



Faculté des Sciences de la Terre  
Département de Géologie

Année : 2017

## THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de  
DOCTORAT EN SCIENCES

**CARACTERISTIQUES PETROLOGIQUES, GEOCHIMIQUES  
ET ISOTOPIQUES DES ROCHES ULTRABASIQUES DE LA  
REGION DE COLLO, (NE ALGERIEN)**

Option : Géologie

Par :

Adel SATOUH

DIRECTEUR DE THÈSE

M<sup>r</sup> Rabah LAOUAR

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

DEVANT LE JURY :

PRÉSIDENT :

M<sup>me</sup> Sihem SALMI-LAOUAR

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

EXAMINATEURS :

M<sup>r</sup> Lakhdar BOUABSA

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

M<sup>me</sup> Nachida ABDALLAH

Professeur

Université USTHB, Alger

M<sup>r</sup> Ahcène BOUREFIS

Professeur

Université de Constantine (I)

M<sup>r</sup> Youcef BOUFTOUHA

Professeur

Université de Jijel

Dédicace

À mes parents (Amar et Fatiha) auxquels je dois tout.

À mon épouse Meriem

À ma fille Malek

À mon fils Mohamed feras

À mon petit frère Azzedine.

À mes sœurs Sacia, Samira et Nawel.

À toute la famille Satouh.

À tous mes amis et à tous mes collègues de l'université de Ouargla.

### Remerciement

Au terme de ce travail, c'est pour moi un agréable devoir d'exprimer ma sincère reconnaissance et ma gratitude à tous ceux qui m'ont aidé et ont accepté de juger ce travail :

Je tiens à remercier mon directeur de thèse, Le professeur Rabah LAOUAR pour son encadrement et pour sa patience lors des diverses phases de l'élaboration de la thèse, un grand merci aux membres de jury : le Pr Sihem SALMI-LAOUAR qui m'a fait l'honneur de présider le jury de soutenance, Pr Lakhdar BOUABSA, Pr Nachida ABDALLAH, Pr Ahcène BOUREFIS et Pr Youcef BOUFTOUHA qui ont acceptés d'examiner ce travail.

Je suis très reconnaissant à Pr. Jean-Yves Cottin, de l'Université Jean Monnet - Saint Etienne (France), pour les analyses chimiques (majeurs et traces) de la roche totale, et Pr. Aziouz Ouabadi et Pr. Nachida Abdallah de l'USTHB pour l'analyse minérale à la sonde électronique).

Je suis aussi très reconnaissant au professeur Soraya Hadj-Zobir de l'université de Annaba et Professeur R. Oberhansli Université de Potsdam d'Allemagne pour l'aide à effectuer quelques analyses des minéraux à la microsonde.

Je suis aussi très reconnaissant au staff de l'Isotope Géosciences Unnit, SUERC, Glasgow pour faciliter les analyses isotopiques de l'oxygène ; notamment Prof. Anthony Fallick, Prof. Adrian Boyce et Chris Taylor.

## ملخص

الصخور الفوق مافية لمنطقة القل (للشمال الشرقي للجزائر) تظهر على السطح بشكل كتل وطبقات مرتبطة مع التكوينات المتحولة لسحنة الغرانوليت ذات الضغط المنخفض، وهي مشكلة في معظمها من الغنيس (الكنزغيت) والصخور الكلسية السيليكاتية وهي تشكل صخور وحدة القاعدة لبوقارون والتي اخترقت من قبل الصخور المغماتية للعصر الثلاثي (ريوليت، ميكروغرانيت وگرانيت). هاته الصخور الفوق مافية مشكلة في معظمها من البيروودوتيت والسرينتيت. أما البيروودوتيت فهي مكونة غالبا من الأرزوليت ولكن نادرا ما تكون الدونيت موجودة. تتكون هذه الأرزوليت من الأوليفين، الأروتوبروكسين، الكالينوبروكسين والسبينال الكرومي. التركيب الكيميائي لهاته الأرزوليت يظهر طابعها المغنيزي MgO بتراكيز مرتفعة تتراوح بين (34,4% الى 37,5%)، من Cr (0,14% الى 0,17%)، ومن Ni (0,14% الى 0,26%) و Co (34 الى 133 جزء في المليون) وتراكيز منخفضة من CaO و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,02 الى 2,2% و 0,5 الى 2,8% على التوالي).

التركيب الكيميائي للأوليفين يبين أيضا خاصية مغنيزية مع الفورستريت ≈ 90% وتركيز مرتفع نسبيا للنيكال في حين يظهر Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> تراكيز منخفضة. الأروتوبروكسين هو أساسا عبارة عن أنستاتيت بنسبة  $Mg\# = \frac{Mg}{Mg^{2+} + Fe^{2+}} = 0,9$ . الكالينوبروكسين هو عبارة عن ديوبسيد في تكوينه مع الولاستونيت Wo = (47,06 الى 47,7%)، الانستاتيت En = (46,85 الى 47,44%) والفوريسيليت Fs = (4,1 الى 4,42%) وهي أكثر ثراء نسبيا بالكروم والتيتانيوم من الأروتوبروكسين. السبينال الكرومي والذي يمثل من 1 الى 3% من الصخرة هو معدن دائم الوجود ويظهر جيلين مختلفين: بلورات محددة الشكل مليمترية أولية وحبيبات رقيقة موجودة على مستوى الشقوق في المعادن ثانوية ومتأخرة التشكل. الكروميت الأولي عبارة عن بلورات غنية بالألمنيوم، الحديد والمغنيزيوم وتظهر تراكيز عالية من Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (27,36-25,77%) و MgO (13,36-10,7%) .  $Cr\# = \frac{Cr}{Al+Cr} * 100$  تتراوح قيمته ما بين 45 و 48 و  $Mg\# = \frac{Mg}{Fe+Mg} * 100$  ما بين 49 و 59. من جهة أخرى بلورات السبينال الكرومي الثانوي غنية نسبيا بالحديد وتظهر تراكيز ضعيفة نسبيا من Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,54-4,67%) و MgO (4,65-4,6%)، نسبة Cr# لهذا النوع من السبينال الكرومي مرتفعة (77 الى 88) بينما قيم Mg# ضعيفة (22-25).

كيمياء معدن السبينال الأولي والأروتوبروكسين والمعطيات الجيوكيميائية للصخرة الكاملة تؤكد أن الصخور الفوق مافية لمنطقة القل تنتمي إلى صخور البيريدوتيت من النوع الألبى والتي تموضعت في إطار تكون الجبال. ومع ذلك فإن الكروميت الثانوية غير محددة الشكل تسجل تحللا في سحنة الشيست الاخضر - الامفيبوليت. هاته الصخور الفوق مافية تظهر تغيرات كيميائية مماثلة لتلك التي تظهر من قبل غالبية سلسلة البيريدوتيت المعطفية في جميع أنحاء العالم، مثل الزيادة في تركيز Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> مع تناقص في تركيز MgO وهو ما ينسب عادة الى الذوبان الجزئي والزيادة في Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> وانخفاض CaO و TiO<sub>2</sub> وهي الخاصية المميزة لدرجات متفاوتة للذوبان الجزئي.

معطيات نظائر الاكسجين لا تظهر وجود ارتباط بين  $\delta^{18}O$  وظاهرة السريثنتة. هذا يدل على أن ظاهرة السريثنتة من المرجح أنها نتجت عن طريق الموائع الميتاسوماتية في درجة حرارة عالية قريبة من التوازن مع المعطف والتي لم يتم مزجها بمواد القشرة الأرضية المعاد تدويرها (رسكلتها). إن تركيبة نظائر الأوكسجين لكل من البيريدوتيت والكروميت تتطابق مع أصلها المعطفي المنحدرة منه  $\delta^{18}O$  (+3,0- +5,9%). إن القيم الضعيفة مسجلة في محتوى صخور السربوننتيت  $\delta^{18}O$  (+4,4%) مما يبين أن القيم الضعيفة يمكن ربطها بظاهرة السريثنتة في درجات حرارة مرتفعة ناتجة عن ظاهرة التحول بالموائع في درجات حرارة مرتفعة. إن السربوننتيت الغنية بالمنايزيت تظهر أقل القيم  $\delta^{18}O$  مما يبين أنها ناتجة عن مرحلة متأخرة من تموضع مياه السطح.

الكلمات المفتاحية: سيربوننتيت، السبينال الكرومي، جيوكيمياء، البيريدوتيت النوع الألبى، القل.

### Résumé

Les roches ultramafiques de la région de Collo (NE algérien) affleurent sous forme de masses stratifiées associées aux formations métamorphiques du faciès granulite à basse pression, principalement des gneiss (kinzigites) et roches calco-silicatées. Elles constituent l'unité du socle de Bougaroun qui est percée par les roches magmatiques Tertiaires (rhyolites, microgranites et granites). Ces roches ultramafiques sont principalement des peridotites et des serpentinites. Les peridotites sont pour la plupart des lherzolites mais les dunites peuvent être rarement présentes. Ces lherzolites sont composées d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de spinelle chromifère. La composition chimique de ces lherzolites montre un caractère magnésien avec des teneurs élevées en MgO (34,4 à 37,5%), en Cr (0,14 à 0,27%), Ni (0,14 à 0,26%) et Co (34 à 133 ppm) et de faibles concentrations en CaO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,02 à 2,2% et 0,5 à 2,8% respectivement)

La composition chimique des olivines montre également un caractère magnésien avec Fo ≈ 90%. Ni est relativement élevé, alors que Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montre des concentrations basses. L'orthopyroxène est principalement de l'enstatite, avec Mg# ( $Mg/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) = 0,9. Le clinopyroxène est surtout du diopside en composition, avec Wo = 47,06 à 47,70%, En = 46,85 à 47,44% et Fs = 4,1 à 4,42%, et est relativement plus riche en Cr et Ti que l'orthopyroxène. Les spinelles chromifères, qui représente environ 1 à 3% de la roche, sont omniprésents et montre deux générations différentes : cristaux automorphes millimétriques primaires et des agrégats de grain fins interstitiels xénomorphes secondaires. Les chromites primaires sont aluminos-ferro-magnésiens montrant de fortes teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (25,77% à 27,36%) et MgO (10,70% à 13,36%), Le Cr# ( $100 \cdot Cr/(Al+Cr)$ ) varie entre 45 et 48, et Mg# ( $100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) varie entre 49 et 59. D'autre part, les spinelles chromifères secondaires sont relativement riches en fer ; ils montrent des teneurs relativement faibles en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,67% à 9,54%) et MgO (4,60% à 4,65%). Le Cr# est relativement élevé (77 à 88) tandis que leur valeurs en Mg# sont relativement basses, variant entre 22 et 25.

La chimie des spinelles chromifères primaires, des orthopyroxènes et de roche totale prouvent que les roches ultramafiques de Collo appartiennent aux peridotites de type alpin qui ont été mis en place dans un cadre orogénique. Cependant, les chromites xénomorphes secondaires enregistrent une 'altération' dans le faciès schistes verts-amphibolite. Les roches montrent des covariations chimiques comparables à celles montrées par la majorité des séries péridotitiques mantelliques à travers le monde, telles que : l'augmentation en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec la diminution en MgO, traditionnellement attribuée à la fusion partielle, et l'augmentation en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec la diminution en CaO et TiO<sub>2</sub>, qui est une caractéristique de degrés variables de fusion partielle.

Les données des isotopes de l'oxygène ne montrent aucune corrélation entre δ<sup>18</sup>O et la serpentinisation. Ceci indique que la serpentinisation s'est probablement produite à travers des fluides métasomatiseurs de haute température qui sont proche de l'équilibre avec le manteau et qui n'ont pas été mélangés avec du matériel crustal recyclé. La composition isotopique de l'oxygène des peridotites et des chromites est compatible à leur dérivation d'une source de manteau (δ<sup>18</sup>O varie entre le +3,0‰ et +5,9) ; les valeurs plus faibles de δ<sup>18</sup>O (< +4,4‰) sont enregistrées au sein des serpentinites. Ces valeurs basses sont attribuées à l'effet des processus de serpentinisation par les fluides métasomatiques à hautes températures. Les serpentinites riches en magnésite montrent les valeurs les plus basses en δ<sup>18</sup>O ; celles-ci sont interprétées comme résultat de l'introduction tardive d'eau de surface.

**Mots clés :** Serpentinites, Spinelle chromifère, Géochimie, Peridotites type Alpin, Collo.

## Abstract

The ultramafic rocks of the Collo region in northeastern Algeria crop out as "stratified" masses associated with low-pressure granulite facies metamorphic lithologies, mainly gneisses (kinzigites) and calc-silicate rocks. They constitute the Bougaroun basement unit that is intruded by Tertiary igneous rocks (rhyolites, microgranites and granites). Based on petrological compositions and mineralogical observations, these rocks are mainly peridotites and serpentinites. The peridotites are identified as lherzolites, but dunites may occur rarely. The lherzolites are composed of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and chromian spinel. Their chemical composition shows high MgO (34,4 to 37,5 wt%), Cr (0,14 to 0,27 wt%), Ni (0,14 to 0,26 wt%) and Co (34 to 133 ppm) contents and low CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> concentrations (0,02 to 2,2 wt% and 0,5 to 2,8 wt%, respectively).

The chemical composition of the olivine also shows high magnesium contents with Fo  $\approx$  90 %. Ni is relatively high, whereas Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> shows low concentrations. Orthopyroxene is mainly enstatite with Mg# ( $Mg/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) = 0,9. clinopyroxenes are mainly diopside in composition, with Wo = 47,06 to 47,70%, En = 46,85 to 47,44% and Fs = 4,1 to 4,42%, and are relatively richer in Cr and Ti than orthopyroxenes. The chromite, which represents approximately 1 to 3% of the rock, shows two different generations: primary millimetric euhedral crystals and secondary fine xenomorphic grains interstitial aggregates. The primary chromites are aluminiferous-magnesian crystals that show high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (25,77% to 27,36%) and MgO (10,70% to 13,36%). Cr# ( $100 \cdot Cr/(Al+Cr)$ ) ranges from 45 to 48, and Mg# ( $100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) from 49 to 59. The secondary interstitial grains are iron-rich chromites. They show low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,67% to 9,54%) and MgO (4,60% to 4,65%). Cr# is relatively high (77 to 88), whereas Mg# shows relatively low values, ranging from 22 to 25.

Primary chromite, orthopyroxene and whole-rock chemistry show that the Collo ultramafic rocks belong to Alpine-type peridotites that were emplaced within an orogenic setting. On the other hand, the xenomorphic secondary chromites record alteration at greenschist-amphibolite Cr-spinel facies. The rocks display chemical covariations similar to those exhibited by the majority of mantle peridotite suites throughout the world, such as increasing Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> with decreasing MgO, traditionally ascribed to partial melting, and increasing Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> with increasing CaO, TiO<sub>2</sub>, which is a characteristic of variable degrees of partial melting and melt extraction.

The oxygen isotopic data show that there is no correlation between  $\delta^{18}O$  and serpentinitization. This indicates that serpentinitization likely occurred through a high-temperature metasomatic fluid that was very close to equilibrium with the mantle and had not been mixed with recycled crustal material. The oxygen isotopic composition of both peridotites and chromites is consistent with their derivation from a mantle source ( $\delta^{18}O$  ranges from +3,0 and +5,9‰). Low  $\delta^{18}O$  values ( $< +4,4‰$ ) are recorded in serpentinites and are attributed to the effect of serpentinitization processes through high-temperature metasomatic fluids. Magnesite-bearing serpentinites show the lowest  $\delta^{18}O$  values. These are interpreted as the result of surface water input.

**Keywords :** *Serpentinites, Chromian spinel, Geochemistry, Alpine type peridotites, Collo*

### Sommaire

#### Introduction générale

But du travail	1
Méthodologie	2
Plan du mémoire	2

#### Chapitre I : Généralités

I. 1. Introduction	4
I. 2. Caractéristiques et répartition des péridotites de la Méditerranée occidentale	4
I. 3. Cadre géotectonique et géodynamique de la mise en place des roches ultramafiques de la méditerranée occidentale	13
I. 3. 1. La marge européenne	15
I. 3. 2. La marge africaine	16

#### Chapitre II : Géologie de la Kabylie de Collo et du massif du Cap Bougaroun

II. 1. Géologie de la Kabylie de Collo	19
II. 1. 1. Le complexe du socle métamorphique	20
- <i>L'édifice de Beni Fergène</i>	20
- <i>L'édifice supérieur ou unité de socle sens strict</i>	20
- <i>L'édifice inférieur ou unité du Cap Bougaroun.</i>	21
II. 1. 2. Les formations sédimentaires	21
- <i>La dorsale kabyle</i>	21
- <i>Les flyschs</i>	22
- Les flyschs maurétaniens	22
- Les flyschs massyliens	22
- <i>Les séries telliennes</i>	23
- <i>L'Oligo-Miocène kabyle</i>	23
- <i>La série numidienne</i>	24
- <i>Les formations post-nappes</i>	24

## Sommaire

---

-Les formations ignées	24
II. 2. Géologie du massif de Cap Bougroun	25
II. 2. 1. Les roches métamorphiques	25
- Les gneiss ( <i>kinzigites</i> )	25
- <i>Pétrographie des kinzigites de Beni Saïd</i>	28
- Les <i>Skarns</i>	29
- Les <i>pegmatites</i>	30
II. 2. 2. Les roches ultramafiques	30
- Les <i>péridotites</i>	30
-Les <i>serpentinites</i>	33
II. 2. 3. Les terrains sédimentaires	34
II. 2. 4. Le complexe magmatique miocène	36

### Chapitre III : Pétrologie et minéralogie des roches ultramafiques

III. 1. Introduction	40
III. 2. Pétrographie et minéralogie des roches ultramafiques	42
III. 2. 1. L'olivine	43
III. 2. 2. Les pyroxènes	47
- Les <i>orthopyroxènes</i>	47
- Les <i>clinopyroxènes</i>	51
III. 2. 3. Les spinelles	53
III. 2. 3. 1. Les chromites automorphes primaires	53
III. 2. 3. 2. Les chromites interstitielles secondaires	55
III. 2. 4. Les minéraux de l'altération	57
- La <i>serpentine</i>	57
- La <i>magnésite</i>	59
III. 3. Discrimination géotectonique des roches ultramafiques de Collo	60

### Chapitre IV : Géochimie et géochimie isotopique

IV. 1. Géochimie de la roche totale	64
IV. 1. 1. Les éléments majeurs	64



## Sommaire

---

IV. 1. 2. Les éléments en trace	74
IV. 2. Les isotopes stables de l'oxygène	76
IV. 2. 1. La géochimie isotopique de l'oxygène et les processus mantelliques	77
IV. 2. 2. Carateristiques isotopiques des roches ultramafiques de la région de Collo	79
Conclusion générale	84
Référence bibliographiques	87

### Liste des Figures

- Fig. I. 1.** Carte topo-bathymétrique montrant le schéma géodynamique actuel simplifié de la méditerranée occidentale (d'après Carménati et *al.*, 2012 modifiée). La Répartition des principaux massifs des péridotites (type alpin) est d'après Bodinier et Godard (2003).....**5**
- Fig. II. 1.** (a) Les grands ensembles géologiques de la chaîne des Maghrébides ; (b) Les ensembles géologiques de la petite Kabylie d'après (Mahjoub, 1991).....**19**
- Fig. II. 2.** Carte géologique de la région de Collo et du Cap Bougaroun (d'après Bouillin, 1977).....**26**
- Fig. II. 3.** Photographie montrant l'aspect d'un affleurement des gneiss foliés de Beni Saïd, Altérés et fracturés près du contact avec les roches ultramafiques.....**27**
- Fig. II 4.** Photographie montrant l'aspect du contact entre les gneiss foliés de Beni Saïd et les roches ultramafiques.....**28**
- Fig. II. 5.** Microphotographies montrant les gneiss (kinzigite) de Beni Saïd. a) Aspect général des gneiss présentant une texture granolépidoblastique avec des phénoblastes de quartz. b) Aspect d'un phénoblaste de cordiérite au sein des gneiss. c) Aspect microscopique d'un gneiss à cordiérite et tourmaline de Beni Saïd. d) Phénoblaste d'orthose dans les gneiss de Beni Saïd.....**29**
- Fig. II. 6.** Photographie montrant l'aspect des affleurements des péridotites de la région de Beni Saïd subhorizontales qui semblent être charriées sur les roches de calco-silicatés qui affleurent en tant que bancs irréguliers et métriques dans les kinzigites à pendage incliné.....**30**

- Fig. II. 7.** Aspect des affleurements des roches ultramafiques de Collo. (a) Un Banc de péridotites de l'Oued Tamanart montrant un pendage et des plans de foliation subverticaux. (b) Un banc de péridotites serpentinisés isolé à aspect massif, soyeux de l'Oued Tamanart. (c). Des lambeaux de péridotites de Beni Saïd chevauchants les roches calco-silicatées du socle métamorphique formé. (d) Aspect des péridotites tectonisées de Beni Saïd en contact avec les roches du socle métamorphique fortement broyées.....**32**
- Fig. II. 8.** Photographies présentant :(a) Les serpentinites développant des filonets de la chrysotile au niveau des plans de foliation. (b) l'aspect des péridotites serpentinisées développant de la serpentine amorphe a texture maillée. (c), Le développement de serpentine au niveau des plans de foliation des peridotites de la région de Collo ; (d) Aspect d'un filon de la magnésite au sein des péridotites de la région de Collo....**33**
- Fig. II. 9.** Photographie montrant le contact entre les marnes du miocène et les terrains du socle métamorphique de la région de Collo. A) les roches sédimentaires sont marquées par une forte altération. B- La Minéralisation polymétallique dans les marnes du miocène.....**35**
- Fig. II. 10.** Photographie montrant l'aspect des roches sédimentaires de la région de Cap Bougaroun. Série d'alternance d'argiles et des marnes appartenant au faciès marno-argileux, situé à l'Est du sommet de Kef Echraïa à pendage subvertical.....**35**
- Fig. II. 11.** Affleurement de microgranites de Collo montrant l'aspect en colonnade. Ils montrent également une altération plus ou moins intense et des d'enclaves sombres sub-arrondies..... **37**
- Fig. II. 12.** Microphotographie des microgranites du Sud (a) et du Nord (b) de la ville de Collo. En L.P.....**38**
- Fig. III. 1.** Carte géologique de la zone de l'étude (d'après Bouillin, 1977, modifiée) montrant la position des d'échantillons..... **41**

- Fig. III. 2.** Microphotographies montrant l'aspect des péridotites de Collo. a) Aspect général d'une lherzolite relativement fraîche (LPA) ; b) Aspect d'une dunite (LPA). c et d) Développement de la serpentine au niveau des contours des minéraux montrant ainsi une texture maillée (LPA).....**42**
- Fig. III. 3.** Microphotographies montrant l'aspect des olivines de la région de Collo. (a)et (b) : Altération des olivines en serpentines et oxydes de fer (LPA). (c) et (d) : Reliques d'olivine serpentinisée avec des craquelures remplies d'oxydes de fer (LPNA)...**43**
- Fig. III. 4.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme NiO% en fonction de MgO% de Fleet et *al.*, (1977). Le champ des variations des olivines de Sidi Mohamed est d'après Hadj Zobir (2007).....**46**
- Fig. III. 5.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme NiO% en fonction de Fo (forstérite). a : Les Champs des ophiolites, trémolites et talc, les olivines de faible degré de métamorphisme et celui des cumulas des ophiolites sont d'après Vance et Dungan (1977) et Hartmann et Chemale (2003).b :La rangée des olivines mantelliques est d'après Takahashi (1986) ; la tendance de la fusion partielle d'après Ozawa (1994) et la tendance de fractionnement d'après Ozawa (1994) et Nakamura (1995).....**46**
- Fig. III. 6.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme MnO% en fonction de Fo (forstérite). a: Les Champs des ophiolites, trémolites et talc, les olivines de faible degré de métamorphise et celui des cumulas des ophiolites sont d'après Vance et Dungan (1977) et Hartmann et Chemale (2003).b:La rangée des olivines mantelliques est d'après Takahashi (1986) ; la tendance de la fusion partielle d'après Ozawa (1994), et la tendance de fractionnement d'après Ozawa (1994) et Nakamura (1995).....**47**
- Fig. III. 7.** Microphotographies montrant l'aspect des orthopyroxènes de Collo (LPA). (a) Aspect d'un orthopyroxène. (b) Aspect d'un orthopyroxène éxsolvé.....**48**

- Fig. III. 8.** Position des orthopyroxènes de Collo dans le diagramme de nomenclature Ca-Mg-Fe de Morimoto (1988).....50
- Fig. III. 9.** Diagrammes de  $Al_2O_3$  vs  $Cr_2O_3$  (a) et  $Al_2O_3$  vs CaO, (b) des orthopyroxènes des roches ultramafiques de la région de Collo. Les domaines sont d'après Khedr et Arai(2009).....50
- Fig. III. 10.** Microphotographies montrant l'aspect des clinopyroxènes de Collo (LPA). (a) cristaux xénomorphes de clinopyroxène. (b) Aspect d'un clinopyroxène exsolvé. Cpx : Clinopyroxène.....51
- Fig. III. 11.** Position des clinopyroxènes de Collo dans le diagramme de nomenclature Ca-Mg-Fe des pyroxènes de Morimoto (1988).....53
- Fig. III. 12.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères primaires de la région de Collo observées en lumière transmise. (a et b) chromites automorphes et sub-automorphe (LPNA). (c et d) chromite xénomorphe craquelées. (LPNA).. 54
- Fig. III. 13.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères primaires de la région de Collo observées en lumière réfléchi. (a) chromites automorphes et sub-automorphe (LN). (b) chromite xénomorphe craquelées. (LN).....54
- Fig. III. 14.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères secondaires de la région de Collo observées en lumière transmise. (a) chromites en grains fins interstitiels observées dans les serpentinites.(LPNA). (b et c) chromite en agrégats de grains fins entourant les cristaux d'olivine et de pyroxène (LPA et LPNA respectivement). (d) agrégats de chromite remplissant les microfractures de la roche (LN). .....55
- Fig. III. 15.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères secondaires de la région de Collo observées en lumière réfléchi. (a) chromites en grains fins interstitiels (LN). (b) chromite xénomorphe craquelées primaire et chromite secondaires interstitielles. (LN). .....55

- Fig. III. 16.** Microphotographies montrant l'aspect des serpentinites de la région de Collo. (a) serpentinites à texture maillée. (b) péridotite totalement altérée en serpentine et en oxydes et hydroxydes de fer. (c) serpentinites avec quelques reliques de minéraux primaires. (d) Début de développement de la texture maillée au sein des péridotites. (e) Reliques d'olivine dans une paillette de serpentine. (f) Paillette de serpentine 'maclé polysynthétique' .....**58**
- Fig. III. 17.** Microphotographies montrant l'aspect de la magnésite de la région de Collo. (a) Magnésite amorphe qui enveloppe les cristaux de orthopyroxène. (b) développement de la magnésite autours de l'olivine.....**59**
- Fig. III. 18.** Position des chromites des péridotites de Collo sur les diagrammes ; a: diagramme ternaire  $Fe^{3+}$ -Cr-Al; b:  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  vs  $Cr/(Cr+Al)$ ; et c:  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  vs  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ . Les domaines sont d'après Barnes and Roder (2001).....**62**
- Fig. III. 19.** Position des spinelles chromifères des péridotites de la région de Collo dans le diagramme ternaire  $Fe^{3+}$ -Cr-Al de (Jan et Windley, 1990).....**63**
- Fig. IV. 1.** Diagramme de corrélation  $MgO/SiO_2$  vs  $Al_2O_3/SiO_2$  (a) (les deux lignes parallèles représentent l'évolution de la plupart des silicates terrestre par le processus de fusion "rangé terrestre" d'après Jagoutz et *al.*, (1979), Hart et Zindler (1986), Niu (2004). (b)  $MgO/SiO_2$  en fonction de  $MgO$  %.....**68**
- Fig. IV. 2.** Diagrammes de variation de  $MgO$  (wt %) vs les oxydes ( $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  et  $FeO$ ) des péridotites de la région de Collo. Les modèles de fusion isobariques (pression= 10 - 20 kbar), et polybariques (pression 28 à 8 kbar et 15 à 8 kbar respectivement) de Niu (1997) sont tracés pour comparaison.....**71**

- Fig. IV. 3.** Distribution de l'abondance de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  % (roches anhydre wt %) au sein des champs représentant les péridotites ophiolitiques, orogéniques et abyssales, d'après Bodinier et Godard (2003), comparés avec celle de la région de Collo.....**72**
- Fig. IV. 4.** Diagrammes  $\text{SiO}_2$  %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ total %,  $\text{MgO}$  % et  $\text{TiO}_2$  % en fonction de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  % (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo. Les champs représentant les péridotites ophiolitiques, orogéniques et abyssales sont d'après Bodinier et Godard (2003).....**73**
- Fig. IV. 5.** Diagrammes  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{TiO}_2$  en fonction de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo.....**74**
- Fig. IV. 6.** Diagrammes de quelques éléments en trace en fonction de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ %.....**75**
- Fig. IV. 7.** Schéma montrant la composition isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) des roches ultramafiques de la région de Collo comparée à celle des matériaux dérivés du manteau (basaltes océaniques, basaltes continentaux, et basales du MORB d'après Harmon et Hoefs (1995).....**82**

Liste des Tableaux

**Tableau. III. 1.** Résultats d'analyses des olivines des roches ultramafiques de Cap Bougaroun et des environs de Collo pour 4 oxygènes.....**45**

**Tableau. III. 2.** Analyses et formules structurales à base de 6 oxygènes des orthopyroxènes des roches ultrabasiqes de Collo.....**49**

**Tableau. III. 3.** Résultats d'analyses et formules structurales à base de 6 oxygènes des clinopyroxènes des roches ultramafiques de Collo.....**52**

**Tableau. III. 4.** Analyses et formules structurales à base de 32 oxygènes des spinelles des roches ultramafiques de Collo.....**56**

**Tableau. IV. 1.** Résultat d'analyses géochimiques des roches ultramafiques des Cap Bougaroun et les environs de Collo. na : non analysé.....**65**

**Tableau. IV. 2.** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (roche totale et les chromites) des échantillons des roches ultramafiques de la région de Collo.....**81**



# *Introduction Générale*

## **Introduction générale**

---

Les **péridotites** classées "type alpin" sont des corps ultramafiques des tailles variables distribués le long des chaînes des montagnes déformées ; elles sont associées généralement aux massifs des socles cristallophylliens. Les relations entre ces roches sont souvent embrouillées par le métamorphisme et le métasomatisme.

Ces roches ultramafiques représentent un matériel mantellique caractérisé par des associations minéralogiques très variables. Les études minéralogiques et géochimiques ainsi que la relation entre ces roches et l'encaissant peuvent être utilisées pour expliquer leur origine et leurs mécanismes de mise en place.

Les zones internes de la chaîne alpine, dites Magrhébides, qui se prolongent le long de la côte algérienne sont caractérisées par l'affleurement de rares roches ultramafiques associées aux roches métamorphiques des différents complexes des massifs cristallophylliens du socle. Les affleurements les plus connus en Algérie du nord-est sont ceux du massif de l'Edough (formations mafiques-ultramafiques de Sidi-Mohamed) et de la région de Collo (péridotites et serpentinites).

### **But de l'étude**

Cette thèse présente les travaux effectués sur les roches ultramafiques de la région de Collo qui appartient au massif du Cap Bougaroun. Cette étude est basée sur une description détaillée des affleurements sur terrain ainsi que les relations entre ces roches et les autres formations dans la région d'étude, telles que les roches du socle métamorphique. Les études pétrographiques, métallographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques ont été effectuées afin de caractériser les roches ultramafiques de la région de Collo. Les résultats obtenus aident à définir avec précision leurs caractéristiques géologiques et leur style de mise en place au sein de la chaîne alpine.

### **Méthodologie**

#### ***Cartographie et échantillonnage***

Les péridotites de Collo affleurent au sein d'un complexe des roches métamorphiques du socle ancien, des formations sédimentaires et magmatiques tertiaires. Ces roches ultramafiques s'exposent clairement dans la région d'Oued Tamanart au centre du massif et la zone de Beni Saïd à l'Est. Ainsi, deux coupes ont été réalisées et échantillonnées le long de routes récemment construites. Les travaux de cartographie ont été accompagnés d'un échantillonnage systématique de surface des différents faciès.

#### ***Travaux de laboratoire***

Les échantillons collectés ont subi un tri sélectif, seuls les échantillons les plus frais ont été retenus. Cette sélection a considérablement réduit le nombre d'échantillons. Les échantillons retenus ont fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée. Certains échantillons ont nécessité la confection de plusieurs lames minces. Sur la base de l'étude pétrographique, une deuxième sélection d'échantillons a été effectuée pour l'analyse chimique.

### **Plan du mémoire**

Ce travail s'organise autour de quatre chapitres :

- Le premier chapitre est une synthèse géologique qui traite la répartition, les caractéristiques minéralogiques, géochimiques, origines, évolution tectonique et mode de mise en place des affleurements des roches ultramafiques méditerranéennes.
- Le deuxième chapitre est consacré à la géologie de la Kabylie de Collo et les caractéristiques géologiques du massif du Cap Bougaroun surtout la géologie des différents faciès ultramafiques de la région de Beni Saïd et de l'Oued Tamanart. Ce chapitre met en évidence les relations entre les affleurements de roches ultramafiques de cette région avec l'encaissant gneissique.

## **Introduction générale**

---

- Le troisième chapitre est consacré à l'étude pétrologique des roches ultramafique de la zone de l'étude. Il inclut l'étude pétrographique détaillée des roches ultramafiques et de l'encaissant gneissique étudiés ainsi que l'étude des minéraux essentiels formant la paragenèse de ces roches.
- Le quatrième chapitre traite la géochimie 'roche totale' (majeurs et traces) et la géochimie isotopique des roches ultramafiques de la région de l'Oued Tamanart et Beni Saïd afin de déterminer avec précision l'origine de ces roches.

# Chapitre I

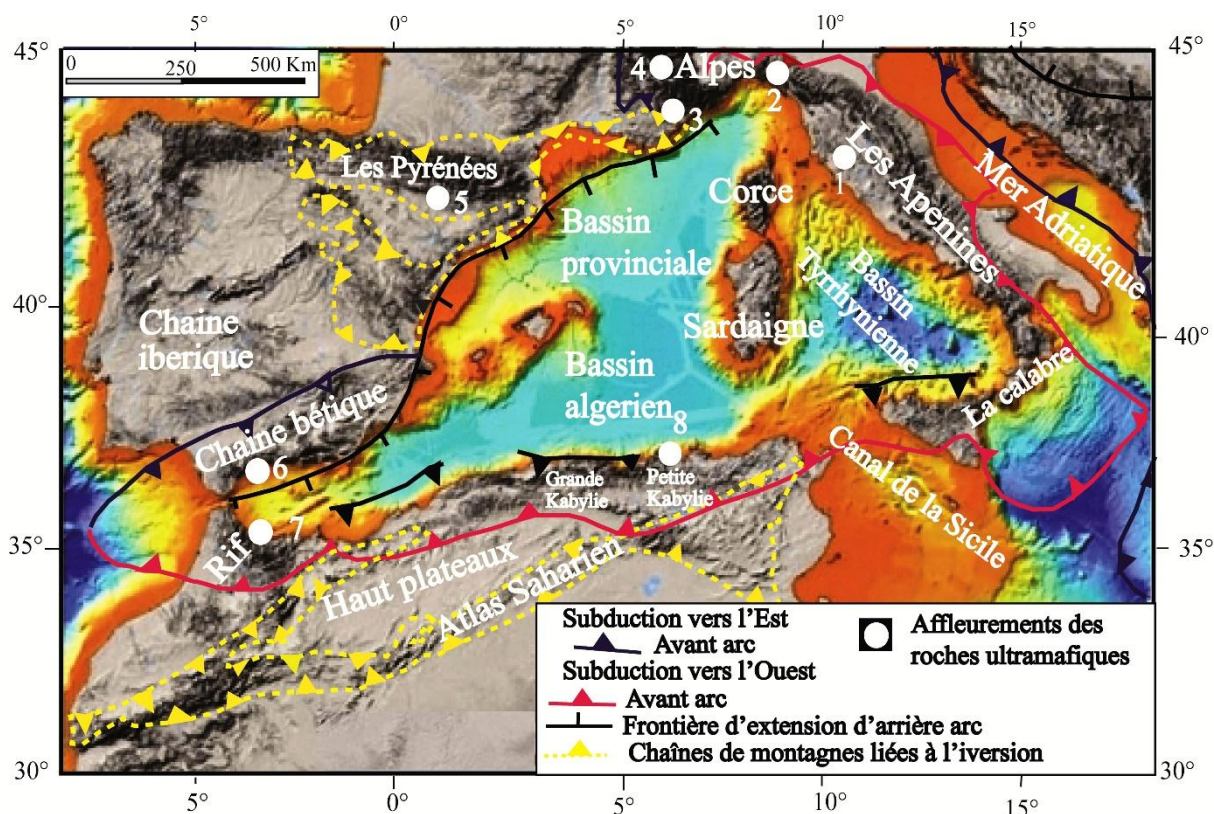
## Généralités

**I. 1. Introduction**

L'idée des péridotites "type alpin" (Kornprobst, 1969 ; Dickey, 1970 ; Loomis, 1972 ; Obata, 1980 ; Frey *et al.*, 1985 ; Tubia et Cuevas, 1986 ; Suen et Frey, 1987) représente les roches mantelliques tectoniquement mises en place à l'intérieur des chaînes des montagnes (Fig. I. 1). Les massifs des péridotites "type alpin" diffèrent des péridotites ophiolitiques en étant indépendants des associations des roches océaniques ; ils sont généralement caractérisés par la prédominance des lherzolites (O'Hara, 1967a). Ces péridotites ont des tailles variables allant de petits blocs (1 à 10 m) incorporés dans les formations métamorphiques (Fabriès *et al.*, 1991) à de grands affleurements de corps ultramafiques (jusqu'à 300 km<sup>2</sup>) comme celui du massif de Ronda en Espagne méridionale (Tubia et Cuevas, 1986). Les massifs des péridotites "type alpin" sont généralement associés aux formations de plateforme et aux extrémités continentales marquées par des roches métamorphiques de haute température et de basse (LP), de pression intermédiaire (IP) et de haute pression (HP) (Bodinier et Godard, 2014). Les lherzolites des massifs orogéniques sont la plupart du temps fertiles. Elles sont généralement serpentinisées pendant ou après leur exhumation.

**I. 2. Caractéristiques et répartition des péridotites de la Méditerranée occidentale**

La méditerranée occidentale est caractérisée par l'affleurement de plusieurs massifs composés de roches ultramafiques. Ces massifs sont exposés le long des zones internes de la chaîne des maghrébides (Fig. I. 1).



**Fig. I. 1.** Carte topo-bathymétrique montrant le schéma géodynamique actuel simplifié de la méditerranée occidentale (d'après Carménati *et al.*, 2012 modifiée). La répartition des principaux massifs des péridotites (type alpin) est d'après Bodinier et Godard (2003).

1 : Péridotites des ligurides externes. 2 : Groupes des massifs de Voltri (peridotites des Erro-Tobbio). 3 : Massif de Lanzo, Alpes occidentales, nord-ouest de l'Italie. 4 : Zone d'Ivrea (Finero, Balmuccia, et Baldissero), Alpes occidentales et le nord-ouest de l'Italie. 5 : Massif de Lherz, Pyrénées. 6 : Ronda (cordillère bétique, sud de l'Espagne). 7 : Beni Boussera (cordillère rifaine, nord du Maroc). 8 : Cap Bougaroun (Algérie).

*En Italie*, la structure actuelle du manteau supérieur sous les Alpes méridionales a été provoquée par la collision entre la plaque d'Eurasie et la plaque africaine (Buness et Giese, 1990). Les massifs ultramafiques les plus connus sont ceux représentés par :

- *Le complexe des corps péridotitiques d'Ivrea-Fenero* situé dans les Alpes Italienne au nord de l'Italie. Ce complexe est composé de trois affleurements de massifs péridotitiques relativement épais qui sont Baldissero, Balmuccia et Finero. Ces corps affleurent dans un bloc incliné de la croûte continentale inférieure de la plaque africaine qui était élevée dans des niveaux supérieurs pendant l'orogénèse alpine au Mésozoïque (Laubscher, 1988 ; Nicolas *et al.*, 1990). Ces trois masses de roches ultramafiques sont essentiellement composées de

péridotites à spinelle (Bodinier et Godard, 2014). Elles sont généralement considérées comme représentant du manteau asthénosphérique. Elles sont intrusives dans la lithosphère pendant le Paléozoïque inférieur (Nicolas, 1986a). Les roches ultramafiques de ce complexe ont les caractéristiques géochimiques et isotopiques du manteau lithosphérique supérieur.

- *Les roches ultramafiques de Malenco* situées aussi dans les Alpes italiennes. Elles constituent une portion d'un ancien manteau subcontinental de la lithosphère Adriatique (Trommsdorff *et al.*, 1993). Les péridotites de Malenco, partiellement serpentinisées, ont été intensivement déformées et recristallisées pendant le métamorphisme alpin (Trommsdorff et Evans, 1974). Ces roches ont une origine lithosphérique subcontinentale avec des relations de manteau-croûte préservées (Hermann *et al.*, 1997). Elles ont été exhumées pendant le rifting continental et ont été exposées comme manteau dénudé dans l'océan Téthysien, près de la marge continentale (Trommsdorff *et al.*, 1993 ; Müntener *et al.*, 2000).

- *Le massif de Lanzo*, exemple type des affleurements des roches ultramafiques de l'Italie. Il est localisé au niveau de la limite entre la zone interne des Alpes occidentales et la zone des péridotites piémontaises. Le massif est divisé en trois unités (Boudier et Nicolas, 1972 ; Boudier, 1978) : Lanzo centre (90 Km<sup>2</sup>), Lanzo sud (55 Km<sup>2</sup>) et Lanzo nord (5 km<sup>2</sup>). Ces unités sont séparées les unes des autres par des zones de cisaillement mylonitique. Les roches ultramafiques de Lanzo sont partiellement serpentinisées ; elles ont été interprétées comme un diapir du manteau subcontinentale remonté à la surface durant l'événement compressif de Crétacé (Boudier et Nicolas, 1972 ; Boudier, 1978).

Suivant l'origine et l'évolution des péridotites à spinelle des massifs d'Ivrea, Malenco et Lanzo, ces roches sont classés dans le groupe des péridotites orogéniques de basse pression 'LP' (Bodinier et Godard, 2014).



*En France*, une quarantaine de massifs des lherzolites de taille décamétrique à kilométrique s'aligne tout au long du versant Nord des Pyrénées. La moitié d'entre eux se rencontre en Ariège où la concentration des plus petits est la plus forte.

- La zone de Lherz fournit la meilleure exposition des roches ultramafiques de la France. Le massif de Lherz a également été le sujet d'un certain nombre d'études pétrologiques et géochimiques (ex: Polvé et Allègre, 1980 ; Hamelin et Allègre, 1988 ; Bodinier *et al.*, 1988 ; 1990 ; 2003 ; Downes *et al.*, 1991 ; Mukasa *et al.*, 1991 ; Woodland *et al.*, 1996 ; Zanetti *et al.*, 1996). Le massif de Lherz est formé principalement de lherzolites à spinelles, des harzburgites 'stratifiées', des websterites, des ariegites, des pyroxénites à grenat et des clinopyroxénites (Conquéré, 1977 ; 1978). Ces péridotites sont intégrées dans les roches du Mésozoïque ; les granulites trouvées dans cette région représentent probablement la partie la plus basse de la croûte (Vielzeuf et Kornprobst, 1984). Ces roches ultramafiques sont interprétées comme le résultat de la fusion partielle des lherzolites à grenat pendant leurs intrusions dans le manteau supérieur. Elles correspondraient ainsi à un matériel mantellique résiduel épuisé. Les pyroxénites stratifiées, quant à elles, résulteraient du fractionnement des liquides mantelliques (Kronprobst, 1969). L'exhumation sous-marine de ces péridotites à travers les sédiments crétacés est mise en évidence par Bodinier *et al.* (2008) et Lagabriele *et al.* (2010). Ces péridotites ont subi des événements métasomatiques qui ont mené un ré-enrichissement chimique attribué à un mélange avec du magma basaltique (Bodinier *et al.*, 1988 ; 1990).

*En Espagne méridionale et le Maroc septentrional (chaîne bético-rifaine)*, le domaine Alboran s'étend entre la Cordillère Bétique au sud de l'Espagne et la chaîne du Rif au nord du Maroc. Il révèle un ensemble de nappes qui sont empilées et ensuite amincies au cours d'une histoire complexe au Néogène. Ainsi, des affleurements de péridotites subcontinentales se sont mis en place.

- Les péridotites de Ronda (Cordillère Bétique en Espagne méridionale). Elles représentent le plus grand affleurement de lherzolites orogéniques dans le monde. La structure de ces affleurements représente la terminaison occidentale du système orogénique alpestre de l'Europe méridionale. Le massif est essentiellement équilibré dans le facies de péridotites à spinelle ( $\pm$ phlogopite  $\pm$  amphibole). Les roches ultramafiques se sont formées toutes sous forme des lentilles associées au complexe métamorphique Alpujaride des zones internes Bétique (Tubía *et al.*, 1992). Ces roches enregistrent de variables conditions de métamorphisme de haute pression et basse température pendant l'Eocène-Oligocène et de basses pressions et haute température au cours de l'Oligocène-Miocène (Balanyà *et al.*, 1997 ; Azañón et Crespo-Blanc, 2000 ; Azañón et Goffé, 1997 ; Rossetti *et al.*, 2005 ; Platt *et al.*, 2006). Ces lentilles de péridotites ont une affinité continentale (Lundeen, 1978), comme définie par leur nature pétrologique et leur encaissant métapélitique de haut grade (Nicolas et Jackson, 1972 ; Obata, 1980 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Tubía *et al.*, 1997 ; 2004 ; Estéban *et al.*, 2008). Les trois principaux affleurements sont les péridotites de Ronda au sens strict (proche de Gibraltar), les péridotites d'Ojen à l'Est de celles-ci et les péridotites de Carratraca, au nord de ces deux dernières. Les péridotites de Ronda (Van der Wal et Bodinier, 1996) affichent de haut en bas et du nord-ouest au sud-est, les trois domaines structuraux ductiles suivants : (1) les mylonites à grenats et les téctonites à spinelles qui sont principalement des lherzolites avec de faibles proportions d'harzburgites et des dunités. Les téctonites à spinelle coïncident avec les domaines des facies métamorphiques des péridotites à grenats et celui du facies

d'Ariégites indiqué par O'Hara (1967) et qui a été recensé par Obata (1980) ; (2) les péridotites granulaires qui forment la base du domaine des téctonites à spinelles ; et (3) les téctonites à plagioclase porphyroclastique qui coïncident avec le domaine du faciès métamorphique des péridotites à plagioclase recensé par Obata (1980).

- Les péridotites de *Beni Boussera* affleurent au sein d'un socle métamorphisé à haut grade de la croûte inférieure : ce sont l'équivalent des péridotites de Ronda dans la Cordillère Bétique (Kornprobst, 1974 ; Saddiqi *et al.*, 1988 ; Reuber *et al.*, 1982). Les données gravimétriques suggèrent que ces corps de péridotites correspondent à des tronçons de quelques kilomètres d'épaisseur qui s'étendent en mer (Torné *et al.*, 1992). Deux principaux faciès pétrographiques caractérisent ces roches : (1) les lherzolites à spinelles dans le cœur du massif et (2) les lherzolites à grenat et spinelles et les harzburgites dans les bordures du massif, au contact des granulites recouvrant les gneiss et les micaschistes à la base des Sebides. Le cœur du massif des péridotites de Beni Boussera est dominé par les lherzolites à spinelles. À proximité de la limite du massif, les harzburgites à grenats et/ou spinelles deviennent plus fréquentes. Ces deux types de péridotites contiennent souvent des couches de pyroxénites à grenats, qui sont plus abondants dans les harzburgites qui dominent la bordure mylonitique du massif. Cette évolution correspond, avec la discrimination de deux domaines structuraux, à un domaine de téctonites à spinelles dans le cœur du massif et un domaine mylonitique à grenats et à spinelles vers le haut. La terminologie utilisée par Reuber *et al.* (1982) est compatible avec les études structurales sur les péridotites de Ronda (Van der Wal et Vissers, 1993 ; Van der Wal et Bodinier, 1996 ; Tabit *et al.*, 1997) qui montrent une augmentation de la déformation limitée à partir des téctonites en direction des mylonites. Les mylonites à grenats et spinelles et les téctonites à spinelles montrent une foliation pénétrante, qui devient de plus en plus intense depuis les téctonites vers les mylonites. Dans les téctonites à spinelles, les couches de pyroxénites sont transformées et deviennent parallèles à la foliation. Dans les

mylonites à grenats et spinelles, les couches des pyroxénites sont fortement étirées. Le passage entre les tectonites et les mylonites est marqué par une fine granulométrie et un feuilletage plus intense. L'existence d'un gradient de déformation régional dans les péridotites de Beni Bousera est similaire à celui aux péridotites de Ronda en Espagne (Précigout *et al.*, 2007). La présence de pseudomorphes de graphite après le diamant illustre leur origine très profonde (Pearson *et al.*, 1989 ; Davies *et al.*, 1993 ; El Atrassi *et al.*, 2011).

*En Algérie du Nord*, les affleurements des roches ultramafiques les plus connus sont ceux du massif de l'Edough et de la région de la Kabylie de Collo. Ces roches sont associées aux formations métamorphiques du socle cristallophyllien du domaine interne de la chaîne des Maghrébides. Le complexe volcanique alcalin quaternaire d'Aïn-Témouchent (Oranie, Algérie nord-occidentale) referme lui aussi de nombreuses enclaves de lherzolite et de harzburgites (Zerka *et al.*, 2002).

- Le pointement ultramafique-mafique de Sidi Mohamed est situé sur le versant Sud-Est du massif de l'Edough (Nord-Est algérien). Ce massif métamorphique est considéré par de nombreux auteurs soit comme le prolongement des massifs internes de Grande Kabylie (Hilly, 1962 ; Durand Delga, 1969 ; Bouillin, 1977), soit comme un massif externe à caractère africain (Villa, 1970, 1980 ; Latouche *et al.*, 1978) qui affleure come « core complex » asymétrique (Caby et Hammor, 1992). Les roches ultramafiques-mafiques (péridotites, pyroxénites) de Sidi Mohamed comprennent des péridotites (harzburgites), des pyroxénites et des amphibolites. Ces formations ont été décrites par Bossière *et al.*, (1976) et étudiées plus tard en détail par Hadj-Zobir (2007) qui propose un scénario d'association d'un fragment de roches médio-océaniques et des formations d'arrière arc qui étaient tectoniquement mises en place sous forme d'écaillés dans les gneiss du complexe métamorphique de l'Edough. L'incorporation de ces roches mafiques et ultramafiques dans les unités de la croûte inférieures du massif d'Edough était responsable du métamorphisme et de la fusion partielle

de la croûte hercynienne (286-308 Ma) datés à  $17.48 \pm 0.12$  Ma par Bruguier *et al.*, (2009). L'étude pétro-géochimique (Hadj-Zobir, 2013) indique que les péridotites des Sidi Mohamed représentent un matériel résiduel du manteau supérieur. La composition de ces roches est élevée en Ni et Mg, comparables à ceux des péridotites résiduelles formées par la fusion partielle du manteau supérieur. Leur contenu en terres rares correspond à celles du manteau supérieur. Hadj-Zobir et Oberhansli (2013) suggère que le Corps ultramafique de Sidi Mohamed a été dérivé directement du manteau supérieur et tectoniquement incorporé dans les unités des gneiss du complexe métamorphique de l'Edough. Leur anomalie en Niobium suggère que l'évolution géodynamique des péridotites du manteau Sidi Mohamed a été liée à un environnement de subduction. D'après les observations pétrographiques et géochimiques, les roches ultramafiques Sidi-Mohamed sont considérées comme péridotites lithosphériques sub-continentalles appauvries et tectoniquement incorporées dans les unités de gneiss du massif Edough (Hadj-Zobir et Oberhansli, 2013 ; Bosch *et al.*, 2014) au Burdigalien (Bruguier *et al.*, 2009).

- Au niveau de la Kabylie de Collo, les roches ultramafiques affleurent au sein du socle cristallophyllien du Cap Bougaroun, au niveau de la région de Tamanart et de la zone de Beni Saïd. Ces péridotites sont connues depuis longtemps (Curie et Flamand, 1890 ; Roubault, 1934) et ont été décrites comme des téctonites ou péridotites 'type alpin' par Bouillin, (1979), tel que l'on connaît dans les Pyrénées (Lherz) ou dans les Alpes italiennes (Lanzo).

- Au niveau de Mechtet yaddene, située une dizaine de kilomètres au sud-ouest de Tamanart, affleure un complexe stratifié de roches mafiques et ultramafiques qui ont fait l'objet de description par Bouillin et Kornprobst (1974). Ces roches vertes forment un ensemble lité, épais d'une centaine de mètres où tous les intermédiaires pétrographiques entre les péridotites et gabbros quartzites en passant par les augites sont observés. Ce complexe est supposé antérieur aux granites miocènes qui le métamorphisent. La faible épaisseur de la série

différenciée et l'absence de niveaux de laves en coussins ne permettent pas d'affilier ce complexe à des ophiolites. Bouillin (1979) indique que ces roches proviennent clairement de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique tholéitique et propose qu'il s'agisse d'un sill différencié mis en place durant l'Aquitaniien ou Burdigalien.

En plus de ces deux affleurements décrits, il existe deux autres affleurements qui ne sont pas étudiés, ils ont été signalés par Romanko (1991). Il s'agit des metabasites et méta-ultramafites de d'El Melab (extrême ouest de Cap Bougaroun) et les metabasites et méta-ultrabasites de Rékkada Métletine près de Jijel.

*Au Nord Algérois*, l'existence d'un corps ultramafique juste sous la pente sédimentaire nord algéroise a été démontrée par gravimétrie (Idress, 1997). D'autres corps similaires ont été observés sur la côte algérienne suite aux travaux de la SONTRACH (Idress, 1997) en réalisant la carte gravimétrique détaillée de la marge algérienne (la carte aéro-magnétique montre un chapelet de petites anomalies positives le long de la côte algérienne). L'anomalie magnétique du massif du Cap Bougaroun a permis à Idress (1997) de considérer que les péridotites de Cap Bougaroun formeraient une écaille similaire à celle qu'il a trouvée à Alger.

À *Aïn Témouchent* (Oranie, Algérie nord-occidentale), de nombreuses enclaves de lherzolites et de harzburgites ont été remontées par le complexe volcanique alcalin quaternaire (Zerka *et al.*, 2002). Les lherzolites, rééquilibrées dans le domaine de stabilité des péridotites à spinelle ont des compositions relativement fertiles ; les autres, qui apparaissent réfractaires au niveau des éléments majeurs, mais enrichis en terres rares légères, correspondent à des produits de réactions entre manteau et magmas (métasomatisme mantellique). Un amincissement lithosphérique en régime distensif, favorisé par de profonds cisaillements situés dans une ancienne zone de subduction, serait actif sur la bordure septentrionale de la plaque africaine au cours du Néogène et, probablement, dès le Trias. Les hétérogénéités

minéralogiques et texturales observées dans les enclaves mantelliques d'Oranie montrent l'importance des cisaillements lithosphériques en régime distensif. L'enrichissement du manteau subcontinental, à des degrés divers, ainsi que le changement du volcanisme, de calco-alcalin à alcalin, pourraient s'expliquer par un contexte géodynamique faisant intervenir une contribution asthénosphérique au Quaternaire, relayant un épisode antérieur de subduction (Maury *et al.*, 2000).

### **I. 3. Cadre géotectonique et géodynamique de la mise en place des roches ultramafiques de la méditerranée occidentale**

Les affleurements des péridotites 'type alpin' sont d'anciennes limites des plaques. Ces roches sont d'origine mantellique et sont associées aux chaînes de montagnes mobiles et aux arcs insulaires (Press, 1986). Ces roches ultramafiques sont caractérisées par des associations minéralogiques très variables. Cette hétérogénéité suggère des origines et des mécanismes de mise en place variables d'une région à l'autre. Les effets du métamorphisme et la ré-intrusion de ces roches dans la lithosphère tendent à brouiller la pétrogenèse de ces associations. Ces roches ultramafiques ont pu avoir été soumises à plusieurs périodes de métamorphisme, de déformation, de l'écoulement plastique, de serpentinisation et du transport tectonique de bloc. Par conséquent, il peut être difficile de distinguer les péridotites de n'importe quelle origine antérieure au qui sont devenus impliqués dans le processus orogénique de ceux de qui sont contemporains du cycle orogénique.

La mer Méditerranée occidentale est constituée de trois bassins marginaux ou arrière-arc dont certains portent le nom de « Mer ». Ces bassins sont le résultat de la fermeture de la Téthys pendant l'orogénèse alpine. On distingue donc d'est en ouest :

- 1) La mer Tyrrhénienne : bassin formé entre le bloc Corso-sarde et la plaque Apulie
- 2) Le bassin Liguro-Provençal : ancienne zone d'ouverture océanique.
- 3) La mer d'Alboran : situé entre la péninsule ibérique et la marge marocaine

La structure actuelle des Maghrébides débute au Crétacé par une première étape caractérisée par l'affrontement des deux plaques africaine et européenne qui est le produit de plusieurs épisodes de coulissage sénestre conduisant à leur collision. Cette collision s'intensifie au Crétacé supérieur (Dewey *et al.*, 1973 ; Taponnier, 1977). Aussi, il faut signaler qu'au Tithonien-Néocomien, il y a eu individualisation du sillon des flyschs mauritanien et massylien entre la microplaque Alboran (massifs internes actuels) et l'Afrique du Nord. (Durand Delga, 1980 ; Durand Delga et Fontboté, 1980).

Une deuxième étape divisée en deux phases tectoniques successives détruit le dispositif paléogéographique mésozoïque mis en place par la première étape, pour aboutir à la chaîne actuelle. La phase fini-lutétienne est une phase tectonique majeure entraînant le chevauchement de l'ensemble socle et couverture sur les flyschs mauritaniens et le début du chevauchement de cet ensemble vers les zones externes (Raoult, 1974). Il reste à marquer que cette phase correspond à au début de la collision du « microcontinent des zones internes » avec les masses continentales africaine et européenne « sous-plaque ibérique » et la formation d'un arc de Gibraltar embryonnaire (Paquet, 1974).

La phase Oligo-miocène est une importante phase de serrage qui se termine à l'Aquitainien. Elle est caractérisée par le chevauchement de l'ensemble des zones internes sur le domaine tellien, tandis que la nappe numidienne se superpose aux olistostromes par glissement gravitaire vers le Nord. Cette période de compression se succède par un épisode de relaxation (Suzzoni *et al.*, 1992) avec formation de bassins discordants où s'est mise en place une sédimentation burdigalienne et langhienne.

Enfin, il faut signaler une tectonique plio-quadernaire avec des plissements à grand rayon de courbure, suivie de fracturations de direction E-W et NE – SW. Cette phase a un rôle très important dans l'apparition des intrusions magmatiques, comme le cas des Iles Habiba en Algérie et l'île de la Galite en Tunisie.



### I. 3. 1. La marge européenne

Les roches ultramafiques des Alpes, de Corse et de l'Apennine sont des ophiolites originaires de la section ligure de la Téthys mésozoïque (Lagabrielle et Lemoine, 1997). Dans les Alpes et en Corse, elles sont charriées sur les unités européennes et surmontées par les nappes austro-alpines. Au niveau des Apennines, elles sont charriées sur les unités apuliennes. Ces roches ont subi différents degrés de métamorphisme, mais les relations entre ces roches et les sédiments sus-jacents restent préservées.

L'histoire géodynamique des Alpes commence au cours du Trias supérieur par une première étape caractérisée par le phénomène de rifting et l'océanisation. Ce dernier est suivi par une rupture crustale et une expansion océanique de la Téthys (Lemoine *et al.*, 1987). Les éléments structuraux et l'analyse des ophiolites indiquent que ce bassin apparaît comme étroit et semble être caractérisé par une accrétion peu développée et lente, de type atlantique (Lemoine, 1980 ; Weissert et Bernoulli, 1985). La seconde étape, au cours du Cénomanién-Turonien, la convergence intra-océanique liée à la cinématique entre l'Europe et l'Afrique engendre la fermeture partielle de l'océan Téthys-Ligure associée à un écaillage océanique et à une obduction (Lagabrielle, 1987). Ces écailles sont les restes obductés des ophiolites et leur couverture de la Téthys. La subduction de la croûte océanique de la plaque européenne sous la plaque adriatique à grande profondeur produit un métamorphisme HP-BT et THP dans les séries océaniques ou continentales.

Jusqu'à l'Oligocène, le bloc Sardaigne-Corse faisait partie de la paléo-marge européenne méridionale (Carminati *et al.*, 2010 ; 2012). Après une étape de rifting, débute pendant l'Oligocène une phase de collision de direction NE-SW, qui, la plupart du temps, développe une rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Au Miocène cette étape conduit à la séparation du bloc de la Sardaigne-Corse de l'Europe. Pendant le Langhien, la rotation de bloc de la Sardaigne-Corse s'arrête. Cette rotation a été associée à l'ouverture

du bassin Ligurien-Provençal d'arrière arc et était contemporaine à la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre du promontoire Baléare et l'ouverture du bassin de Valence.

La mise en place des lherzolites pyrénéennes peut être reliée à une importante phase de l'amincissement de la croûte suivie par une succession d'étapes de compression (Vielzeuf et Kornprobst, 1984). La mise en place de la croûte amincie dans la zone nord des Pyrénées est peut-être liée à une transmission du mouvement au cours l'Albien et le Sénonien (Choukroune et Mattauer, 1978). La relation entre les péridotites mantelliques et les roches de la croûte à faciès granulite sont communes (Kornprobst, 1971). L'amincissement de la croûte est un processus qui facilite l'association de la croûte inférieure et du manteau supérieur, association dans les niveaux supérieurs de la croûte pendant les sub-segmentations aux stades de la compression (Vielzeuf, 1980 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1982).

Comme le rifting est processus continu, les étapes suivantes peuvent se produire :

(1) le soulèvement des lherzolites dans les parties les plus profondes de la croûte formant une auréole de contact à haute température dans les granulites.

(2) le soulèvement de lherzolites dans les sédiments avec le métamorphisme de contact dans les sédiments des Pyrénées. La remontée de ces roches mantelliques pourrait être attribuée à la première étape de l'amincissement et le mouvement de transport, impliquant l'ensemble lithosphérique et pas seulement la croûte.

### **I. 3. 2. La marge africaine**

Un modèle géodynamique proposé par Maury *et al.*, (2000) pour expliquer l'évolution tectonique de la marge du Maghreb. Ce dernier est explicable dans le cadre du modèle de détachement de la lithosphère subductée (Carminati *et al.*, 1998a,b ; Davies *et al.*, 1995 ; Platt *et al.*, 1998 ; Durand Delga et Fontboté, 1980). Ce modèle géodynamique rendant compte des caractéristiques pétrologiques, géochimiques et géochronologiques du magmatisme de la marge du Maghreb. Ce modèle tient en compte le fait que le magmatisme cénozoïque de la

marge du Maghreb diffère des arcs insulaires par sa subduction à caractère riche en potassium et une faible extension de magma mis en place pendant toute son histoire.

Au Crétacé, la marge africaine est bordée au nord par les blocs continentaux du Rif, des Kabylies et les sillons de flyschs alpins (Dercourt *et al.*, 1993). Ce système entre en compression Nord-Sud à partir de la fin du Crétacé (Dewey *et al.*, 1973). La suturation du sillon marginal africain intervient précocement à la fin de l'Éocène par le développement d'une subduction à pendage nord (Dercourt *et al.*, 1993 ; Auzende *et al.*, 1973 ; Durand Delga et Fontboté, 1980 ; Bellon, 1976 ; Cohen, 1980). La marge qui correspond à l'Algérie orientale et qui représente la partie profonde de la plaque subductée, plongeante dans le manteau s'est désolidarisée de sa partie superficielle, qui a poursuivi sa migration vers le nord (Maury *et al.*, 2000). Les effets magmatiques du détachement ne sont apparus que tardivement, à 16 Ma (Langhien), à la faveur des distensions qui ont suivi la mise en place des nappes rifaines et telliennes, en face du « poinçon maghrébin », qui s'est développé au niveau de l'Algérie centrale et orientale (Piqué *et al.*, 1998). La fusion du manteau lithosphérique, hydraté et enrichi en éléments incompatibles lors de la période de subduction précédente, est déclenchée par l'anomalie thermique due à la remontée de manteau asthénosphérique, au niveau de la déchirure lithosphérique qui apparaît sous l'Algérie centrale et orientale (Fourcade *et al.*, 2001). Cet épisode de fusion produit des magmas calco-alcalins basiques, qui se contaminent très fortement en traversant la croûte continentale africaine et donnent naissance aux granitoïdes et aux laves associées d'âge Langhien. Au Serravallien, la rupture lithosphérique se propage latéralement vers les ailes du dispositif, et atteint la Tunisie d'une part, l'Oranie et le Maroc septentrional d'autre part. Dans ces secteurs, la fusion du manteau lithosphérique modifié par la subduction antérieure se produit sous l'effet de la remontée de l'asthénosphère. Cet épisode donne naissance à des associations calco-alcalines plus récentes que celles d'Algérie centrale et orientale. Au Tortonien, entre 10 et 7 Ma (Coulon *et al.*,

2002), le magmatisme cesse dans la partie centrale du dispositif, alors que l'élargissement de la déchirure lithosphérique à ces deux extrémités engendre des basaltes transitionnels (Oranie, Mogods et Guilliz). Enfin, les dernières manifestations de la contribution du manteau lithosphérique modifié par la subduction se traduisent, au Messinien, par l'épanchement de laves shoshonitiques au Maroc dans le massif du Gourougou. Le volcanisme pliocène de la marge du Maghreb, typiquement alcalin (El Azzouzi *et al.*, 1999).

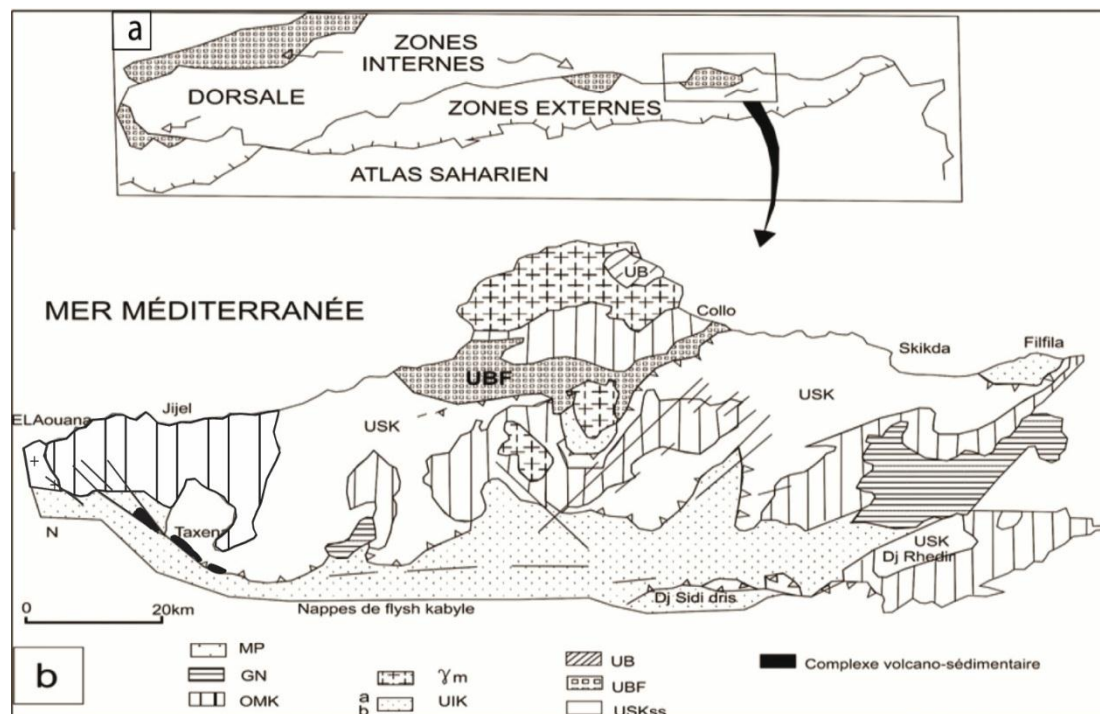
Les travaux géochronologiques de Bruguier *et al.*, (2009), attribue la mise en place des peridotites de la méditerranée occidentale dans la croûte continentale au modèle de détachement des plaques lithosphérique mésozoïque de la Tethys au cours de la subduction. L'incorporation des peridotites dans l'unité inférieure du socle du massif d'Edough et leur vitesse rapide d'exhumation sont ainsi attribuées à un événement extensionnel d'âge Burdigalien. Cet événement coïncide avec l'ouverture du bassin algérien et il est contrôlé par la tectonique compressive depuis la croûte océanique la plus ancienne dans le bassin algérien vers 16 Ma.

# Chapitre II

## Géologie de la Kabylie de Collo et du massif du Cap Bougaroun

II. 1. Géologie de la Kabylie de Collo

La région de Collo fait partie du socle métamorphique de la petite Kabylie qui est constitué dans son ensemble d'une vaste nappe qui repose sur des terrains mésozoïques et cénozoïques. Ces roches sont bien intégrées dans le schéma géologique global des Maghrébides et ont fait l'objet d'une description relativement ancienne (Roubault, 1934 ; Durand Délga, 1955 ; Mahjoub et Merle, 1990 ; Mahjoub *et al.*, 1997). On suppose que ce socle est recoupé par une grande zone de blastomylonites charriée vers le sud (jusqu'à 30 Km) sur les ensembles des flyschs (Bouillin, 1979, 1982 ; Mahjoub, 1991). Les roches ultramafiques de Collo affleurent au sein de ce socle métamorphique (Fig. II. 1).



**Fig. II. 1.** (a) Les grands ensembles géologiques de la chaîne des Maghrébides ; (b) Les ensembles géologiques de la petite Kabylie d'après (Mahjoub, 1991). UB : Unité Bougaroun ; UBF : Unité des Beni Ferguene ; USK : Unité de Socle Sens. Strict ; UIK : Unités infra kabyles ; (a) complexe de roches vertes volcano-detritiques de Texana (Sendouah-Tabellout) ; (b) Unités mauritaniennes ; GN : Nappes numidienne ; OMK : Oligo-Miocène-Kabyle ;  $\delta_m$  : Granites miocènes.

**II. 1. 1. Le complexe du socle métamorphique**

Selon les travaux de Mahjdoub (1991), les formations du socle métamorphique kabyle peuvent être subdivisées en trois unités structurales :

*- L'édifice de Beni Fergène :*

Il forme la bande de terrain située entre la région de Kerkerà à l'Est et la région de Sidi Abdelaziz à l'Ouest (Fig. II. 1). Il est caractérisé par la superposition de deux types de métamorphismes : M1 de basse pression et M2 de haute pression et moyenne à haute température. Cet édifice est constitué par des gneiss recoupés par des sills d'amphibolites, des métapélites dans lesquelles s'intercalent des lames d'orthogneiss et de granites à sillimanite et une série d'alternances entre les métapélites claires et sombres avec des lentilles de pyroxénites et des granites orthogneissifiés.

*- L'édifice supérieur ou unité de socle au sens strict*

Il occupe la partie supérieure du socle kabyle et est formé de deux ensembles :

1) L'ensemble central et oriental localisé dans la région de Sidi Mezghiche et Skikda (Mahjoub, 1991). Il est formé par la superposition de deux séries : (1) une série inférieure paragneissique, parfois migmatitique, formant le cœur d'une antiforme orientée Est-Ouest. Ces paragneiss sont surmontés par une alternance de métapélites et des marbres ; et (2) une série supérieure constituée par des phyllades.

2) L'ensemble occidental (de Texana) est représenté par la série khondalite-kinzigitique, chevauchant les unités infra-kabyles (Bouillin, 1977 ; Djellit, 1987). Cette série est affectée par des zones de cisaillement relativement étroites. Certains faciès de cet ensemble sont mylonitisés et montrent une rétro-morphose et une hydratation des paragenèses primaires. Cette évolution rétrograde et les zones de cisaillement associées à l'épaississement crustal et à la fusion partielle (migmatite et granite), développent un métamorphisme rétrograde allant du faciès granulite (HP-HT) au faciès amphibolite (BP-HT) (Mahjoub, 1991).

*- L'édifice inférieur ou unité du Cap Bougaroun*

Situé à l'Est, il couvre une superficie d'environ 20 km<sup>2</sup> (Bouillin et Kornprobst, 1974) (Fig. II. 1). Il montre une structure en blocs faillés emballés dans les granites du Miocène du nord de Collo. Cet édifice comporte les péridotites fortement serpentinisées du Cap Bougaroun et des kinzigites renfermant des calco-silicates. L'ensemble de cet édifice est affecté par un métamorphisme de haute température et haute pression de type granulite.

**II. 1. 2. Les formations sédimentaires***- La dorsale kabyle*

Elle est nommée aussi « chaîne calcaire » (Glangeaud, 1933) ; elle constitue la couverture stratigraphique de la bordure méridionale du socle kabyle et est formée par des terrains d'âge Paléozoïque à Oligocène. Sur la transversale de Collo-El Milia, Bouillin (1979) remarque l'absence de cette unité, mais elle apparaît à l'Est immédiat de la transversale de Collo. Cette dorsale est subdivisée en trois sous-unités superposées (Raoult, 1974). Du Nord vers le Sud, ces séries peuvent être réparties dans trois zones, déjà connues dans le Djurjura (Flandrin, 1952) et dans le Rif (Griffon, 1966 ; Raoult, 1966a). (1) au nord, la dorsale interne montre un soubassement paléozoïque avec une série complète qui va du Permo-Trias au Néocomien. Le Néocomien est directement surmonté par des calcaires biogéniques de l'Éocène inférieur à l'Éocène moyen à caractère littoral ; (2) la série dite médiane est caractérisée par la permanence de dépôts marneux à microfaunes pélagiques du Turonien au Lutétien inférieur. Elle comporte en outre des termes du Permo-Trias, du Lias et du Crétacé inférieur ; et (3) au Sud, la dorsale externe présente un Crétacé supérieur et un Éocène inférieur détritiques et lacustre ; à partir du Crétacé supérieur, il existe une coupure nette entre la dorsale et le flysch maurétanien.



- *Les flyschs* :

On distingue deux types principaux de flyschs anté-priaboniens : les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens (Gélard, 1969 ; Bouillin, 1979).

- Les flyschs maurétaniens sont classés en trois groupes :

Le premier groupe, dit interne, affleure dans les régions de Sidi Rhiat, Sidi Ahmed et Ain Naceur, sur le flanc Est de Moul Demamène au Sud-Est d'El Milia. Ce groupe est constitué par des séries caractérisées par l'absence de la plus grande partie du Jurassique qui repose sur un soubassement paléozoïque et Permo-triasique. L'épaisseur relativement très faible des grès du Crétacé inférieur et la présence des lacunes et des discordances au Crétacé et au Paléocène-Éocène, les séries de ce groupe pourraient correspondre à des dépôts situés sur un talus reliant la dorsale médiane au sillon des flyschs.

Le deuxième groupe, dit médian, affleure à El Karn (près du Djebel Aicha au Nord-Ouest de Tamalous). Il comporte un flysch calcaire du Crétacé inférieur puis un flysch gréseux bien développé. Il reste à signaler que la série des Achaïches appartient à ce groupe de flyschs. Les séries de ce groupe correspondaient à la zone de remblayage maximal, au pied même du talus.

Le troisième groupe, dit externe, correspond à la série de Tamalous. Cette série est relativement moins épaisse et d'une granulométrie plus fine pour ce qui est des termes du Sénonien et de l'Éocène. Ces flyschs correspondaient à une zone d'étalement, assez loin du talus et un matériel de provenance méridional.

- Les flyschs massyliens comportent un Crétacé inférieur pélito-quartzique caractérisée par la présence de microbrèches à ciment pélitique en lit centimétrique à décimétrique et un Cénomaniens qui admet des niveaux de phtanites dans son ensemble.

*- Les séries telliennes*

Elles comportent au Lias des dolomies puis des calcaires à silex. Le Dogger-Malm montre des calcaires fins et de minces niveaux à radiolarites. Le Néocomien est composé de marno-calcaires à ammonites pyriteuses. L'Albo-Aptien est généralement pélitique et le Cénomaniien est discordant ou absent. Ces séries affleurent plus au sud du front du socle kabyle où elles constituent le prolongement oriental de la chaîne des Babors. Les niveaux inférieurs de cette série, remontée par de grandes failles tardives, forment des chaînons comme celles de Kef Sema et du Dj. Sidi Marouf.

Plus au Nord, Bouillin (1979) décrit plusieurs séries telliennes, comme celles de Tissimiran et celles des Kefs qui s'ajoutent à d'autres affleurements de formations telliennes au Nord-Est d'El Milia.

Les séries ultra-téliennes sont constituées par des formations marneuses depuis le Crétacé inférieur. Dans la zone d'étude, au pied Sud du Dj. Sidi Achour et au sud du Zitouna affleure des formations d'âge Crétacé supérieur qui présentent des caractères intermédiaires entre les séries massyliennes et ultra-telliennes (Bouillin, 1979).

*- L'Oligo-Miocène kabyle*

Cette formation détritique micacée constitue la couverture discordante du socle kabyle. Sa base conglomératique est d'âge Oligocène supérieur et son sommet, qui atteint la base du Burdigalien, est formé de silexite. Ces formations sont localisées dans la partie nord du bassin d'El Milia, Chabet Guerbedj (dans le même secteur) et sur le flanc ouest du Dj-Aicha près de Tamalous. Les conglomérats sont particulièrement épais le long d'une zone allongée allant de la cuvette de Tamalous vers Souk El Metoub, ce qui peut indiquer le tracé d'une importante paléo-vallée antérieure à l'Oligocène (Bouillin, 1979).

*- La série numidienne*

Elle comporte à sa base des argiles versicolores, puis vient des grés en gros bancs à quartz roulés et enfin les formations supra numidiennes (marne et silexite) qui atteignent le Burdigalien basal (Fig. II. 1). Le sommet de cette formation est daté de l'Oligocène supérieur en grande Kabylie.

*- Les formations post-nappes*

Elles sont datées à leur base du Burdigalien supérieur. Elles se développent sur le domaine du socle kabyle et comportent deux cycles : le premier marneux (à la base), localisé au nord-ouest du bassin d'El Milia et l'autre gréseux (au sommet), transgressif sur le premier, localisé dans le secteur d'El Oulouj (bassin de Collo).

*- Les formations ignées*

Les travaux de Roubault. (1934) ont fait connaître dans la région de Collo (petite Kabylie) l'affleurement de deux masses de roches d'origine magmatique post Burdigalienne : le premier est localisé au Cap Bougaroun (granite du Nord) et l'autre à Beni Toufout (granite du sud). Ces roches ignées comprennent des granites, des microgranites, des rhyolites et des roches basiques et ultramafiques. D'après l'analyse des différentes cartes géologiques (Roubault. 1934 ; Bouillin et Kornprobst. 1974 ; Ouabadi *et al.*, 1992), une évolution spatiale de mise en place de ces roches magmatiques (microgranites, granites à grains fins et granites à grains grossiers vers la région d'Oued Zhour) peut être remarquée dans la région depuis l'Est jusqu'à l'Ouest. Les roches encaissantes sont représentées par des gneiss, des micaschistes et des schistes du socle primaire ainsi que par des argiles et des marnes de l'Éocène. Le Quaternaire est représenté par des alluvions.

Les roches mafiques sont peu représentatives et de moindre extension. Les roches ultramafiques sont de deux types, les uns sont localisés au voisinage du Cap Bougaroun ; il s'agit de péridotites associées au gneiss à cordiérite et sillimanite. Les autres sont sous forme

d'époinçements qui affleurent à une quinzaine de kilomètres plus au SW près du Mechta de Yaddène. Elles présentent certains caractères communs aux complexes stratifiés et aux séries ophiolitiques (Bouillin et Kornoprost. 1974).

## **II. 2. Géologie du massif de Cap Bougaroun**

Le Massif du Cap Bougaroun (Fig. II. 2) est situé au Nord-Ouest des villes de Collo et de Skikda. Il est isolé du reste du socle de la petite Kabylie par le bassin de Collo et est limité au Sud et au Sud-Est par un ensemble de failles inverses qui le met en contact avec les terrains sédimentaires (Fig. II. 2). La plupart des affleurements des terrains sont constitués de roches intrusives. Les roches sédimentaires et métamorphiques occupent des terrains restreints dans l'extrémité orientale du Cap Bougaroun.

Trois ensembles distincts : métamorphiques, magmatiques et sédimentaires sont observés au sein de ce massif.

### **II. 2. 1. Les roches métamorphiques**

Les terrains du socle métamorphique sont développés au Nord-Est et au Sud du phare du Cap Bougaroun. Ils sont constitués essentiellement de gneiss (Kinzigites) à facies granulites et des roches calco-silicatées.

#### *- Les gneiss (kinzigites)*

Suite à la composition minéralogique des gneiss, ils ont été définis comme kinzigites. Deux types de kinzigites ont été observés au contact avec les roches ultramafiques à l'est et à l'ouest du socle : au niveau du Dj. Mezaber, le long de la piste qui va de Beni-Saïd vers Ras-Kbiba et également dans le Dj. Rorbah ainsi que dans la partie basse de la rive gauche de l'Oued Tamanart :

(a) Des kinzigites mésocrates (Bouillin, 1977 ; Misseri, 1987) : Elles ont une texture granoblastique et renferment du feldspath potassique, du plagioclase, de la cordiérite, du

quartz, de la tourmaline, peu ou pas de sillimanite et de la muscovite. (b) Des kinzigites leucocrates : Elles ont une texture granoblastique et présentent la même composition minéralogique que les kinzigites mésocrates, sauf que la sillimanite y est plus abondante, la biotite et la tourmaline y sont moins nombreuses.

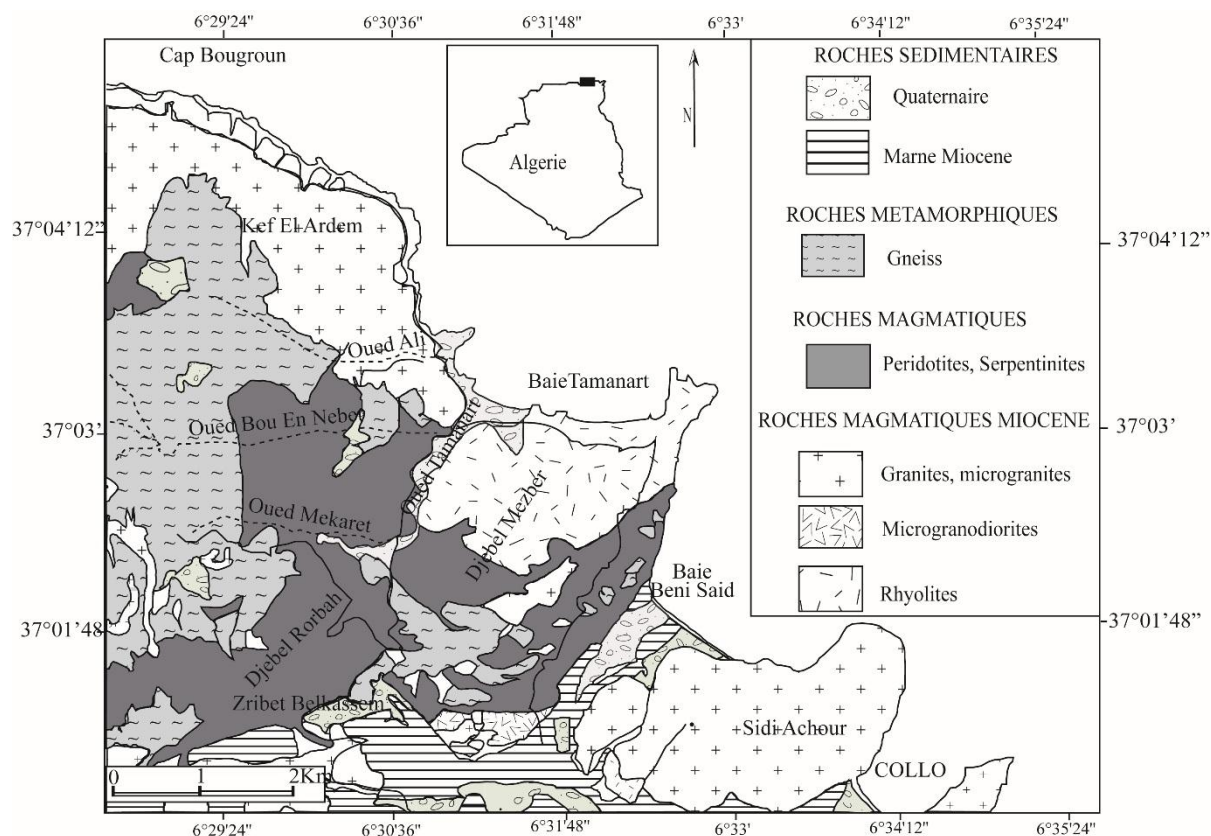


Fig. II. 2. Carte géologique de la région de Collo et du Cap Bougaroun (d'après Bouillin, 1977)

Bouillin et Kornprobst (1974) ont signalé l'existence des grenats dans certains de ces gneiss kinzigitiques. Ils ont proposé pour l'ensemble des gneiss du massif l'évolution thermodynamique suivante : un facies granulite de hautes pressions (feldspath potassique grenat) suivit d'un facies granulite de basse pression (feldspath potassique, cordiérite) puis d'un facies amphibolite (biotite, muscovite et sillimanite).

Les kinzigites sont souvent très altérées donnant une patine ferrugineuse ou gris-vertâtre.

L'examen des affleurements des kinzigites du contact avec les péridotites de Beni Saïd montre qu'ils sont altérés et fracturés donnant un aspect cataclasé (Fig. II. 3 et II. 4). Ces affleurements sont en contact net avec les roches ultramafiques (Fig. II. 4). L'aspect cataclasé de ces roches permet de dire que ce contact est anormal, marqué par une zone de broyage (Misseri, 1987 ; Leblanc and Temagoult, 1989) ; ce qui indique déformation cassante à l'état solide et à basse température. La verticalité de la zone de contact indique la postériorité de la mise en place des roches ultramafiques par rapport à l'encaissant gneissique. Les kinzigites étudiées au niveau de Béni Saïd sont du type folié à grains fins.



**Fig. II. 3.** Photographie montrant l'aspect d'un affleurement des gneiss foliés de Beni Saïd, altérés et fracturés près du contact avec les roches ultramafiques.



**Fig. II 4.** Photographie montrant l'aspect du contact entre les gneiss foliés de Beni Saïd et les roches ultramafiques.

#### *- Pétrographie des kinzigites de Beni Saïd*

Les kinzigites prélevées au niveau de Beni Saïd sont de couleur brunâtre, à grains fins et présentent une foliation très nette. L'étude pétrographique de ces roches montre une texture granolépidoblastique (Fig. II. 5). L'assemblage minéralogique est composé de :

Quartz xénomorphe, qui se présente en grains recristallisés et à extinction souvent roulante.

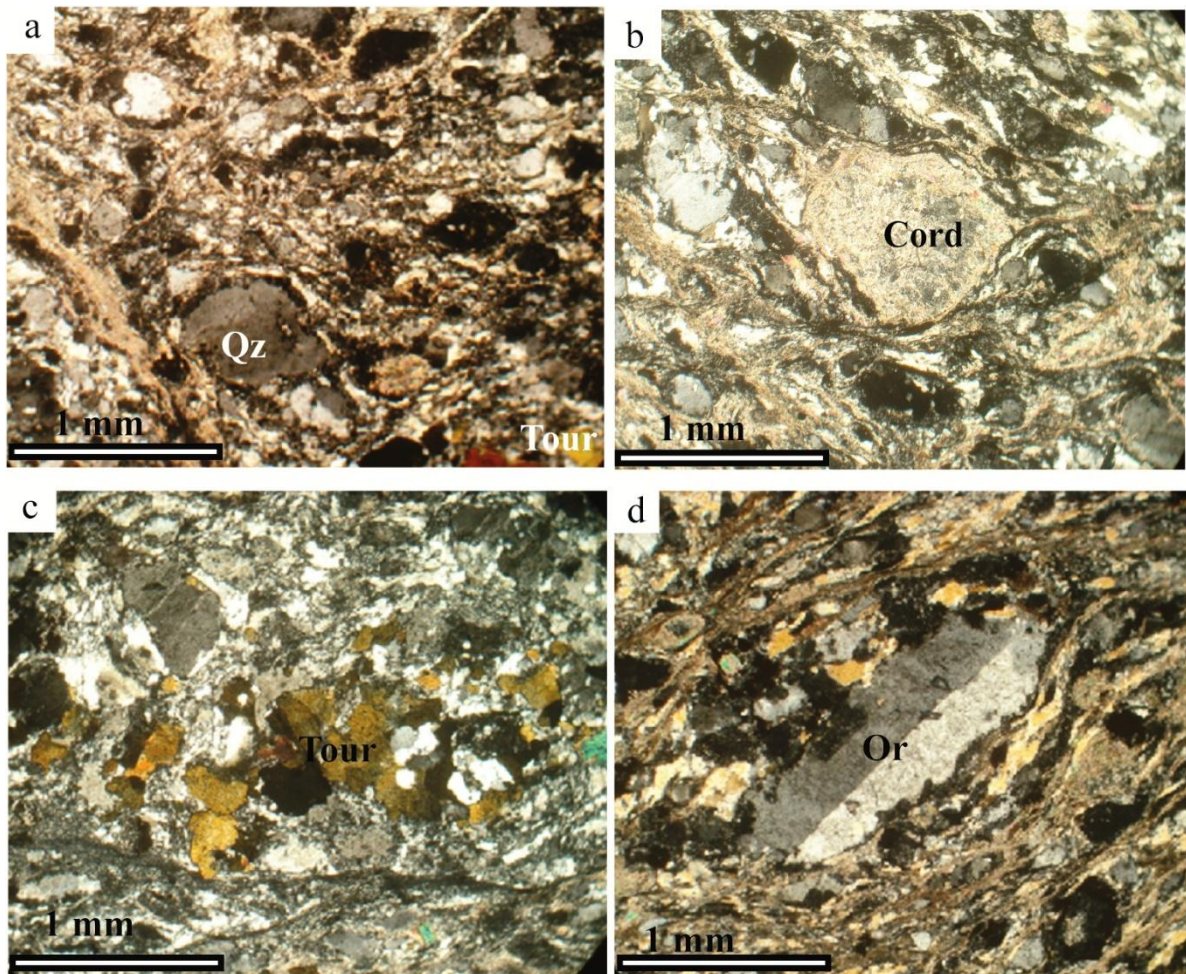
La cordiérite est abondante et partiellement péninitisée, en phénoblastes de forme subarrondie et souvent entourée par de fines paillettes de micas blancs (séricite).

La tourmaline abondante est omniprésente, de forme globuleuse à prismatique, de couleur verdâtre et forme souvent des agrégats.

Le feldspath potassique, parfois en phénoblastes, est de l'orthose, parfois maclé Carlsbad et s'altère en kaolinite.

La biotite se présente en fines paillettes fortement altérées en chlorites et en oxydes et hydroxydes de fer.

La muscovite qui résulte de la transformation de la biotite est rare dans la roche.



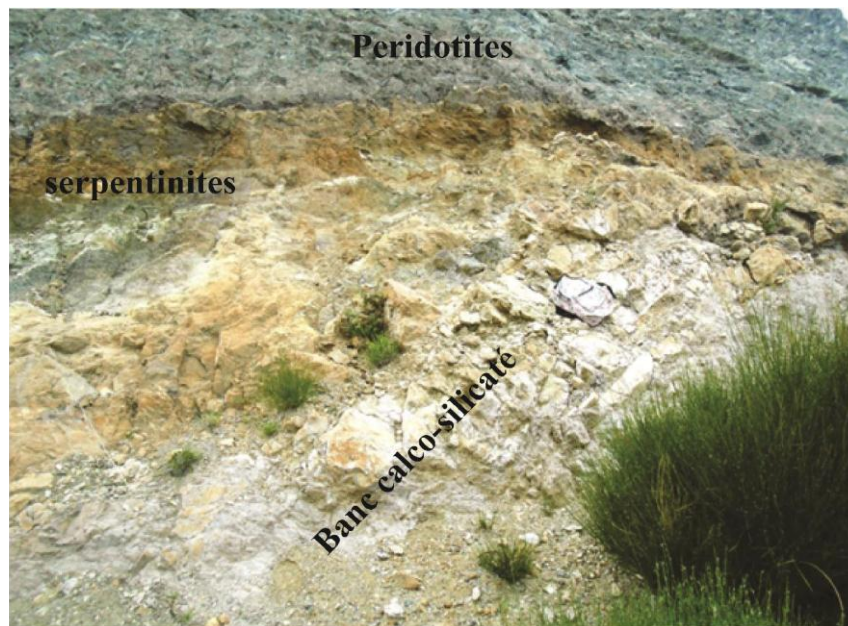
**Fig. II. 5.** Microphotographies montrant les gneiss (kinzigite) de Beni Saïd. a) Aspect général des gneiss présentant une texture granolépidoblastique avec des phénoblastes de quartz. b) Aspect d'un phénoblaste de cordiérite au sein des gneiss. c) Aspect microscopique d'un gneiss à cordiérite et tourmaline de Beni Saïd. d) Phénoblaste d'orthopyroxène dans les gneiss de Beni Saïd.

#### - Les skarns

Au niveau de la région de Beni Saïd située dans la partie orientale du massif du Cap Bougaroun, les roches calco-silicatées affleurent en tant que bancs irréguliers et métriques dans les kinzigites et se composent principalement de calcite, d'épidote, de clinopyroxène, de quartz, de l'amphibole calcique et du grenat. (Fig. II. 6). L'affleurement de ce type de roche est signalé par Bouillin (1977) près de la mine de Ain Sedma située au dans la partie centrale du massif. L'étude pétrographique de ces roches calciques ainsi que leurs associations



minérales sont identiques à celles des roches calciques de Beni Boussera (Kornprobst, 1971) et indiquent qu'elles sont métamorphisées dans le facies des granulites de haute pression.



**Fig. II. 6.** Photographie montrant l'aspect des affleurements des péridotites de la région de Beni Saïd subhorizontales qui semblent être charriées sur les roches de calco-silicatés qui affleurent en tant que bancs irréguliers et métriques dans les kinzigites à pendage incliné.

#### - Les pegmatites

Au niveau de la région de l'étude, plusieurs affleurements de pegmatites sont observés, surtout au niveau de l'Oued Bou en Nabet et l'Oued Mekarrat. Bouillin (1974) indique que ces pegmatites sont postérieures et relativement tardives par rapport à l'écaillilage des roches ultramafiques.

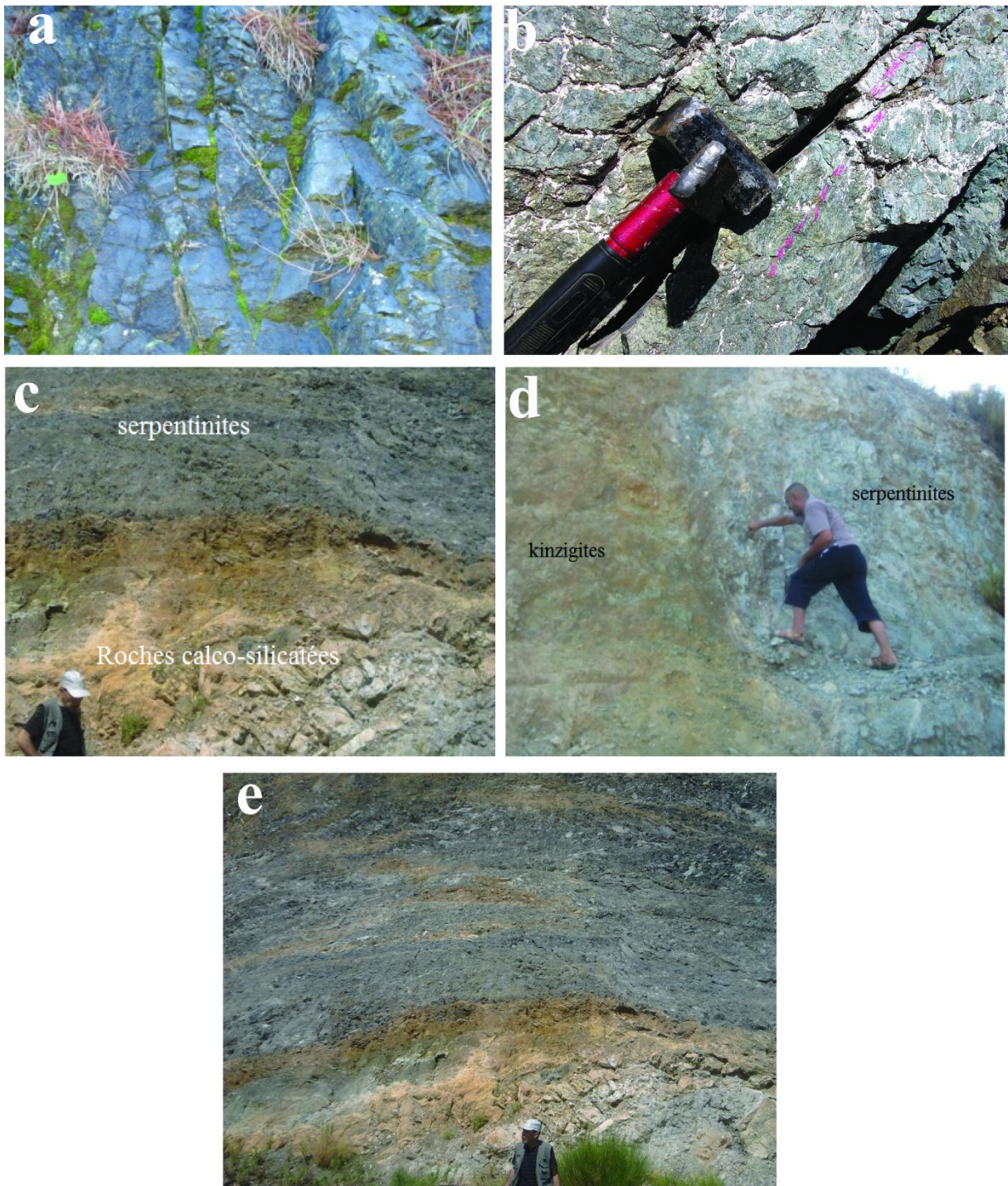
### **II. 2. 2. Les roches ultramafiques**

#### - Les péridotites

Les roches ultramafiques se localisent dans la partie orientale de la presqu'île du Cap Bougaroun. Elles couvrent une superficie d'environ 12 km<sup>2</sup> et montrent, en plan, une forme asymétrique demi-circulaire. Il s'étend de la baie de Béni-Saïd à l'Est jusqu'au village de Tarf à l'Ouest, où quelques corps de roches ultramafiques dispersés sont encaissés dans les terrains métamorphiques (cf. Fig. II. 1 et Fig. II. 2).

Les affleurements des roches ultramafiques se révèlent bien au niveau de l'Oued Tamanart et la région de Beni Saïd. Sur la route qui mène vers la baie de Tamanart, ces affleurements se présentent en bancs massifs, métriques, subverticaux, de couleur sombre verdâtre à bleutée et souvent foliées (Fig. II 7a, II. 7b). Ces roches sont plus ou moins fraîches et montrent parfois des cristaux de pyroxène bien visibles à l'œil nu. Par endroits, au niveau de Beni Saïd, les roches ultramafiques sont formés par une superposition de lambeaux empilés les uns sur les autres chevauchants les roches calco-silicatées du socle métamorphique (Fig. II. 7c) ; elles donnent l'aspect des téctonites. Le contact entre les roches ultramafiques et les formations du socle métamorphiques (kinzigites et roches calco-silicatées) est un contact anormal, marqué par une zone de broyage (Fig. II. 7c, II. 7d).

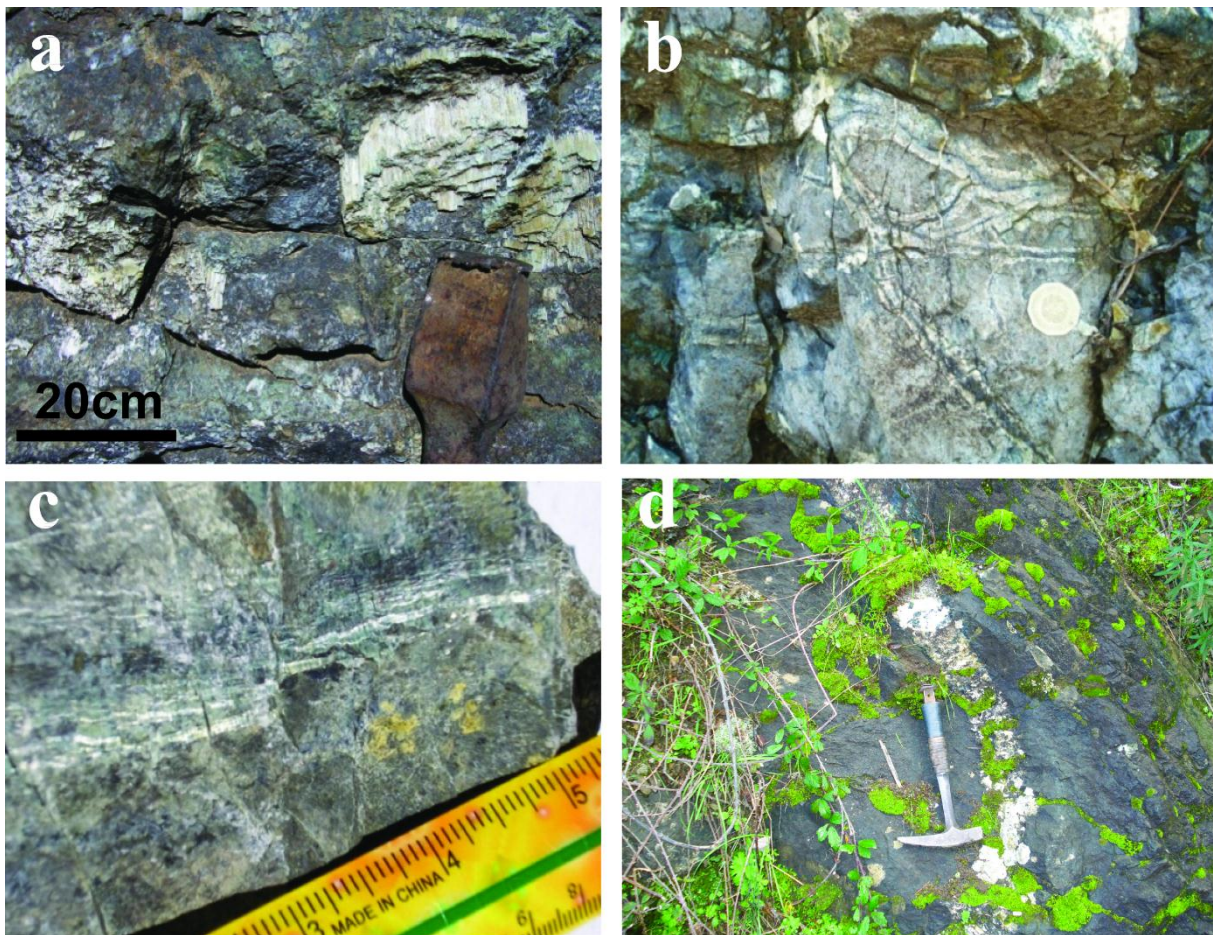
Les affleurements des roches ultramafiques du massif de l'Oued Tamanart et de Beni Saïd sont généralement semblables du point de vue pétrologique. Cependant, le plan de foliation des péridotites de l'Oued Tamanart est souvent subvertical avec une direction N100°, alors que dans la région de Beni Saïd, il forme une allure anticlinale (Fig. II.7e).



**Fig. II. 7.** Aspect des affleurements des roches ultramafiques de Collo. (a) Un Banc de péridotites de l'Oued Tamanart montrant un pendage et des plans de foliation subverticaux. (b) Un banc de péridotites serpentinisés isolé à aspect massif, soyeux de l'Oued Tamanart. (c). Des lambeaux de péridotites de Beni Saïd chevauchants les roches calco-silicatées du socle métamorphique formé. (d) Aspect des péridotites tectonisées de Beni Saïd en contact avec les roches du socle métamorphique fortement broyées. (e) Aspect des peridotites de Beni Saïd qui surmontent les terrains du socle formants un anticlinal. (D)

*- Les serpentinites*

L'altération intense des péridotites du massif de Collo donne des serpentinites. Ces dernières sont des roches massives, de couleur brunâtre ou claire verdâtre. La serpentinisation se voit bien développée dans certains endroits au niveau des fractures, formant ainsi des filonets de chrysotile (Fig. II.8a). La serpentine présente parfois des textures maillées macroscopiques (Fig. II 8b). Par endroits, les roches ultramafiques sont traversées par des veines de magnésite blanche qui peuvent atteindre des épaisseurs centimétriques (Fig. II.8c). Ces veines sont souvent parallèles à la foliation, mais les stockworks se produisent dans les affleurements fortement fracturés (Fig. II. 8d).



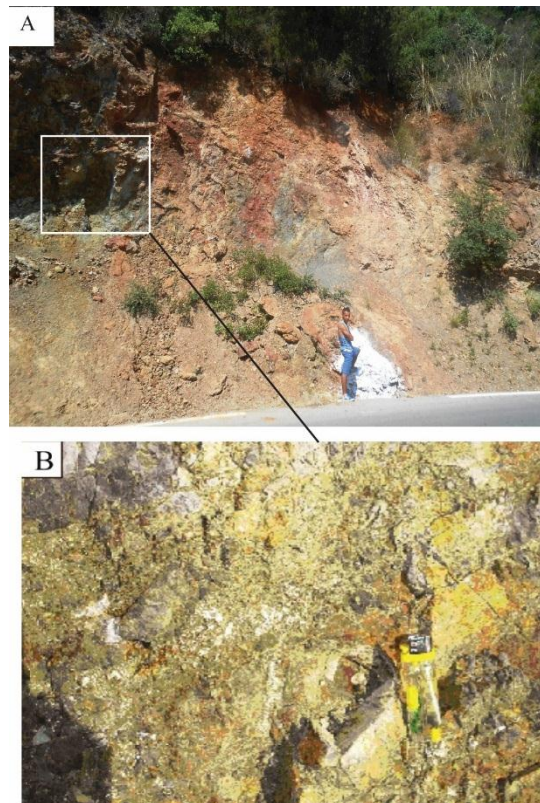
**Fig. II. 8.** Photographies présentant :(a) Les serpentinites développant des filonets du chrysotile au niveau des plans de foliation. (b) l'aspect des péridotites serpentinisées développant de la serpentine amorphe a texture maillée. (c), Le développement de serpentine au niveau des plans de foliation des peridotites de la région de Collo ; (d) Aspect d'un filon de la magnésite au sein des péridotites de la région de Collo.

**II. 2. 3. Les terrains sédimentaires**

Au niveau de la zone de l'étude, les terrains sédimentaires affleurent dans la partie Sud-Est de la région du Cap Bougaroun où ils forment une bande puissante et disloquée qui débute à partir de la baie de Béni Saïd et qui passe ensuite au Sud-Ouest dans la région montagneuse de Echraïa. Au nord, les formations sédimentaires sont en contact anormal avec l'ensemble métamorphique (Fig. II. 9). Au Sud-Est, Elles sont recoupées par des roches microgranitiques tertiaires. Dans la partie centrale de la région, ces formations sédimentaires sont intrusées par des roches volcaniques du Burdigalien et sont à pendage fort et faillées.

Les roches sédimentaires au contact des roches magmatiques du massif du Cap Bougaroun sont fortement silicifiées et transformées en cornéennes. La puissance de cette zone de contact à cornéennes atteint quelques centaines de mètres à un kilomètre par endroits (Bouillin, 1977).

Le contact entre les roches ultramafiques et les terrains sédimentaires, est marqué par l'accumulation de la pyrite associée au soufre natif et des minéraux d'origine hydrothermale. Cette minéralisation peut être interprétée comme le résultat de la circulation des fluides ayant accompagné la mise en place du complexe magmatique acide miocène.



**Fig. II. 9.** Photographie montrant le contact entre les marnes du miocène et les terrains du socle métamorphique de la région de Collo. A) les roches sédimentaires sont marquées par une forte altération. B- La Minéralisation polymétallique dans les marnes du miocène.

Les terrains sédimentaires Sont formés par les argiles, marnes et calcaires marneux miocènes (Fig. II. 10).



**Fig. II. 10.** Photographie montrant l'aspect des roches sédimentaires de la région de Cap Bougaroun. Série d'alternance d'argiles et des marnes appartenant au faciès marno-argileux, situé à l'Est du sommet de Kef Echraïa à pendage subvertical.

Les formations quaternaires sont représentées par des sédiments marins continentaux. Les formations les plus répandues sont les alluvions et les sédiments littoraux marins. Les roches résiduelles, les dépôts de pente et les alluvions littoraux forment une couverture des assises sous-jacentes d'âges différents. Ces sédiments forment parfois des terrasses fluviales (poudingues, gravillons, sables, limons sableux et argiles). La composition du matériel détritique dépend aussi de celle des roches environnantes. La puissance du quaternaire supérieur peut atteindre par endroits les 15m.

#### **II. 2. 4. Le complexe magmatique miocène**

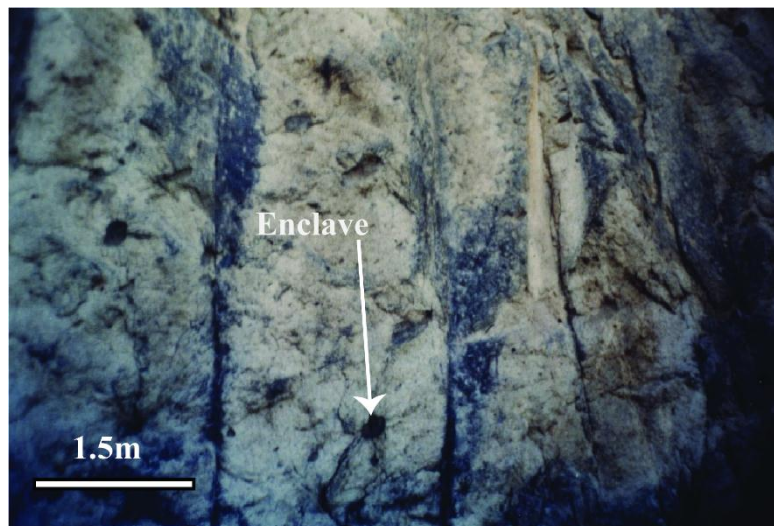
Les roches magmatiques tertiaires et leur contexte géologique ont fait l'objet de plusieurs études (ex : Bolfa, 1948 ; Bouillin, 1977 ; Ouabadi, 1987, 1994 ; Fougnot, 1990 ; Ouabadi *et al.*, 1992 ; Satouh 2007 ; Abbassene *et al.*, 2016). Les études pétrologique et géochimique détaillées des granites du Nord-Ouest de Cap Bougaroun, à savoir les granites à grains fins et les granites à grains grossiers, ont été faites par Ouabadi (1994). La géochimie de ces granitoïdes indique qu'ils sont peralumineux de type "S » typique aux granites mis en place dans les chaînes de collision (Ouabadi, 1994 ; Satouh, 2007 ; Abbassene *et al.*, 2016).

Les roches magmatiques de la région de Collo recoupent les roches métamorphiques, les roches ultramafiques et les formations sédimentaires. Les faciès intrusifs sont très variés et elles sont les plus importantes dans la région.

Les granites de la partie Nord-Ouest du massif du Cap Bougaroun sont des roches à grains moyens et grossiers de couleur claire gris-clair. En plus du quartz, feldspath et micas, ils renferment de la cordiérite.

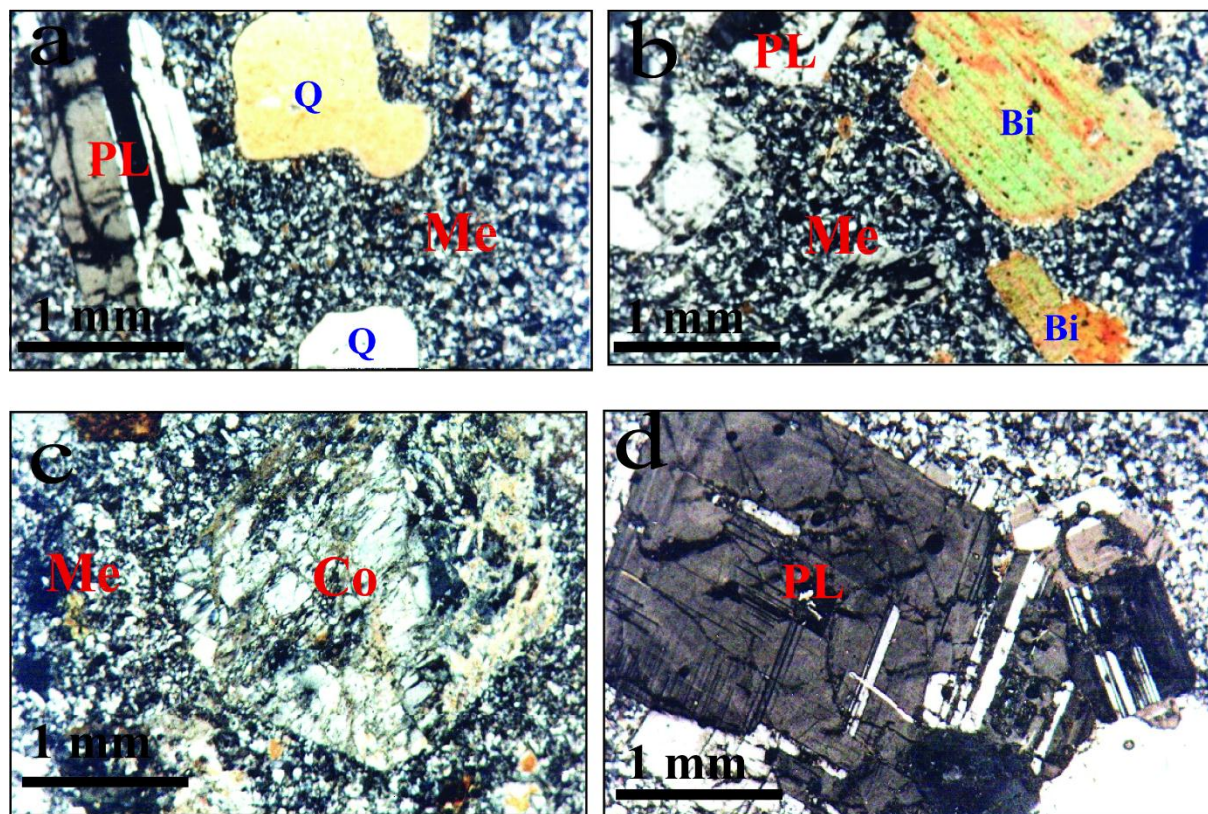
Les granites à biotite occupent la partie centrale du massif. Ils sont à grains fins à moyens, gris-clairs ou gris-verdâtres. Ces granites sont formés de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite.

Les microgranites apparaissent sous forme de petits pointements ou des affleurements plus ou moins étendus, comme celui de Sidi Achour qui s'étend du golf de Collo au village de Béni-Saïd. Ces microgranites qui montrent souvent un aspect en colonnades caractéristique (Fig. II. 11), renferment parfois des xénolites sédimentaires qui se transforment en cornéennes quartzieuses massives, homogènes et compactes. À la cassure, ils sont de couleur gris-clair ou gris-verdâtre. De composition, ils sont des microgranites monzonitiques, généralement altérés et présentent une texture microgrenue avec des phénocristaux de feldspaths (surtout des plagioclases), de biotite, de quartz et de la cordiérite dans une matrice microcristalline (Fig. II. 12).



**Fig. II. 11.** Affleurement de microgranites de Collo montrant l'aspect en colonnade. Ils montrent également une altération plus ou moins intense et des d'enclaves sombres sub-arrondies.





**Fig. II. 12.** Microphotographie des microgranites du Sud (a) et du Nord (b) de la ville de Collo. (c) Cordiérite automorphe dans les microgranites. (d) Plagioclase maclé et zoné des microgranites. Quartz (Q), biotite (Bi), plagioclase (Pl) et mésostase (Me). En L.P.

Les granodiorites affleurent dans la région d'Ain Sedma. Ces roches présentent dans le plan une forme irrégulière et étirée en direction subméridienne. Un peu plus au sud, apparaît un second petit massif dans la région Haras allongé aussi en direction subméridienne. Dans la région d'Ain Sedma, elles se distinguent par leur teneur un peu élevée en minéraux de couleur foncée (minéraux ferromagnésiens) et elles sont recoupées par une multitude de dykes de composition variée. Elles sont de couleur gris-clair ou gris-verdâtre, et sont constituées de plagioclase, feldspath potassique, quartz, hornblende et biotite.

Les diorites forment un massif en direction latitudinale est-ouest, du Cap Marsa à Ras Boulanouar. Les diorites sont des roches à grains moyens, vert-grisâtre composées de plagioclase et d'amphibole.

Les gabbros affleurent en petite masse à l'extrémité nord du Cap Bougaroun. Les affleurements de gabbros se prolongent dans le golfe de Bou Barnous jusqu'à l'ancien Sémaphore.

La rhyolite affleure sous forme de filons. Il s'agit d'une roche blanchâtre tantôt nettement fluidale, tantôt massive. Parmi les phénocristaux on peut reconnaître le quartz, le feldspath avec un peu de biotite altérée. La pâte est plus ou moins recristallisée. Des phénomènes de silicification secondaire affectent ces felsites.

De nombreux dykes de diabases et de microgabbro sont observés dans la partie Nord du Cap Bougaroun dans le champ des granites au voisinage de la zone de Béni-Saïd Belkacem. Certains dykes se prolongent sur des centaines de mètres. Au sud-est de Béni-Saïd Belkacem, les diabases sont accompagnées par des brèches éruptives et des tufs de même composition.

Les datations faites par Abbassene *et al.* (2016) sur les granites de Cap Bougaroun démontre que ces derniers ont été mis en place pendant le Burdigalian supérieur. Les unités de base du socle de la Kabylie formé par les gneiss kinzigitique, les nappes des flyschs ainsi que les peridotites serpentinisés ont été intrusés par le pluton de Cap Bougaroun à environ 17,6 Ma. La nature de ce magmatisme post-collisional indique que la marge de la Kabylie a été déjà formée à 17 Ma et suggère un plus jeune âge pour la collision entre l'Afrique et la Kabylie.

# Chapitre III

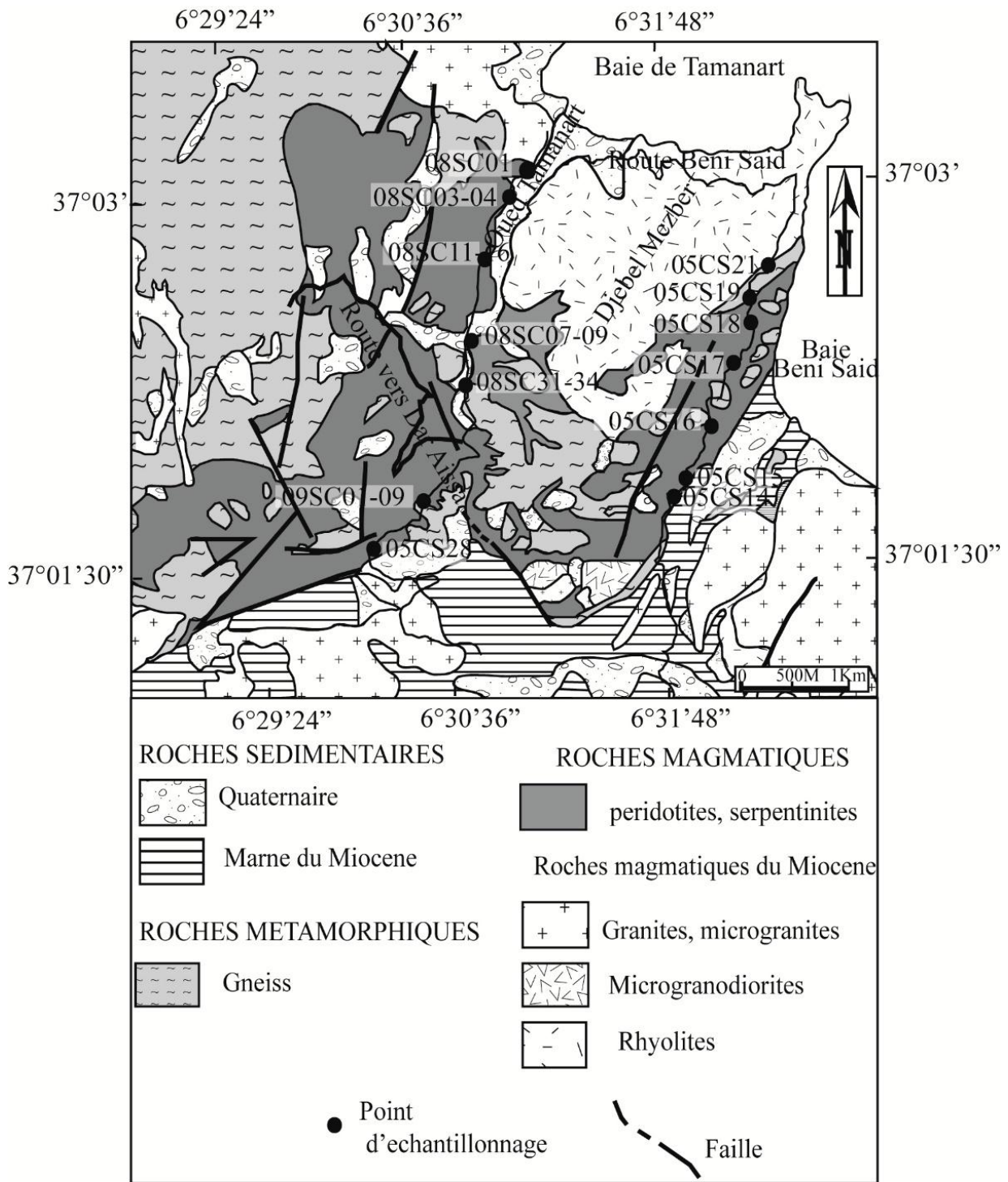
## Pétrologie et minéralogie des roches ultramafiques

### III. 1. Introduction

Les roches ultramafiques qui s'exposent dans les régions d'Oued Tamanart au centre et Béni Saïd à l'Est sont en contact direct avec les kinzigites du socle de Bougaroun. Une campagne d'échantillonnage des péridotites, des serpentinites et des gneiss a été faite le long de la route reliant le village d'Echaraïa et la plage de Tamanart au centre et la route récemment construite qui mène vers la baie de Beni Saïd à l'est. Après l'étude pétrographique des différents facies des roches ultramafiques sur plus d'une centaine de lames minces, 29 échantillons représentatifs et relativement frais, dont un échantillon de magnésite, ont été sélectionnés pour les différentes analyses (chimie minérale, chimie de roche totale et géochimie isotopique). La position des échantillons sélectionnés est montrée sur la carte géologique schématique (Fig. III. 1).

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.

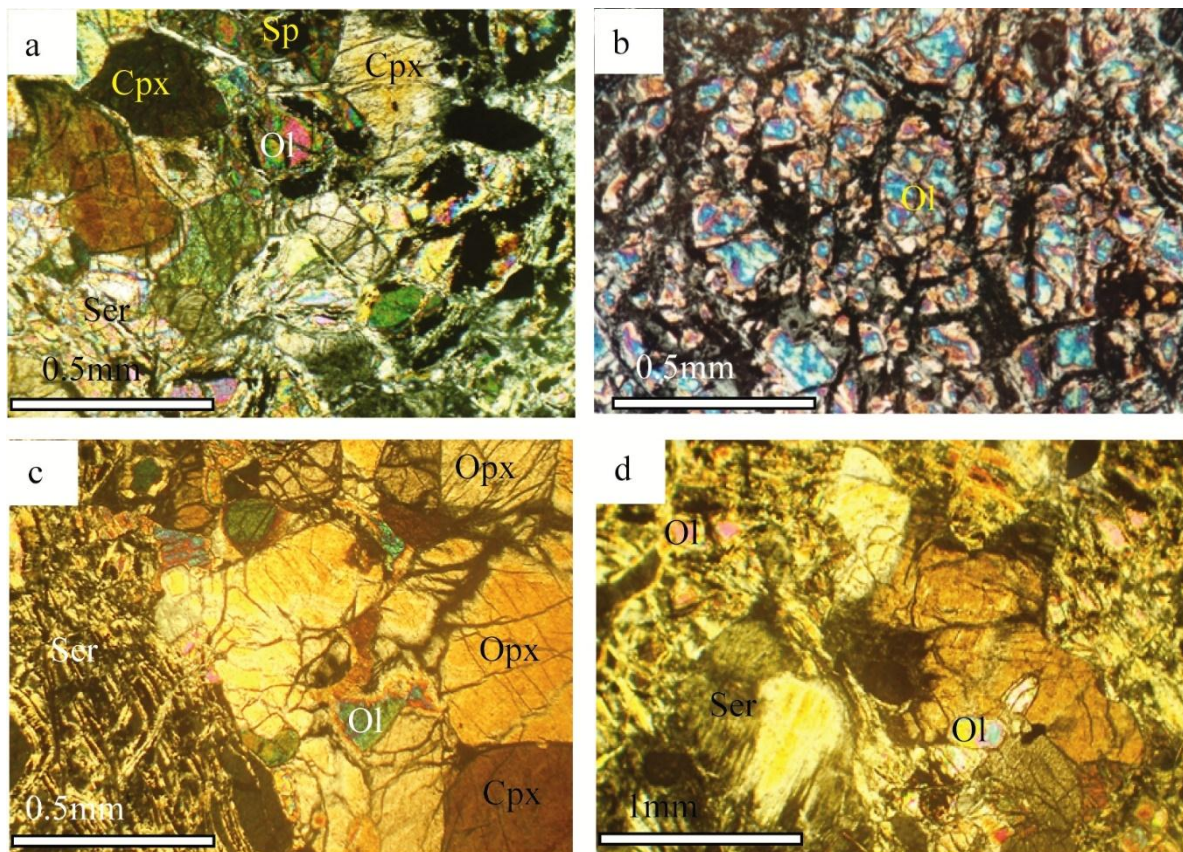
Les analyses à la microsonde électronique des minéraux individuels (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle chromifère) ont été effectuées à l'aide d'une CAMECA SX-100 et SX-50 automatisée au laboratoire du Geo Forschungs Zentrum Potsdam (GFZ) (Allemagne). D'autres ont été réalisées à l'Université de Paris VI à l'aide d'une CAMEBAX SX50. Les résultats d'analyses de différentes phases sont rapportés sur les tableaux III. 1, III. 2, III. 3 et III. 4.



**Fig. III. 1.** Carte géologique de la zone de l'étude (d'après Bouillin, 1977, modifiée) montrant la position des d'échantillons.

## III. 2. Pétrographie et minéralogie des roches ultramafiques

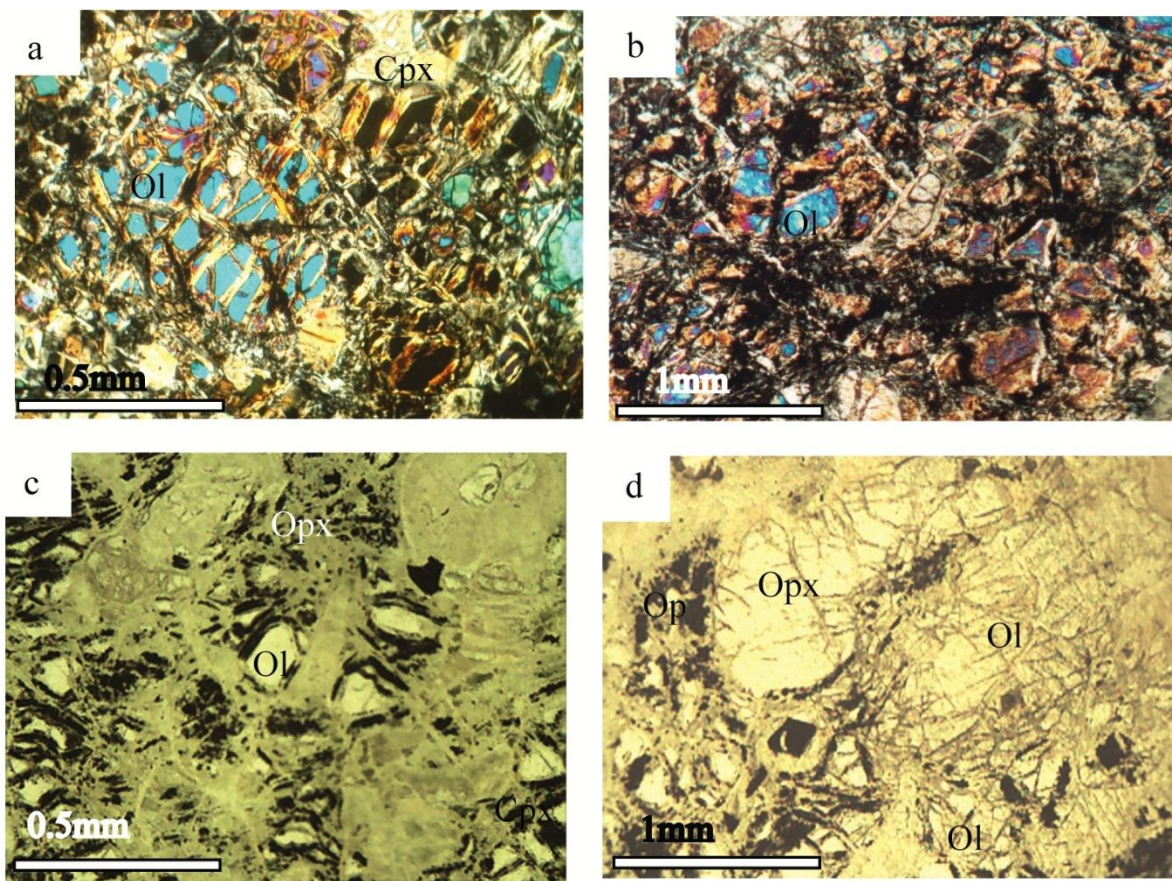
L'étude au microscope polarisant montre que les roches ultramafiques totalement fraîches sont rares, elles sont plus ou moins serpentinisées. Celles qui sont relativement fraîches sont représentées essentiellement par des lherzolites ; les harzburgites et dunités sont très rares. Les minéraux essentiels sont représentés par les olivines, les orthopyroxènes, les clinopyroxènes et les spinelles. Les plagioclases sont absents. L'altération des olivines en serpentine montre souvent une texture maillée. Parfois l'altération des péridotites développe une texture fibreuse. (Fig. III. 2).



**Fig. III. 2.** Microphotographies montrant l'aspect des péridotites de Collo. a) Aspect général d'une lherzolite relativement fraîche (LPA) ; b) Aspect d'une dunité (LPA). c et d) Développement de la serpentine au niveau des contours des minéraux montrant ainsi une texture maillée (LPA). Ol : olivine. Cpx : clinopyroxène. Ser : serpentine. Opx : orthopyroxène. Sp : spinelle.

## III.2. 1. L'olivine

Les olivines des roches ultramafiques de la région de Collo sont partiellement ou totalement serpentinisées. Elles se présentent sous forme de reliques souvent globuleuses, arrondies, micrométriques (Fig. III. 3) et sont généralement entourées des serpentines qui dessinent le plus souvent une texture maillée caractéristique. Les olivines sont très rarement déformées, mais parfois montrent des micros-craquelures remplis par la serpentine ou des oxydes de fer et de magnésites, Parfois les cristaux d'olivines sont inclus dans les orthopyroxènes.



**Fig. III. 3.** Microphotographies montrant l'aspect des olivines de la région de Collo. (a)et (b) : Altération des olivines en serpentines et oxydes de fer (LPA). (c) et (d) : Reliques d'olivine serpentinisée avec des craquelures remplies d'oxydes de fer (LPNA). Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène. Ser : serpentine. Opx : orthopyroxène ; Op : opaque)

La composition chimique des olivines montre qu'elles sont fortement magnésiennes. Les teneurs en MgO% varient entre 48,64% et 49,84% (Mg varie de 1,77 à 1,82 apfu (atoms per

formula unit : atomes par unité de formule) et Mg# ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ) varie entre 0,89 et 0,90. Les concentrations en FeO varient entre 9,3% et 9,96% (Fe varie entre 0,19 et 0,20 apfu). La composition de ces olivines correspond donc à la forstérite où Fo représente 90% (Tableau. III. 1). Les teneurs en  $Cr_2O_3$  sont très faibles et varient entre 0% et 0,068%, alors que NiO montre des concentrations relativement élevées (entre 0,28% et 0,33%).

Les teneurs en Mg# et en Ni des olivines sont semblable à ceux rapportées des péridotites abyssaux, des péridotites d'avant arc, des séquences ophiolitiques et des xénolites cratoniques (ex : O'Hara et Ishii, 1998 ; Suhr *et al.*, 2003 ; Dick *et al.*, 2010 ; Warren et Shimizu, 2010).

La projection des points analytiques des olivines des roches ultramafiques de la région de Collo dans le diagramme NiO versus MgO de Fleet *et al.*, (1977) montre que ces olivines tombent dans le domaine des olivines mantelliques et du MORB. Par ailleurs, ces olivines sont caractérisées par des teneurs de MgO proches de celles des péridotites du pointement de Sidi Mohamed (massif de l'Edough), mais relativement appauvries en NiO (Fig. III. 4)

Sur le diagramme NiO en fonction de Fo (forstérite) (Fig. III. 5a et III. 5b), les teneurs en NiO des olivines se situent dans le domaine des olivines mantelliques et des ophiolites altérées. Sur le diagramme MnO en fonction de Fo (Fig. III. 6a et III. 6b), la plupart des olivines des péridotites de la région de Collo tombent également dans le domaine des olivines mantelliques.

De ce fait, il est clair que les olivines des péridotites du massif de Collo peuvent être classées comme cumulus qui résulte de la cristallisation fractionnée à partir d'un magma mantellique semblable à celui du domaine du MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts : basaltes des rides médio-océaniques).

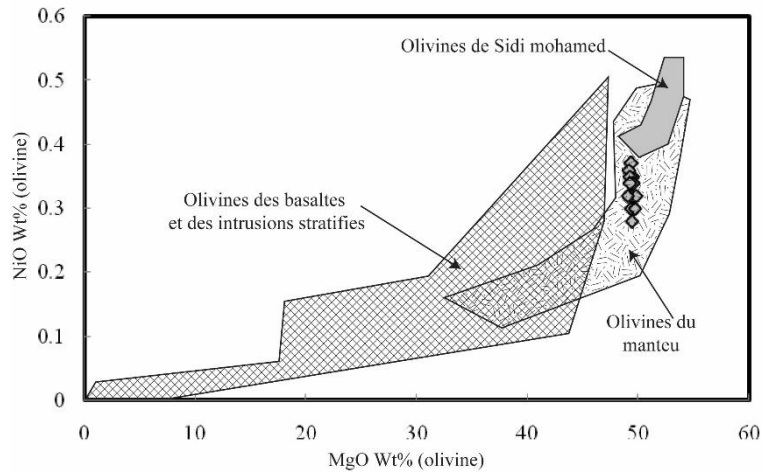


**Tableau. III. 2.** Résultats d'analyses des olivines des roches ultramafiques de Cap Bougaroun et des environs de Collo pour 4 oxygènes

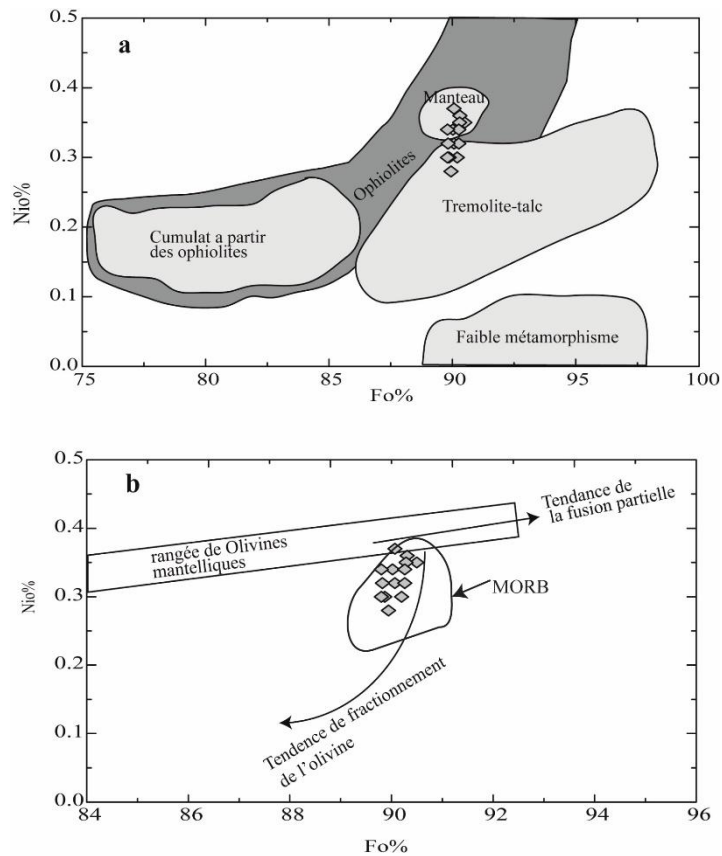
<u>Échantillon 05CS28</u>										
	OI 1	OI 2	OI 3	OI 4	OI 5	OI 6	OI 7	OI 8	OI 9	OI 10
SiO <sub>2</sub>	40,15	40,07	40,3	40,99	40,81	40,42	40,06	40,02	40,52	40,01
FeO	9,72	9,19	9,6	9,45	9,43	9,59	9,27	9,31	9,33	9,67
MgO	49,43	49,5	49,49	49,67	49,84	49,39	49,18	49,29	49,24	49,54
NiO	0,28	0,35	0,32	0,30	0,32	0,37	0,36	0,35	0,34	0,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0	0	0	0	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01
<i>Total</i>	<i>99,75</i>	<i>99,19</i>	<i>99,84</i>	<i>100,6</i>	<i>100,6</i>	<i>99,92</i>	<i>99,00</i>	<i>99,13</i>	<i>99,58</i>	<i>99,70</i>
Si	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99
Fe(ii)	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19	0,20
Mg	1,81	1,82	1,81	1,80	1,81	1,81	1,82	1,82	1,81	1,82
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Total</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,00</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,00</i>	<i>3,01</i>
Fo	89,94	90,5	90,07	90,2	90,26	90,07	90,31	90,29	90,26	90,02
Fa	9,92	9,42	9,80	9,63	9,58	9,81	9,55	9,57	9,59	9,86
XFeO(l)/ XMgO(l)	0,37	0,35	0,36	0,36	0,35	0,36	0,35	0,35	0,35	0,37
Mg#	0,90	0,91	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90

Continuité du tableau I. 1

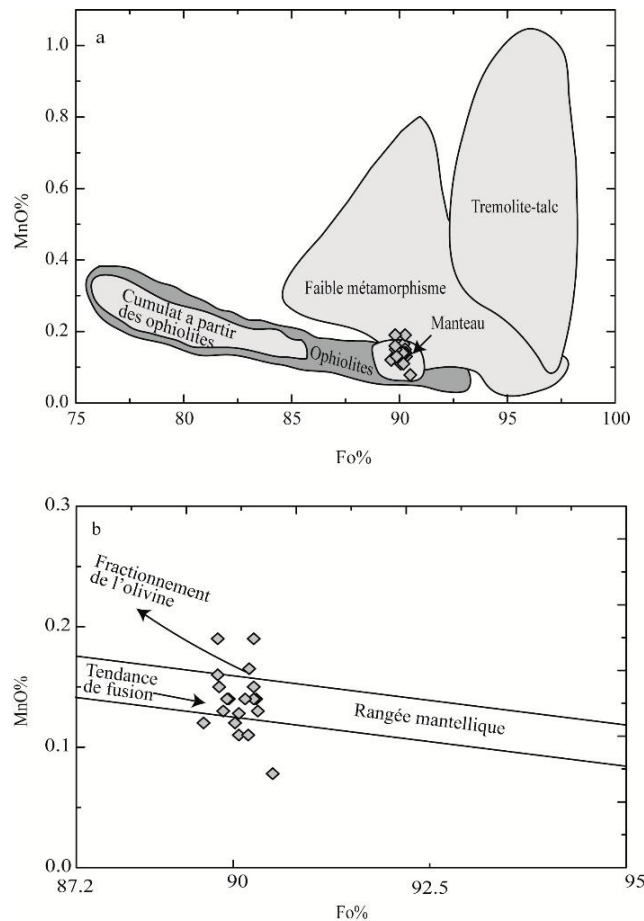
	<u>Échantillon 05CS28</u>				<u>Échantillon 05CS16</u>				
	OI 1	OI 2	OI 3	OI 4	OI 1	OI 2	OI 3	OI 4	OI 5
SiO <sub>2</sub>	41,72	41,22	41,06	41,52	40,04	40,02	40,29	40,35	40,95
FeO	9,63	9,96	9,33	9,34	9,56	9,48	9,76	9,77	9,90
MgO	48,91	48,84	48,64	48,73	49,58	49,26	49,07	49,32	49,69
NiO	na	na	na	na	0,34	0,34	0,32	0,30	0,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0	0	0,03	0,068	0,017	0	0,013	0
<i>Totale</i>	<i>100,5</i>	<i>100,21</i>	<i>99,23</i>	<i>99,80</i>	<i>99,84</i>	<i>99,3</i>	<i>99,60</i>	<i>99,95</i>	<i>101</i>
Si	1,01	1,01	1,01	1,01	0,98	0,99	0,99	0,99	1
Fe(ii)	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Mg	1,77	1,78	1,78	1,78	1,82	1,82	1,81	1,81	1,80
Ni	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Totale</i>	<i>2,98</i>	<i>2,99</i>	<i>2,99</i>	<i>2,98</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3,01</i>	<i>3</i>
Fo	89,92	89,62	90,15	90,19	90,26	89,8	89,82	89,87	89,8
Fa	9,93	10,25	9,7	9,7	9,62	10,04	10,02	9,99	10,04
XFeO(l)/ XMgO(l)	0,37	0,38	0,36	0,36	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37
Mg#	0,90	0,91	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90



**Fig. III. 4.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme NiO% en fonction de MgO% de Fleet *et al.*, (1977). Le champ des variations des olivines de Sidi Mohamed est d'après Hadj Zobir (2007).



**Fig. III. 5.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme NiO% en fonction de Fo (forstérite). a : Les Champs des ophiolites, trémolites et talc, les olivines de faible degré de métamorphisme et celui des cumulas des ophiolites sont d'après Vance et Dungan (1977) et Hartmann et Chemale (2003). b : La rangée des olivines mantelliques est d'après Takahashi (1986) ; la tendance de la fusion partielle d'après Ozawa (1994) et la tendance de fractionnement d'après Ozawa (1994) et Nakamura (1995).

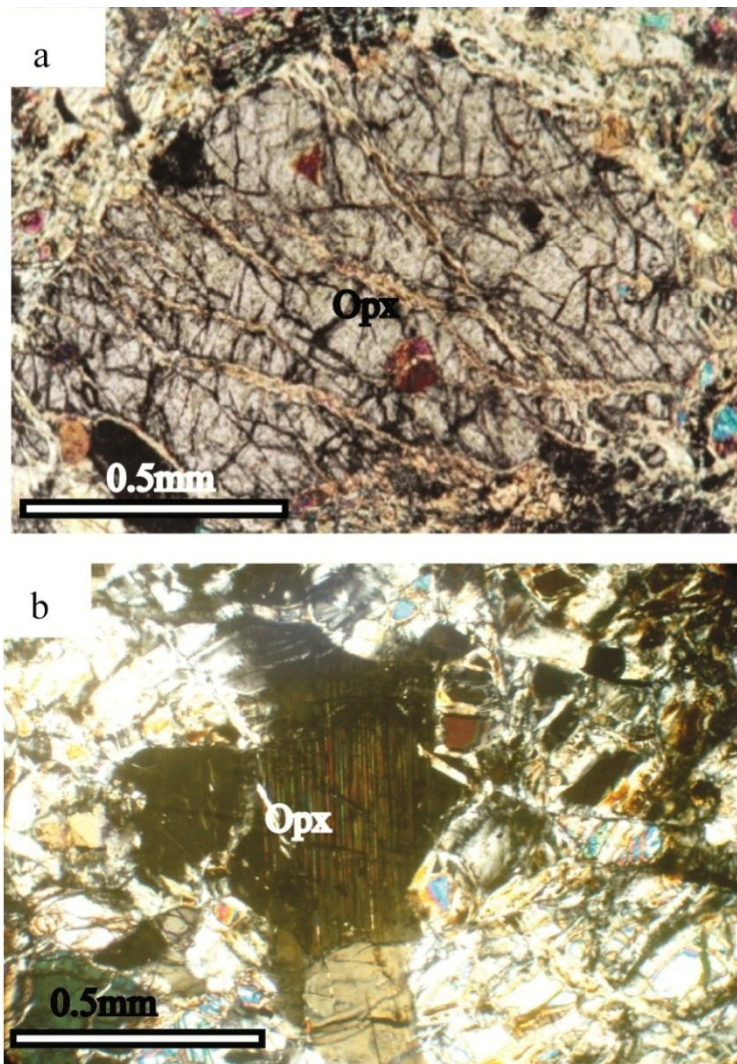


**Fig. III. 6.** Position des olivines des péridotites de Collo dans le diagramme MnO% en fonction de Fo (forstérite). a: Les Champs des ophiolites, trémolites et talc, les olivines de faible degré de métamorphose et celui des cumulus des ophiolites sont d'après Vance et Dungan (1977) et Hartmann et Chemale (2003). b: La rangée des olivines mantelliques est d'après Takahashi (1986) ; la tendance de la fusion partielle d'après Ozawa (1994), et la tendance de fractionnement d'après Ozawa (1994) et Nakamura (1995).

### III. 2. 2. Les pyroxènes

#### - *Les orthopyroxènes*

Dans les lherzolites, les orthopyroxènes constituent 5% à 30% de la roche et se présentent en cristaux millimétriques subautomorphes à xénomorphes (Fig. III. 7) avec souvent des inclusions d'olivine. Les craquelures des cristaux sont remplies de serpentine qui se développe également sur les bordures des cristaux.



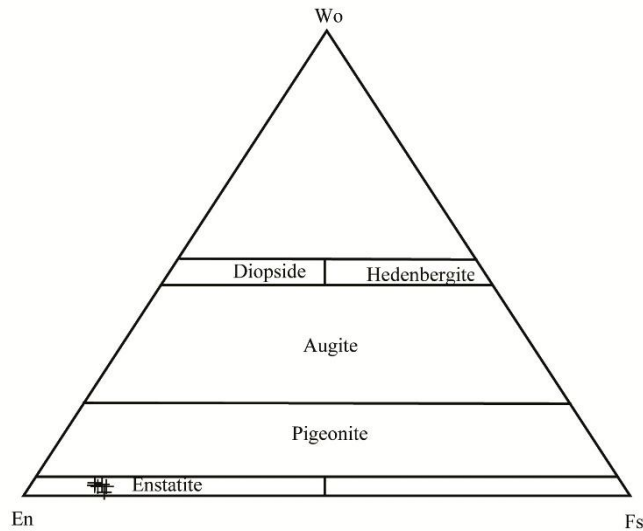
**Fig. III. 7.** Microphotographies montrant l'aspect des orthopyroxènes de Collo (LPA). (a) Aspect d'un orthopyroxène. (b) Aspect d'un orthopyroxène éxsolvé. Opx : Orthopyroxène.

La composition des orthopyroxènes (Tableau. III. 2) et (Fig. III. 8) est principalement de l'enstatite, avec un rapport  $Mg\# (Mg / (Mg^{2+} + Fe^{2+})) = 0,9$  comparable à celui des olivines. Les teneurs en  $Al_2O_3$  varient entre 2,3% et 2,5% et celles de  $Cr_2O_3$  et de  $TiO_2$  varient entre 0,6 et 0,7% et entre 0,05 et 0,17% respectivement. Les teneurs en CaO varient entre 0,70 et 1,2%. Les teneurs en Cr ( $\approx 0,02$  apfu) sont plus élevées que ceux observés dans les olivines. Les concentrations de Ca varient de 0,02 à 0,06 apfu et Ti est inférieur à 0,01 apfu. Les orthopyroxènes montrent une légère zonalité en Ca, Cr et Al. Pour certaines enstatites une légère augmentation de la teneur en Ca du centre vers les bordures des cristaux est observée alors que le Cr et Al diminuent.

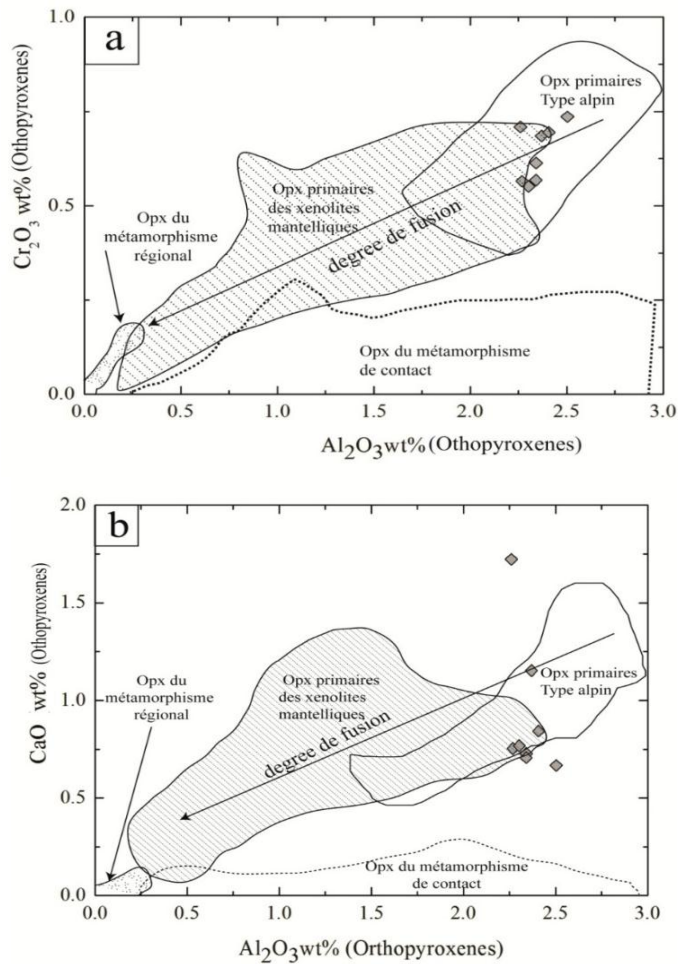
La projection des points analytiques des orthopyroxènes sur les diagrammes de discrimination  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  en fonction d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}$  en fonction d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  de Khedr et Arai (2009) (Fig. III. 9) montre que ces orthopyroxènes tombent dans le domaine des roches ultramafiques du type alpin.

**Tableau. III. 2.** Analyses et formules structurales à base de 6 oxygènes des orthopyroxènes des roches ultrabasiques de Collo.

	05CS28			05CS28				
	OPX1	OPX2	OPX3	OPX1	OPX2	OPX3	OPX4	OPX5
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,02
F	0,00	0,06	0,03	0,17	0,01	0,00	0,01	0,06
MgO	33,61	33,59	33,83	33,90	33,74	33,15	34,00	33,89
SiO <sub>2</sub>	57,04	56,71	56,70	56,83	56,98	56,75	57,26	57,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,37	2,50	2,27	2,30	2,34	2,26	2,34	2,41
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02
CaO	1,15	0,67	0,75	0,77	0,73	1,72	0,71	0,84
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,13	0,11	0,17	0,16	0,15	0,10	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,74	0,57	0,55	0,61	0,71	0,57	0,70
MnO	0,11	0,12	0,15	0,18	0,04	0,18	0,16	0,16
FeO	6,14	6,55	6,33	6,52	6,31	6,46	6,68	5,94
BaO	0,00	0,04	0,06	0,00	0,06	0,02	0,06	0,00
Total	101,20	101,12	100,83	101,40	101,04	101,48	101,96	101,22
Si	1,95	1,94	1,95	1,94	1,95	1,94	1,95	1,95
Al	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
Cr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,18	0,19	0,18	0,19	0,18	0,19	0,19	0,17
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	1,71	1,71	1,73	1,73	1,72	1,69	1,72	1,72
Ca	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	3,99
Fe(ii)	0,19	0,20	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19
Wo	2,18	1,27	1,43	1,44	1,38	3,25	1,33	1,60
En	88,58	88,82	89,01	88,72	89,19	86,98	88,67	89,37
Fs	9,24	9,91	9,57	9,84	9,43	9,77	10,00	9,03
Cr#	0,30	0,32	0,30	0,30	0,28	0,37	0,28	0,31
Mg#	0,91	0,90	0,91	0,90	0,91	0,90	0,90	0,91



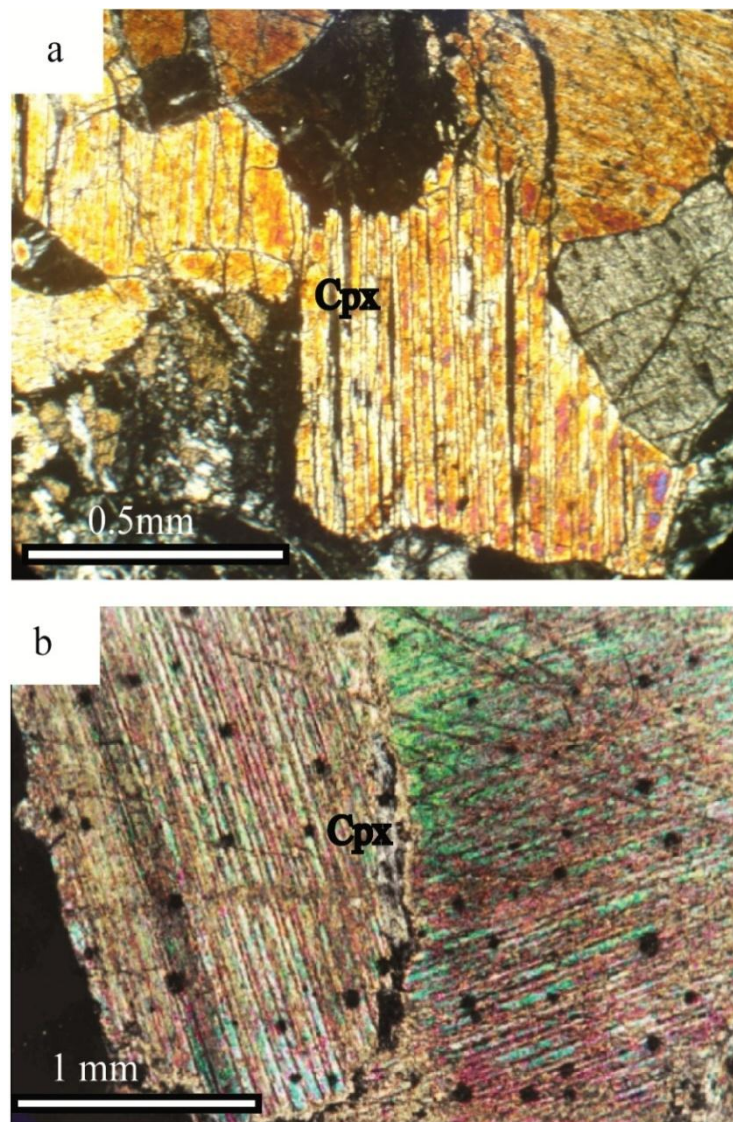
**Fig. III. 8.** Position des orthopyroxènes (+) de Collo dans le diagramme de nomenclature Ca-Mg-Fe de Morimoto (1988).



**Fig. III. 9.** Diagrammes de  $Al_2O_3$  vs  $Cr_2O_3$  (a) et  $Al_2O_3$  vs  $CaO$  (b) des orthopyroxènes des roches ultramafiques de la région de Collo. Les domaines sont d'après Khedr et Arai (2009).

*- Les clinopyroxènes*

Les clinopyroxènes se présentent en plages subautomorphes à xénomorphes. Ils montrent souvent des inclusions de minéraux opaques et parfois des phénomènes d'exsolution d'orthopyroxène (Fig. III. 10a et III. 10b). Ils s'altèrent fréquemment en serpentine et en chlorite. L'analyse à la microsonde (Tableau. III. 3) et (Fig. III. 11) montre que ce sont des diopsides avec une composition Wo : 47,06 à 47,70%. En : 46,85 à 47,44% et Fs : 4,1 à 4,42% et sont relativement plus riches en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,94 à 1,29%) et en TiO<sub>2</sub> (~ 0,8%) que les orthopyroxènes.

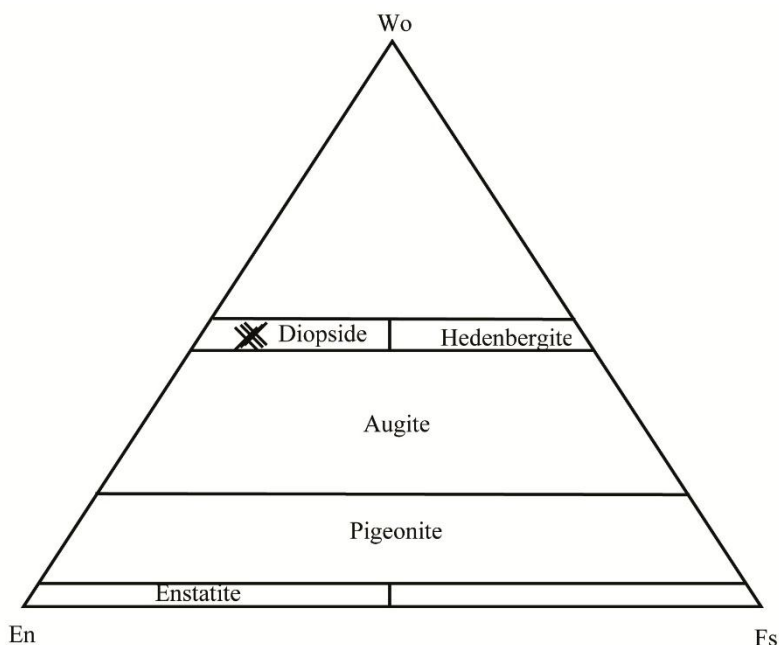


**Fig. III. 10.** Microphotographies montrant l'aspect des clinopyroxènes de Collo (LPA). (a) cristaux xénomorphes de clinopyroxène. (b) Aspect d'un clinopyroxène exsolvé. Cpx : Clinopyroxène.

**Tableau. III. 3.** Résultats d'analyses et formules structurales à base de 6 oxygènes des clinopyroxènes des roches ultramafiques de Collo.

	O5CS16		
	CPX1	CPX2	CPX3
SiO <sub>2</sub>	52,22	52,62	53,33
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,84	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,98	3,52	2,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,29	0,94
FeO	2,69	2,7	2,52
MnO	0,08	0,08	0,06
MgO	16,73	16,52	16,68
CaO	23,1	23,13	23,56
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,45	0,31
Total	101,19	101,15	101,06
Si	1,88	1,9	1,92
Al(iv)	0,12	0,1	0,08
Al(vi)	0,05	0,05	0,04
Fe(iii)	0,01	0,01	0
Cr	0,04	0,04	0,03
Ti	0,02	0,02	0,02
Fe(ii)	0,07	0,07	0,08
Mg	0,9	0,89	0,9
Ca	0,89	0,89	0,91
Na	0,02	0,03	0,02
Total	4	4	4
Fe (ii)	0,07	0,07	0,1
Fe (iii)	0,01	0,01	0
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	0,85	0,88	1,25
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0,15	0,12	0
Wo	47,06	47,1	47,74
En	47,44	46,83	47,03
Fs	4,4	4,42	4,1
Ac	1,1	1,65	1,14





**Fig. III. 11.** Position des clinopyroxènes (x) de Collo dans le diagramme de nomenclature Ca-Mg-Fe des pyroxènes de Morimoto (1988).

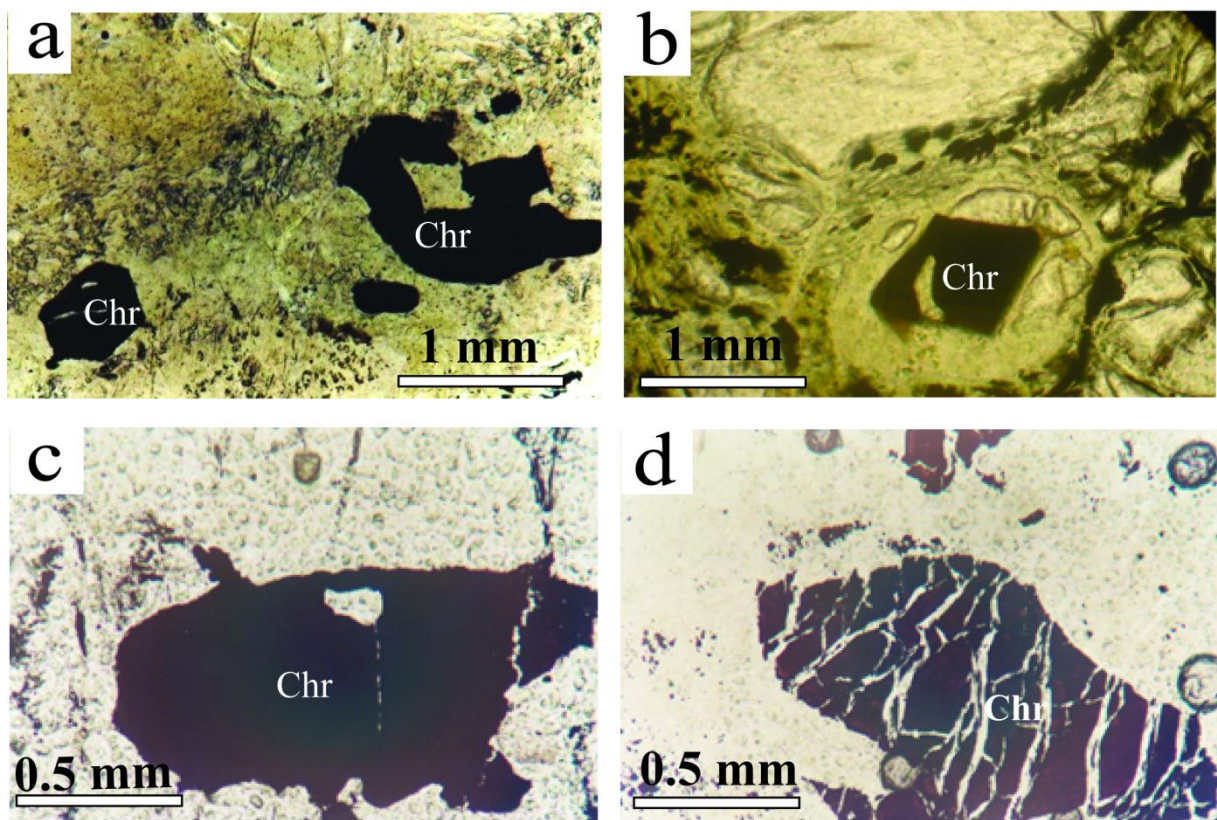
### III. 2. 3. Les spinelles

D'après les observations morphoscopiques, aussi bien en lames minces au microscope polarisant qu'en sections polies au microscope métallographique, et la composition chimique, deux types de spinelles chromifères (chromites) peuvent être distingués : (1) : des chromites en grains millimétriques automorphes (hexagonale, orthogonale ou carré), subautomorphes à xénomorphes (Fig. III. 12 et III. 13) souvent craquelés, parfois déformés ; et (2) des chromites xénomorphes, en grains fins interstitiels ou bordant les microfractures de la roche (Fig. III. 14 et III. 15).

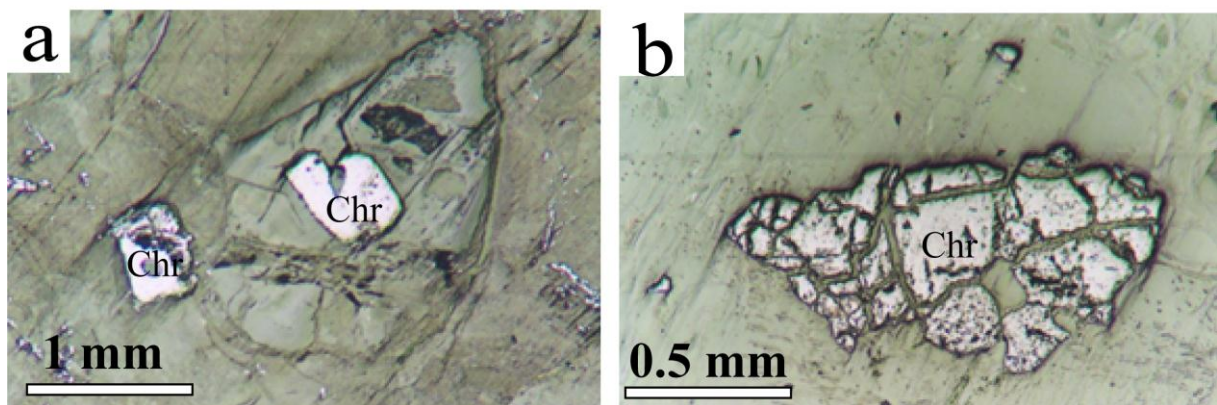
#### III. 2. 3. 1. Les chromites automorphes primaires

Les chromites dites 'automorphes' sont disséminées dans la roche et se présentent également en inclusions dans les cristaux de l'olivine et du pyroxène ; pour cette raison, ce type de chromites est considéré primaire. Chimiquement, ces chromites sont homogènes et sont caractérisées par des teneurs élevés en  $Al_2O_3$  (25,77 à 27,36%) et en MgO (10,70 à 13,36%) et des faibles teneurs en oxydes de fer (10 à 20%). Les teneurs en  $Cr_2O_3$  varient entre

32,93 et 38,04% et le Cr# ( $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$ ) varie entre 0,45 et 0,48 (Tableau. III. 4). Le Mg# ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ) varie entre 0,49 et 0,59.



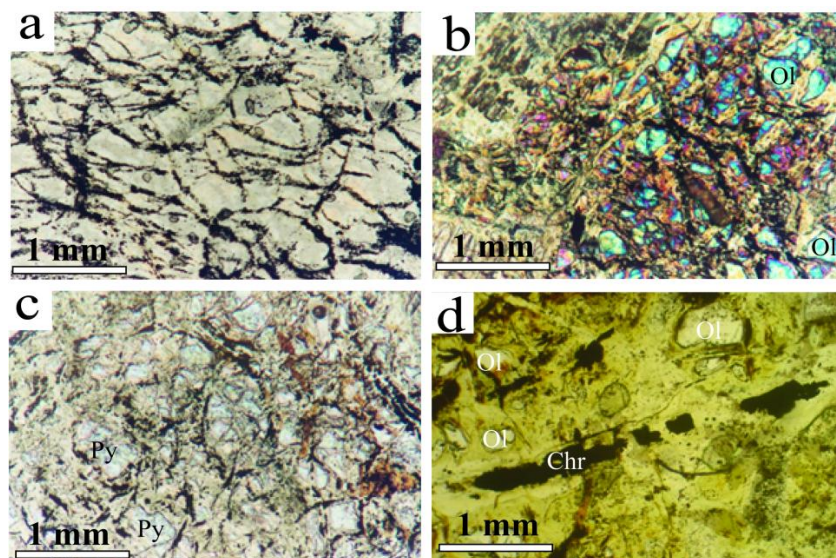
**Fig. III. 12.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères primaires de la région de Collo observées en lumière transmise. (a et b) chromites automorphes et sub-automorphe (LPNA). (c et d) chromite xénomorphe craquelée. (LPNA).



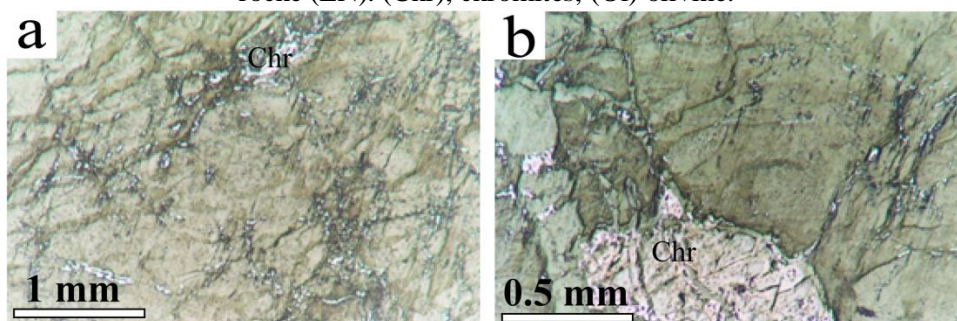
**Fig. III. 13.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères primaires de la région de Collo observées en lumière réfléchie. (a) chromites automorphes et sub-automorphe (LN). (b) chromite xénomorphe craquelée. (LN). (Chr) chromite.

## III. 2. 3. 2. Les chromites interstitielles secondaires

Ce sont des chromites à grains fins (micrométriques) xénomorphes qui se présentent en agrégats interstitiels. Elles entourent souvent les cristaux des olivines, des pyroxènes et les micro-fractures de la roche. Ce type de chromite représente la génération tardive et considérée secondaire (Fig. III. 14 et III. 15). La composition chimique de ces chromites montre des teneurs en fer total élevées ( $\approx 35\%$ ), de faibles teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,67 à 9,54%) et en  $\text{MgO}$  (4,60 à 4,65%) comparés à celles des chromites primaires. Cependant, le  $\text{Cr}_2\text{O}_3\%$  montre un enrichissement (49,60 à 54,74%) et le Cr# varie entre 0,78 et 0,88 alors que le Mg# varie entre 0,23 et 0,25.



**Fig. III. 14.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères secondaires de la région de Collo observées en lumière transmise. (a) chromites en grains fins interstitiels observées dans les serpentinites. (LPNA). (b et c) chromite en agrégats de grains fins entourant les cristaux d'olivine et de pyroxène (LPA et LPNA respectivement). (d) agrégats de chromite remplissant les microfractures de la roche (LN). (Chr), chromites, (Ol) olivine.



**Fig. III. 15.** Microphotographies montrant l'aspect des spinelles chromifères secondaires de la région de Collo observées en lumière réfléchie. (a) chromites en grains fins interstitiels (LN). (b) Chromite xénomorphe craquelée primaire et chromite secondaires interstitielles. (LN). (Chr) chromite, (Ol) olivine.

**Tableau. III. 4.** Résultat des analyses et formules structurales à base de 32 oxygènes des spinelles des roches ultramafiques de Collo.

Échantillon	05CS28 (chromite automorphe)								05CS16 (chromite automorphe)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.26	0.28	0.29	0.25	0.30	0.28	0.29	0.45	0.44	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.32	27.15	27.28	27.18	27.26	27.16	27.16	27.36	26.41	26.28	26.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38.38	37.57	38.19	37.56	37.80	37.76	38.04	37.55	35.95	36.45	36.10
FeO	20.85	20.76	20.97	21.11	20.94	21.29	21.00	21.58	25.13	24.57	24.79
MnO	0.26	0.29	0.28	0.24	0.28	0.27	0.30	0.29	0.28	0.36	0.36
MgO	13.09	13.16	13.07	13.10	13.21	13.07	13.36	12.98	11.43	11.55	11.31
NiO	0.16	0.07	0.09	0.17	0.11	0.14	0.15	0.07	0.13	0.17	0.09
<i>Total</i>	<i>100.37</i>	<i>99.25</i>	<i>100.18</i>	<i>99.66</i>	<i>99.86</i>	<i>99.99</i>	<i>100.30</i>	<i>100.14</i>	<i>99.78</i>	<i>99.81</i>	<i>99.85</i>
Ti	0.056	0.047	0.050	0.053	0.045	0.055	0.051	0.053	0.083	0.081	0.077
Al	7.730	7.748	7.730	7.739	7.737	7.713	7.678	7.754	7.607	7.569	7.705
Cr	7.287	7.191	7.258	7.175	7.198	7.193	7.214	7.139	6.947	7.043	6.965
Fe(iii)	0.872	0.966	0.913	0.981	0.975	0.985	1.005	1.002	1.280	1.225	1.177
Fe(ii)	3.314	3.237	3.302	3.284	3.243	3.304	3.208	3.340	3.856	3.797	3.883
Mn	0.054	0.059	0.058	0.048	0.057	0.055	0.062	0.058	0.059	0.074	0.074
Mg	4.685	4.751	4.685	4.720	4.744	4.695	4.780	4.653	4.164	4.207	4.116
<i>Total</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>
Mg#	58.57	59.48	58.66	58.97	59.40	58.69	59.84	58.21	51.921	52.563	51.453
Cr#	48.50	48.10	48.40	48.10	48.20	48.30	48.40	47.90	47.7	48.2	47.5
Fe <sup>3+</sup> #	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.081	0.077	0.074

Continuité du tableau. III. 4

Échantillon	05CS17 (chromite automorphe)								05CS18 (chromite xenomorphe)						
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.41	0.50	0.42	0.43	0.42	0.45	0.41	0.45	0.45	0.48	0.44	0.42	0.41	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.91	25.77	25.83	25.99	25.90	26.31	26.38	26.75	9.54	4.98	4.78	4.67	6.61	5.21	4.92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.83	34.88	34.64	34.39	34.10	33.99	33.44	32.94	49.60	53.57	54.08	54.74	52.38	53.26	52.40
FeO	26.57	26.35	26.94	27.07	26.61	26.91	26.07	27.04	34.91	35.55	35.09	34.56	34.49	35.26	35.34
MnO	0.36	0.36	0.29	0.33	0.29	0.35	0.31	0.38	0.50	0.46	0.46	0.48	0.50	0.44	0.42
MgO	10.81	10.98	10.83	10.96	10.84	10.71	10.92	10.75	4.66	4.29	4.73	4.60	4.82	4.80	4.61
NiO	0.14	0.10	0.14	0.16	0.16	0.08	0.11	0.12	0.09	0.000	0.07	0.000	0.02	0.02	0.04
<i>Total</i>	<i>99.03</i>	<i>98.85</i>	<i>99.17</i>	<i>99.32</i>	<i>98.33</i>	<i>98.77</i>	<i>97.68</i>	<i>98.39</i>	<i>99.76</i>	<i>99.30</i>	<i>99.71</i>	<i>99.49</i>	<i>99.24</i>	<i>99.40</i>	<i>98.27</i>
Ti	0.073	0.075	0.093	0.078	0.081	0.079	0.084	0.077	0.094	0.095	0.102	0.093	0.088	0.087	0.114
Al	7.554	7.517	7.524	7.549	7.594	7.675	7.756	7.813	3.089	1.654	1.581	1.550	2.174	1.723	1.650
Cr	6.813	6.826	6.768	6.699	6.707	6.651	6.594	6.453	10.77	11.95	11.80	12.18	11.56	11.81	11.79
Fe(iii)	1.488	1.506	1.523	1.596	1.538	1.515	1.483	1.580	1.951	2.206	2.218	2.085	2.088	2.294	2.345
Fe(ii)	4.009	3.949	4.043	3.981	3.999	4.053	3.956	4.023	6.068	6.182	6.014	6.047	5.965	5.974	6.056
Mn	0.076	0.076	0.060	0.068	0.060	0.073	0.066	0.080	0.117	0.109	0.110	0.113	0.118	0.104	0.102
Mg	3.987	4.051	3.989	4.026	4.020	3.950	4.062	3.973	1.906	1.804	1.978	1.930	2.006	2.008	1.955
<i>Total</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>	<i>24</i>
Mg#	49.86	50.64	49.66	50.28	50.13	49.35	50.66	49.68	23.91	22.59	24.75	24.20	25.16	25.16	24.41
Cr#	47.40	47.60	47.40	47.00	46.90	46.40	46.00	45.20	77.70	87.80	88.40	88.70	84.20	87.30	87.70
Fe <sup>3+</sup> #	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.12	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15

### III. 2. 4. Les minéraux de l'altération

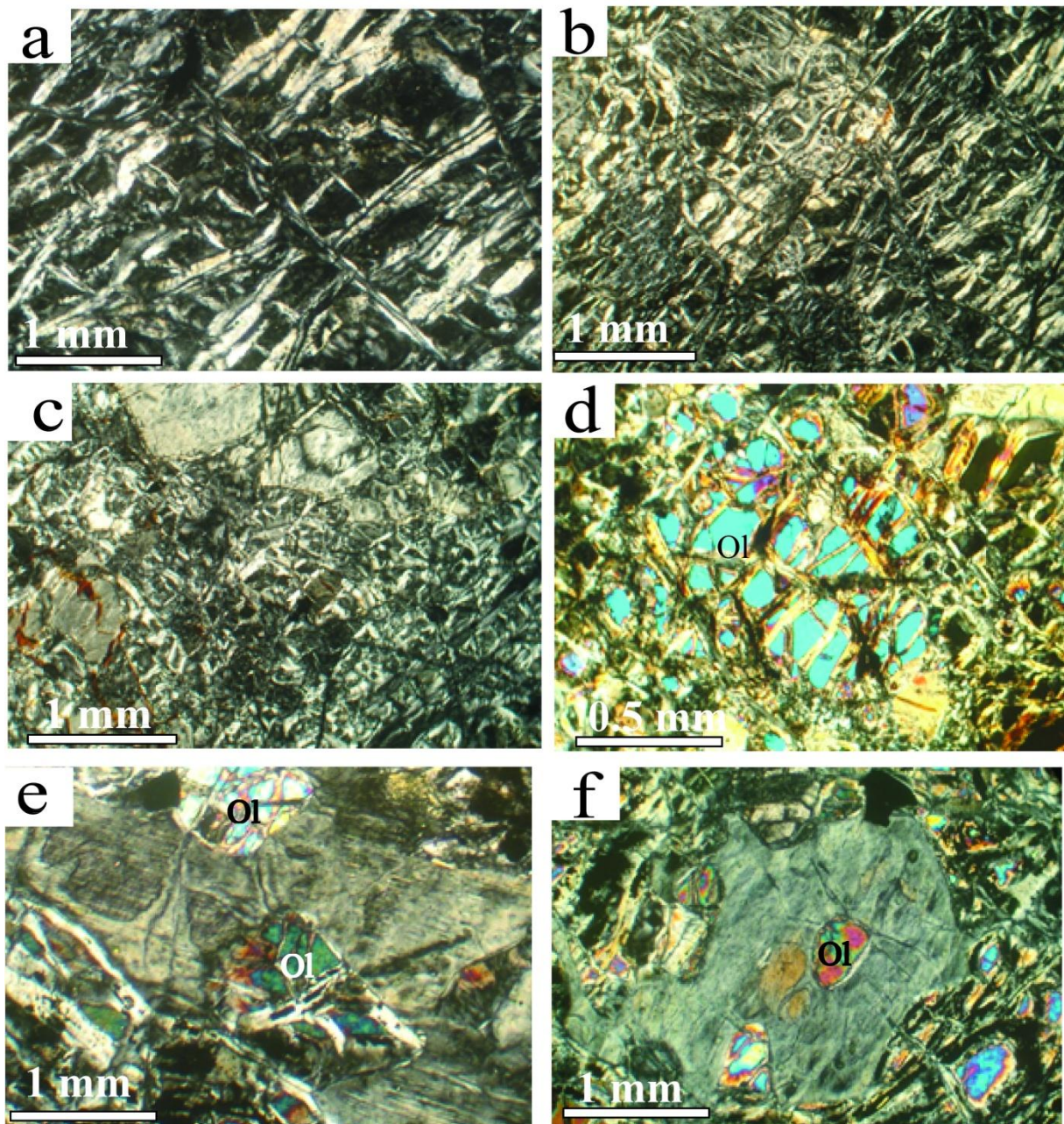
#### - *La serpentine*

La serpentine est une famille de minéraux du groupe des phyllosilicates (ou silicates lamellaires) de formule chimique  $((\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$ . Cette famille contient plus de 20 membres ou polymorphes que l'on retrouve dans les roches ultramafiques-mafiques altérées, telles que les péridotites et pyroxénites, ou certaines roches métamorphiques. Ces membres sont souvent difficiles à identifier, car ce minéral cristallise souvent en microcristaux. Les trois plus importants polymorphes de la serpentine sont l'antigorite, le chrysotile et la lizardite. La roche correspondant à la famille de la serpentine est la serpentinite.

L'antigorite est le polymorphe de la serpentine le plus courant, issu du métamorphisme humide des roches ultramafiques tout en restant stable jusqu'à des températures de 600 °C et à des profondeurs de 60 km ou plus. Au contraire, la lizardite et le chrysotile sont des formes issues des parties superficielles de l'écorce terrestre et qui se dégradent à des températures de l'ordre de 400 °C. L'antigorite contient de l'eau dans sa structure à hauteur de l'ordre de 13% de son poids. Le spectre de couleur est varié, allant du blanc vers le gris jusqu'au bleu, jaune au vert et du marron au noir.

À Collo les roches ultramafiques totalement serpentinisées sont composées essentiellement de minéraux du groupe des serpentines (Fig. III. 16a et III. 16b III. 16c). Le minéral le plus dominant est l'antigorite qui se développe surtout en une texture maillée où les oxydes de fer occupent les plans des mailles (Fig. III. 16c). Les cristaux primaires tels que l'olivine sont sous forme de reliques qui occupent le centre des mailles formées par la serpentine où la serpentine se développe autour et à l'intérieur de ces dernières en formant de la texture maillé (Fig. III. 16d. III. 16e). La serpentine se présente parfois en fines paillettes micrométriques, souvent en agrégats, avec une couleur qui va du transparent vers un vert plus ou moins foncé (Fig. III. 16d et III. 16e et III. 16f).

Parfois, elle se présente en paillettes millimétriques montrant des ‘pseudo-macles’ ressemblant à celles des plagioclases (Fig. III. 16e et III. 16f). L’analyse à la microsonde à montrer que ces paillettes ne sont pas des plagioclases, mais plutôt de la serpentine (antigorite). La chrysotile est rare et s’aperçoit surtout sous forme de fibres soyeuses visibles à l’œil nu.

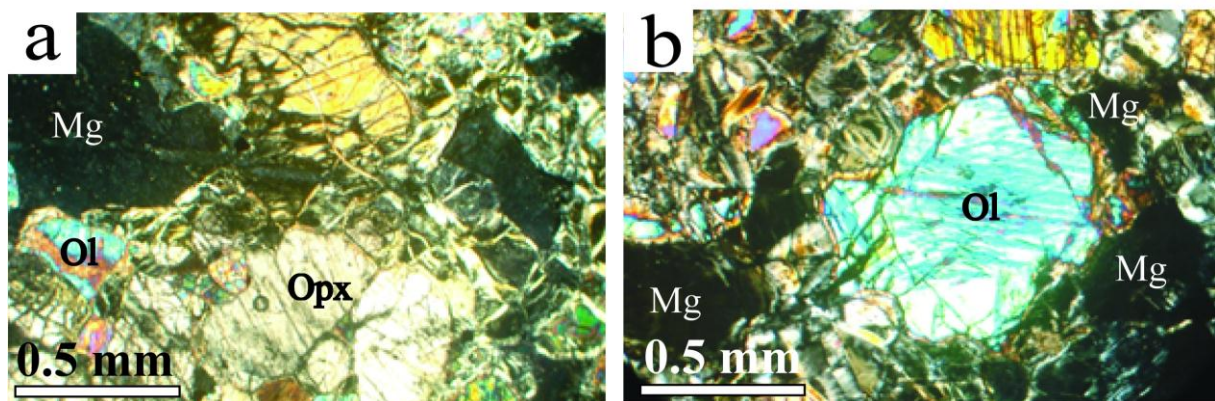


**Fig. III. 16.** Microphotographies montrant l’aspect des serpentinites de la région de Collo. (a) serpentinites à texture maillée. (b) périodite totalement altérée en serpentine, en oxydes et hydroxydes de fer. (c) serpentinites avec quelques reliques de minéraux primaires. (d) Début de développement de la texture maillée au sein des périodites. (e) Reliques d’olivine dans une paillette de serpentine. (f) Paillette de serpentine ‘maclé polysynthétique’. (Ol). Olivine.

*- La magnésite*

Un mélange cryptocristallin blanc composé de magnésite et de talc secondaires est omniprésent au sein des roches ultramafiques. La magnésite se présente en veinules blanchâtres millimétriques à centimétriques parallèles à la foliation des serpentinites (voir ci-dessus). Par endroit, ces veines peuvent atteindre 10 cm de largeur. À première vue, on peut les confondre à des plagioclases. Quand les serpentinites sont fortement tectonisées, la magnésite montre des structures en stockworks. Au microscopique la magnésite se présente en un produit amorphe, isotrope en nicols croisés. La magnésite formée à l'intérieur des roches ultramafiques de la région de Collo occupe les vides et la cassure bordant les cristaux primaires tels que les olivines et les pyroxènes (Fig. III. 17a et III. 17b respectivement) et elle paraît clairement qu'elle résulte de leur altération. Vu son caractère optique isotrope, elle a été déterminée par le MEB à l'USTHB, Alger.

Il y a deux opinions différentes quant à l'origine de la magnésite amorphe. Les géologues russes considèrent traditionnellement les magnésites amorphes comme des produits d'altération superficielle des roches ultramafiques (Tatarinov, 1969). Cependant, un ensemble important de chercheurs les considèrent comme des formations hydrothermales typiques (Maksimovic et Dangic, 1974).



**Fig. III. 17.** Microphotographies montrant l'aspect de la magnésite de la région de Collo. (a) Magnésite amorphe qui enveloppe les cristaux de orthopyroxène. (b) développement de la magnésite autour de l'olivine (Mag) magnésite, (Ol). Olivine.

### III. 3. Discrimination géotectonique des roches ultramafiques de Collo

La composition chimique des chromites primaires a été longtemps employée comme un indicateur pétrogénétique des roches ultramafiques à raison de leur stabilité durant les processus post magmatiques (Irvine 1965a, b ; Dick et Bullen, 1984 ; Arai, 1992 ; Cookenboo *et al.*, 1997 ; Hellebrand *et al.*, 2001 ; Barnes et Roeder, 2001 ; Kamenetsky *et al.*, 2001). Cependant, ils sont généralement modifiés quand ils sont soumis aux processus d'altérations comme celui de la serpentinisation et le métamorphisme régional (Burkhard 1993). En effet, l'altération des spinelles a été décrite par plusieurs auteurs dans le cadre des complexes ultramafiques alpins ou ophiolitiques (e.g. Kimball, 1990 ; Burkhard 1993 ; Christofides, 1994 ; Abzalov, 1998 ; Barnes 2000 ; Bidyananda et Mitra, 2004 ; Mellini *et al.*, 2005, Farahat, 2006). Le métamorphisme de faible à moyen grade jusqu'aux limites inférieures du faciès des amphibolites (Thalhammer *et al.*, 1990 ; McEdufff et Stumpfl, 1991 ; Farahat 2006) conduira les spinelles primaires à devenir instables et commencent à développer des produits d'altération. Selon l'ampleur de l'altération, la magnétite chromifère et/ou les chromites ferrières (connues sous le nom de ferri-chromite) commenceront à former.

La projection des données analytiques sur le diagramme ternaire  $Fe^{3+}$ -Cr-Al (Fig. III. 18a), le diagramme  $Cr/(Cr+Al)$  versus  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  (Fig. III. 18b) et le diagramme  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$  versus  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  (Fig. III. 18c) montre que les chromites automorphes primaires tombent, comme les orthopyroxènes, dans le domaine des péridotites 'type alpin', alors que les chromites xénomorphes secondaires tombent dans le domaine des spinelles chromifères appartenant au faciès schistes verts-amphibolites. La même observation est noté lorsque les données analytiques sont projetées sur le diagramme ternaire  $Fe^{3+}$ -Cr-Al de Jan et Windley (1990) ; la figure III. 19 montres que ces spinelles appartiennent au domaine des spinelles des péridotites de type alpin.



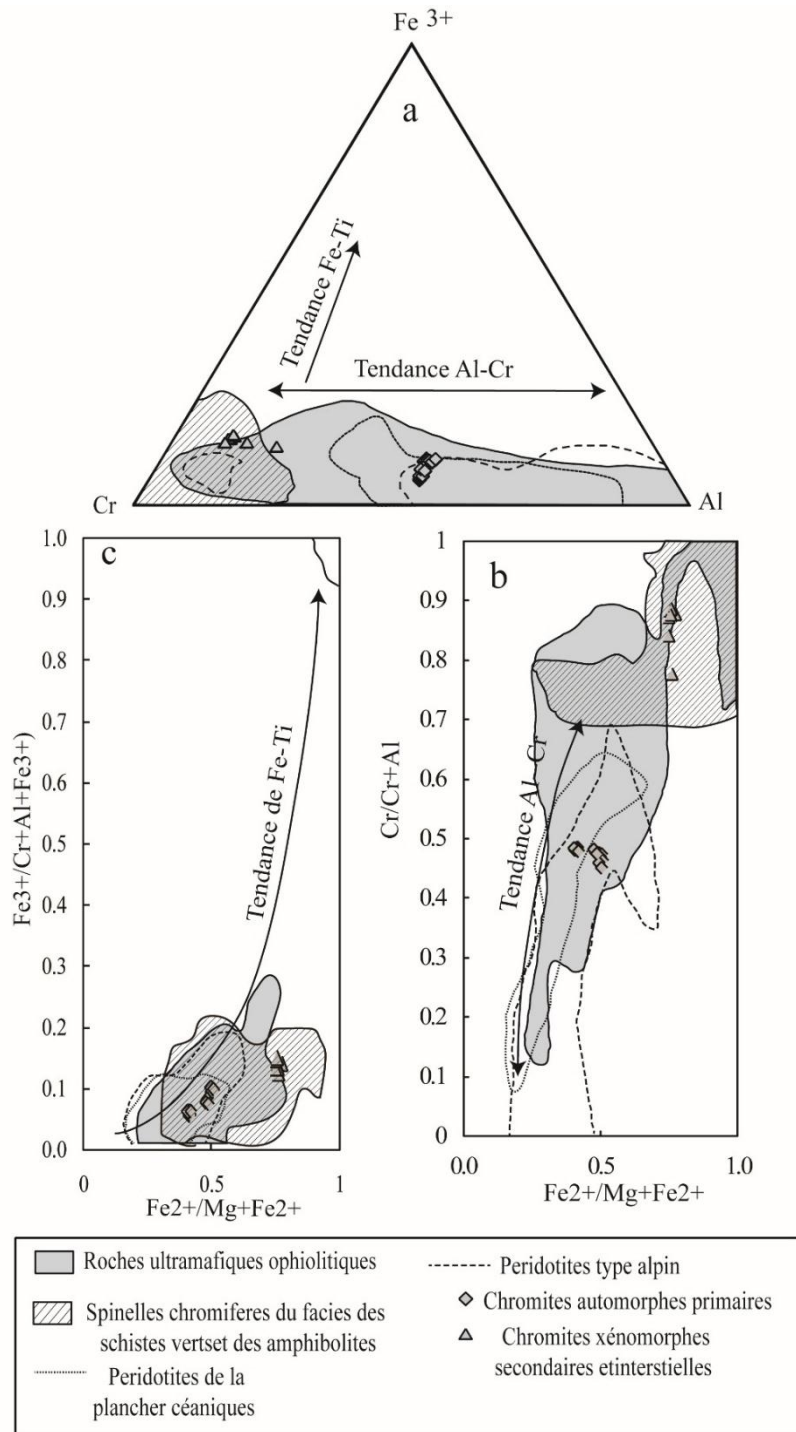
Cette information vient d'appuyer les observations pétrographiques qui montrent l'origine primaire des chromites automorphes et donc préservent leur composition primaire (ne sont pas altérées), alors que les chromites secondaires à grains fins sont le produit de processus d'altération. En effet, les teneurs élevées en fer total, en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et en Mn, mais faibles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les chromites secondaires sont mieux expliquées par un appauvrissement en Al et Mg et un enrichissement en Cr, Mn,  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{3+}$  durant l'altération hydrothermale de bas degré (ex : Kimball, 1990 ; Bames, 2000 ; Merlini *et al.*, 2009; Barra *et al.*, 2014; Zhou *et al.*, 2014). Du tableau III. 4, il est clair que  $\text{Fe}^{2+}$  est l'ion de fer le plus capté (jusqu'à 6,18) par rapport à  $\text{Fe}^{3+}$  (jusqu'à 2.35) et donc, les chromites secondaires produites sont appelées chromites riches en  $\text{Fe}^{2+}$  plutôt que chromites ferreuses (ferrian chromites) proposées par Barra *et al.* (2014).

L'enrichissement en Cr lié au  $\text{CO}_2$  dans le fluide de serpentinisation est indiqué par la présence des carbonates (magnésite et/ou mélange talc-magnésite). Cette altération est une décomposition de la structure du spinelle provoquée par la dissolution du Mg, d'Al et du Cr pendant le serpentinisation. La dissolution du Cr est favorisée dans un environnement réducteur tandis que la re-précipitation se produit dans des conditions d'oxydation locale, indiquée par la présence du  $\text{CO}_2$  (Burkhard et O'Neil 1988).

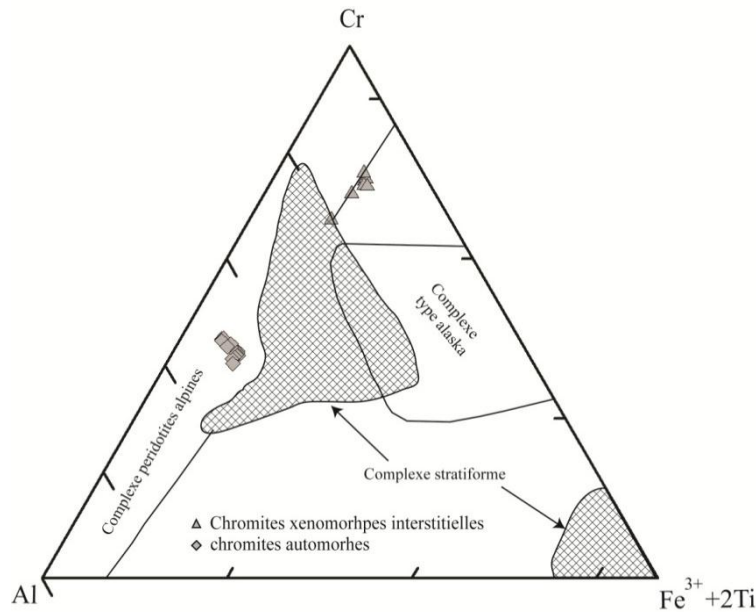
La source de la richesse en  $\text{CO}_2$  pourrait également être les eaux météoriques qui peuvent provoquer des réactions de précipitation semblables (Burkhard, 1993).

Le métamorphisme jusqu'au faciès amphibolite recristallise et homogénéise les phases des spinelles préexistantes à des divers degrés. L'ampleur de l'altération des spinelles dépend également de son contenu en Fer. Burkhard (1993) a précisé que le  $\text{Fe}^{2+}$ , stabilisé dans les sites octaédriques du spinelle est responsable d'une structure inverse et moins stable du spinelle et que les spinelles riches en Fer sont, donc, aisément soumis à l'altération. D'autre

part, les spinelles pauvres en Fer sont résistants à l'altération pendant les processus de serpentinisation.



**Fig. III. 18.** Position des chromites des péridotites de Collo sur les diagrammes ; a: diagramme ternaire Fe<sup>3+</sup>-Cr-Al; b: Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) vs Cr/(Cr+Al); et c: Fe<sup>2+</sup>/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) vs Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>). Les domaines sont d'après Barnes and Roder (2001). Voir texte pour explication.



**Fig. III. 19.** Position des spinelles chromifères des péridotites de la région de Collo dans le diagramme ternaire  $Fe^{3+}$ -Cr-Al de (Jan et Windley, 1990).

L'altération des spinelles chromifères des roches ultramafiques de Collo est donc évidente en prenant compte la diminution des concentrations de Al, Mg et Cr avec une tendance vers des chromites riches en  $Fe^{2+}$ . L'enrichissement en Cr avec un enrichissement en  $CO_2$  dans les fluides responsables de la serpentinisation des péridotites est indiqué par la présence de la magnésite et du mélange magnésite-talc. Cette altération est, en fait, une décomposition de la structure du spinelle primaire produisant un départ de Mg, Al et Cr durant les processus de serpentinisation. Le départ de Cr à partir de la matrice des spinelles primaires est favorisé dans des environnements réducteurs, alors que la re-précipitation se fait sous des conditions localement oxydantes ; ceci est indiqué par la présence de  $CO_2$ . La source du  $CO_2$  peut être également les eaux météoriques chargées en  $CO_2$  dissoutes, qui peuvent produire des réactions de précipitation similaires (Burkhard et O'Neil, 1988).

# Chapitre IV

## Géochimie et géochimie isotopique

**IV. 1. Géochimie de roche totale**

Les analyses géochimiques de la roche totale (éléments majeurs et éléments en trace) sur vingt-six échantillons de roches ultramafiques de la région de Collo ainsi que trois analyses sur une enclave au sein de ces roches ont été réalisées au laboratoire des magmas et volcans de l'université de Jean Monnet, Saint-Étienne, France. Les teneurs en éléments majeurs ont été déterminées par la fluorescence-X (XRF), tandis que des concentrations en éléments en traces ont été analysées en utilisant la spectrométrie de masse (ICP-MS). Les résultats des analyses des roches ultramafiques de la région de Collo sont reportés sur le tableau IV. 1.

**IV. 1. 1. Les éléments majeurs**

Les données géochimiques montrent que les péridotites de Collo sont des roches magnésiennes (MgO% varie entre 39,38 et 45,76%), relativement pauvres en fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$  tot variant entre 3,96 et 9,21%) et CaO (0,02 à 2,46%). La perte au feu (LOI) est généralement élevée, variant entre 11,6 et 15,6% et montre, ainsi, des degrés variable de serpentinisation, typique des péridotites.

**Tableau. IV. 1.** Résultat d'analyses géochimiques des roches ultramafiques du Cap Bougaroun et les environs de Collo. na : non analysé

Ech	05CS14	05CS15	05CS16	05CS17	05CS18	05CS19	05CS21	05CS28	08SC01	08SC03	08SC04	08SC07R	08SC07N	08SC09
SiO <sub>2</sub>	38,42	38,77	39,36	38,19	40,81	38,47	39,85	38,06	40,27	38,52	38,56	38,85	34,94	38,46
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,08	0,07	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,07	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,48	2,79	2,34	1,42	0,72	0,28	1,56	0,73	2,05	0,93	0,83	7,87	2,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7,91	8,57	8,44	8,24	3,87	7,58	8,21	8,20	8,23	7,56	8,51	6,85	7,3	8,43
MnO	0,07	0,09	0,12	0,12	0,05	0,07	0,05	0,11	0,06	0,07	0,04	0,1	0,17	0,12
MgO	34,98	35,37	34,41	34,72	37,54	35,33	34,78	36,89	37,75	37,49	37,82	38,67	31,47	35,88
CaO	0,02	0,03	2,15	0,28	0,02	0,05	0,09	0,19	0,05	0,2	0,05	0,12	2,01	0,12
K <sub>2</sub> O	0,01	0,21	0,02	0,27	0,01	0,01	0,01	0,01	0,22	0,02	0,01	0,02	0,01	0
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0	0	0,03	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
LOI	14,75	14,64	11,61	13,53	13,98	15,60	14,46	12,89	13,58	13,29	13,195	14,75	14,13	14,19
Total	97,25	98,19	98,98	98,07	97,76	97,84	97,74	97,95	100,96	99,27	99,17	100,26	97,99	99,47
MgO/SiO <sub>2</sub>	0,91	0,91	0,87	0,91	0,92	0,92	0,87	0,97	0,94	0,97	0,98	1,00	0,90	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,07	0,06	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,05	0,02	0,02	0,23	0,06
MgO#	0,89	0,88	0,88	0,88	0,94	0,89	0,88	0,89	0,89	0,90	0,89	0,91	0,81	0,88
Elements en trace														
Sc	9	6	13	14	10	9	4	14	na	na	na	na	na	na
V	45	36	68	59	57	31	20	51	na	na	na	na	na	na
Cr	2831	2966	2825	2186	4071	2083	2891	2460	2685	2331	2416	2049	1425	2608
Co	132	108	113	106	93	116	121	109	46	94	68	64	71	133
Ni	2686	2360	2202	2044	2500	2428	2649	2216	1966	1399	1788	1419	1025	1933
Cu	65	48	66	59	379	429	39	52	5	13	5	6	27	3
Zn	72	53	62	40	32	48	58	42	na	na	na	na	na	na
Sr	2	2	3	3	3	2	4	0	2	2	2	1	2	3
Y	0	1	4	3	3	0	0	0	0	1	1	0	1	2
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	4	3	3	4	4	3
Ba	5	10	18	8	0	4	19	4	1	2	2	1	3	4
Th	0.71	0.22	0.42	0.05	6.94	0.63	0.08	5.89	0.11	0.17	0.12	0.20	0.00	0.37

Continuité du tableau. IV. 1.

Échantillon	08SC11	08SC12	08SC14	08SC16	08SC31	08SC34	09SC01	09SC02	09SC03	09SC04	09SC05	09SC06	09SC07	09SC08
SiO <sub>2</sub>	39,05	38,17	38,29	37,72	37,42	37,9	38,59	38,97	39,29	40	40,14	39,87	38,21	37,92
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,06	0,07	0,04	0,05	0,07	0,05	0,07	0,1	0,08	0,07	0,01	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	2,49	2,23	2,61	2,34	2,41	2,51	1,6	2,52	2,94	2,77	1,72	0,79	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8,28	8,42	8,15	7,95	9,13	6,11	8,06	8,14	7,87	8,11	8,2	7,95	6,32	7,89
MnO	0,14	0,14	0,11	0,13	0,07	0,08	0,12	0,04	0,08	0,17	0,13	0,14	0,08	0,11
MgO	34,52	33,99	35,76	33,92	36,06	36,59	34,68	37,28	35,07	33,74	34,32	35,1	38,43	36,66
CaO	0,15	0,13	0,16	0,17	0,26	0,23	1,04	0,25	1,07	0,26	0,93	0,14	0,1	0,14
K <sub>2</sub> O	0,02	0	0,01	0	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0
Na <sub>2</sub> O	0,2	0	0	0	0,32	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,09	0,09	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0	0,02	0,03	0
LOI	14,88	14,78	13,8	15,13	13,46	13,75	12,98	13,51	12,31	14,99	13,53	15,05	14,78	14,24
Total	99,58	98,21	98,66	97,79	99,18	97,18	98,07	99,87	98,31	100,34	100,11	100,07	98,77	98,1
MgO/SiO <sub>2</sub>	0,88	0,89	0,93	0,90	0,96	0,97	0,90	0,96	0,89	0,84	0,86	0,88	1,01	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06	0,07	0,07	0,04	0,02	0,03
MgO#	0,88	0,87	0,88	0,88	0,87	0,91	0,88	0,89	0,89	0,88	0,88	0,89	0,91	0,89

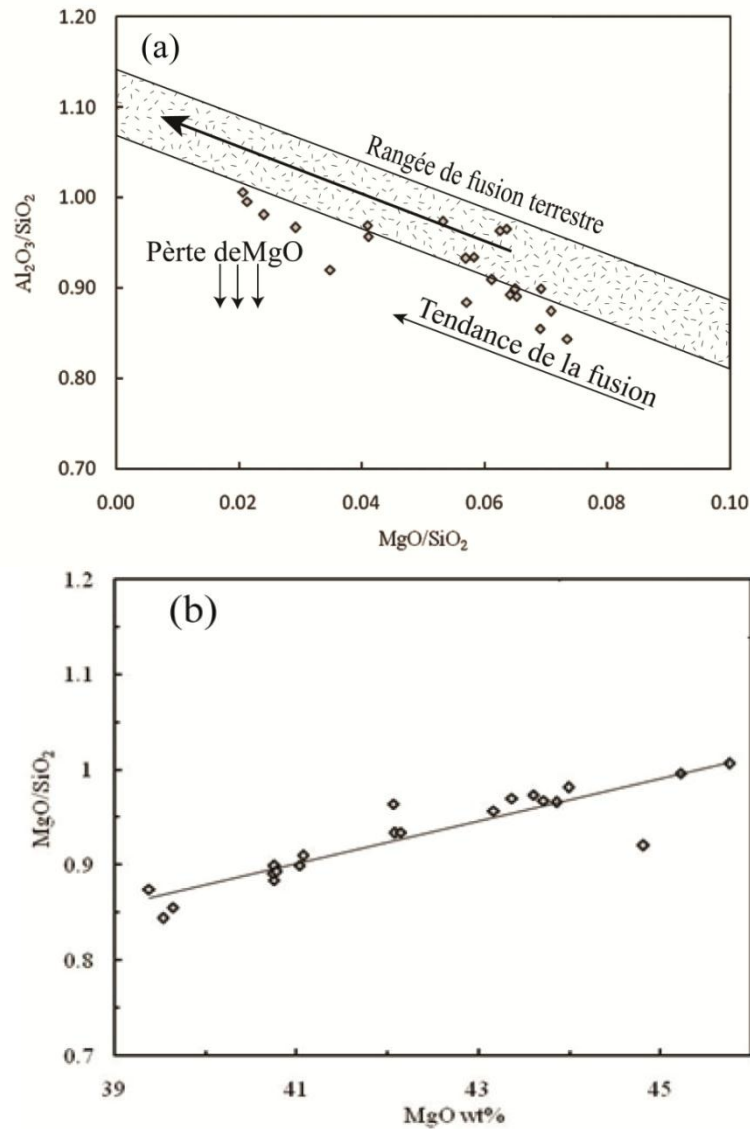
## Elements en trace

Cr	2132	2658	2110	2393	2225	2322	2395	3043	2545	2572	1858	2395	2462	1861
Co	82	80	63	118	72	67	95	97	73	78	74	72	71	71
Ni	1865	1758	1394	1705	1561	1548	1550	2652	1485	1670	1476	1446	1527	1648
Cu	23	32	6	39	3	3	28	3	3	67	30	17	5	6
Sr	3	2	2	2	4	4	2	3	3	4	3	3	1	2
Y	2	2	2	2	1	1	2	1	2	2	2	2	1	1
Nb	4	4	4	4	4	3	3	4	3	3	3	3	4	3
Ba	7	11	7	10	6	9	1	8	3	5	2	5	1	2

Al<sub>2</sub>O et MgO sont généralement utilisés pour l'étude géochimique des roches ultramafiques. Ils peuvent être indicateurs de la fusion partielle, de la cristallisation fractionnée et des processus d'évolution de ces roches. Ils présentent souvent une bonne corrélation avec le Ni et le Cr (Peltonen *et al.*, 1998). L'aluminium a le caractère d'être l'élément le moins remobilisé lors des processus métamorphiques et d'altération.

Le rapport Mg# ( $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) dans ces roches s'étend de 0,88 à 0,91 et coïncide bien avec celle de l'olivine et de l'orthopyroxène ( $Mg\# \approx 0,90$  pour tous les deux, voir chapitre précédent). Ceci indique que MgO et FeO n'ont pas été introduits ni perdus pendant l'altération ou le métamorphisme (Green 1964). Les concentrations de TiO<sub>2</sub> observées des roches ultramafiques de Collo (0,01 à 0,12% en poids anhydre) sont faibles comparées à ceux du manteau primitif (0,2% en poids anhydre ; e : McDonough et Frey 1989 ; McDonough et Sun 1995 ; Niu, 1997 et les références dedans). Cependant, elles sont semblables à celles des lherzolites de Horoman, Japon (Takazawa *et al.*, 2000), à celles des xénolites composés de lherzolites à spinelles de l'Allemagne (Hutchison *et al.*, 1970) et à celles de certaines lherzolites abyssales (Niu, 2004). D'autre part, les faibles teneurs en TiO<sub>2</sub> indiquent qu'il n'y a eu aucune addition de cet oxyde à partir d'une source extérieure pendant le métamorphisme. En plus, la corrélation positive entre MgO/SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (Fig. IV. 1a) et entre MgO et MgO/SiO<sub>2</sub> (Fig. IV. 1b) les deux suggèrent une conservation des signatures magmatiques de ces péridotites (Jagoutz *et al.*, 1979; Hart et Zindler, 1986; et Niu, 2004), quoique sur la figure IV. 1a, on observe une légère déviation des échantillons au-dessous de la tendance terrestre (légère perte de MgO). Les faibles teneurs en K<sub>2</sub>O ( $\approx 0,02\%$ ) et Na<sub>2</sub>O (jusqu'à 0,03 %) indiquent également le non-ajout de ces éléments mobiles pendant le métamorphisme. Bien que Malvoisin (2015) ait précisé que la serpentinisation n'est pas un processus isochimique, les présentes observations géochimiques indiquent que les péridotites de Collo ont subi peu ou pas d'échange chimique avec le système externe pendant le métamorphisme.





**Fig. IV. 1.** Diagramme de corrélation  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  des roches ultramafiques de la région de Collo (a) (les deux lignes parallèles représentent l'évolution de la plupart des silicates terrestre par le processus de fusion "rangé terrestre" d'après Jagoutz *et al.*, (1979), Hart et Zindler (1986), Niu (2004). (b)  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  en fonction de MgO %.

La fusion du manteau est un processus complexe qui produit des quantités variables des matériaux fondus et dont de la composition minérale est différente en fonction des conditions de formation. Deux modèles de la fusion mantellique sont proposés par Johnson *et al.*, (1990) : (1) la fusion en lots (Batch Melting) où une partie du magma mantellique fondu reste toujours en équilibre avec les cristaux résiduels, de sorte que la composition en masse reste constante. Ce modèle de fusion est démontré par les courbes de fusion isobariques (de 10 et 20 kbar) de Niu

(1997) ; (2) la fusion par fractionnement où le mélange quitte le système dès qu'il est formé, de sorte que la composition globale des solides résiduels change d'une façon continue. Ce modèle de fusion est démontré par les courbes de fusion polybariques (de 28 à 8 kbar et 15 à 8 kbar respectivement) de Niu (1997).

Les diagrammes de variation de MgO (wt %) vs les oxydes ( $\text{TiO}_2$ , CaO,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et FeO) des péridotites de la région de Collo appariés avec les courbes de tendances des modèles de fusion de Niu (1997) (Fig. IV. 2), montrent que la variation des teneurs d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  peut être expliqué par les différentes courbes tendances de fusions des modèles de Niu (1997) que soit isobariques ou polybariques.  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ , portés sur des échelles logarithmiques, montrent que le modèle de la fusion en lots peut expliquer les tendances de  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de MgO que mieux que celui de la fusion de fractionnement. La tendance négative de  $\text{SiO}_2$  vs MgO et la tendance positive de FeO vs MgO ont été interprétées par Niu (1997) et Niu *et al.*, (1997) comme le résultat de l'addition de l'olivine dans la couche de la limite thermique froide au sommet du manteau sous la dorsale médio-océanique. Les variations de teneurs de CaO en fonction de MgO ne montrent aucune tendance particulière, du fait que les roches ultramafiques de la région de Collo sont serpentinisées et la serpentinitisation provoque le départ de CaO.

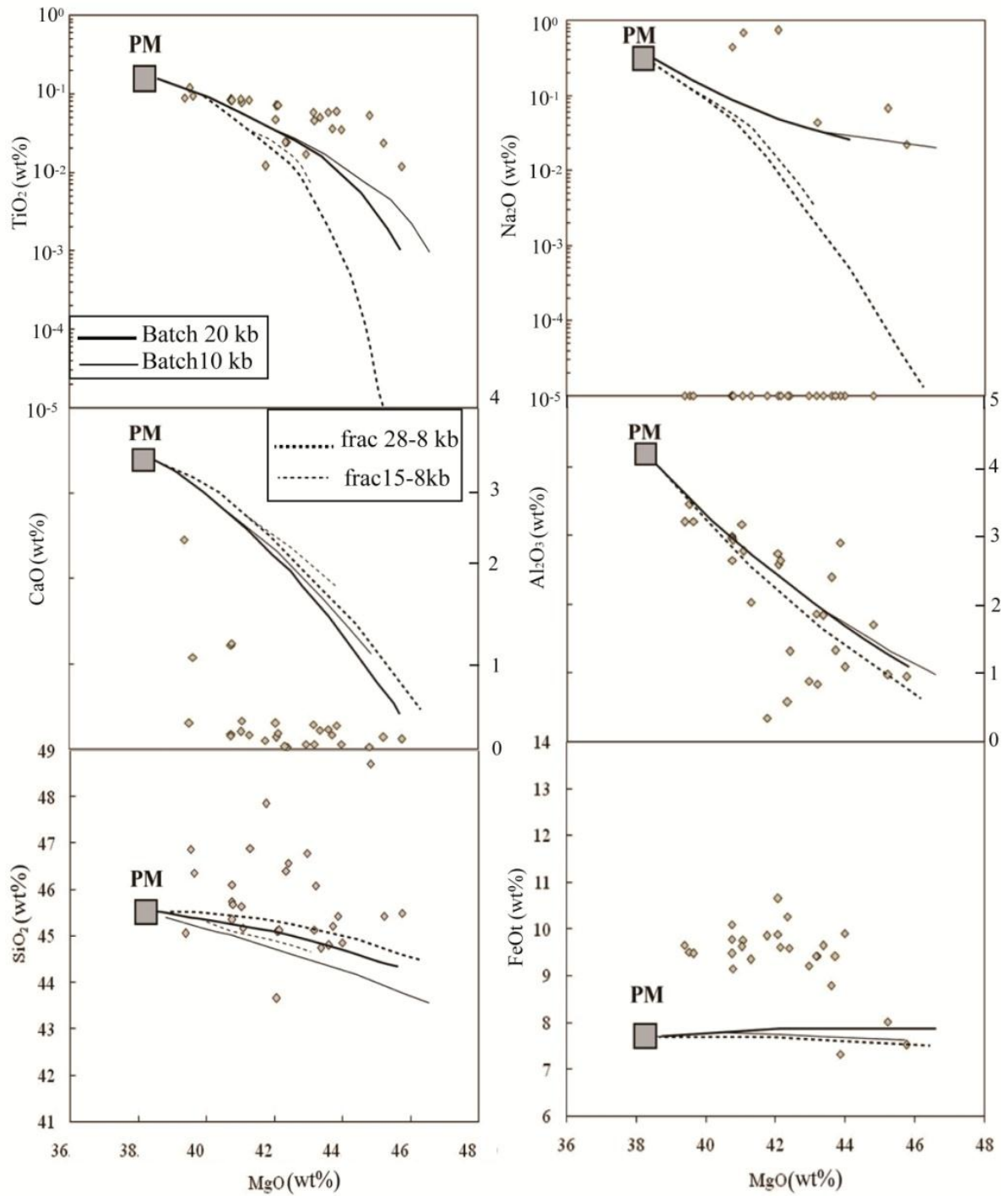
Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  montrent un intervalle assez large de valeurs, de 0.5 à 1.5%. Cet intervalle comprend les compositions réfractaires (de 0.5 à 1.5 wt%) prédominantes dans les péridotites ophiolitiques et abyssales, et les compositions fertiles (3 à 3.5 wt%) connues dans les lherzolites orogéniques (Bodinier and Godard, 2003). Cependant la composition des lherzolites orogéniques fertiles est la plus dominante dans les péridotites de Collo. L'histogramme de la distribution de teneurs d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  des péridotites de la région de Collo (Fig. IV. 3) comparé avec ceux des péridotites ophiolitiques, des péridotites orogéniques et des

péridotites abyssales (Bodinier et Godard, 2003), montre que ces teneurs sont semblables aux lherzolites orogéniques fertiles.

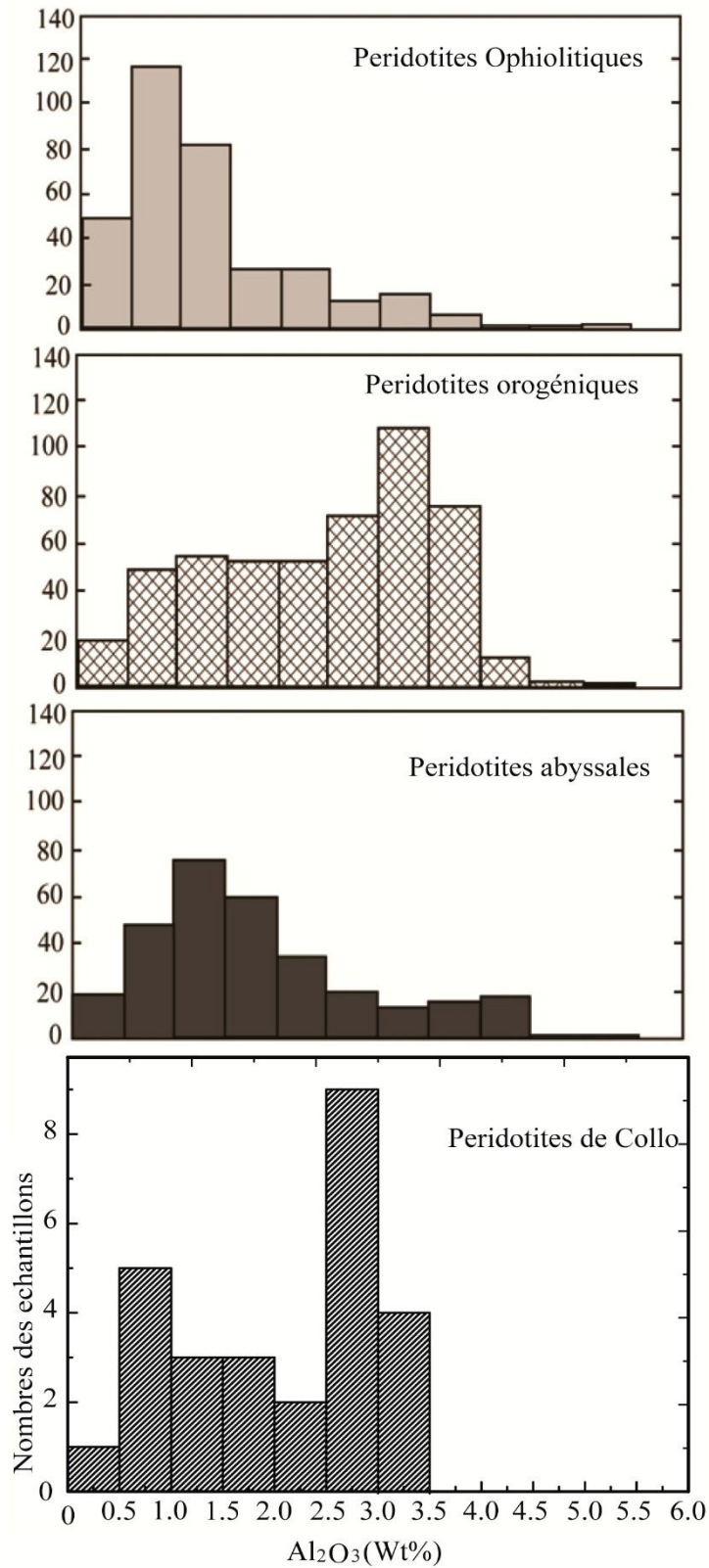
Les diagrammes  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$  en fonction d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  des roches ultramafiques de la région de Collo (Fig. IV. 4) montrent que la majorité des échantillons analysés tombent dans le domaine des péridotites orogéniques (Bodinier et Godard, 2014).

Les données analytiques de la roche totale montrent une corrélation négative entre le  $\text{MgO}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Le  $\text{SiO}_2$  montre une faible corrélation négative depuis le manteau fertile vers le manteau appauvri. Le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  montre une forte tendance négative pour les roches fertiles, puis le nuage de points devient plus au moins dispersé. Le  $\text{TiO}_2$  montre une corrélation positive. Les processus d'altération secondaire provoquent les fortes démunitions des teneurs de  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ .

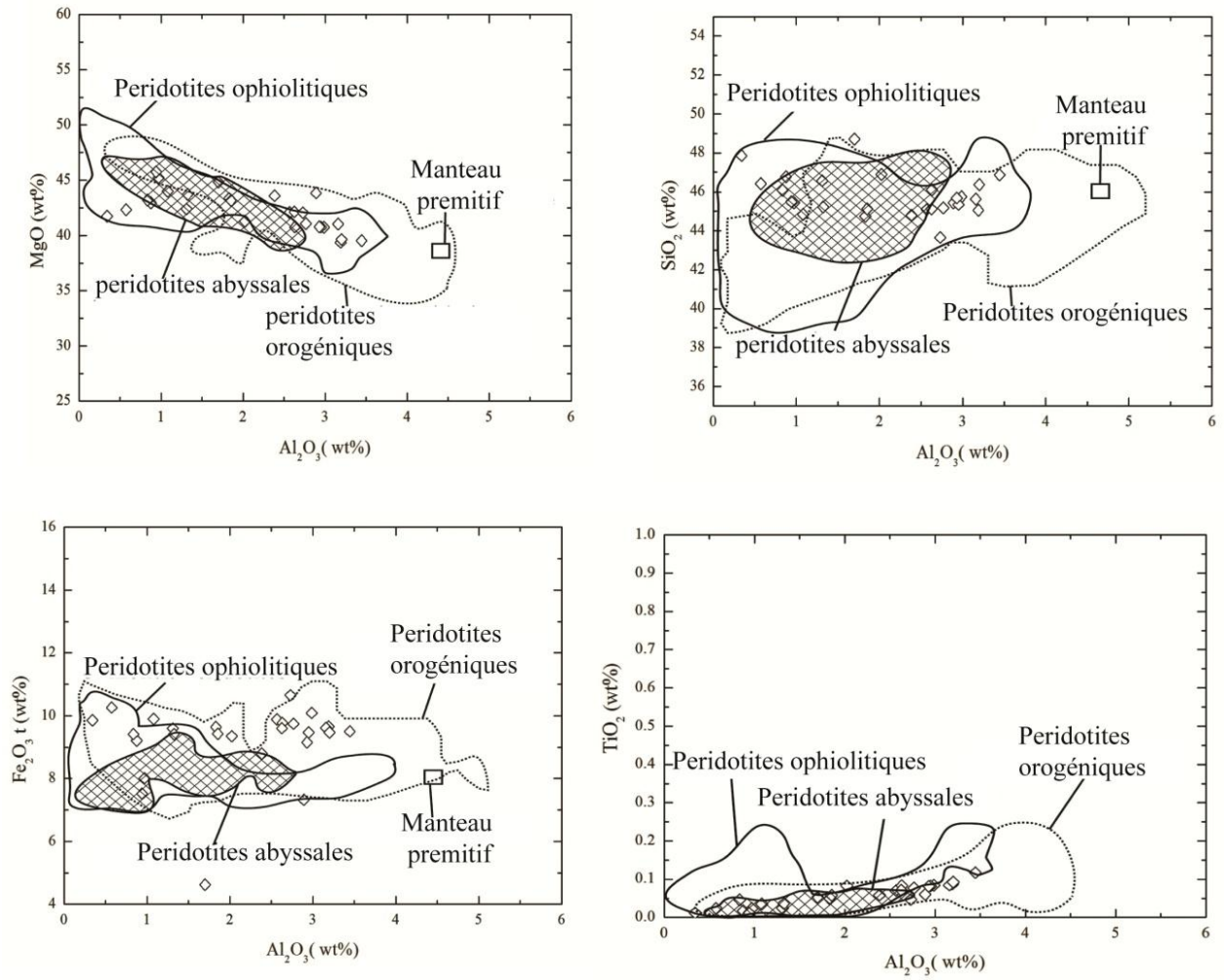
D'une manière générale, les roches ultramafiques de Collo montrent des covariations chimiques semblables à celles montées par les péridotites mantelliques à travers le monde, telles que l'augmentation d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  avec la diminution de  $\text{MgO}$ , traditionnellement attribuée à la fusion partielle, et l'augmentation d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  avec l'augmentation de  $\text{CaO}$  et  $\text{TiO}_2$  (Fig. IV. 5), qui est une caractéristique des degrés variables de la fusion partielle et des extractions par fusion (Frey *et al.*, 1985; Fabriès *et al.*, 1991).



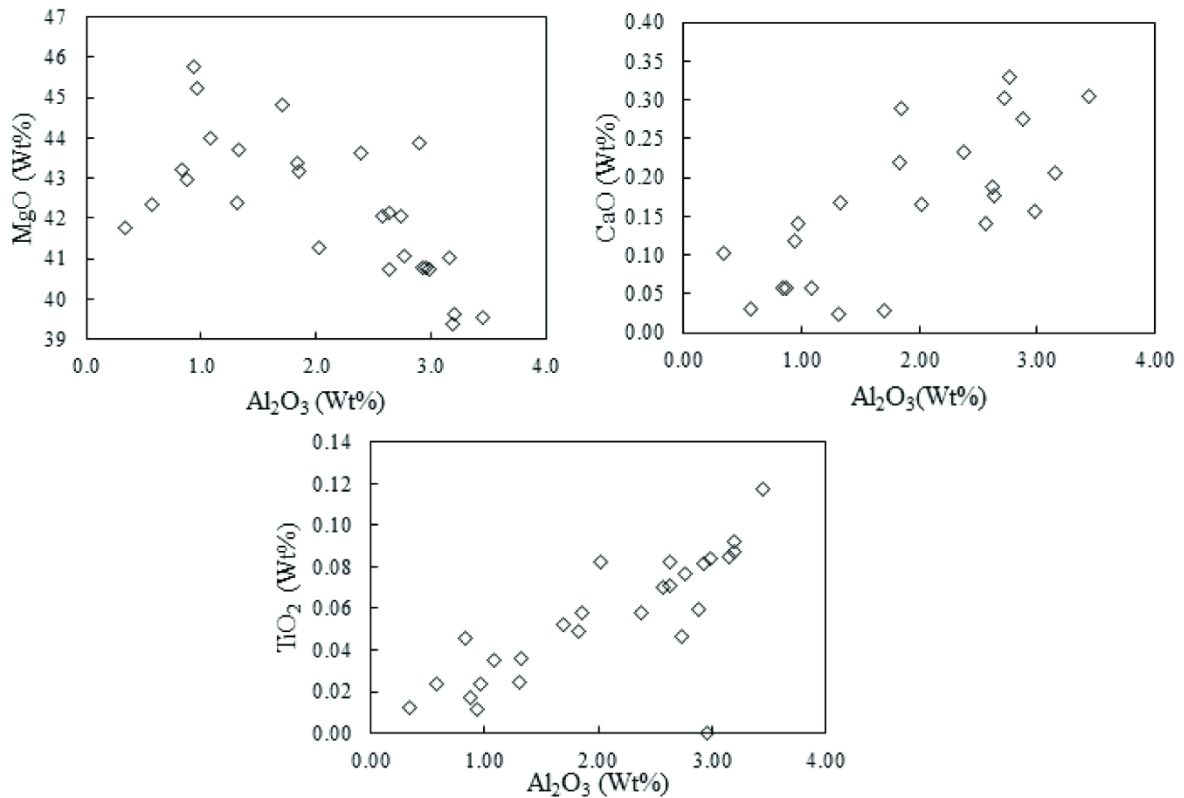
**Fig. IV. 2.** Diagrammes de variation de MgO (wt %) vs (TiO<sub>2</sub>, CaO, SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeOt des péridotites de la région de Collo. Les modèles de fusion isobariques (pression= 10 - 20 kbar), et polybariques (pression 28 à 8 kbar et 15 à 8 kbar) respectivement de Niu (1997) sont tracés pour comparaison.



**Fig. IV. 3.** Distribution de l'abondance de  $Al_2O_3$  (wt % roches anhydre) des péridotites de la région de Collo en comparaison avec celle des péridotites ophiolitiques, orogéniques et abyssales, d'après Bodinier et Godard (2003).



**Fig. IV. 4.** Diagrammes  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_{3total}$ , MgO et  $TiO_2$  en fonction de l' $Al_2O_3$  (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo. Les champs représentant les péridotites ophiolitiques, orogéniques et abyssales sont d'après Bodinier et Godard (2003).



**Fig. IV. 5.** Diagrammes MgO, CaO et TiO<sub>2</sub> en fonction de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo.

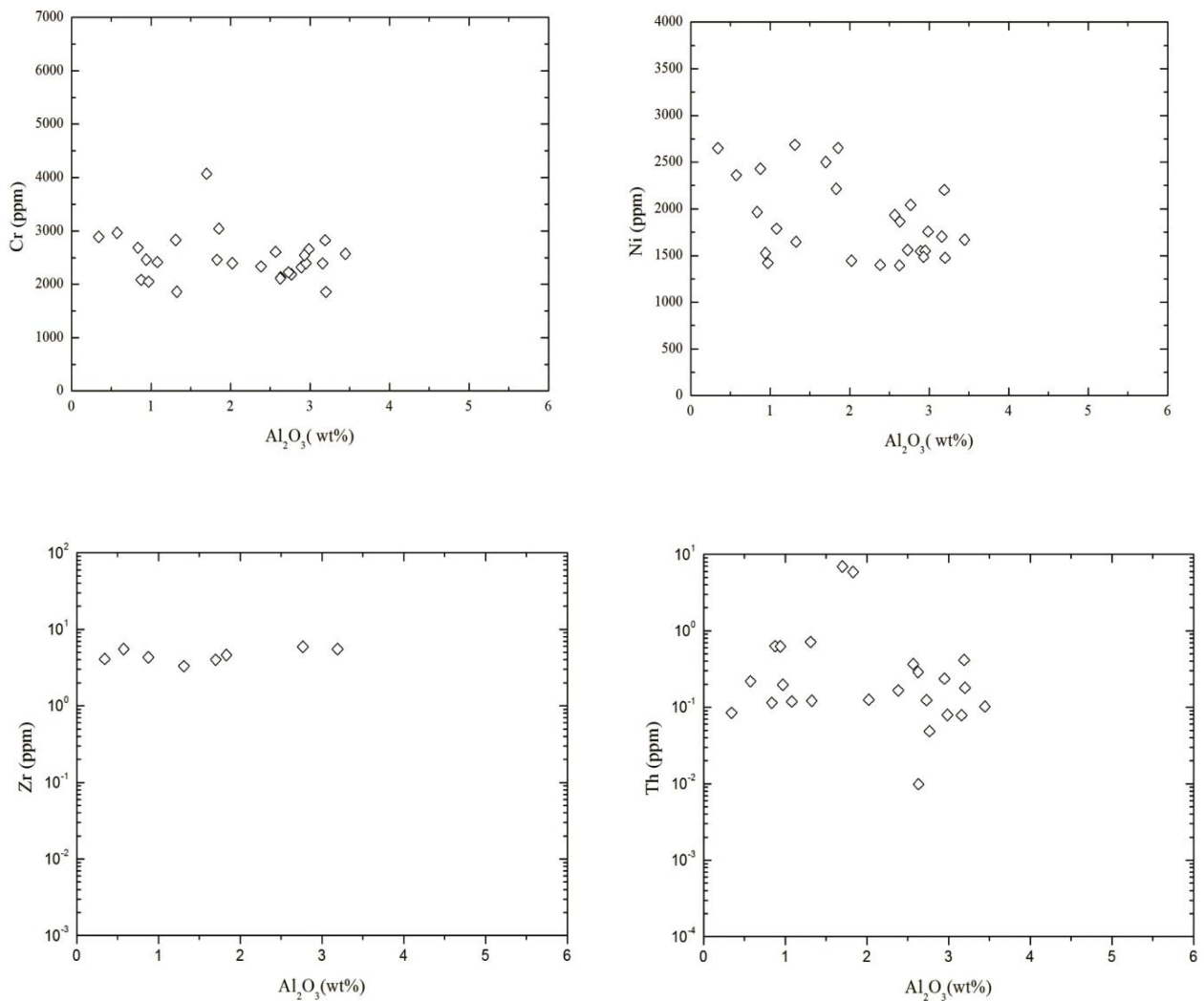
#### IV. 1. 2. Les éléments en trace

Les roches ultramafiques de la région de Collo sont riches en Ni (1858 à 2652 ppm) et en Cr (2083 à 4070,7 ppm). Cependant, le cobalt montre des teneurs relativement basses (46,27 à 133,34 ppm). Les concentrations des autres éléments en trace sont généralement faibles.

Le Ni (ppm) et le Cr (ppm) montre une corrélation négative ; ce qui indique que l'incorporation du Ni dans les phases relativement précoces est plus importante que celle du Cr qui se concentre les phases relativement tardives.

Les éléments compatibles, tels que le Ni et le Cr, montrent une légère corrélation négative avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ; c'est-à-dire, qu'ils diminuent avec l'augmentation de la fertilité des

péridotites. D'autre part, les éléments incompatibles, tels que Zr et Th, ne montrent aucune relation avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. IV. 6).



**Fig. IV. 6.** Diagrammes de quelques éléments en trace en fonction de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  (normalisé à 100 % roche anhydre) des roches ultramafiques de la région de Collo en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  %.



## IV. 2. Les isotopes stables de l'oxygène

Les isotopes d'un même élément ont les mêmes propriétés chimiques identiques, car ils ne diffèrent entre eux que par le nombre de neutrons dans leur noyau. Cependant, leurs propriétés physiques sont différentes, parce qu'ils ont des masses atomiques différentes.

Les isotopes stables sont utilisés comme des traceurs pétro-génétiques qui permettent de décrire l'évolution d'un système naturel. Ce traçage isotopique consiste à déterminer les rapports d'abondance pour un seul élément et d'expliquer les processus qui contrôlent le fractionnement isotopique.

L'oxygène est l'élément le plus abondant dans la croûte terrestre, le manteau et les fluides. L'oxygène a trois isotopes,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ , avec des abondances naturelles approximatives de 99,76 %, 0,037 % et 0,10 % respectivement. Les abondances isotopiques expriment les proportions atomiques entre les différents isotopes d'un l'élément et servent généralement à exprimer la composition isotopique moyenne d'un élément, mais pas les variations de composition isotopique.

Les isotopes de l'oxygène ont été largement utilisés, en combinaison avec les paramètres pétrologiques et géochimiques, pour éclaircir les problèmes pétrogénétiques des roches ignées (Taylor, 1968 ; Taylor, 1974 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Taylor et Sheppard, 1986 ; Laouar *et al.*, 1990 ; Harmon et Hoefs, 1995 ; Laouar *et al.*, 2002 ; 2005). La composition isotopique de l'oxygène connue dans les roches ignées de la terre varie de (-2 ‰ à +16 ‰). Ces variations sont produites au cours des processus de la différenciation magmatique, de même manière que les processus qui contrôlent les variations géochimiques (majeurs et en traces). Ces processus magmatiques sont divisés en plusieurs catégories : (1) rapports isotopiques primordiaux, (2) effets du système fermé durant la cristallisation magmatique, (3) effets du système ouvert durant la cristallisation magmatique, (4) fusion de roches source et les effets des variations isotopiques de la région source, (5) effets de déséquilibre et mélange

de magmas, et (6) effets des volatiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, etc.). L'utilisation des isotopes de l'oxygène pour la classification des roches magmatiques est limitée aux roches non altérées. Dans le cas des roches altérées, l'analyse sur minéraux séparés donne souvent des résultats très satisfaisants.

Le but principal de l'étude des isotopes stables de l'oxygène des roches ultramafiques de la région de Collo est de déterminer leur origine et les processus magmatiques qui peuvent intervenir au cours de leurs mises en place. Pour atteindre ce but, l'étude des compositions isotopiques de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) est employée en même temps que les études géochimiques et pétrologiques afin d'identifier d'une manière simple et directe les phénomènes magmatiques, les conditions pétrologiques favorables à la mise en place de ces roches. L'étude des conditions pétrologiques spécifiques permette d'insérer ces dernières dans un modèle de la pétrogenèse et l'évolution magmatiques.

#### **IV. 2. 1. La géochimie isotopique de l'oxygène et les processus mantelliques**

L'oxygène est l'élément le plus abondant dans les roches silicatées, aussi bien que dans les phases de fusion et dans les fluides considérés responsables de l'enrichissement métasomatique au sein du manteau. D'une manière primordiale, les isotopes stables <sup>18</sup>O et <sup>16</sup>O sont fortement fractionnés dans les environnements géochimiques de basse température régnant sur la surface terrestre. Par conséquent, les processus tectoniques qui reviennent au matériel de manteau qui en même temps a résidé dans les environnements extérieurs ou proches de la surface, devraient fournir des moyens efficaces de présenter la composition isotopique variable l'oxygène dans le manteau supérieur.

Mattey *et al* (1994), indique que la composition  $\delta^{18}\text{O}$  du manteau serait près de + 5,5‰. Il est bien établi que le manteau terrestre a une composition hétérogène. Les magmas basaltiques produits dans les différents environnements tectoniques sont dérivés des sources géochimiques distinctes du manteau.

Les différentes théories sur le sujet de la genèse des matériaux mantelliques ont pris en compte des grandes variations de la composition isotopique de l'oxygène des nodules ultramafiques et des laves basiques.

Les travaux de Harmon et Hoefs (1995) montrent que la composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ ) des basaltes sous-marins varie entre + 2,9 ‰ et + 11,4 ‰. La plupart des basaltes des rides médi-océaniques (MORB) ont des valeurs uniformes variantes entre +5,2 ‰ et +6,4 ‰, elles ont une moyenne de l'ordre de  $+5,7 \pm 0,2$  ‰. Les basaltes non modifiés sont considérés comme primaires et originaires de la fusion partielle du manteau ; elles ont une composition isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  qui varie entre +3,6 ‰ et +8,7 ‰. Les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des basaltes océaniques sont comprises entre +2,9 ‰ et +7,5 ‰, leur moyenne est de 5,4 ‰, tandis que les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des basaltes continentaux sont compris entre +4,37 ‰ et +11,47 ‰ et une moyenne de 6,1‰.

Le processus principalement responsable l'hétérogénéité de la composition isotopique du manteau est attribuée au recyclage du matériel lithosphérique dans le manteau pendant : (1) la subduction (Armstrong, 1968 ; Hofmann et White 1982), (2) L'érosion tectonique des marges continentales (Von Huene et Scholl, 1991) ; et (3) Le décollement de la lithosphère subcontinental (McKenzie et O'Nions, 1983 ; Kay et Kay 1990), bien que d'autres causes possibles comme l'entraînement des domaines métasomatiques du manteau inférieur primitif par l'exhumation a été également préconisées (Vollmer 1983 ; Galer et O'Nions, 1985 ; Sun et McDonough, 1989).

Les valeurs des rapports isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  de ces roches mantelliques peuvent être réduites par les processus post magmatiques tel que l'altération hydrothermale et la contamination par l'eau météorique. Durant l'interaction roche-eau chaque réservoir isotopique approche des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  de l'autre. Cet échange dépend de la température et des rapports isotopiques du système hydrothermal (Taylor, 1997).

**IV. 2. 2. Caractéristiques isotopiques des roches ultramafiques de la région de Collo**

Les analyses des isotopes stables de l'oxygène ont été effectuées au Scottish Universities Environmental Research Centre, Isotope Geosciences Unit, East Kilbride, Glasgow, Grande Bretagne. Ces analyses ont été effectuées sur vingt-deux échantillons de poudre (roches totale) et quatre (04) échantillons des chromites séparés à la main sous binoculaire et purifiés avant leur analyse. L'oxygène a été extrait à partir des poudres des échantillons de péridotites ou de chromite par la méthode de la fluorescence conventionnelle, en utilisant  $\text{ClF}_3$ , et converti en  $\text{CO}_2$  suivant la méthode décrite par Clayton et Mayeda (1963) et Borthwick et Harmon (1982). Les rapports  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  ont été déterminés à partir de  $\text{CO}_2$  extrait à l'aide d'un spectromètre de masse de VG Isogas Sira 10 et sont rapportés dans le tableau IV. 2 sous forme de "delta" ( $\delta$ ), notation relative au Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) suivant la relation :

$$\delta^{18}\text{O} = \{ (R_{\text{éch}}/R_{\text{std}}) - 1 \} \times 1000 \quad \text{où } R \text{ est le rapport } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$$

La reproductibilité globale est mieux que  $\pm 0,3 \text{ ‰}$  ( $1 \sigma$ ) en utilisant des analyses répétées de standards internationaux et de laboratoire (internes).

Les résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène effectuées sur des échantillons de roches totale et sur minéraux séparés de spinelles chromifères de la région de Collo sont reportés sur le tableau. IV. 2. Ils sont schématisés sur la Figure IV. 7, qui montre également une comparaison avec certains matériaux du manteau. Ces résultats montrent que la composition isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) des roches ultramafiques présente un intervalle de valeurs assez large, de  $+2,8\text{‰}$  à  $+6,74\text{‰}$ .

Les péridotites serpentinisés de la région de Collo montrent un  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre  $+4 \text{ ‰}$  et  $+6 \text{ ‰}$ . Les péridotites relativement fraîches (échantillons 09SC07 et 08SC04) ont des valeurs de  $\delta^{18}\text{O} \approx +5,5\text{‰}$ , très semblables aux valeurs du manteau et prouvent que ces

péridotites n'ont pas eue une interaction avec les fluides externes (Mattey *et al.*, 1994). Les valeurs les plus faibles de  $\delta^{18}\text{O}$  (+3,0‰ et +3,2‰) sont enregistrées dans les veines de magnésite au sein des serpentinites.

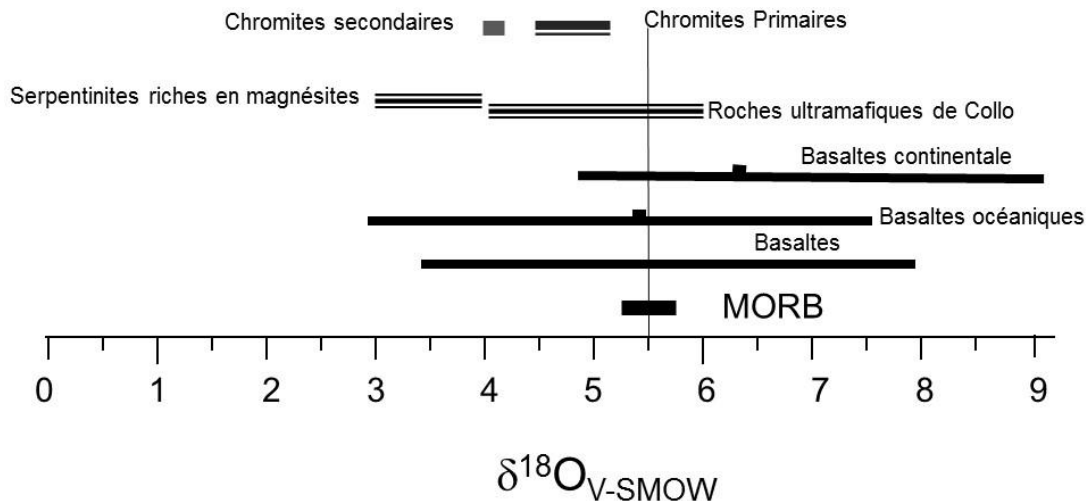
D'après les données isotopiques (voir Tableau IV. 2), il faut préciser qu'il n'y a aucune corrélation entre le taux de la serpentinisation et les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ . Par exemple, l'échantillon 05CS19 montre un taux de serpentine = 95 % (une serpentinite), mais il a donné une valeur de  $\delta^{18}\text{O} = +5,4\text{‰}$  semblable aux roches plus ou moins fraîches, bien que la majorité des échantillons analysés soit légèrement appauvrie en  $^{18}\text{O}$  comparé aux péridotites fraiche. Par conséquent, il est fort probable que le processus de serpentinisation soit produit par un fluide métasomatique de haute température (Agrinier et Cannat, 1997 ; Barnes *et al.*, 2009), très proche de l'équilibre avec le manteau. Le mélnge avec un matériel crustal recyclé est peu probable. D'autant plus que le processus de serpentinisation par un fluide métasomatique de haute température a été déjà indiqué quand on a étudié la chimie des spinelles chromifère (voir chapitre III). Ceci conforte les observations et interprétations isotopiques de l'oxygène.

**Tableau. IV. 2.** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (roche totale et les chromites) des échantillons des roches ultramafiques de la région de Collo.

No Echantillon	$\delta\text{O}^{18}$ v-SMOW (‰)	Pétrographie
<i>Roche totale</i>		
05CS 15	5,0	80% serpentine + 5% spinelle chromifère + 5% Opx + 2% Cpx
05CS16	4,9	60 % serpentine + 20 % olivine + 5 % orthopyroxène + 5 % clinopyroxène + chromite + magnésite
05CS 17	4,8	85% serpentine + 5% olivine + 5% pyroxène + 5% magnésite + chromite
05CS 18	3,8	serpentine + olivine (10 %) + pyroxène (5 à 10 %) + chromite
05CS19	5,4	95 % serpentine + opaques
05CS28	4,5	60 % serpentine + 25 % olivine + 5 % orthopyroxène + 5 % clinopyroxène + opaque
08SC01	3,0	90 % serpentine + 10 % clinopyroxène + veine magnésite
08SC03	3,5	100 % serpentine + chromite + magnésite
08SC04	5,4	Péridotite relativement fraîche avec 40 % olivine, 30 % pyroxène et chromite
08SC7N	5,9	95 % serpentine + 2 % pyroxène + chromite
08SC7bL	3,2	Veines de magnésite
08SC7R	5,0	30% serpentine + 30% olivine + 20% Opx + 10% Cpx + chromite
08SC09	3,9	Olivine+ clinopyroxène + orthopyroxène + chromite
08SC11	5,0	Olivine + orthopyroxène + clinopyroxène + serpentine + opaques
08SC12	3,5	95 % serpentine + chromite + veines de magnésite
08SC14	5,1	60 % serpentine + 25 % olivine + clinopyroxène + orthopyroxène + opaques
08SC16	5,3	80 % serpentine + 5 % pyroxènes + chromite
08SC31	3,4	95 % serpentine + opaques + magnésite
08SC34	4,3	90 % serpentine - clinopyroxène + 5 % spinelle chromifère.
09SC06	5,2	95 % serpentine + olivine + orthopyroxène +clinopyroxène + chromite
09SC07	5,4	25 to 35 % olivine + orthopyroxène (20 to 25 %) + Cpx (15 to 20 %) + 10 % serpentine + chromite (2 to 3 %). NB : la plus fraîche de tous les échantillons
09SC08	5,1	90 serpentine + 5 % olivine+ 5 % Opx et Cpx
<i>Chromite</i>		
09SC04Cr	4,6	Chromite automorphe primaire.
09SC06Cr	4,4	Chromite automorphe primaire
09SC08Cr	5,2	Chromite automorphe primaire
09SC05Cr	3,9	Chromite secondaire, xénomorphe et interstitielle

Les valeurs les plus basses de  $\delta^{18}\text{O}$  observées des l'ensemble des échantillons sont liées à la présence de la magnésite. Les réactions d'altérations au niveau de la surface en

présence de fluides riches en CO<sub>2</sub> atmosphérique avec les minéraux silicatés pourraient avoir produit de la magnésite (Kelemen *et al.*, 2011). Il faut noter ici que les températures relativement faibles (< 200°C) et la serpentinitisation produite par altération de surface montrent généralement des valeurs plus élevées que celles du manteau (> ‰ 5,5) ; Wenner et Taylor, 1971 ; Barnes *et al.*, 1978 ; Barnes *et al.*, 2014). En outre, Agrinier et Cannat (1997) ont précisé que la dépendance de la température de serpentinitisation  $\delta^{18}\text{O}_{\text{serpentine}}$  est faible à des températures plus élevées que 350°C, mais l'homogénéité des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  n'est pas nécessairement une indication que la serpentinitisation s'est produite dans un intervalle serré de températures.



**Fig. IV. 7.** Schéma montrant la composition isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) des roches ultramafiques de la région de Collo comparée à celle des matériaux dérivés du manteau (basaltes océaniques, basaltes continentaux, et basaltes du MORB d'après Harmon et Hoefs (1995).

Les échantillons de chromites primaires automorphes montrent des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre +4,4‰ et 5,2‰. Ces valeurs sont semblables à celles obtenues sur les péridotites roche totale (Fig. IV. 7).

Cependant, un échantillon de chromite xénomorphe interstitiel secondaire a donné une valeur plus basse de  $\delta^{18}\text{O} = +3,9\%$ . Cette valeur est semblable aux valeurs obtenues sur les péridotites riches en magnésite ce qui indique que l'eau de surface et l'altération superficielle

actuelle peuvent être le responsable de l'enrichissement de ces chromites en  $^{16}\text{O}$  et donc une diminution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ .

Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des chromites primaires et secondaires des péridotites de Collo sont semblables à celles rapportées par Chazot *et al.*, (1997) en étudiant les lherzolites hydriques et anhydres du Yémen. Ces auteurs ont obtenu des valeurs de  $\delta^{18}\text{O} > +4,5\text{‰}$  pour des chromites des lherzolites anhydres et des valeurs  $< 4,0 \text{‰}$  pour des chromites des lherzolites hydratés.

Sur la base de ces résultats, on peut conclure que la composition isotopique de l'oxygène des péridotites et des chromites de la région de Collo est compatible avec leur dérivation d'une source de manteau ; les valeurs plus faibles du  $\delta^{18}\text{O}$  sont enregistrées dans des serpentinites riches en magnésites. Ces valeurs basses sont attribuées à l'effet des processus de serpentinisation par les fluides métasomatiques à haute température.



# Conclusion générale

### **Conclusion générale**

Les roches ultramafiques de la région de Collo affleurent dans le massif cristallophyllien du Cap Bougaroun. Les affleurements des roches ultramafiques (péridotites serpentinisées et serpentinites) au niveau de la région de Beni Saïd ainsi que ceux du massif de l'Oued Tamanart sont généralement semblables du point de vue pétrologique. Ces péridotites sont généralement fracturées. Ces roches sont parfois tectonisées et rectifiées donnant l'aspect des tectonites. Ou des péridotites " type alpin"

Les roches ultramafiques de la région de Collo sont généralement serpentinisées, deux groupes de roches peuvent être distingués. Le premier groupe est représenté par des lherzolites, des harzburgites et des dunites, le deuxième est formé de serpentinites.

Les roches métamorphiques associées aux roches ultramafiques de la région de Collo sont constituées essentiellement de gneiss riche en cordiérite.

Les roches ultramafiques peuvent être divisées en deux types : le premier type est représenté par des péridotites relativement fraîches, il est constitué essentiellement d'olivines, de la serpentine, d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes. L'altération de ces roches développe une texture maillée où les olivines et les orthopyroxènes occupent le centre des mailles. Le deuxième type est totalement altéré, transformé en serpentinites.

Les olivines des roches ultramafiques de la région de Collo sont partiellement ou totalement serpentinisées. La composition chimique de ces olivines montre leur caractère magnésien et mantellique.

Les orthopyroxènes se présentent en cristaux millimétriques subautomorphes à xénomorphes avec souvent des inclusions d'olivine. Les craquelures des cristaux sont remplies de serpentine qui se développe également sur les bordures des cristaux. La composition chimique des orthopyroxènes est principalement de l'enstatite, avec un rapport

$Mg / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) = 0.9$ , semblable à celui des olivines. Ces orthopyroxènes sont d'origine primaire de type alpin.

Les clinopyroxènes se présentent en plages subautomorphes avec souvent des inclusions de minéraux opaques et montrent parfois des phénomènes d'exsolutions d'orthopyroxènes. Ils s'altèrent fréquemment en serpentine et en chlorite. La composition chimique indique qu'ils sont des diopsides riches en  $Cr_2O_3\%$ .

La coexistence de deux types de spinelles Chromifères a été identifiée dans les roches ultramafiques de la région de Collo : (1) une chromite primaire relativement pauvre en Cr, Mn, Fe, et relativement riche en Al et Mg qui a résisté à l'altération, et (2) une chromite secondaire altérée et riches en Cr, Mn Fe et pauvre en Al et Mg. L'altération de cette dernière est évidente d'après leurs teneurs décroissantes en Al, Mg et un enrichissement en Cr, avec une tendance menant à la formation d'une chromite riche en  $Fe^{2+}$

Les données chimiques de la chimie minérale, de la roche totale et les analyses isotopiques de l'oxygène prouvent que le serpentinisation n'a pas considérablement affecté la composition originale des péridotites et que le processus chimique s'est produit dans des conditions isochimiques avec l'introduction de l'eau dans les conditions de métamorphisme de faible grade (le facies de schistes verts).

La chimie de la roche totale et des minéraux séparés (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle) indique que ces peridotites sont fortement magnésiens avec des teneurs relativement faibles  $CaO\%$  et  $Al_2O_3\%$ . Les teneurs en éléments majeurs et en traces avec des données minéralogiques indiquent que les roches ultramafiques de Collo ont été mises en place dans un contexte géologique orogénique et que les peridotites appartiennent au type alpin.

La composition isotopique de l'oxygène des peridotites et des chromites est compatible à leur dérivation d'une source de manteau les valeurs plus basses du  $\delta^{18}O$  sont enregistrées dans

des serpentinites riches en magnésites. Ces valeurs basses sont attribuées à l'effet des processus de serpentinisation.

La composition isotopique de l'oxygène des roches ultramafiques de la région de Collo confirme la signature mantelliques des roches non altérées et l'influence relative du métasomatisme à hautes températures pour les serpentinites. L'effet du métasomatisme est attribué à l'effet des processus de serpentinisation par les fluides métasomatiques à hautes températures.

L'effet du métasomatisme sur la composition de la roche totale est également montré l'ord de l'étude des spinelles chromifères de ces peridotites. Ce processus est le responsable de la production des chromites secondaires, interstitiels, xénomorphes caractérisées par des teneurs en Mg et  $\delta O^{18}$  relativement faibles et des fortes teneurs en Fe, comparés aux chromites automorphes primaires.

**Références Bibliographiques**

- 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*, Volume 674, pp 114–134.
- Abzalov, M-Z., 1998.** Chromite-spinel in gabbro-wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, Volume 43, Issue 3, pp 109-134.
- Agrinier, P., Cannat, M., 1997.** Oxygen isotopic constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the Mid-Atlantic (N°23), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Volume 153, pp 381-388.
- Arai, S., 1992.** Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, Volume 56, n° 383, pp 173-184.
- Armstrong, R-L., 1968.** A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Reviews of Geophysics*, Volume 6, Issue 2, pp 175–199.
- Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1973.** The origin of the Western Mediterranean basin. *Geological Society of London*, Volume 129, pp 607-620.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañon, J.M., Sanchez-Gomez, M., 1997.** Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics* ·Volume 16, n° 2, pp 226-23.
- Bames, S.J., 2000.** Chromite in Komatites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology* 41, pp 387–409.

## Références Bibliographiques

---

- Barnes, I., O'Neil J. R., 1978.** Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Volume 42, pp 144 -145.
- Barnes, J. D., Paulick, H., Sharp, Z. D., Bach, W., Beaudoin, G., 2009.** Stable isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{37}\text{Cl}$ ) evidence for multiple fluid histories in mid-Atlantic abyssal peridotites (ODP Leg 209). *Lithos*, Volume 110, Issues 1–4, pp 83–94.
- Barnes, J.D., Beltrando, M., Lee, C.-T.A., Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014.** Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology*, Volume 389, pp 29–47.
- Barnes, S. J., Roeder, P. L., 2001.** The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, Volume 42, Issue 12, pp 2279-2302.
- Barra, F., Gervilla F., Hernández E., Reich, M., Padrón-Navarta J. A., González-Jiménez J. M., 2014.** Alteration patterns of chromian spinels from La Cabaña peridotite, south-central Chile. *Mineralogy and Petrology*, Volume 108, Issue 6, pp. 819–836.
- Bellon, H., 1976.** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométriques. Implications géodynamiques, thèse d'État, université Paris-Sud–Orsay, 367 p.
- Bidyananda, M., Mitra, S., 2004.** Room temperature  $^{57}\text{Fe}$  Mossbauer characteristics of chromites from the Nuggihalli schist belt, Dharwar craton, southern India. *Current Science*, Volume 86, n°. 9, pp 1293-1297.
- Bodinier J.L., Dostal, C., Dupuy, J., 1988.** Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 52, pp 2893–2907.

## **Références Bibliographiques**

---

- Bodinier, J.L., 1988.** Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps. *Tectonophysics*, 149, pp 67–88.
- Bodinier, J.L., Godard, M., 2003.** Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites. *Treatise on Geochemistry*, Volume. 2. Elsevier, Amsterdam, pp 103–170.
- Bodinier, J.L., Godard, M., 2014.** Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites. *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, pp 103–167. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00204-7>
- Bodinier, J.L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C, and Fabriès, J., 1990.** Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 31, pp 597–628.
- Bodinier, J-L., Garrido, C.J., Chanefo, I., Bruguier, O., Gervilla, F., 2008.** Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, Volume 49, Issue 5, pp 999-1025.
- Borthwick J., Harmon R. S. 1982.** A note regarding ClF<sub>3</sub> as an alternative to BrF<sub>5</sub> for oxygen isotope analysis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Volume 46, Issue 9, pp. 1665-1668.
- Bossière. G., Collomb, P., Mahdjoub, Y., 1976.** Sur un gisement de Péridotites découvert dans le massif cristallophyllien de l'Edough (Annaba, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 283 : pp 885-888.
- Boudier, F., 1978.** Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp 1574–1591.

## Références Bibliographiques

---

- Boudier, F., Nicolas, A., 1972.** Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes pieomontaises). *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 52, pp 39–56.
- Bouillin, J.-P., 1977.** Géologie Alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El-Milia. Thèse, Paris -Toulouse, 511p.
- Bouillin, J.-P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Millia (Petite Kabylie) : une région –clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mémoire, Société géologique de France, (Nouvelle série), 83 p.
- Bouillin, J.-P., 1982.** Mise en évidence d'importantes tangentielles au sein du socle de Petite Kabylie (Algérie). *Compte Rendus de. L'Académie des Sciences.*, Paris, II, 294 p.
- Bouillin, J.-P., Kornoprost, J., 1974.** Associations ultrabasiqes de petite Kabylie : péridotite de type Alpin et complexe stratifié ; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bulletin de la société Géologique de France*, Volume 187, Numéro 4-5, pp 183-194.
- Bruguier, O., Hammor. D., Bosch, D., Caby, R., 2009.** Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean; *Chemical Geology*, Volume 261, Issues 1–2, pp 172–184.
- Buness, H., Giese, P., 1990.** A crustal section through the north- western Adriatic plate. In *The European Geotraverse: Integrative Studies*, (Ed. R. Freeman et al.,) pp. 297-304. European Sci. Found.
- Burkhard D.J.M. and O'Neil J. R., 1988.** Contrasting serpentization processes in the eastern Central Alps (Switzerland and Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, pp 498-506.



## **Références Bibliographiques**

---

- Burkhard D-J-M., 1993.** Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica and Cosmochimica Acta.* 57. Pp 1297–1306.
- Caby, R., Hammor, D., 1992.** Le massif cristallin de l'Edough (Algérie) : un "metamorphic core complex" d'âge Miocène dans les maghrébides. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314 , pp 829 - 835.
- Carminati, E., Doglioni, C., 2005.** *Mediterranean Geodynamics: Encyclopedia of Geology.* Elsevier, pp. 135–146.
- Carminati, E., Lustrino, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2010.** Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. ISSN 1441–8142. In: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (Eds.), *Electronic Edition. The 189 E. Carminati et al. / Tectonophysics 579 (2012) 173–192. Geology of Italy, Journal of the Virtual Explorer*, 36. doi : 10.3809/jvirtex.2010.00226. Paper 8
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012.** Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonic vs. igneous constraints. *Tectonophysics*, 579: 173–192
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.Th., Sabadini, R., 1998b.** The two stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modelling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 667–679.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998a.** The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160: pp 651–665.

## Références Bibliographiques

---

- Chazot G, Lowry D, Menzies M, and Matthey D 1997.** Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Volume 61, Issue 1, pp 161-169.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978.** Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec modules actuels, *Bulletin de la Société Géologique de France*. S7-XX(5), pp. 689-700.
- Christofides, G., Thimiatis, G., Koroneos, A., Sklavounos, S., and Eleftheriadis, G., 1994.** Mineralogy and chemistry of Cr-chlorites associated with chromites from Vavdos and Vasilika ophiolite complexes (Chalkidiki, Macedonia, N. Greece), *Chemie der Erde - Geochemistry* 54(2):151-166.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963.** The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 27, pp 43–53.
- Cohen, C.R., 1980.** Plate tectonic model for the oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68, pp 283-311.
- Conquéré, F., 1977.** Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle, II. Pétrogenèse : une discussion. *Bulletin de la Société française de minéralogie*, 100, pp 123-137.
- Conquéré, F., 1978.** Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège. PhD Thesis, Paris, France, 333p.
- Cookenboo, H.O., Bustin, R.M. and Wilks, K.R., 1997.** Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian cordillera. *Journal of Sedimentary Research*, 67, pp 116-123.

## Références Bibliographiques

---

- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Hermitte, D., 2002.** The Transition from the calc-Alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff, *Lithos* 62: pp 87- 110.
- Curie, J., Flamand, G.B.M., 1890.** Roches éruptives. IN : Explication de la carte géologique de l'Algérie par Pomel. Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, Alger.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. and Obata, M., 1993.** Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, pp 471-474.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995.** Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 129, Issues 1–4, pp 85-102.
- Dercourt, J., Ricou, L.-E., Vrielynck, B. 1993.** Edition. Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps, Commission de la carte géologique du monde, Paris.
- Dewey, J.E., Pitman, W.C., Ryan, W.B., 1973.** Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Bulletin géologique de la société américaine*, 84, pp 3137-3180.
- Dick H.J.B., Lissenberg C.J., Warren J.M., 2010.** Mantle melting, melt transport, and delivery beneath a slow-spreading ridge: The Paleo-MAR from 23 15'N to 23 45'N. *Journal of Petrology.*, 51 (1–2), pp. 425–467
- Dick, H. J. B., Bullen, T., 1984.** Cr-spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, pp 54–76.
- Dickey, J. S., 1970.** Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de Ronda and other examples. *Mineralogy Special Publication of the Geological Society*, 3 : 33-49.

## Références Bibliographiques

---

- Dickey, J. S., Obata, M., Suen, C.J., 1979.** Chemical differentiation of lower lithosphere as represented by the Ronda ultramafic massif of Southern Sâin. In : L.H. Aherens (editor), Origin and Distribution of elements. Programon, Oxford, pp 330-344.
- Djellit, H., 1987.** Évolution tectono-métamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flyschs en Petite Kabylie occidentale (Algérie), Thèse, Paris (France), 412 p.
- Downes, H., Bodinier, J.L., Thirlwall, M.F., Lorand, J.P., Fabries, J., 1991.** REE and Sr–Nd isotopic geochemistry of the Eastern Pyrenean peridotite massifs: Sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism. Orogenic Lherzolites and Mantle Processes. Journal of Petrology, Special Volume, Issue 2, pp. 97-115.
- Durand-Delga, M., 1955.** Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. (Thèse, Paris). Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, (2), Stratigraphie., Descriptions régionales, n° 24, 533 p.
- Durand-Delga, M., 1969.** Mise au point sur la structure Nord –Est de la Berbèrie. Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, (nouvelle série), n°39, 89-131.
- Durand-Delga, M., 1980.** La méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre jubilaire de la société géologique de France, Mémoire hors-série, 10, 1830 – 1880.
- Durand-Delga, M., Fontboté, J.-M., 1980.** Le cadre structural de la méditerranée occidentale. Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières, 115, pp 65-85.

## Références Bibliographiques

---

- El Atrassi, F., Brunet, F., BouybaouËne, M., Chopin, C., and Chazot, G., 2011.** Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco. *European Journal of Mineralogy*, 23(2), pp 157-168.
- El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999.** Évolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, Volume 329, Issue 2, pp. 95-102.
- Fabriés, 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 (Orogenic lherzolites and mantle processes)*, Special Volume, pp 55–76.
- Farahat, E.S., 2006.** Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications, *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68 (2), 193–205.
- Flandrin, J., 1952.** La chaîne du Djurjura. XIX<sup>e</sup> congrès géologique interne, Alger. Monographie régionale, n°19, 332 p.
- Fleet, M.E., Macrae, N.D. et Hertzberg, C.T., 1977.** Partition of nickel between olivine and sulfide: a test for immiscible sulfide liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, pp 191-197.
- Fougnot, J., 1990.** Le magmatisme miocène du littoral nord constantinois. Thèse de Doctorat INPL Nancy, 358p.

## **Références Bibliographiques**

---

- 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, pp 187-216.
- Frey, F.A., Suen, C.J., Stockman HW., 1985** The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 49, pp 2469–2491.
- Galer, SJG., O'Nions, R-K., 1985.** Residence time of thorium, uranium, and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature*, 316, pp 778-782.
- Glangeaud, L., 1933.** Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. 85, pp 173–220.
- Green, D. H. 1964.** The petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Journal of Petrology*, 5. 134-188.
- Griffon, J-C., 1966.** La dorsale calcaire au Sud de Tétouan. Note et mémoire du service géologique du Maroc, n°184, pp149-243.
- Hadj Zobir, S., 2007.** Les formations ultrabasiques-basiques de Sidi Mohamed (massif de l'Edough, annaba, NE algerien) : Caractéristiques pétrologiques et géochimiques. Thèse de Doctorat Annaba Algérie, 242p.
- Hadj Zobir, S., Oberhansli, R., 2013.** The Sidi Mohamed peridotites (Edough Massif, NE Algeria) : Evidence for an upper mantle origin. *Journal of Earth System Science*, Volume 122, Issue 6, pp. 1455–1465.
- Hamelin, B., Allègre, C.J., 1988.** Lead isotope study of orogenic lherzolite massifs. *Earth and Planetary Science Letters*, 91 : pp 117–131.

## Références Bibliographiques

---

- Harmon, R.S., Barreiro BA., Moor bath, S., Francis, PW., Thorpe, RS., Hoers, J., Deruelle, B., McHugh, J., Viglino, JA., 1984.** Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in Late Cenozoic calc-alkaline lavas in the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society, London*, 141 : 803-822.
- Harmon, R.S., Hoefs, J., 1995.** Oxygen-isotope heterogeneity of the mantle deduced from global  $^{18}\text{O}$  systematics of basalts from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 95–114.
- Hart, S.R., Zindler, A., 1986.** In search of a bulk-earth composition. *Chemical Geology*, 57, 247–267.
- Hellebrand E, Snow JE, Dick HJB, and Hofmann AW., 2001.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410: 677–681
- Hermann, J., Müntener, O., Trommsdorff, V., Hansmann, W., Piccardo, G., 1997.** Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). *Journal of Geophysical Research*, 102: 20123–20132.
- Hilly, J., 1962.** Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois). Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie. Nouvelle série, (nouvelle série); bulletin, no. 19.
- Hofmann, A-W., White, W-M., 1982.** Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57:421-436.
- Hutchison, R., Paul, D.K., Harris, P.G., 1970.** Chemical composition of the upper mantle. *Mineralogical Magazine*. 37, pp 726–729.

## **Références Bibliographiques**

---

- Idress, M., 1997.** Apport des données gravimétriques et magnétiques à la connaissance de la géologie du nord de l'Algérie. These de doctorat en science, USTHB, Alger.186 p.
- Irvine, T.N. 1965a.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. Canadian Journal of Earth Science, 2, pp 648–72.
- Irvine, T.N., 1965b.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrogenetic applications. Canadian Journal of Earth Sciences, 4, pp 72-103.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, H., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Wanke, H., 1979.**The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Geochimica and Cosmochimica Acta 11, pp 2031–2050.
- Jan, M.Q., Windley, B.F., 1990.** Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwestern Pakistan. Journal of Petrology 31, pp 667–715.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N., 1990.** Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopside in abyssal peridotites. Journal of Geophysical Research 95, 2661–2678.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., and Meffre, S., 2001.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. Journal of Petrology. 42: 655-671.
- Kay, R-W., Kay, S-M., 1990.** Creation and destruction of lower continental crust. Geol Rundsch 80 : 259-278.
- Kelemen P.B., Matter J., Streit E.E., Rudge J.F., Curry W.B., and Blusztajn J., 2011**  
Rates and Mechanisms of Mineral Carbonation in Peridotite: Natural Processes and



## **Références Bibliographiques**

---

Recipes for Enhanced, insitu CO<sub>2</sub> Capture and Storage. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 39: 545–76

**Kimball, K. L., 1990.** Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, 337-346.

**Kornprobst, J., 1969.** Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif interne, Maroc) : Etude des peridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, grenat et sans grenat, qui leur sont associées, Contributions to Mineralogy and Petrology, 23, 283-322.

**Kornprobst, J., 1971.** Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif, Thèse de Doctorat, Paris, 376 p.

**Kornprobst, J., 1974.** Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional) ; petrography and structure of the Rif internal area, northern Morocco, Notes et Mémoires du Service Géologique, pp 251-256.

**Lagabrielle, Y., 1987.** Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piemont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse sciences, Université de Brest, Bretagne Occidentale, 350 p.

**Lagabrielle, Y., Labaume, P., Saint Blanquat, M., 2010.** Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics. 29: <http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002588>.

## **Références Bibliographiques**

---

- Lagabrielle, Y., Lemoine, M., 1997.** Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: The slow spreading ridge model. Concise review Paper. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, 325, pp 909–920
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002.** Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 35, pp 271–283.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., 2005.** Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, Volume 41, Issue 5, pp 445-465.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Fallick, A.E., Leake, B.E., 1990.** A sulphur isotope study on selected Caledonian granites of Britain and Ireland. *Geological Journal*, 25, pp 359–369.
- Latouche, L., Bossière, G. et Conquere, F., 1978.** Le socle et les roches ultrabasiques du massif de l'Edough. Comparaison avec une série charnokitique éburnéenne de l'Ahaggar central (Algérie). In: Sixième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Orsay, 234 p.
- Laubscher, H., 1988.** Material balance in Alpine orogeny. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 100, issue 9, pp 1313-1328.
- Leblanc, M., Temagout, 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.

## **Références Bibliographiques**

---

- Lemoine, M., 1980.** Serpentinites, Gabbros and ophicalcites in the piemont-ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the jurassic-cretaceous Tethys. Archives des Sciences de Genève, 33, pp 103-116.
- Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987.** Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines) : In search of a genetic model. Geology (Boulder) 15, pp 622–625.
- Loomis, T-P., 1972.** Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. Geological Society of America Bulletin, 83, pp 2449–2474.
- Lundeen, M.T., 1978.** Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. Geological Society of America Bulletin, 89, pp 172-180.
- Mahjoub, Y., 1991.** Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petite Kabylie (Algérie Orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne. Thèse doctorat. Université des Sciences., Université (USTHB), Alger, 193 p.
- Mahjoub, Y., Choukroune, P., Kienast, J.R., 1997.** Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the petite Kabylie massif (northern Algeria). Bulletin de la société géologique de France, 8, pp 649-661.
- Mahjoub, Y., Merle, O., 1990.** Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie Orientale). Bulletin de la société géologique de France, 8 (4), pp 629 -634.
- Maksimovic Z. and Dangic A., 1984.** Mercury in Neogene hydrothermal systems in the Balkan Peninsula and genesis of magnesites. Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium: held in Tbilisi, USSR, 6, pp 149 – 153.

## **Références Bibliographiques**

---

- Malvoisin, B., 2015.** Mass transfer in the oceanic lithosphere: Serpentinization is not isochemical, *Earth and Planetary Science Letters*, pp 430, 75-85.
- Mattey, D., Lowry, D. and Macpherson, C., 1994.** Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, pp 231-241.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A. Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J.-P., 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, Volume 331, Issue 3, pp 159–173.
- McDonough W.F., Frey A.F., 1989.** Chapter 5. Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks. In: Lipin B.R. and McKay G.A. (eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Volume. 21, pp 99–146.
- McDonough WF and Sun SS., 1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, pp 23–253.
- McEdufff, B. and Stumpfl, E.F., 1991.** Platinum-Group Minerals from the Troodos Ophiolite, Cyprus, *Mineralogy and Petrology*, 42, pp 211-232.
- McKenzie, D., O'Nions, RK., 1983.** Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* 301, pp 229-231.
- Mellini, M., Rumori, C., and Viti, C., 2005.** Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites, formation of “ferritchromit” rims and chlorite aureoles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 266–275.

## **Références Bibliographiques**

---

- Merlini A, Grieco G, Diella V., 2009.** Ferritchromite and chromianchlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). *American Mineralogist*, 94:1459–1467.
- Misseri, M., 1987.** Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie). *Journal of African Earth Sciences*, Volume. 6, No. 5, pp. 741-744.
- Mohamed, Z.K., Shoji, A., 2009.** Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, pp 137–157.
- Morimoto, M., 1988.** Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, pp535-550.
- Mukasa, SB., Shervais, JW., Wilshire, HG., Nielson, JE., 1991.** Intrinsic Nd, Pb and Sr isotopic heterogeneities exhibited by the Lherz alpine peridotite massif, French Pyrenees. In: Menzies MA, Dupuy C, and Nicolas A (eds.) *Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*. *Journal of Petrology Special Volume*, pp 117–134.
- Müntener, O., Hermann, J., Trommsdorff, V., 2000.** Cooling history and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, eastern Central Alps). *Journal of Petrology*, 41, pp 175–200.
- Nakamura, M., 1995.** Residence time and crystallization history of nickeliferous olivine phenocrysts from northern Yatsugatake volcanoes, central Japan: application of a growth and diffusion model in the system Mg–Fe–Ni. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, pp 81–100.
- Nicolas, A., 1986a.** Structure and petrology of peridotites: Clues to their geodynamic environment. *Reviews of Geophysics*, 24, pp 875–895.

## **Références Bibliographiques**

---

- Nicolas, A., Jackson, E.D., 1972.** Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranées : implications géotectoniques. Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrologie, 52, pp 479-495.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn A., Nicolich, R., 1990.** Ecors- Crop traverse and deep structure of the western Alps. A synthesis. In Deep structure of the Alps. (ed. F. Roure et al.) ; 4<sup>eme</sup>. Geol. France N. S. 1990. 156, pp 15 -27.
- Niu, Y., 1997.** Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. Journal of Petrology, 38, 1047–1074.
- Niu, Y., 2004.** Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. Journal of Petrology, 45, pp 2423–2458.
- Niu, Y., Langmuir, C. H., Kinzler, R. J., 1997.** The origin of abyssal peridotites: a new perspective. Earth and Planetary Science Letters, 152, pp 251–265.
- O’Hara, M.J., 1967a.** Mineral parageneses in ultramafic rocks. In: Wyllie PJ (ed.) Ultramafic and Related Rocks, New York: Wiley. pp.393–403.
- Obata, M., 1980.** The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. Journal of Petrology, 21, 533-572.
- Ouabadi, A., 1987.** Etude pétrologique du complexe magmatique du Nord de la Kabylie de Collo. Thèse de Magister, Alger, 169 p.
- Ouabadi, A., 1994.** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni Touffout et Filfila), Algérie Nord orientale. Thèse de Doctorat, Université de Rennes, I, France., 257 p.

## Références Bibliographiques

---

- Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade., 1992.** Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie). Un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie). *Compte rendu de l'Académie des sciences, Paris*, 314, SérieII., pp 1187-1194.
- Ozawa, K., 1994.** Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, northeastern Japan. *Journal of Petrology* 35, pp 647–678.
- Paquet, J., 1974.** La Tectonique éocène dans les cordillères bétiques, Vers une nouvelle conception de la paléogéographie en méditerranée occidentale. *Bulletin de la société géologique de la France.*, (7), XVI, pp 58 -71.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Milledge, H.J., 1989.** Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences, *Nature* 335, pp 60-66.
- Peltonen, P., Irmeli, M., Hannu, H., Asko, K., 1998.** Archean zircons from the mantle: The Jormua ophiolite revisited. *Geology*, July, 2003, Volume 31, p. 645-648,
- Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., Laville, E., 1998.** Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques, *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa*, 326:575–581
- Platt J.P., Soto J.-I., Whitehouse M.J., Hurford A.J., Kelley S.P., 1998.** Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17, pp 671–689.

## **Références Bibliographiques**

---

- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.-I., Kelley, S.P., Thirlwall, M., 2006.** Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34, pp 981-984.
- Polvé, M., Allègre C.J., 1980.** Orogenic lherzolite complexes studied by  $^{87}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}$ : A clue to understand the mantle convection processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 51, pp 71–93.
- Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J., Essaifi, A., 2007.** Strain localisation in the subcontinental mantle -a ductile alternative to the brittle mantle: *Tectonophysics*, Volume 445, pp 318-336.
- Raoult, J.-F., 1966a.** Sur l'allochtonie de la chaîne calcaire dans le Djebel de Sidi Dris (Nord Constantinois, Algérie). *Compte rendu du Sommet de la Société géologique de France*, 178 p.
- Raoult, J.-F., 1974.** Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). (Thèse, Paris), Mémoire, Société, géologique, France., Nouvelle, Série, LIII, N°121, 163p.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. and Jermoumi, B., 1982.** Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, pp 231-251.
- Ringwood, A. E., 1975.** *Compositional petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill Co., New York, 618 p.
- Romanko, E., 1991.** Principaux traits géologiques et métallogénie de la région de Skikda (NE del'Algérie). EREM. Centre de recherche et de développement. Département de géologie et de métallogénie, 124p.



## **Références Bibliographiques**

---

- Rossetti, F., Faccenna, C. and Crespo-Blanc, A., 2005.** Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 27: 199-216.
- Roubault, M., 1934.** La Kabylie de Collo. Etude géologique. Thèse D'état, Paris. Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, 2, No 10, 272 p.
- Saddiqi, O., Reuber, I. and Michard, A., 1988.** Unroofing of the continental upper mantle in the Beni Bousera, Northern Rif, Morocco. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 307, pp 657-662.
- Satouh, A., 2007.** Pétrogéochimie et minéralisations des roches magmatiques de la région de Collo (NE- algérien). Thèse Magister, université de Badji Mokhtar Annaba, 142 p.
- Sheppard, S.M.F., 1986.** Characterization and isotopic variations in natural waters. *Reviews in Mineralogy* 16, pp165–181.
- Suen, C.J., Frey, F.A., 1987.** Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 85, pp 183–202. Suhr G (1992) Upper mantle peridotites in the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland: Formation during the final stages of a spreading centre. *Tectonophysics* 206, pp 31–53.
- Suhr G, Hellebrand E, Snow JE, Seck HA, and Hofmann AW, 2003.** Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4: 8605. DOI: 10.1029/2001GC000277
- Sun, S-S., McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MD (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publication 42, pp 313-345

## **Références Bibliographiques**

---

- Suzzoni, J.M., Aïte M.R., Gérald, J-P., 1992.** Identification d'une période distensive Multidirectionnelle par l'analyse microstructurale dans les basaltes d'âge Langhien de Dellys (Grande Kabylie, Algérie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris., T 314, Série, II, pp 821 -827.
- Tabit, A., Kornprobst, J., Woodland. A.B., 1997.** The garnet peridotites of the Beni Bousera massif (Morocco): tectonic mixing and iron-magnesium interdiffusion. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences -Sciences de la Terre et des Planètes, 325 : 665-670.
- Takahashi, E., 1986.** Origin of basaltic magmas: implication from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model. Bulletin of the Volcanological Society of Japan. 30, pp 517–540 (in Japanese): In Nakamura, M., 1995.
- Takazawa E, Frey FA, Shimizu N., Obata M., 2000.** Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 64: pp 695–716.
- Tapponnier., P, 1977.** Evolution tectonique du Système alpin en méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bulletin de la société géologique de la France, (7), 19, pp 437 -460.
- Tatarinov P.M. (Ed), 1969.** Non-metallic raw materials. Nedra. Moscow. 470 p.
- Taylor H.P., Sheppard SMF., 1986.** Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. *Rev Mineral*, 16, pp 227-272.
- Taylor Jr., H.P., 1997.** Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In : Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, third ed. John Wiley and Sons, New York, pp. 229–302.

## **Références Bibliographiques**

---

- Taylor, H.P., 1968.** The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 19, pp 1-71.
- Taylor, H.P., 1974.** The application of oxygen and hydrogen studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, Econ. Geol., 69, pp843-883.
- Temagoult. A., 1989.** Prospection et etude des indices de chromite de l'OuedTamanart (Collo- petite Kabylie). These Magister, univrsité de constantine.
- Thalhammer, O.A.R., Prochaska, W., and Muhlans, H.W., 1990.** Solid inclusions in chrome spinels and platinum group element concentrations from the Hochgrossen and Kraubath ultramafic massifs (Austria): Their relationships to metamorphism and serpentization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, 66-80.
- Tornè, M., Banda, E., Garcia-Duenas, V., Balanya, J.C., 1992.** Mantle lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt), earth planet science. Letter. 110, pp 63–171.
- Trommsdorff, V., Evans, B. W., 1974.** Alpine metamorphism of peridotitic rocks. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 54, pp 333-352.
- Trommsdorff, V., Piccardo, GB., Montrasio, A. 1993.** From magmatism through metamorphism to seafloor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco Italy). Schweizer Mineralogische Petrographische Mitteilugen 73 , pp 191–203.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. and Esteban, J.J. 2004.** Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. Geology, 32, pp 941-944.
- Tubia, J.M., Cuevas, J., 1986.** High temperature emplacement of the Los Reales peridotites nappe (Betic Cordillera, Spain). Journal of Structural Geology, 8, 473–482.

## Références Bibliographiques

---

- Tubía, J.M., Cuevas, J., Gil Ibarra, J.I., 1997.** Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, pp 227-252.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro Vila, F., Alvarez, F., Aldaya, F., 1992.** Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of structural geology*, 14(2), pp 193-203.
- Van der Wal, D., Bodinier, J.L., 1996.** Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, pp 387-405.
- Van der Wal, D., Vissers, R.L.M., 1993.** Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, pp 1119-1122.
- Vance, J., Dungan, M., 1977.** Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington. *Geological Society of America* 88, pp 1497-1508
- Vielzeuf, D., 1980.** Existence d'un fragment de "complexe stratifié" (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du Port de Saleix (Pyrénées ariégeoises), *Bulletin de Minéralogie*. 103, pp 287-296.
- Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1982.** The ultramafic-granulitic associations : an indication of paleo-Moho discontinuities (abstract), *Terra Cognita* 2, 241p.
- Vielzeuf, D., Kornprobst, J., 1984.** Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, pp 87-96.
- Villa, J.-M., 1970.** Le Djebel Edough : un massif cristallin externe du N.E. de la Berbérie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, (XII), 805-812.

## **Références Bibliographiques**

---

- Villa, J.-M., 1980.** La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Paris VI, 663p.
- Vollmer, R., 1983.** Earth degassing, mantle metasomatism, and isotopic evolution of the mantle. *Geology* 11: pp 452-454.
- Von Huene, R., Scholl, D-W., 1991.** Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev Geophys* 29: 279-316.
- Warren JM., Shimizu N., 2010.** Cryptic variations in abyssal peridotite compositions: Evidence for shallow-level melt infiltration in the oceanic lithosphere. *Journal of Petrology*, 51: 395–423 .
- Weissert, H.J. and Bernoulli, D., 1985.** A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geologische Rundschau*, 74/3, 665-679.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P., Jr., 1971.** Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32, pp 165-185.
- Woodland, A.B., Kornprobst, J., McPherson, E., Bodinier J.L., Menzies, M.A., 1996.** Metasomatic interactions in the lithospheric mantle: Petrologic evidence from the Lherz Massif, French Pyrenees. In : Menzies MA, Bodinier JL, Frey F, Gervilla F, and Kelemen P (eds.) *Melt Processes and Exhumation of Garnet, Spinel and Plagioclase Facies Mantle*, Volume. 134, pp. 83–112. Amsterdam: Elsevier.
- Zanetti, A., Vannucci, R., Bottazzi P., Oberti R., and Ottolini, L., 1996.** Infiltration metasomatism at Lherz as monitored by systematic ion-microprobe investigations close to a hornblende vein. In : Menzies, MA., Bodinier, J-L, Frey F, Gervilla F, and Kelemen P

## **Références Bibliographiques**

---

(eds.) Melt Processes and Exhumation of Garnet, Spinel and Plagioclase Facies Mantle, Volume. 134, pp. 13–133. Amsterdam : Elsevier.

**Zerka, M., Cottin J'Y., Gregoire, M., Lorand, J P., Megartsi, M., Midoun, M., 2002.** Les xénolites ultramafiques du volcanisme alcalin quaternaire d'Oranie Tell Algérie occidentale témoins d'une lithosphère cisailée et enrichie ; Comptes Rendus Geosciences 334(6), pp 387-394, doi : 10.1016/S1631-0713(02) 01771.

**Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. & Li, Z., 1996.** Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37, pp 3–21.