

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة
Année 2007

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

MEMOIRE

En vue de l'obtention du diplôme de

MAGISTER

En Géologie

THEME

**Pétrogéochimie et minéralisations des roches magmatiques de la
région de Collo (NE- algérien).**

Option : Prospection des Ressources minérales et énergétiques.

Par

SATOUH ADEL

DEVANT LE JURY

DIRECTEUR DU MEMOIRE :

Dr. LAOUAR Rabah M. C. Université Badji Mokhtar Annaba

PRÉSIDENT :

Dr. TOUBAL Abderahmane M. C. Université Badji Mokhtar Annaba

EXAMINATEURS :

Dr. BOUABSA Lakhdar M. C. Université Badji Mokhtar Annaba

Dr. HAMMOR Dalila M. C. Université Badji Mokhtar Annaba

DEDICACE

A mes parents (Amar et Fatiha) aux quels je dois tout.

A mon petit frère Azzedine.

A mes sœurs Sacia, Samira et Nawel.

A toute la famille Satouh.

A tout mes amis et a tout mes collègues de la promotion du magister 2004.

Remerciements

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont assisté pour la réalisation de ce mémoire et je souhaite leur exprimer ma gratitude.

Mes remerciements vont particulièrement à :

Monsieur : **Rabah Laouar** qui a été le principal artisan de ma réussite et qui a consacré une grande partie de son temps et son énergie afin de me permettre la réalisation de ce travail.

Monsieur : **Aziouz Ouabadi** pour ces conseils éclairés qu'il m'a dispensés en pétrographie des granitoïdes.

Monsieur : **Jean-Yves Cottin**, de l'Université Jean Monnet - Saint Etienne (France). Pour l'aide à l'effectuation des analyses sur roches totale de mes échantillons.

Mes remerciements vont également aux membres du jurée le Dr. TOUBAL Abderahmane, le Dr. BOUABSA Lakhdar et le Dr. HAMMOR Dalila qui ont acceptées d'évaluer ce travail et à tous les enseignants de département de géologie pour la qualité de leur enseignement.

RESUME

L'histoire du magmatisme néogène de la chaîne des maghrébides et l'évolution de ses séries sont bien intégrés dans l'histoire et la tectonique de la Méditerranée occidentale. Ce magmatisme est bien représenté au niveau de la Kabylie de Collo (NE Algérien) et exprime une diversité de roches (roches volcaniques (dacites et rhyolites), sub-volcaniques (microgranites) et plutoniques (granites et diorites) avec présence de roches basiques et ultrabasiques probablement plus anciennes.

Les granites occupent une grande surface d'affleurement qui couvrent la presque totalité du massif du cap Bougaroun ; il s'agit des "*granites péralumineux à cordiérite*". Ces granites sont de teinte claire, souvent porphyroïde, à grains moyens (3 à 5mm). Les minéraux essentiels sont : le quartz, le feldspath potassique, les plagioclases, la biotite, la cordiérite et la muscovite. La tourmaline, le zircon, l'apatite et l'ilménite sont les minéraux accessoires.

Les microgranites affleurent aux environs de la ville Collo sous forme de deux masses d'une superficie totale d'environ 12 km². Ces roches ont une texture microgrenue composées essentiellement de phénocristaux de biotite, de feldspaths (surtout des plagioclases) de quartz et de cordiérite dans une matrice microcristalline quartzo-feldspathique. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les opaques.

L'affleurement des microdiorites est relativement moins important. Ces roches ont un aspect microgrenu et renferment de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques soit de couleur sombre verdâtre (riche en amphiboles et pyroxènes) ou blanchâtres (plagioclases). Ces roches sont constituées essentiellement de phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles et de rares pyroxènes. La mésostase, microcristalline, est formée essentiellement de plagioclases et d'amphiboles.

Les roches volcaniques affleurent au voisinage d'Echraia et de Tamanart. Elles sont essentiellement des rhyodacites et ont presque la même composition minéralogique que les granites et les microgranites.

Les roches ultrabasiques étudiées affleurent sous forme de filons qui recoupent les terrains du socle et les dépôts sédimentaires au niveau de la baie de Beni Saïd et aux environs de Tamanart. Deux types de roches peuvent être distingués : le premier type est représenté par des péridotites (faiblement serpentinisées). 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 roches ultrabasiques sont riches en spinelles (chromite) xénomorphes, subautomorphes et automorphes.

La géochimie des granitoïdes révèle qu'ils ont presque toutes les caractéristiques des granitoïdes de type « S » caractérisants les chaînes de collision comme le montrent les diagrammes de discrimination géotectoniques.

L'étude des éléments majeurs des roches ultrabasiques montre que ces roches représentent des résidus de la fusion partielle d'un magma mantélique. Les éléments (LILE) des roches ultrabasiques ont été fortement mobilisés pendant la serpentinitisation, par contre les éléments (HFSE) sont plus stables.

La minéralisation liée à ces roches magmatiques est divisée en deux types, l'une est à magnétite, hématites, pyrite et stibine (antimonite) liée aux roches volcaniques tertiaires et est représentée au niveau des mines d'Ain Sedma, de Chaabet El Merdj et d'Azam. L'autre, est essentiellement chromifère, liée aux roches ultrabasiques de l'Oued Tamanart et la baie de Béni Saïd.

Mots clés : Magmatisme tertiaires, Roches ultrabasiques, Granitoïdes S-type, Chaînes de collision, Minéralisation polymétallique.

ملخص

إن تاريخ النشاط المغماتي للنيوجانل سلسلة المغريبيد و تطور سلاسلها الكيميائية تدخل جيدا في تاريخ الحركة التكتونية للحوض الغربي للبحر الابيض المتوسط. هذا النشاط ممثل جيدا على مستوى منطقة قبا نل القل (ش ش اتجزائري). و هذا واضح جليا من خلال المساحات الكبيرة وتنوع الصخور المطروحة من طرف هذا الاخير[صخورشبه بركانية و بلوتونية(الغرانيت,الميكروغرانيت والديوريت) و الصخورالبركانية(الداسيت والريوليت) مع وجود صخور عالية القاعدية وقاعدية قديمة نسبيا.

صخورالغرانيت تحتل مساحات كبيرة تغطي تقريبا راس بوقرعون. هي صخوردات نسبة عالية من الألمينيوم تحتوي على معدن (الكورديريت) لونها فاتح. تتكون هذه الصخور اساسيا من الكورتز, الفلسبات البوتاسي, البلاجيوكلاز, البيوتيت, الكورديريت والميسكوفيت. التورملين,الزيركون, الالبتيت والالمنيوم المعادن الثانوية.

صخورالميكروغرانيت تظهر من السطح بالقرب من مدينة القل. على شكل كتلتين مساحتهما حوالي 12 كلم². هاته الصخوردات بنية (ميكرو حبيبية) ومكونة أساسا من بلورات كبيرة من البيوتيت و الفلسبات(خاصة البلاجيوكلاز) والكوارتز دوي نسب و أحجام مختلفة. الكل داخل محتوى ميكرو بلوري. المعادن الثانوية هي الزيركون, الكورديريت, الالبتيت والمعادن العتمة.

صخورالميكروديوريت أقل ظهورا الى السطح نسبيا. هاته الصخور دات مظهر ميكرو بلوري و تحتوي على عدة سنتمترية الى دسمترية دات لون أخضر غامق(غنية بالأمفيبول و البيروكسين) أوأخضر مبيض (غني بالبلاجيوكلاز). هاته الصخور مكونة أساسا من بلورات كبيرة من البلاجيوكلازو الأمفيبول ودرجة أقل البيروكسين, الكل داخل محتوى ميكرو بلوري مكون أساسا من البلاجيوكلازو الأمفيبول.

إن الصخور البركانية تظهر بالقرب من الشرايع وواد تمنار. متكونة أساسا من الريوداسيت دات مكونات معدنية مشابهة للغرانيت والميكرو غرانيت ولكن دات بنية تعكس ظروف تكوينها.

الصخور فوق القاعدية المدروسة تظهر الى السطح بالقرب من شاطئ بني سعيد بالقرب من تامنرت على شكل عروق تقطع أرسيات القشرة و الأرضيات الرسوبية. يمكن تميز نوعان من هاته الصخور,الأول (البيريدوتيت) وتتكون أساسا من السربونتين, الأرتوبيروكسين و الكالينوبيروكسين. تحلل (البيريدوتيت)يطور بنية عقدية حيث يحتل الأليفين الأرتوبيروكسين مركز العقد. النوع الثاني متحلل بشكل كامل و متحول الى (الساربتينيت). هذه الصخور غنية بالسبينال(الكروميت) دات شكل محدد أو شبه محدد. المعادن العتيمة الأخرى تتواجد على مستوى سطوح (الكليفاج) ومخلفات البلورات تحت تأثير الانحلال.

إن جيوكيمياء الغرانيتويد تبين أن هاته الصخور لها خصائص الغرانيتويد نوع "S" التي تحددغرانيتويد سلاسل التصادم. مختلف المنحنيات المحددة للمناطق الجيوثيكتونية للغرانيتويد تظهر أنها متزامنة مع تصادم الصفائح التيكتونية. إن جيوكيمياء العناصر النادرة تبين أن صخور الغرانيتويد هي ناتج انصهار جزئي مع شذوذ دا انخفاض في عنصر "Eu".

إن دراسة العناصر الأساسية للصخور فوق قاعدية تظهر أنها عبارة عن بقايا ناتجة عن انصهار جزئي لمغما المعطف. إن دراسة العناصر (LILE) تبين أنها دات حركية كبيرة خلال عملية(التحلل) الساربتينيزازيون. العناصر (HFSE) على العكس بقية ثابتة. المنحنى المتعدد العناصر يبين غنا بالعناصر(LILE). إن منحنى العناصر النادرة يظهرحركية كبيرة في (LREE) تحت تأثير التحلل. العناصر (HREE) تبين أنها أكثر تجانسا وثباتا.

إن المعادن المرتبطة بالصخور المغماتية نوعان. الأولى مرتبطة بصخور الحقب الثالث ومتكونة من (المانيتيت,الهيمايتيت,البيريت والسستيبين) ممثلة بمنجم عين سدمة, شعبة المرج وعزام. الثانية (كروميفار) مرتبطة بالصخور فوق القاعدية لواد تمنار

ABSTRACT

The history of the Neogene magmatism of the Maghrébides chain and the evolution of its series are well integrated in the history and tectonics of the Western Mediterranean. This magmatism is well represented and exposed on large areas in the Kabylie de Collo (Algeria). It shows diverse rock types: subvolcanic and plutonic rocks (granites, microgranites, diorites) and volcanic rocks (dacites and rhyolites). Mafic and ultramafic rocks of probably older age are also exposed in the area.

The granites cover the majority of Cap Bougaroun area. They are medium-grained (3 to 5mm) often pseudoporphyratic *cordierite-bearing peraluminous granites*. Mineral composition consists of quartz, plagioclases, potassic feldspar, biotite, cordierite and muscovite. Tourmaline, zircon, apatite and ilmenite are accessory minerals.

The microgranites outcrop at Collo town and suburbs in the form of two masses of approximately 12 Km². These rocks show microgranular texture and are composed of variable amounts of phenocrysts of feldspars (especially of plagioclases), biotite, quartz and cordierite imbedded in microcrystalline matrix. Accessory minerals are zircon, apatite and opaque phases.

The microdiorites are less abundant than the granites. They show microgranular texture and often contain centimetre to decimetre size enclaves. The rock consists of plagioclases, amphiboles and pyroxenes phenocrysts in a microcrystalline mesostasis consisting of plagioclases and amphiboles microcrysts. The dark greenish enclaves are in amphibole- and pyroxene-rich whereas the whitish enclaves are composed mainly of plagioclases.

The volcanic rocks are exposed at Echraia and Tamanart areas. They are mainly rhyodacites that show almost the same mineral composition as that of the microgranites and granites.

The studied ultrabasic rocks outcrop at Beni Saïd and Tamanart areas. They show dike-like outcrops which cross-cut both the basement and the sedimentary cover. Microscopically, two types of rocks can be distinguished: partly serpentized peridotites and serpentinites. The peridotites show typical corona texture and consist of serpentized olivine, orthopyroxene, and clinopyroxenes. The serpentinites are wholly composed of serpentine. These rocks contain remarkable amount of euhedral and subhedral chromite crystals.

The geochemistry of granitoids reveals that they typical "S-type" granites emplaced within collisional chains. The various geotectonic discrimination diagrams confirm the syn-collisional character of the granitoids.

Major element study of the ultramafic rocks shows that these lithologies represent the residues (restites) which are the product of partial fusion mantle derived magmas. LILE elements variation shows strong mobilization during serpentization processes, whereas HFSE were not very mobile.

Mineralization related to these magmatic rocks is divided into two types: magnetite, hematites, pyrite and stibine associated mainly with the Tertiary igneous rocks (e.g. Ain Sedma, Chaabet El Merdj and of Azam prospects); and chromium mineralization related to the ultramafic rocks (e.g. Tamanart and Béni Saïd sectors).

Keywords: Tertiary magmatism, Ultramafic rocks, S-type granitoids, Collisional Chain, Polymetallic mineralization.

SOMMAIRE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

A) PRESENTATION.	2
B) BUT DE L' ETUDE.	3

CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE ET GENERALITES

II. 1. CADRE REGIONALE (LES GRANDES ENSEMBLES GEOLOGIQUES DE LA CHAINE DES MAGRHEBIDES).....	6
II. 1. 1. les zones internes.	7
II. 1. 2. le domaine des flysch.	7
a) Les flyschs Mauritaniens.	7
b) Les flyschs Massyliens.	8
c) Les flyschs Numidiens.	8
II.1. 3. Les zones externes.	8
a) La zone ultra-tellienne.	8
b) La zone tellienne au sens strict.	8
c) La zone péni-téllienne.	8
II.1. 4. Les formations post nappes.	9
II. 2. L EVOLUTION TECTONIQUE DES MAGREBIDES.	9
II. 3. LE MAGMATISME.	12
II. 3. 1. Introduction.	12
II. 3. 2. Nature et Répartition spatiotemporelle du magmatisme tertiaire périméditerranéen occidental.	13

CHAPITRE III

GEOLOGIE LOCALE.

III. 1. INTRODUCTION.	20
III. 2. LES GRANDES SERIES GEOLOGIQUES DE LA PETITE KABYLIE.	21
III. 2. 1. Les formations métamorphiques.	21
III. 2. 2. Les formations sédimentaires.	22
A) La dorsale Kabyle.	22
B) Les Flyschs.	23
- Les Flyschs Maurétaniens.	23
- Les Flyschs Massyliens.	23
C) Les séries telliennes.	23
- Les séries épi-télliennes.	23
- Les séries ultra-télliennes.	24
D) L'Oligo-Miocène Kabyle.	24
E) La série Numidienne.	24
F) Les formations Post nappe.	24
G) les formations éruptives.	25

CHAPITRE IV

LES ROCHES IGNEES TERTIAIRE

IV. 1. PETROLOGIE.	27
IV. 1. 1. Les Granites.	28
-Description pétrographique.	28
IV. 1. 2. Les Microgranites.	29
A) Affleurements et description macroscopique	29
B) Etude microscopique.	31
a) <i>Les minéraux essentiels.</i>	32
b) <i>Les minéraux accessoires.</i>	35
c) Les altérations.	37
III. 1. 2. 1. Etude pétrographique des enclaves au sein des microgranites.	38
A) Description macroscopique.	38
B) L'étude microscopique.	39
- Les enclaves Blanches.	39
- Les enclaves sombres.	39
IV. 1. 3. Les Microdiorites.	41
A) Description macroscopique.	41
B) L'étude microscopique.	41
a) <i>Les minéraux essentiels.</i>	42
b) <i>Les minéraux accessoires.</i>	43
IV. 1. 3.1. L'étude pétrographique des enclaves au sein des microdiorites.	43
IV. 1. 4. Les Rhyolites.	45
A) Description des affleurements.	45
B) Description microscopique.	46
a) <i>Les minéraux essentiels.</i>	47
b) <i>Les minéraux accessoires.</i>	49
IV. 2. GEOCHIMIE.	51
IV. 2. 1. Les altérations.	52
- <i>La perte au feu.</i>	52
IV. 2. 2. Nomenclature.	54
a) Nomenclature de Streckeisen.	54
b) Nomenclature (TAS).	56
c) Le diagramme $\text{Log Zr/ TiO}_2 \cdot 0.0001$	57
IV. 2. 3. Les éléments majeurs.	58
IV. 2. 4. Caractéristiques géochimiques et typologie.	68
<i>Conclusion sur l'étude de la géochimie des éléments majeurs.</i>	71
IV. 2. 5. Les éléments en trace.	71
a) Variation inter-éléments.	71
- <i>Les éléments compatibles.</i>	71
- <i>Les éléments incompatibles (LILE et HFSE).</i>	74
- <i>Les terres rares.</i>	77
IV. 3. Le modèle pétrogénétique.	80
- Les diagrammes de discrimination géotectoniques.	82

CHAPITRE V

LES ROCHES ULTRABASIQUES

V. 1. PETROLOGIE.	87
V. 1. 1. Localisation des ensembles lithologiques de l'association ophiolitique d'âge alpin précoce de la petite Kabylie.	87
-Le complexe ultrabasique alpinotype du massif de Tamanart	88
A) Aspect macroscopique.....	89
B) L'étude microscopique	89
<i>Les minéraux essentiels.</i>	90
<i>Les minéraux accessoires.</i>	91
V. 1. 2. Les sèrpentinites.	93
V. 2. GEOCHIMIE.	94
V. 2. 1. Les altérations.	94
V. 2. 2. Rôle de la serpentinisation et du métamorphisme.	96
A) Relations inter-éléments et leurs implications.	96
B) <i>Les éléments à grand rayon ionique (LILE) et les éléments (HFSE).</i>	99
C) Géochimie des terres rares.	100
V.2. 3. Les mécanismes de mise en places des péridotites de Tamanart, de ronda et Beni boussera.....	101

CHAPITRE VI

MINERALISATION

V. 1. LA MINERALISATIONS LIEEAUX ROCHES MAGMATIQUES TERTIAIRE : Exemple d'AinSedma.....	104
V. 1. 1. Etude de roches encaissantes.	104
V. 1. 2. Etude de la minéralisation.....	106
a) La magnétite.....	106
b) La pyrite.	107
c) La stibine.	107
V. 1. 3. Métallogénie	108
V. 2. LA MINERALISATION AU SEIN DES ROCHES ULTRABASIQUES DE TAMANART ET BENIS SAID.....	109
Etude de la minéralisation chromifère.....	110

CHAPITRE VII

CONCLUSION GENERALE	114
---------------------	-----

Références bibliographiques

Liste des figures

Fig. 1 : Carte géologique de la petite Kabylie de Collo et de la partie Ouest de la région d'Annaba avec l'emplacement de quelques gîtes métallifères, (d'après Roublaut, 1934) (modifiée).....	2
Fig. 2 : Schéma structural de l'édifice alpin dans le cadre méditerranéen occidentale, d'après (Durand Delgad, 1980) démontrant la position de d'une coupe schématiques en Algérie du nord. (A) : la grande Kabylie.	6
Fig. 3 : Coupe Schématique Synthétique représentant les différentes unités des structurales des maghrébides au niveau de Grande Kabylie .Glaçon (1973). Position de la coupe (A).....	9
Fig. 4 : Schéma géologique des chaînes bordants la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (D'après Bouillin, 1986).	10
Fig. 5 : Coupe Synthétique des Magrhebides interne au niveau de la petite Kabylie et sa reconstitution paléogéographique. (D'après Bouillin, 1986).	11
Fig. 6 : Le magmatisme tertiaire du pourtour de la méditerranée occidentale (d'après Bellon, 1976. Modifiée).....	12
Fig. 7 : Carte de l'évolution des séries magmatiques tertiaire et quaternaires de la méditerranée occidentale (d'après Bellon et Brousse., 1977).	14
Fig. 8 : Schéma géologique de la Kabylie de Collo, d'après (Bouillin et Kornprobst, 1974).	20
Fig. 9 : Coupe synthétique et théorique de la Kabylie de Collo et d'El Millia. (D'après Bouillin, 1979; modifiée).	21
Fig. 10 : Carte géologique simplifiée de la région de Collo et du Cap Bougaroun et du bassin du l'Oued Tamanart (d'après Roubault., 1934, modifiée). Montrant la localisation des échantillons analysés.	27
Fig. 11 : un affleurement de microgranites de Collo montrant une altération plus ou moins intense et des d'enclaves sub-arrondies.	29
Fig. 12 : Aspect en colonnades des microgranites du nord de la ville de Collo.	30
Fig. 13 : Microgranite relativement frais montrant les phénocristaux millimétriques de biotite dans une pâte quartzo- feldspathique.	30
Fig. 14 : Microgranite relativement frais avec des phénocristaux millimétriques de biotite et de quartz dans une pâte quartzeux feldspathique.	31
Fig. 15 : Microphotographie des microgranites du Sud (a) et du Nord (b) de la ville de Collo.	32
Fig. 16 : Microphotographie d'un quartz subautomorphe craquelé, corrodé et entouré de couronne réactionnelle.	33
Fig. 17 : microphotographie d'un Feldspath potassique (orthose) montrant la macle de Karlsbad et son altération en séricite et kaolinite en LN.	33

Fig. 1 8 : Plagioclase zoné, maclé péricline et poly synthétique en LP.	34
Fig. 1 9 : microphotographie d'une Section d'un phénocrystal de plagioclase zoné avec inclusion de biotite. (L.P.).	34
Fig. 20 : microphotographie d'une Paillette de biotite chloritisée. (L. P.).....	35
Fig. 21 : Vue microscopique de la cordiérite partiellement altéré en pénite. (a) en lumière polarisée; (b) en lumière naturelle.....	35
Fig. 22 : Vue microscopique en lumière polarisée d'une section biréfringente d'un cristal de zircon et une section basale de biotite chloritisé.	36
Fig. 23 : Vue microscopique en lumière polarisé d'une section allongée d'apatite.	36
Fig. 24 (L. P.) : les opaques automorphes en inclusions dans la biotite.	37
Fig. 25 (L.N.) : Aspect des opaques automorphes dans la matrice du microgranite.....	37
Fig. 26 : Enclave sombre dans un microgranite de Collo.....	38
Fig. 27 : Enclave blanchâtre partiellement teinté brunâtre dans un microgranite de Collo....	38
Fig. 28 : Vu générale d'une enclave sombre au sein des microgranites de Collo.	39
Fig. 29 : Aspect de la microdiorite de la ville de Echraïa montrant des enclaves sombres verdâtres et des mégacristaux blanchâtres de plagioclase.	41
Fig. 30 : Vu générale d'une microdiorite montrant un phénocrystal de plagioclase dans une mésostase microcristalline.....	42
Fig. 31 : Vu générale d'une enclave sombre dans les microdiorites montrant des amphiboles fibreuses et des reliques d'orthopyroxènes (L. P.).	44
Fig. 32 : microphotographie du Contact enclave basique – microdiorite. (L.P.).....	44
Fig. 33 : Aspect d'une rhyolite verte de Kef Echraïa (Nord-ouest de Collo).	46
Fig. 34 : phénocrystal subautomorphe de quartz montrant des golfs de corrosion dans une mésostase microlitique d'une rhyolite.	46
Fig. 35 : vu générale d'une rhyolite à texture hyaline perlitique.	47
Fig. 36 : vu microscopique d'un phénocrystal de quartz dans une rhyolite à texture fluidale avec des plans de dégazage produit d'une texture axiolitique. (L. P.).	47
Fig. 37 : Cristal de biotite dans une rhyolite à texture fluidale. La biotite montre une abondance d'inclusions de minéraux opaques. (L. P.).	48
Fig. 38 : vue générale des sphérolites de dévitrification (blanchâtres) dans une rhyolite du Kef Echraïa. (L. P.).	48
Fig. 39 : Section basale de quartz avec des inclusions de biotite et de zircon. (E1 : section en lumière naturelle et E2 : même section en lumière polarisée).	49
Fig. 40 : Section automorphe de magnétite dans une rhyolite à texture hyaline perlitique (L. N.). ...	49
Fig. 41 : Localisation des échantillons analysés (Cap Bougaroun). (Ouabadi, 1994).	51
Fig. 43 : Diagramme K ₂ O en fonction de LOI (%).	53

Fig. 44 : Diagramme CaO (%) en fonction de Al ₂ O ₃ (%).....	54
Fig. 45 : position des granitoïdes de Collo et du Cap Bougaroun, sur le diagramme modal de Streckeisen (1976).....	56
Fig. 46 : Projection des points représentatifs des granitoïdes Collo et Cap Bougaroun sur le diagramme de nomenclature (TAS). (D'après Le Bas <i>et al.</i> 1986).	57
Fig. 47 : Projection des points représentatifs des Granitoïdes de la région de Collo sur le diagramme SiO ₂ (%) en fonction de Log (Zr/ TiO ₂ *0.001) de Winchester et Floyd (1977).	58
Fig. 48 : Diagramme Al ₂ O ₃ (%) / SiO ₂ (%) des Roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun..	60
Fig. 49 : Diagramme Fe ₂ O ₃ (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. ...	61
Fig. 50 : Diagramme MgO (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun...	62
Fig. 51 : Diagramme Fe ₂ O ₃ (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun...	63
Fig. 52 : Diagramme Fe ₂ O ₃ (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun...	64
Fig. 53 : Diagramme Na ₂ O (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. ...	65
Fig. 54 : Diagramme P ₂ O ₅ (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. ..	66
Fig. 55 : Diagramme K ₂ O (%) / SiO ₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. ...	67
Fig. 56 : Diagramme des alcalins en fonction de SiO ₂ d'après Irvine et Bragar., 1971.	68
Fig. 57 : Diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971) montrant le caractère calco-alcalin des granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun.....	69
Fig. 58 : Diagramme K ₂ O (%) en fonction de SiO ₂ (%) des points représentatifs des granitoïdes de Collo et Cap Bougaroun, d'après Perccerillo et Taylor (1976).	69
Fig. 59 : Diagramme A/CNK en fonction SiO ₂ (%) D'après Chapell et White (1974) où sont représentés les granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun.	70
Fig. 60 : Diagramme Na ₂ O (%) + K ₂ O (%) en fonction SiO ₂ (%) D'après Peacock (1931) où sont représentés les granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun.	70
Fig. 61 : Les variations de quelques éléments en traces (compatibles) en fonction des teneurs en SiO ₂ (%).	73
Fig. 62 : Les variations de Quelques éléments en traces (incompatibles) en fonction des teneurs en SiO ₂	76
Figure. 63 : Spectre des terres rares normalisé aux chondrites des granitoïdes et les rhyolites de Collo.	78
Fig. 64 : L'intervalle de variations des REE contenus dans le monzogranites (adamelites) et les syenogranites et qui présentent une modeste anomalie négative en Europium. (Henderson, 1984). .	79
Fig. 65 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (FeOt/(FeOt +MgO) en fonction SiO ₂) de Maniar et Piccoli (1989).....	83

Fig. 66 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (FeOt en fonction MgO) de Maniar et Piccoli (1989).....	83
Fig. 67 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (K ₂ O en fonction SiO ₂) de Maniar et Piccoli (1989).....	84
Fig. 68 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (FeOt + MgO en fonction CaO) de Maniar et Piccoli (1989).....	84
Fig. 69 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (Log Rb en fonction du Log Y+Nb) D'après (Pearce, 1984).	85
Fig. 70 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (Log Nb en fonction du Log Y) D'après (Pearce, 1984).	85
Fig. 71 : Schéma de localisation des ensembles lithologiques de l'association ophiolitique D'age alpin précoce dans la Petite Kabylie. (D'après Romanko, 1991).	87
Fig. 72 : Reconstitution de la succession stratigraphique de l'association ophiolitique D'age alpin précoce de la Petite Kabylie (D'après Romanko, 1991).	88
Fig. 73 : Un affleurement d'unes roche ultrabasique.	89
Fig. 74 : Reliques d'olivine serpentinisées avec des craquelures remplies d'oxydes de fer. Section F1 en lumière naturelle. Section F2 même section en lumière polarisée.....	90
Fig. 75 : Cristal d'orthopyroxène altéré en serpentine et des reliques d'olivines dans une matrice de serpentine (L.P.).....	91
Fig. 76 : Cristal de clinopyroxène altéré en serpentine. (L.P.)	91
Fig. 77 : forme xénomorphe d'un cristal de grenat avec des inclusions de clinopyroxènes et de serpentine. (L. P.).	92
Fig. 78 : Minéraux opaques (chromite) dans la serpentinite (L. N.).	92
Fig. 79 : Chromite automorphe dans la serpentinite. (L. N.).	92
Fig. 80 : Aspect générale d'une serpentinite à texture maillée. (L. P.).	93
Fig. 81 : Diagramme SiO ₂ (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.	95
Fig. 82 : Diagramme MgO (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.	95
Fig. 83 : Le diagramme MgO (%) / SiO ₂ en fonction du LOI (%).	95
Fig. 84 : Diagramme CaO (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.....	96
Fig. 85 : diagramme Al ₂ O ₃ (%) en fonction de CaO (%) des roches ultrabasiques de Collo.....	96
Fig. 86 : Diagramme MgO (%) / SiO ₂ (%) en fonction de Al ₂ O ₃ (%) / SiO ₂ (%).	97
Fig. 87 : Diagramme SiO ₂ (%) en fonction de MgO (%).	97
Fig. 88 : Diagramme MgO (%) / SiO ₂ (%) en fonction de MgO (%).	97
Fig. 89 : Diagrammes de quelques éléments de transition en fonction du MgO (%).	98
Fig. 90 : Diagrammes Sr, Rb, Ba, en fonction du Al ₂ O ₃	99

Fig. 91 : Spectre des terres rares de quelques péridotites alpines normalisé aux chondrites.	100
Fig. 92 : Spectre des terres rares des péridotites normalisé aux chondrites de Collo.....	101
Fig. 93 : photo d'un affleurement de rhyolites de Ain Sedma présentant sur ses parois des oxydations ferrugineuses.....	104
Fig. 94 : Microphotographie montrant les grains d'opacques criblant la biotite dans la rhyolite en lame mince.....	104
Fig. 95 : Microphotographie montrant l'association minéralogique pyrite-quartz en sections polies	107
Fig. 96 : Microphotographie montrant l'association minéralogique Löllingite-quartz en sections polies.....	108
Fig. 97 : Photo d'affleurement de péridotite brune massive faiblement altérée.....	109
Fig. 98 : Photo d'affleurement de péridotite vert clair altéré.....	109
Fig. 99 : Microphotographie montrant la chromite, craquelée, traversée par des veinules de serpentine.....	110
Fig. 100 : Microphotographie montrant la chromite dans la serpentinite en lames mince	110
Fig. 101 : Grains opaques de dans une serpentinite	110
Fig. 102 : Chromite automorphe à subautomorphe dans la serpentinite.....	110
Fig. 103 : Microphotographie en sections polies montrant la chromite dans une serpentinite.....	111

Liste des tableaux

Tableau. 1 : Le magmatisme post-orogénique du littoral algérien : nature, âge radiométrique et minéralisations associées.....	18
Tableau. 2 : Tableau des caractéristiques microscopiques des microgranites du Cap Bougaroun et les environ de la ville de Collo.....	40
Tableau. 3 : Tableau des caractéristiques microscopiques des microdiorites de la ville d'Echraïa et les environ de la ville de Collo.	45
Tableau. 4 : Caractéristiques microscopiques des rhyolites du Cap Bougaroun et les environ de la ville de Collo.....	50
Tableau. 5 : Résultats des calculs des normes moyennes des différents échantillons appartenant au granitoïdes de Collo.....	55
Tableau. 6 : Proportions modales moyennes des différents échantillons appartenant au granitoïdes Cap Bougaroun. Selon Ouabadi (1994).....	55
Tableau. 7 : Moyennes des teneurs en éléments majeurs des granitoïdes et les teneurs des enclaves et leurs coefficients de corrélations avec SiO ₂ (%)......	59
Tableau. 8 : Moyennes des teneurs en éléments en trace compatibles des granitoïdes de la région de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO ₂ (%)......	72
Tableau. 9 : Moyennes des teneurs en éléments en trace incompatibles (ppm) des granitoïdes de Collo et les enclaves associées et leurs coefficients de corrélations avec SiO ₂ (%)......	74
Tableau. 10 : Concentration terres rares dans la chondrite.....	77
Tableau. 11 : Quelques caractéristiques géochimiques des granitoïdes de type « I » et de type « S » selon la définition de Chapell et White (1974).....	81
Tableau. 12 : Grands lignées granitiques et métaux associés (inspiré de Pitcher, 1983).....	81
Tableau. 13 : Tableau des caractéristiques microscopiques des roches ultrabasiques Cap Bougaroun et les environs de Collo.....	93
Tableau. 14 : Concentration terre rares dans la chondrite(Haskin <i>et al.</i> , 1968)	100

CHAPITRE I

INTRODUCTION

A) PRESENTATION

Fougnot (1990) relève que dans l'Est algérien, l'essentiel du magmatisme s'est mis en place entre la fin du Burdigalien et la fin du Langhien; soit une période courte n'excédant guère 1.5 Ma. Les granites affleurent en trois types principaux (Fig.1). Le premier type affleure dans la région de Collo (Fougnot, 1990; Ouabadi, 1994) où il constitue deux masses volumineuses distantes d'une dizaine de kilomètres (massifs de Bougaroun au Nord et de Beni-Touffout au Sud) qui sont essentiellement constitués de granite monzonitique, de type adamellite, à biotite et cordiérite. Le deuxième type, plus clair, quartzo-plagioclasique à biotite seule, se présente au niveau de la partie Nord du massif de Bougaroun. Un troisième type forme les affleurements du Djebel Filfila (Semroud, 1970; Semroud et Fabriès, 1976; Ouabadi, 1994) qui représentent l'apex d'un appareil à peine dégagé par l'érosion. Le type Filfila est nettement plus alcalin que les précédents, à micas lithinifères, tourmaline, topaze et fluorine.

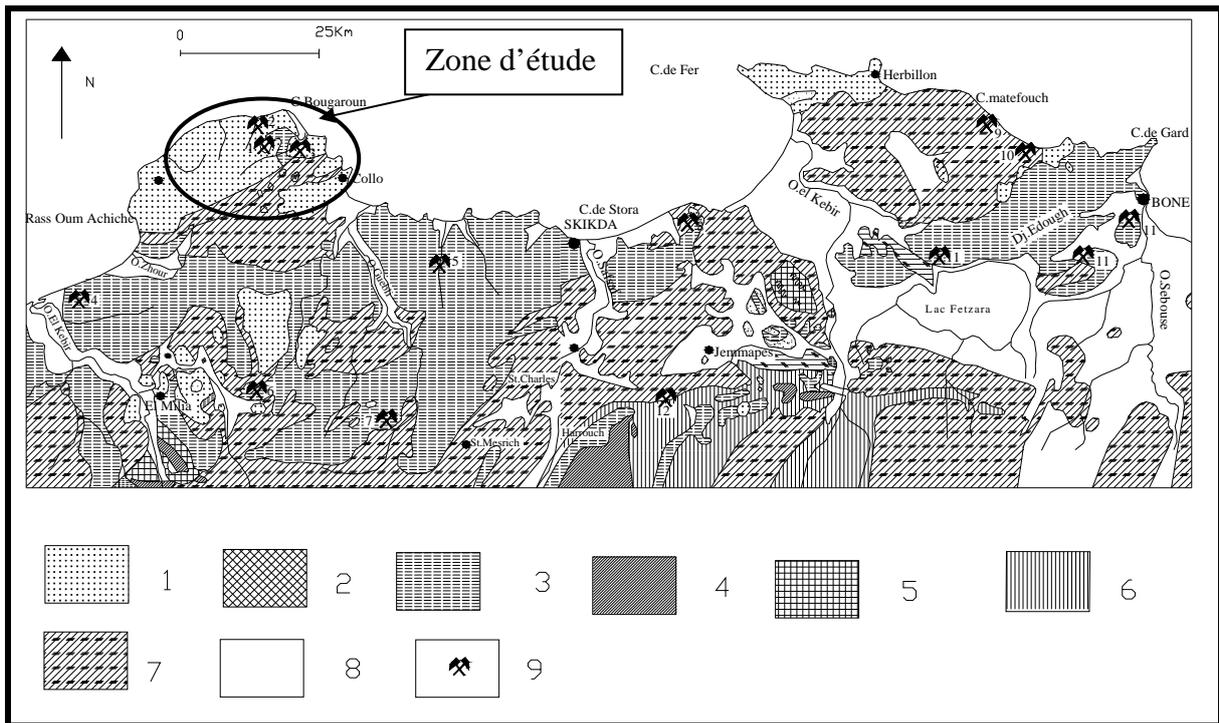


Fig. 1 : Carte géologique de la petite Kabylie de Collo et de la partie Ouest de la région d'Annaba avec l'emplacement de quelques gîtes métallifères, (d'après Roublaut, 1934) (modifiée).

1. Granite et microgranite. 2. Rhyolite. 3. Schistes cristallins et granulites. 4. Jurassique supérieur. 5. Crétacé inférieur. 6. Eocène moyen. 7. Eocène supérieur. 8. Quaternaire. 9. Gîtes métallifères

Plus à l'Est, les massifs de l'Edough et du Cap de Fer représentent la terminaison orientale du domaine interne de la chaîne maghrébine continentale qui disparaît ensuite vers le Nord-Est sous la mer Méditerranée. Cette chaîne réapparaît partiellement au Nord de la Tunisie, dans l'archipel de la Galite, puis en Sicile. Les granitoïdes (diorites, micro-diorites, andésites, dacitoides, microgranites et rhyolites), dans cette région, sont surtout développés dans la partie occidentale, depuis Chetaibi jusqu'à la pointe du Cap de Fer (Hily, 1962; Fougnot, 1990; Laouar, 2002). Au niveau du complexe métamorphique de l'Edough, les microgranites et rhyolites comprennent une série de massifs qui, depuis le Kef Bouassida jusqu'au Pain de Sucre, s'alignent le long de la bordure Nord-Ouest du complexe, ainsi que de nombreux petits pointements de la région du Djebel Chaïba et de Ain Barbar (Hily, 1962; Laouar, 2002).

B) BUT DE L' ETUDE

Le présent mémoire a donc pour cadre régional la zone littorale de la province de Constantine : la Kabylie de Collo (cf. Fig. 1). Le choix géographique de cette zone a été fait pour deux raisons principales. D'une part, les formations néogènes de la chaîne maghrébine sont bien représentées et diversifiées (roches subvolcaniques et plutoniques : granites, microgranites, diorites; et roches volcaniques : dacites et rhyolites) avec présence de roches basiques et ultrabasiqes probablement plus anciennes. D'autre part, les minéralisations sont également diversifiées suivant la nature des roches magmatiques et les roches encaissantes.

L'étude sera destinée essentiellement à définir, avec les moyens d'analyses pétrographiques et géochimiques disponibles, l'origine des corps magmatiques, les phénomènes d'assimilation et contamination, mélange de magmas, anatexie etc., l'origine des minéralisations et leur relation avec le magmatisme néogène. Cette étude aura également pour objet de compenser les carences que présentaient les travaux antérieurs et qui restent fragmentaires dans la région.

Les formations ignées néogènes de la région de Collo sont connues et décrites depuis fort longtemps. Récemment, les études pétrologiques et géochimiques ont été intensifiées avec les techniques modernes et les méthodes rapides d'analyse et interprétation (ex : Fougnot, 1990; Ouabadi, 1994). Toutefois ces études restent insuffisantes pour une simple raison, c'est qu'elles recouvrent des surfaces restreintes de la vaste région étudiée.

Il a été donc indispensable de procéder à un échantillonnage systématique en vue de récolter des témoins de roches aussi frais que possible et suffisamment représentatifs de

certain massifs ou appareils éruptifs. Cet échantillonnage sera destiné pour des analyses pétrographique et géochimique qui s'ajoutent à celles déjà publiées.

Un deuxième échantillonnage systématique est établi sur les différents indices et gîtes métallifères de la zone d'étude; que se soit directement ou indirectement liés aux roches ignées. Cette minéralisation sera la cible d'une étude métallographique pour identifier les différentes espèces minérales et déterminer les facteurs qui contrôlent leur mise en place.

Toutefois, si cet apport analytique peut paraître pléthorique à certains égards, il faut préciser qu'il s'avère à l'usage insuffisant, compte tenu des surfaces occupées par les affleurements ignées. Ajoutons à ceci que les difficultés rencontrées lors des opérations de prélèvement (difficultés d'accès et de déplacement, impossibilité par endroits de récolter des témoins suffisamment frais pour justifier une analyse pétrologique et géochimique) n'ont guère été favorables à une bonne représentation des sites visités.

CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE ET

GENERALITES

II. 1. CADRE REGIONALE (LES GRANDES ENSEMBLES GEOLOGIQUES DE LA CHAÎNE DES MAGRHEBIDES)

Le terme «Maghrebides» (Durand-Delga, 1971) est utilisé pour définir une partie de la méditerranée occidentale touché par l’orogénèse alpine et qui va de Gibraltar à la Calabre en passant par l’Afrique du nord ou l’Algérie du nord fait partie (Fig. 2) .

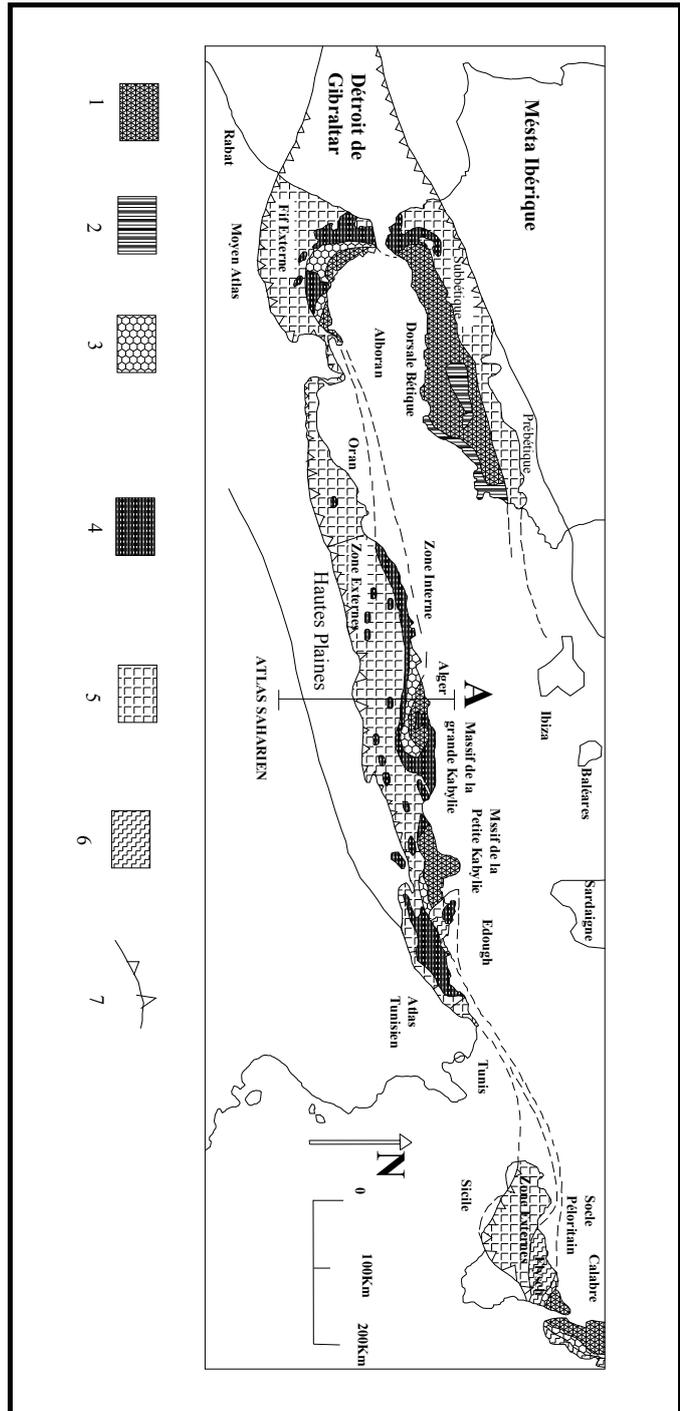


Fig. 2 : Schéma structural de l’édifice alpin dans le cadre méditerranéen occidentale, d’après (Durand Delgad, 1980), modifiée démontrant la position de d’une coupe schématiques en Algérie du nord. (A) : la grande Kabylie.

Légende : 1. massifs Anciens bético_rifain, Kabylie, Péloritain et Calabrais. - 2. Nevado-filabrides (Andalousie) : Paléozoïque et Permo-Trias soumis au métamorphisme alpin. - 3. Dorsale calcaire (bétuque, rifaine Kabyle à matériel mésozoïque, écaillé. - 4. Flyschs (Crétacé et Paléocène) allochtones. - 5. Rif externe, Tell algérien (Mésozoïque et Tertiaire). - 6. Massif ancien externe (Edough). - 7. Front des ensembles charriés.

Le premier schéma structural de l'Algérie du Nord (Alpine) a été proposé par Kieken (1962). Raoult (1974), Bouillin (1977) et Vila (1980) ont définies l'ensemble de ces structures produites par l'orogénèse alpine comme la superposition d'unités allochtones charriée sur l'autochtone présaharien (Fig. 3). Cet ensemble peut être subdivisé en trois ensembles structuraux qui sont les zones internes, le domaine des flyschs et les zones externes qui sont couverts par du matériel mio-plio-quadernaire discordant.

II. 1. 1. Les zones internes

Elles sont caractérisées par des massifs de socle, localement revêtus d'une couverture de terrains paléozoïques (Bouillin, 1986). En Algérie du Nord, ces terrains sont représentés par les massifs littoraux cristallophylliens précambriens à carbonifères. Situées au Nord, les massifs cristallins les plus importants sont localisés en Grande et petite Kabylie et qui ont une couverture Méso-Cénozoïque écaillée qui est la chaîne calcaire (dorsale calcaire), d'autres sont représentés par de petits pointements comme celui d'Alger où son âge est encore controversé et les massifs antémésozoïques de Chenoua. L'ensemble est largement chevauchant vers le sud; en Petite Kabylie, ce chevauchement peut atteindre 30 km d'après Bouillin (1977).

II. 1. 2. le domaine des flyschs

Bouillin (1986) divise le domaine des flyschs en trois formations allochtones : les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens, d'âge Crétacé inférieur au Paléogène, et les flyschs numidiens d'âge Oligo-Miocène. Il s'agit de formations de mer profonde, mises en place par des courants de turbidité.

a) Les flyschs Maurétaniens

Ils sont relativement épais et sont composés d'une série qui comporte des radiolarites à la base. Au Maroc, dans le rif central ces radiolarites sont associées aux conglomérats à galets de dolérites et aux calcaires du Dogger (Andrieux, 1971). En Algérie, dans le massif de Chellata (Grande Kabylie), Gérald (1979) a observé un petit affleurement de radiolarites et des roches basiques à la base de ces flyschs. En petites Kabylie apparaissent de vastes affleurements du substratum initial de ces flyschs. Ils se situent au front des nappes du socle interne (Durand Delga, 1971; Bouillin, 1978) ou dans des fenêtres qui percent ces nappes (Bouillin, 1982). Les formations sont composées d'un ensemble périto-calcaro-gréseux d'âge Néocomien, d'un ensemble périto-gréseux en gros bancs d'âge Albien inférieur à moyen et

d'un ensemble argilo-calcaireux à débris calcaires et quartz détritiques caractérisant les séries maurétaniennes d'âge Vraconien à Lutétien. Le sommet de la série est formé par des niveaux conglomératiques d'âge sénonien supérieur et paléogène.

b) Les flyschs Massyliens

Raoult (1969), a utilisé le terme massylien pour désigner les flyschs schisto-quartzeux Albo-Abtiens de Glangeaud (1932). Ces flyschs comportent un ensemble pélito-quartzitiques datées du Crétacé inférieur à la base et un ensemble pélito-microbrichique du Cénomaniens au Sénonien au sommet.

c) Les flyschs Numidiens

C'est le troisième type de flyschs. Ce sont des flyschs Oligo-Miocène gréseux pélitiques d'âge qui va de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère et al, 1979). Avant la fin du Burdigalien, ces derniers ont subi un décollement et charriage à vergence nord (Bouillin, 1977; Vila, 1980).

II.1. 3. Les zones externes

Elles présentent d'importantes variations du Maroc à la Sicile (Bouillin, 1986), ce qui rend difficile les corrélations entre elles sur d'aussi grandes distances. Situées plus au Sud, ce sont des nappes allochtones et para-autochtones de flyschs comportant des terrains datés du Crétacé à l'Éocène. Ces formations ont subi une tectonique tangentielle majeure d'âge fini-Lutétien ou fini-Oligocène (Bouillin, 1977) et chevauchent l'autochtone saharien. En Algérie, il s'agit des nappes telliennes qui se disposent du Nord au Sud comme suit :

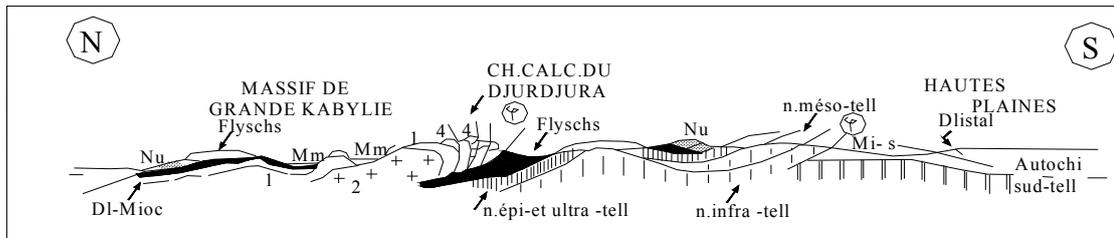
a) La zone ultra-tellienne (Durand Delga, 1969) est caractérisée par des faciès bathyaux clairs au Crétacé et à l'Éocène et une composante détritiques au Sénonien et à l'Éocène à sa marge septentrionale.

b) La zone tellienne au sens strict regroupe l'essentiel des unités des Bibans, épi, méso et infra-telliennes décrites par Kieken (1962).

c) La zone péni-tellienne est caractérisée par des influences néritiques. Ces séries en été confondues avec les formations de type plate forme réputée autochtone (Vila, 1980).

II. 1. 4. Les formations post nappes

Ce sont des formations miocènes, pliocènes et quaternaires (le Mio-Plio-Quaternaire). Elles recouvrent en discordance toutes les autres formations antérieures. Y compris le Numidien et les olistotromes. Comme ces formations sont post orogénique, il existe une relation très étroite entre ces formations et le magmatisme néogène où les corps ignés se sont mis en place dans les bassins d'effondrement post nappes.



Légende:

Zones Internes



Massifs Internes: 1: micaschistes paléozoïques ; 2:gneiss;
4:couverture mésozoïque ("Dorsale" calcaire;
Ol,Mio: molasse de l'oligocène sup-miocène inf ("OMK").

Zones externes



Flyschs mésozoïques-paléogènes (flyschs Kabyles).



Flyschs oligocènes sup-miocène inf (flyschs numidien).



Nappes telliennes: nappes ultra et épi-telliennes, à sédiments déposés en bassins profonds: nappes méso-telliennes, nappes infra-telliennes

Autochtone



Plateforme néritique.

Q1: Front des zones internes ("chevauchement Kabyle");
Miocène inférieur.

Q2: Front sud-tellien : Miocène supérieur.

Mm: Miocène post-nappe.

Mi-s: Miocène de l'avant fosse sud tellienne.

Fig. 3 : Coupe Schématique Synthétique représentant les différentes unités des structurales des maghrébides au niveau de Grande Kabylie Glaçon (1973). Position de la coupe (A), (voir fig. 2)

II. 2. L'EVOLUTION TECTONIQUE DES MAGHREBIDES

La structure actuelle des maghrébides (Fig. 4) débute au Crétacé par une première étape caractérisée par l'affrontement des deux plaques africaine et européenne qui sont le produit de plusieurs épisodes de coulissage sénestre conduisant à leur collision (Fig. 5). Cette collision qui s'intensifié au Crétacé supérieur (Dewey *et al.*, 1973; Taponnier, 1977). Aussi il

faut signalé que au Tithonien -Néocomien, il y a eu individualisation du sillon des flyschs mauritanien et massylien entre la microplaque Alboran (massif 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.

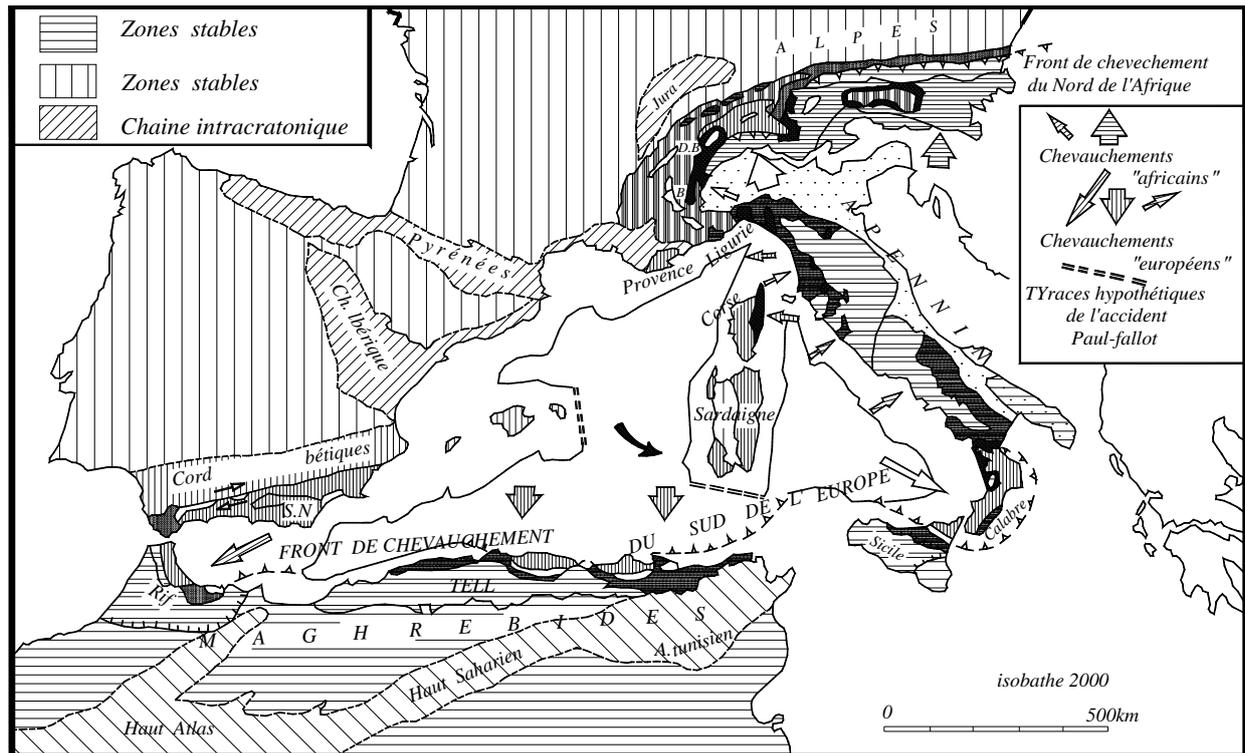


Fig. 4 : Schéma géologique des chaînes bordants la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (D'après Bouillin, 1986).

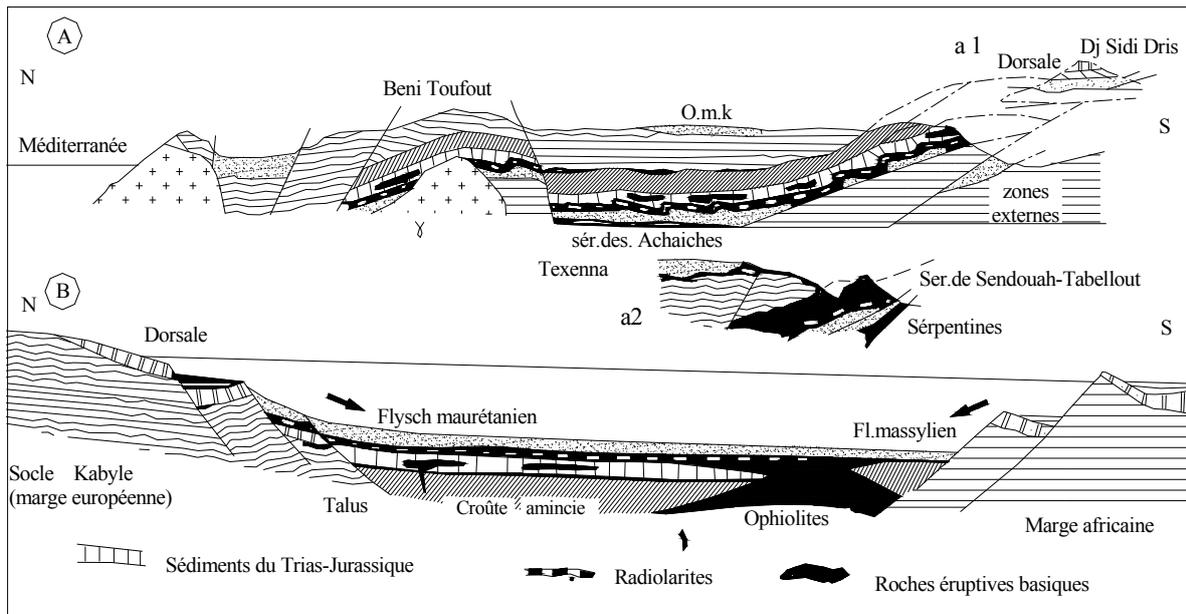


Fig. 5 : Coupe Synthétique des Magrhebides interne au niveau de la petite Kabylie et sa reconstitution paléogéographique. (D'après Bouillin, 1986).

O.M.K : Oligo-Miocène Kabyle. γ : Granitoïdes miocènes. **A :** (**a₁** : Coupe de la dorsale au niveau de Djebel Sidi-Driss. **a₂** : Coupe au niveau de Texana). **B :** Reconstitution paléogéographique à la fin du Crétacé inférieur.

La phase fini-lutétienne est une phase tectonique majeure entraînant le chevauchement de l'ensemble socle et couverture sur les flyschs maurétaniens 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 signalé une tectonique plio-quadernaire avec des plissements à grands rayon de courbure, suivie de fracturations de direction E-W et NE – SW. Cette phase à un rôle très important dans l'apparition des intrusions magmatiques comme le cas des Iles Habiba en Algérie et les îles de Galite en Tunisie.

II. 3. LE MAGMATISME

II. 3. 1. Introduction

L'étude systématique du magmatisme néogène est entreprise conjointement vers 1965 dans toute la structure alpine périméditerranéenne sur la base des premiers résultats obtenus dans le domaine andin, qui représente l'exemple type d'une marge active. On a pu d'ailleurs rapidement établir d'intéressantes relations entre les caractères spatio-temporels et typologiques de formations ignées comparables.

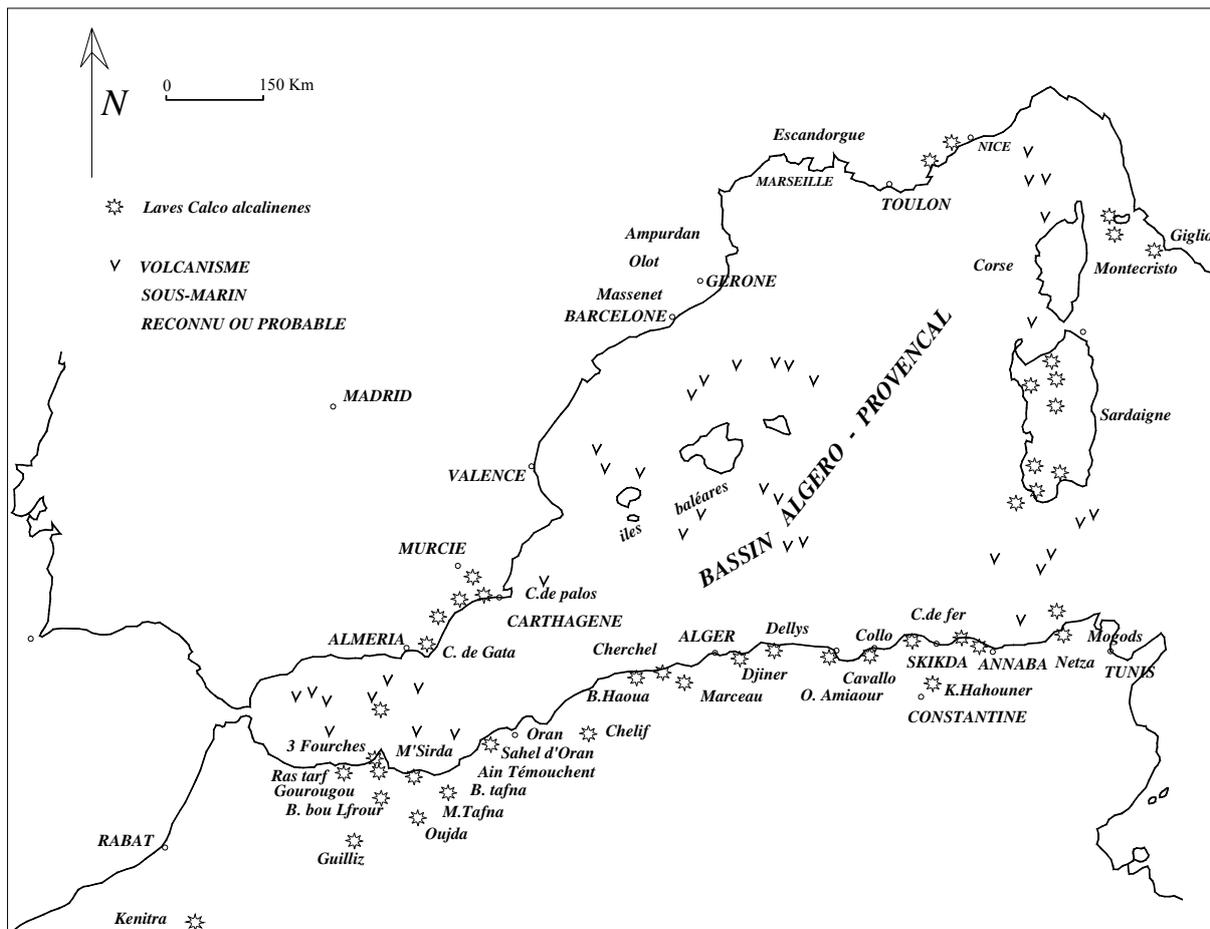


Fig. 6 : Le magmatisme tertiaire du pourtour de la méditerranée occidentale (d'après Bellon, 1976, modifiée).

L'étude statistique et comparative des données chimiques, typologiques et géochronologiques récentes sur les différents massifs a mis en évidence des variations locales et/ou générales considérées aujourd'hui comme significatives des mouvements relatifs des plaques impliquées dans le cadre méditerranéen (Fig. 6).

Il est utile pour la compréhension de dresser un inventaire rapide des produits magmatiques et des données actuellement disponibles sur les principaux domaines (essentiellement ceux de l'Espagne et de l'Afrique du nord), en se référant aux quelques synthèses établies récemment. (Glaçon, 1973; Marignac, 1976; Bellon, 1976; Bellon et Brousse, 1977; Girod, 1977 ;(Cherchi et Montadert, 1982); De Larouzière, 1988; Wortel et Spakman, 1992; Louni Hacini *et al.*, 1995; Zeck *et al.*, 1998; El-Azouzi *et al.*, 1999).

II. 3. 2. Nature et Répartition spatiotemporelle du magmatisme tertiaire périméditerranéen

En Espagne, le volcanisme est représenté dans les provinces d'Almeria et de Murcia, en position interne par rapport à la chaîne bétique. Il est d'âge Miocène inférieur (17 à 18 Ma.) dans la région du Cabo de Gata, et se poursuit sans grandes interruptions jusqu'à la fin du Messinien (6 à 7 Ma.). L'activité volcanique a repris dans la province de Murcia entre 2 et 3 Ma. Les produits émis dans leur ensemble ont un à caractère calco-alcalin au début qui passe à un magmatisme potassique et finalement des produits franchement alcalins (De Larouzière, 1988; Benito *et al.*, 1999). Zeck *et al.* (1998) ont démontré le caractère calco-alcalin de ce volcanisme qui montre une corrélation positive d'éléments incompatibles et une autre négative d'éléments compatibles en fonction de l'augmentation des teneurs en silice.

D'après Bellon et Brousse (1977) (Fig. 7), le magmatisme de l'île d'Alboran présente deux séries, l'une relativement ancienne (25 Ma) pauvre en potassium, à affinité tholéitique, et l'autre plus récente (20 Ma) et plus potassiques composée d'andésites et basaltes. L'activité volcanique se poursuit dans les mêmes secteurs géographiques présentant deux phases : une première phase qui débute avec des dacites pauvres en K (17,8 Ma) suivie d'une série d'andésito-dacites (17,8 à 13 Ma). La deuxième phase est également pauvre en K, avec des basaltes et andésites, suivie d'une série d'andésites et dacites riches en K au Tortonien terminal et au Messinien (8,8 à 7,5 Ma). Aussi la polarité d'augmentation de K depuis l'Alboran jusqu'à l'Espagne suggère un plongement de l'Afrique sous l'Espagne durant le Miocène moyen et supérieur.

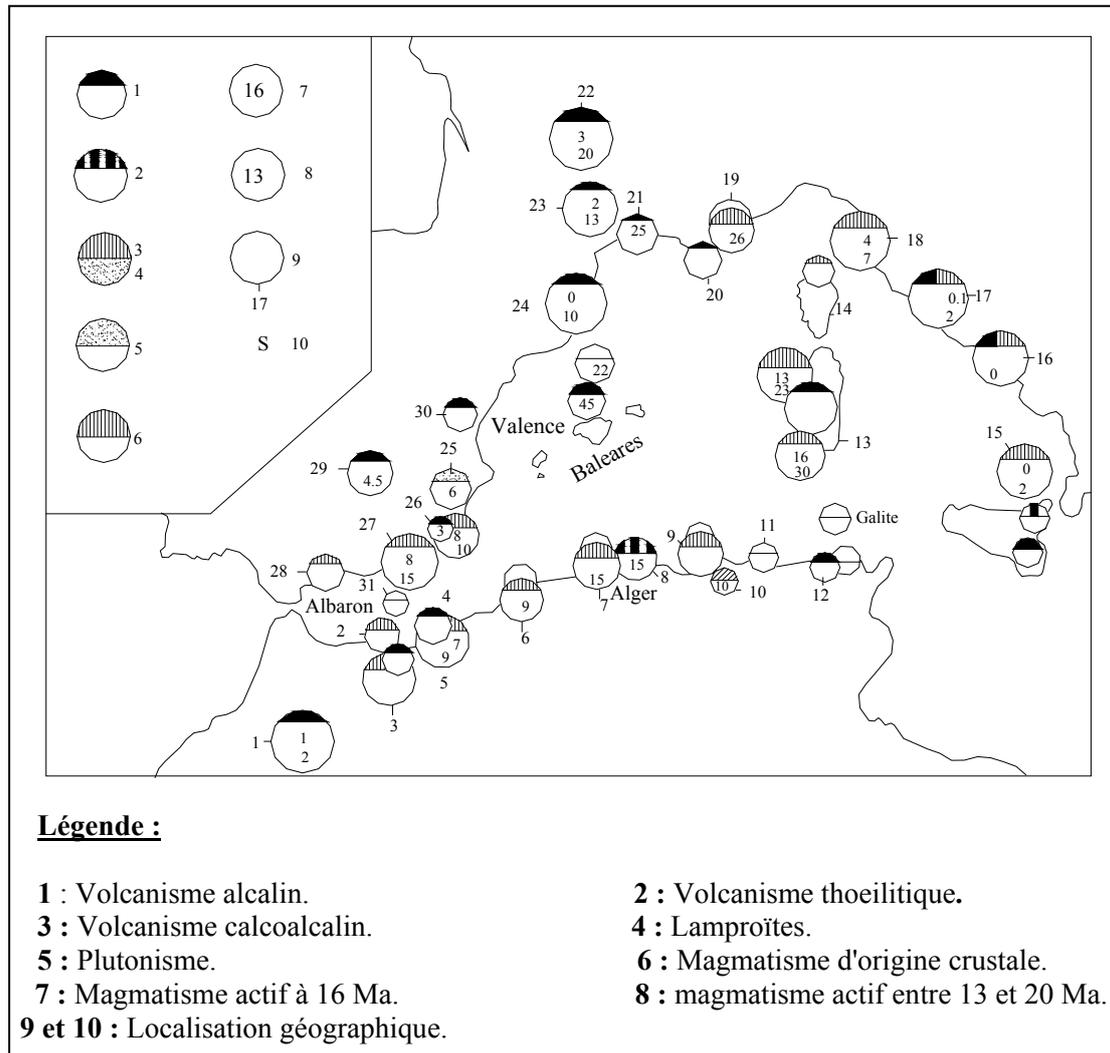


Fig. 7 : Carte de l'évolution des séries magmatiques tertiaire et quaternaires de la méditerranée occidentale (d'après Bellon et Brousse., 1977).

Au Maroc, (Rif septentrional) et en Algérie nord-occidentale (Oranais), le volcanisme néogène apparaît également dans la zone côtière, mais occupe là une position externe dans la chaîne maghrébine. Dans cette région, l'activité s'échelonne entre 16 Ma et 5 Ma dans le Rif, et entre 12 et 8 Ma dans l'Oranais. Les produits sont plus variés que dans le domaine espagnol; ils s'étaient en composition entre potassique, fortement potassique, alcaline à shoshonitique dans le Maroc (El-Azouzi *et al.*, 1999), et généralement alcaline dans l'Oranais (Louni Hacini *et al.*, 1995). D'après El Azouzi *et al.* (1999), les caractéristiques du volcanisme marocain montrent les évolutions suivantes : (1) une évolution géochimique, avec passage progressif d'un volcanisme calco-alcalin à un volcanisme alcalin; (2) une évolution

isotopique depuis le magmatisme calco-alcalin ($(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ élevé, ΣNb négatif) jusqu'à l'alcalin ($(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ faible, ΣNb positif) et une autre temporelle (13 Ma au quaternaire) où se succèdent des périodes d'émissions allant du calcoalcalin à l'alcalin; (3) une évolution géographique où le magmatisme calco-alcalin et transitionnel est cantonné dans le Nord du Maghreb par contre l'alcalin devient prédominante au centre puis exclusif dans le sud de Quilliz. Cette évolution a été mise en parallèle avec le passage d'un régime de compression à un régime d'extension dû à un effet de poinçon.

En Italie, le magmatisme est bien représenté au niveau de la microplaque Corse-Sardaigne. L'ouverture bassin méditerranéen occidental a conduit depuis l'Oligocène au Miocène la subduction de la croûte océanique qui a existé à l'Est de la Sardaigne et la Corse (Cherchi et Montadert, 1982). Wortel et Spakman (1992) ont démontrés l'existence d'une forme de subduction d'une croûte dans l'Ouest de la méditerranée tandis que Wilson et Bianchini (1999) ont discutés le contexte géodynamique du magmatisme de la méditerranée. La Sardaigne est une partie d'une petite microplaque continentale qui a été déplacée vers le sud en contrôlant la majeure partie de la terre européenne durant le tertiaire (De Jong et Manzoni, 1968 ; Alvarez *et al.*, 1974 ; Coulon *et al.*, 1974).

Au Sud-Ouest de la Sardaigne, ces roches sont datées de l'Oligo-Miocène et elles prennent naissance sous forme de petites centres volcaniques, au niveau du complexe volcanique montagneux d'Arcuentu qui est âgé du Miocène (26-17Ma). Il est constitué de basaltes (approximativement 8% de la surface exposé), des basaltes andésitiques, des andésites (80%), des andésites riches en K (2%) et des ignimbrites (10%). Les basaltes sont fortement porphyriques (35-40% de phénocristaux de plagioclases, d'augites, et d'olivine \pm d'orthopyroxènes). Brotzu *et al.* (1997) ont donné des détails sur la composition minéralogique de ce complexe volcanique. Les andésites basaltiques contiennent des phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes. Les andésites sont fortement plagiophyriques avec la présence de quelques cristaux d'orthopyroxènes, d'augite et de titanomagnétite. Les andésites, riches en K, sont les moins abondantes en phénocristaux. On trouve des plagioclases, de l'augite, des orthopyroxènes, de la magnétite et de l'ilménite.

Les séries magmatiques du complexe volcanique du Mont Arcuentu (sud de la Sardaigne) sont le produit typique d'une subduction au-dessous du Sud de la Sardaigne au Miocène, malgré que les roches montrent quelques affinités tholéitiques et dont les rapports entre les termes de K_2O et SiO_2 ressemblent aux laves calco-alcalines (Downes *et al.*, 2000). Les variations isotopiques du Sr, Nd et O peuvent être attribués à un modèle de contamination

d'un magma dérivé du manteau par la croûte hercynienne continentale ou par un enrichissement extensif de la source mantellique par les sédiments subductés.

Le Nord de la Sardaigne est caractérisé par une série tardi-tertiaire calco-alkaline formé de basaltes, de dacites, et des rhyolites qui recouvrent de grandes surfaces de la région, (Coulon *et al.*, 1973 ; Dostal *et al.*, 1976 ; Dupuy *et al.*, 1975 ; Coulon, 1977; Rutter, 1985; Morra *et al.*, 1997).

Dans le centre et le sud de la Sardaigne, les roches volcaniques qui sont liées à la subduction ont des âges compris entre 13 et 30 Ma et ont une extension très limité. Elles montrent généralement une affinité tholéitique. (Coulon *et al.*, 1974 ; Coulon et Dupuy, 1977 ; Dostal *et al.*, 1976).

En Tunisie, le magmatisme est localisé sur l'archipel de la Galite et la région de Nefza. Dans l'archipel, les micro-diorites est diorites d'environ 14 Ma; sont recoupées par des filons micro-granitiques à caractère plus alcalin d'âge Tortonien (vers 10 Ma.), (Bellon, 1976 ; Juteau *et al.*, 1986). Dans le deuxième domaine, les formations ignées sont en position nettement externe au sens tectonique. Elles sont représentées par un dôme granodioritique à chimisme fortement sodique, présumé contemporain aux formations de la Galite, et des volcanites intermédiaires à basiques d'âge 8 à 7 Ma ; les dernières sont franchement alcalines, (Bellon, 1976 ; Haloul, 1989 ; Mauduit, 1978).

En Algérie, le plutonisme et le volcanisme du Néogène fait l'objet d'une synthèse bibliographique qui à été fait par Glaçon (1971). Il est limité aux zones internes, au voisinage des côtes.

En Algérie occidentale, ce que l'on voit est la suite de ce qui existe au Maroc septentrional et de celui de l'Espagne. Les manifestations éruptives paraissent bien postérieures aux charriages. Elles débutent au cours du Miocène supérieur, mis à part naturellement le cas de quelques petits massifs ultrabasiques plus anciens qui pourraient être déplacés par la tectonique néogène. L'évolution des roches est la suivante :

- Au Miocène supérieur, la mise en place de certains massifs qui présente les compositions comme suite : quelques basaltes anciens mais surtout des laves andésitiques essentiellement sous forme de brèches (région de Msidra Fouaga); basaltes anciens et rhyolites (Moyenne Tafna); rhyolites, dacites et andésites avec tufs, coulées, pyroclastites, cendres, brèches, projections, etc. (Sahel d'Oran "Tifraouin"), (Sadran, 1958).

Au Paléocène et au Quaternaire inférieur il y a eu des épanchements de basaltes et labradorites. En dehors de ces massifs volcaniques, il faut mentionner la présence d'autre intrusion qui s'agit de petits massifs de centaines de mètres constitués de " Diorites" qui affleurent rarement (ex : la mine de Banisaf), (Popov, 1969).

En Algérie centrale, le magmatisme apparaît en divers points de la zone côtière, entre Tenès et Cherchell, et à l'Est d'Alger, au Cap Djinet. Dans cette région, le volcanisme est accompagné par des intrusions subvolcaniques et plutoniques. Cette activité débute à 16,5 jusqu'à 16 Ma., avec des produits volcaniques, ensuite de 13 à 9 Ma. avec des produits volcaniques accompagnés par des intrusions plutoniques. L'activité reprend vers 5 Ma. près de Cherchell avec quelques filons de basalte alcalin. L'essentiel de ce magmatisme est de type calcoalcalin, à tendance potassique à l'Ouest d'Alger, par contre à caractère tholéiitique au Cap Djinet (Glangeaud, 1935 et 1952 ; Popov, 1969).

En Algérie orientale (le Constantinois) qui s'étend de Bejaia à Annaba, la quantité de vieux indices et gisements connus a incité à développer la recherche minière dans cette région plus qu'ailleurs en Algérie du Nord, que l'on peut faire intervenir le métallotecte magmatique. Dans cette région, les roches subvolcaniques et les roches plutoniques sont plus abondantes que dans le reste de l'Algérie du Nord. Elles sont de composition granitiques et dioritiques. Les roches volcaniques sont essentiellement rhyolitiques, dacitiques et andésitiques. Les roches éruptives sont menues après la mise en place des unités allochtones, c'est-à-dire durant le Miocène inférieur et moyen; quelques une au Miocène supérieur. Certaines roches sont affectées par des transformations telles que la silicification et kaolinisation (Glangeaud, 1925 ; Bolfà 1948 ; Bolfà *et al.*, 1952 ; Gravelle, 1960 ; Hilly, 1957 et 1962 ; Durand Delga, 1969 ; Bobier, 1968 ; Fabriès et Semroud., 1969 ; Marignac ; 1968; Popov, 1969).

D'une façon générale le magmatisme néogène de l'Algérie du Nord est souvent accompagné par la mise en place d'une minéralisation assez complexe dépendant de la nature des roches ignées et de leurs encaissant. Le tableau 1 résume les principaux corps magmatiques, leurs âges radiométriques, les minéralisations, la morphologie des corps minéralisés et les principaux indices ou gîtes.

Tableau. 1 : Le magmatisme post-orogénique du littoral algérien : nature, âge radiométrique et minéralisations associées.

Nature des roches Effusives	Intrusives	Age (Ma.)	Minéralisation	morphologie	Indices ou gîtes	Référ.
Beni-Saf, Oran, Ain Temouchent						
Laves andésitiques, et basaltiques Dykes recoupant ces laves	granite	andésites : 8-9 basalte : 1-2	Cu, Ni, pyrite, (Au, As, Co, Cr)	Filons, imprégnations dans les andésites	Djebel Touila Djebel M'zaila Djebel M'sirda	(1,2)
Tenès, Cherchell:						
Na-andésites et K-andésites, basaltes, Dacites et rhyolites	Micro-monzonites, Filons de kerantites	rhyolites : 15-16 andésites : 12-13 dacites : 9 monzon.: 11-9 kersantites: 5	Cu, pyrite, Pb, Ba, (Sb, Hg, Zn, As, Ag)	Stockworks, filons, imprégnations dans les andésites.	Bou Khandek Beni Aquil Bou Chekif	(3, 4, 5)
Thenia:						
Dyke liparite, dyke et sill de diabase Laves et pyroclastites Andésitiques et Rhyo-dacitiques	Grano-diorite	Granodiorite: 15	Cu, Zn, Sn, pyrite, (As, W, Mo, Bi, Cr, Au, Ag).	Filons, imprégnations des dykes.	Bou Arrous Sidi Herout	(1)
Oued Amizour :						
Tufs andésitiques, pyroclastites, granodiorites coulées andésitiques et rhyolitoïdes microgranites	Diorites, quartz-monzonites	plutons : 22-16 andésites : 18-16 rhyolitoïdes: 12	Pyrite, Pb, Zn, Cu, Ba.	Stratiformes, stockworks, griffons.	Bouzenad Ait Dali Ihadadène	(1, 6, 7)
El Aouana:						
Tufs, pyroclastites, ignimbrites, laves andésitiques, dacitiques et rhyodacitiques, laves andésitobasaltiques.	Grano-diorites, micro-granites, diorites, et microdior.	Roches plutoniques : 14-13	Pb, Zn, Cu, Ba, (Ag, Au).	Stratiformes, stockworks, Griffons.	Oued el Kebir Bou Soufa	(1,8)
Kabylie de Collo :						
Ignimbrites, rhyolites, Rhyolites en filons, protrusions andésito-dacitiques microgranodiorite	granites microgran. monzonites	granite : 22 microgranite : 16	Pb, Zn, Cu, pyrite, Ba, (Ag, Au, Co, Bi, Cd, In, Ga, W, Sn).	Filons, stockworks	Boudoukha Sidi Kamber Achaich etc.	(1,10, 11)
Cap de Fer :						
Dacites, rhyolites, Andésites.	Microgranite microdiorite	microgr.: 22-16 microd.: 15,7	Pb, Zn, Cu.	filons, stratiformes	Kef Bougatous Kef el Gourou Kt. Cheraia, etc	(1, 12)
Ain Barbar :						
Filons rhyolitiques	microgranites.	16-15	Pb, Zn, Cu.	filons	Ain Barbar Mellaha Guelaat Saf Saf	(13,14, 15)

Références: (1) Bellon, 1976; (2) Bellon et Guardia, 1980; (3) Bellon et al., 1976; (4) Lepvrier et Velde, 1976; (5) Hernandez et Lepvrier, 1979; (6) Bellon et Semroud, 1978; (7) Semroud, 1981; (8) Glaçon, 1971; (9) Bouillin, 1977; (10) Ouabadi., 1994 ; (11) Gharbi, 1998; (12) Hilly., 1962; (13) Marignac et Zimmerman 1983. (14) Marignac, 1985 ; (15) Aissa *et al.*, 1995.

CHAPITRE III
GEOLOGIE LOCALE

III. 1. INTRODUCTION

Le complexe magmatique tertiaire de la Kabylie de Collo affleure au sein d'un ensemble métamorphique et sédimentaire qui participe à la formation à cet édifice structural (Fig. 8). Ces unités sont bien intégrées dans le schéma géologique global des maghrébides.

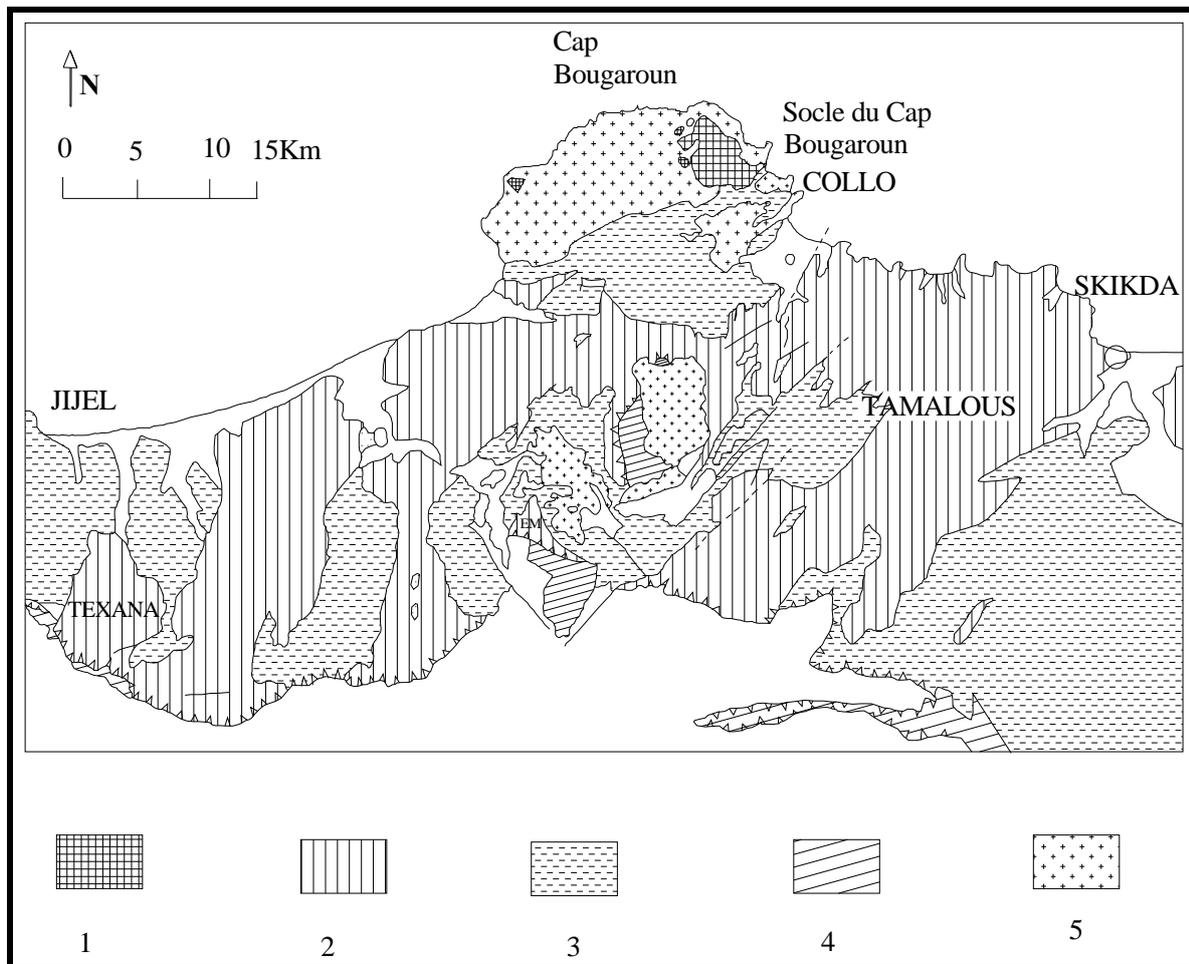


Fig. 8 : Schéma géologique de la Kabylie de Collo, d'après (Bouillin et Kornprobst, 1974).
1 : socle de Cap Bougaroun; **2 :** socle de petite Kabylie ; **3 :** terrains sédimentaires : Oligo-Miocène Kabyle, flyschs allochtones et olistostrome, Miocene post nappes; **4 :** Mésozoïque épimétamorphique (Achaïches, Sendouh, Beni Toufout); **5 :** granite et microgranites Miocène.

III. 2. LES GRANDES SÉRIES GÉOLOGIQUES DE LA PETITE KABYLIE

Les différentes formations de la petite Kabylie sont représentées sur la Figure 9.

III. 2. 1. Les formations métamorphiques

Les affleurements du socle de la petite Kabylie recouvrent de grandes surfaces de la région d'étude. Le socle est constitué, dans son ensemble, d'une vaste nappe qui repose sur des terrains mésozoïque et cénozoïques et qui ont fait l'objet déjà de description relativement anciennes (Roubault, 1934; Durand Délga, 1955; Mahjoub et Merle, 1990; Mahjoub *et al.*, 1997). A l'heure actuelle, il s'est établi l'idée d'une structure principalement compartimentée de ce massif. On suppose que ce dernier est recoupé par une grande zone de blastomylonites et charriée vers le Sud (jusqu'à 30 Km) sur les ensembles de flyschs (Bouillin, 1979, 1982; Mahjoub, 1991).

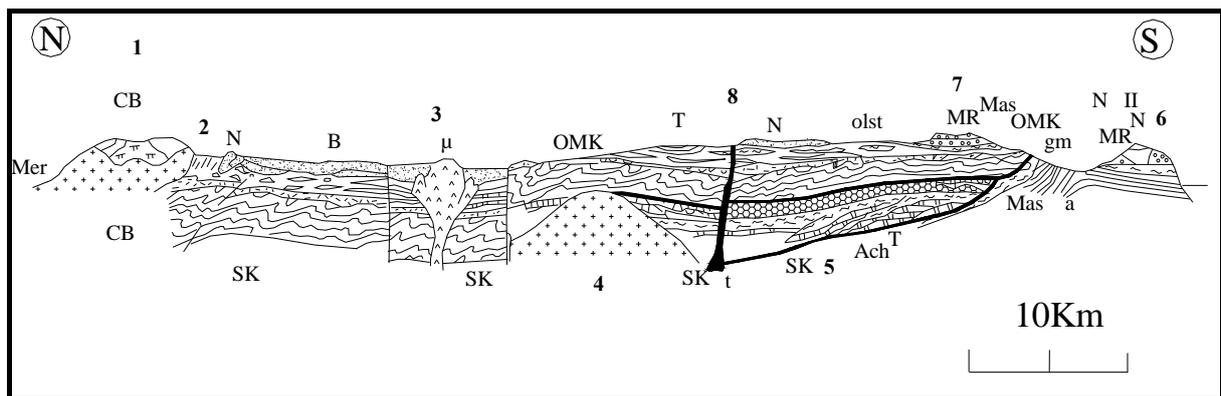


Fig. 9 : Coupe synthétique et théorique de la Kabylie de Collo et d'El Millia. (D'après Bouillin, 1979; modifiée). **SK :** Socle Kabyle. **CB :** Socle du Cap Bougaroun associé aux péridotites. **OMK :** OligoMiocène Kabyle. **OLST :** Ollisostomes à blocs et oollistolites de flyschs-maurétaniens et massylien. **T :** Lambeau de formations telliennes à position supra-Kabyle. **MR :** Fyschs maurétaniens. **Mas :** Flyschs massyliens. **N :** Numidien. **B :** Burdigalien Moyen-Superieur post nappes. **μ :** microgranite. **CB :** granite du Cap Bougaroun. **t :** Trias en position de diapir à travers le socle Kabyle. **Ach :** Série maurétanienne épimétamorphique des Achaïches.

1 : massif du Cap Bougaroun. 2 : bordure Nord- Ouest du « bassin » de Collo. 3 : environ de Collo et bassin d'El Milia. 4 : fenêtre des Beni Toufout. 5 : massif du mouled Demamène. 6 : chaînon d'El Karn. 7 : synclinal de l'Oued Rezel, au Sud Ouest d'Ain Kachera. 8 : Trias du Djebel arbal et au environ de la mechtat Stalgneuf.

Dans la région de l'étude, au Nord de la Kabylie de Collo, le massif de socle Du Cap Bougaroun montre des péridotites connues depuis longtemps (Curie et Flamand, 1890). Ce massif de socle qui est situé au Nord-Ouest de Collo est limité dans sa partie orientale de la presqu'île du Cap Bougaroun; il est isolé du reste du socle Kabyle par les terrains sédimentaires du « bassin » de Collo (Bouillin et Kornprobst, 1974) ; à l'Ouest et au Nord, il est limité par des granites et de microgranites miocène. Il semble plus au moins « flotter » sur des roches éruptives (Zegadi, 1967). Le socle du Cap Bougaroun est essentiellement composé de péridotites et gneiss, avec quelques petits affleurements de roches calcaïques sous forme de lentilles dans les gneiss près de l'ancienne mine d' Ain Sedma ; qui sont recoupées par des filons de pegmatite.

Le massif de socle affleure aussi au niveau de Beni Afeur (au sud de Jijel). Durand-Delga (1951) a subdivisé ce socle en deux ensembles principaux, supérieur et inférieur. Le premier ensemble comporte essentiellement des schistes satinés des grés et porphyroïdes ocellés. Le deuxième ensemble comporte des gneiss (fins et ocellés), des intercalations de marbres localement puissantes et, parfois, des amphibolites.

III. 2. 2. Les formations sédimentaires

A) 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 transversale de Collo. Cette dorsale est subdivisée en trois sous-unités superposées (Raoult, 1974). Du Nord vers le Sud Ces séries pouvant être réparties dans trois zones, déjà connues dans le Djurjura (Flandrin, 1952) et dans le Rif (Griffon, 1966; Raoult, 1966).

- 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.

- 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

- Au Sud, la dorsale externe présente un Crétacé supérieur et un Éocène inférieur détritiques et lacustre. A partir du Crétacé supérieur, il existe la coupure nette entre la dorsale et le flysch maurétanien.

B) Les flyschs

On Algérie on distingue deux types principaux de flyschs antépriaboniens : les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens (Gélard, 1969; Bouillin, 1979).

Les flyschs maurétaniens sont classés par Bouillin (1979) 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, par l'épaisseur relativement très faible des grés du Crétacé inférieur et par des lacunes et discordances au Crétacé et au Paléocène-Éocène. Les séries de ce groupe pourraient correspondre à des dépôts 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 développés. 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. Elle 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 caractérisé 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.

C) Les séries telliennes

- Les séries épi-telliennes:

Elles comportent au Lias des dolomies puis des calcaires à silex. Le Dogger-Malm montre des calcaires fins et de minces niveaux radiolaritiques. Le Néocomien est composé de marno-calcaire à ammonites pyriteuses. L'Albo-Abtien est généralement pélitique et le Cénomaniens 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, remonté par de grandes failles tardives, forment des chaînons comme celles de Kef Sema, du Dj Meid Aicha et du Dj. Sidi Marouf.

Plus au Nord, Bouillin (1979) décrit plusieurs séries telliennes comme celle 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-telliennes

Elles sont constituées par des formations marneuses depuis le Crétacé inférieurs. 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).

D) 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 sélexite. 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. Aïcha 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).

E) La série numidienne

Elle comporte à sa base des argiles varicolores, dont le sommet est daté de l'Oligocène supérieur en grande Kabylie; puis viennent des grès en gros bancs, à quartz bien roulés et enfin les formations supra numidiennes (marne et sélexite) qui atteignent le Burdigalien basal.

F) 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).

G) Les formations éruptives

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 a Beni Toufout (granite du sud). Ces roches ignées comprennent des granites, des microgranites, des rhyolites et des roches basiques et ultrabasiques. D'après l'analyse des différentes cartes géologiques (Roubault, 1934 ; Bouillin et Kornoprost. 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 de Oued Zhour) peut être remarquée dans la région depuis l'Est jusqu'à l'Ouest (Fig. 10). 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'Eocène. Le Quaternaire est représenté par des alluvions.

Les roches basiques sont peu représentatives et de moindre extension. Les roches ultrabasiques 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 de épointements 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).

CHAPITRE IV
LES ROCHES IGNEES
TERTIAIRES

IV. 1. PETROLOGIE

La présente étude concernera les massifs situés au NE du Cap Bougaroun (région de Collo) : les massifs microgranitiques, les petits affleurements de roches basiques (Fig. 10).

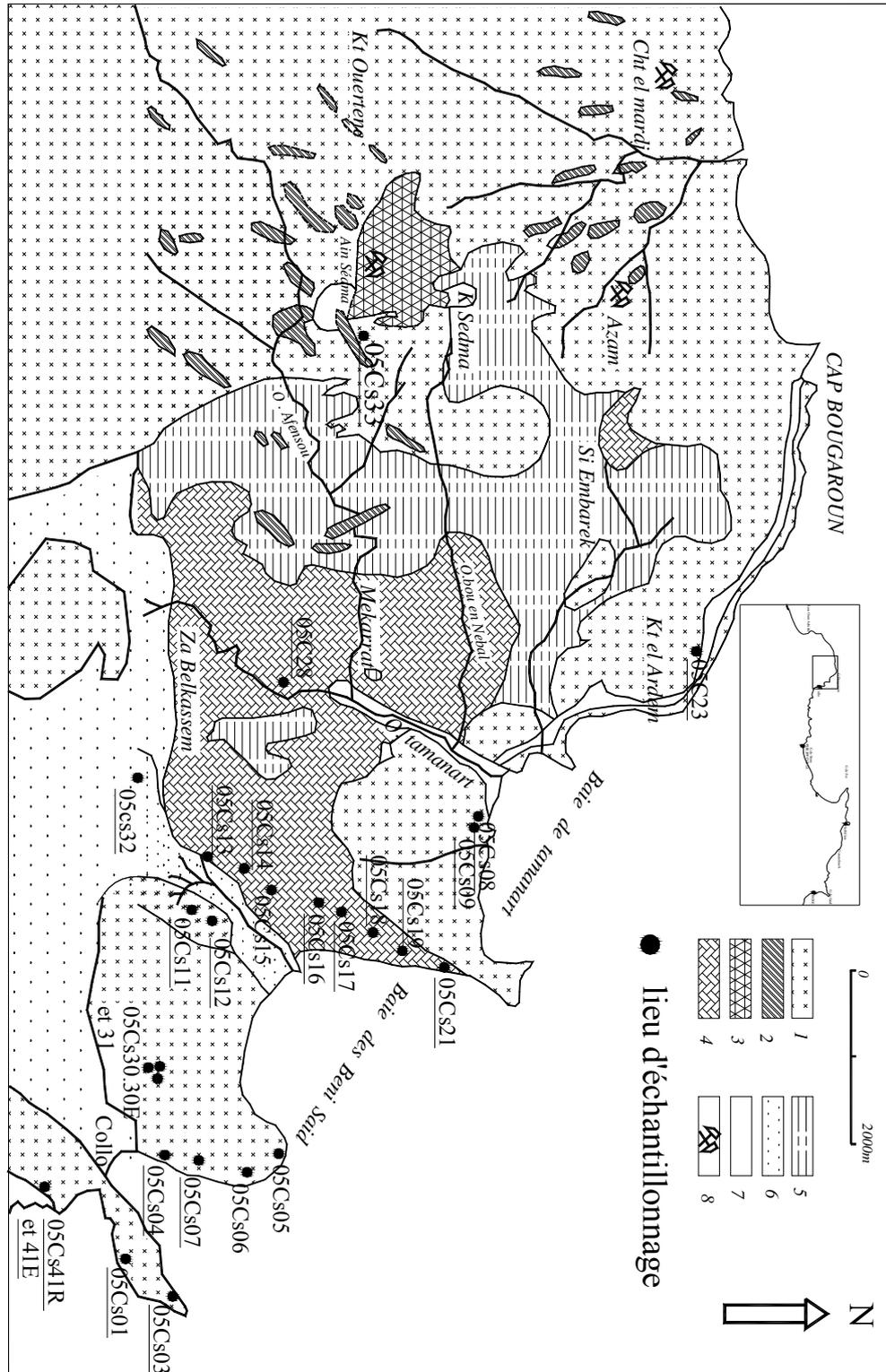


Fig. 10 : Carte géologique simplifiée de la région de Collo et du Cap Bougaroun et du bassin du l'Oued Tamamart (d'après Roubaud, 1934, modifiée). Montrant la localisation des échantillons analysés: (1) granite et microgranite monzonitique; (2) : Rhyolite en filons; (3) Complexe rhyolite, granite d'Ain Sedma. (4) Serpentine; (5) Gneiss; (6) Argiles numidiennes; (7) Alluvions actuelles; (8) Gîtes métallifères.

IV. 1. 1. Les Granites

Les granites occupent une grande surface d'affleurement qui couvrent la presque totalité du massif du cap Bougaroun. Roubault (1934) était le premier géologue qui a étudié ces granites. Il les a appelé les granites du nord et a signalé leur caractère calco-alcalin. Plus tard, ces massifs granitiques et leur contexte géologique ont fait l'objet de plusieurs études (ex : Bolfa, 1948; Bouillin, 1977 ; Ouabadi, 1987; Fougnot, 1990). Les études pétrologiques et géochimiques 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). Je présente ici un résumé sur la pétrologie de ces granites.

-Description pétrographique

Il s'agit de roches homogènes, de teinte claire, souvent porphyroïde, à grains moyens (3 à 5mm en moyenne). Ouabadi (1994) les a appelé les "*granites péralumineux à cordiérite*" à cause de leur caractère péralumineux et la présence ubiquiste de cristaux de cordiérite.

Microscopiquement, ce sont des granites à texture grenue porphyroïde, parfois à tendance monzonitique. Les minéraux colorés sont : la biotite et la cordiérite qui présentent 10 à 15% du volume total de la roche. Les minéraux essentiels sont : le quartz, le feldspath potassique, les plagioclases, la biotite, la cordiérite et la muscovite. La tourmaline, le zircon, l'apatite et l'ilménite sont les minéraux accessoires.

L'étude pétrographique de ces granites à permet de distinguer trois phases de cristallisation magmatiques et post-magmatique : (1) ***une phase précoce*** au cours de laquelle commencent à cristalliser les minéraux accessoires inclus dans les biotites (ilménite, zircon et apatite); (2) ***une deuxième phase dite principale*** caractérisé par la cristallisation simultanée de la biotite, et les cristaux automorphes, tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques, le quartz et la cordiérite; et (3) ***une troisième phase***, tardive, comprenant les minéraux d'altération hydrothermale et deutérique, tels que la tourmaline, la pénite et la chlorite.

IV. 1. 2. Les Microgranites

A) Affleurements et aspect macroscopique

Les microgranites affleurent aux environs de la ville Collo sous forme de deux masses d'une superficie totale d'environ 12 km². Ils s'allongent NNW et sont séparés l'un de l'autre par une couverture sédimentaire formé essentiellement de marnes et de produit d'altération granitique.

Le premier massif est situé au Sud de la ville de Collo et est souvent affecté par une altération intense. La roche a une teinte blanchâtre à brunâtre due à l'altération des feldspaths et des biotites. Cette altération est bien développée au niveau des plans de fractures des roches et se développe graduellement vers le cœur des blocs microgranitiques (Fig. 11). Ces microgranites sont riches en phénocristaux de biotite et de plagioclase et pauvres en quartz. Les enclaves ne sont pas très répandus et sont généralement très altérés.



Fig. 11 : un affleurement de microgranites de Collo montrant une altération plus ou moins intense et des d'enclaves sub-arrondies.

Le second massif est situé au Nord de la ville de Collo. Il est relativement peu touché par l'altération et présente des teintes blanchâtres. A l'échelle de l'affleurement, le refroidissement relativement rapide du magma a produit une fracturation intense qui présente une structure en colonnades (Fig. 12).

La structure des ses microgranites est semblable à celle du premier massif sauf que la taille des phénocristaux de la biotite devient plus petite (≤ 4 mm) (Fig13 et 14).



Fig. 12 : Aspect en colonnades des microgranites du nord de la ville de Collo.



Fig. 13 : Microgranite relativement frais montrant les phénocristaux millimétriques de biotite dans une pâte quartzo- feldspathique.



Fig. 14 : Microgranite relativement frais avec des phénocristaux millimétriques de biotite et de quartz dans une pâte quartzeux feldspathique.

En plus des ces deux grandes intrusions microgranitiques, deux autres petits affleurements microgranitiques séparés peuvent être rencontrés. Le premier affleurement est situé à l'Ouest du village d'Echeraïa. C'est une intrusion caractérisée par un développement intense de joints résultant du refroidissement du magma. L'observation de ses roches à la loupe montre une diminution de la taille des phénocristaux de biotite par rapport à celle observée au niveau du grand massif à proximité de Collo et une augmentation du pourcentage en phénocristaux de quartz. Le deuxième affleurement microgranitique est situé au Nord Est du Cap Bougaroun. Il ressemble beaucoup au microgranite du village d'Echeraïa; la seule remarque c'est qu'il est en contact direct avec le socle métamorphique.

B) Etude microscopique

L'observation microscopique de la majorité des microgranites des différents massifs montre que ses roches présentent une texture microgrenue avec la présence de phénocristaux dans une matrice microcristalline avec des tailles et des pourcentages variables.

Les roches du massif du Sud de la ville de Collo sont généralement altérées. Ils sont composée de phénocristaux de biotite (environ 15%), de feldspaths (22%) (surtout des plagioclases $\geq 15\%$) et de quartz (7 à 10%). Le tout est contenue dans une matrice qui représente au moyenne 60% de volume total des roches (Fig. 15a).

Les roches du massif du Nord de la ville de Collo sont généralement fraîches, à texture microgrenue, et d'une composition moyenne de 6 à 7% de feldspath potassique, 10% de plagioclase, 5% de biotite et un taux élevé de quartz qui peut atteindre les 20%. Le tout beigne dans une matrice microcristalline qui représente en moyenne (60%) du volume total des roches (Fig. 15b).

Les roches des autres affleurements présentent la même texture, mais leur matrices représentent en moyenne (70%) du volume total des roches.

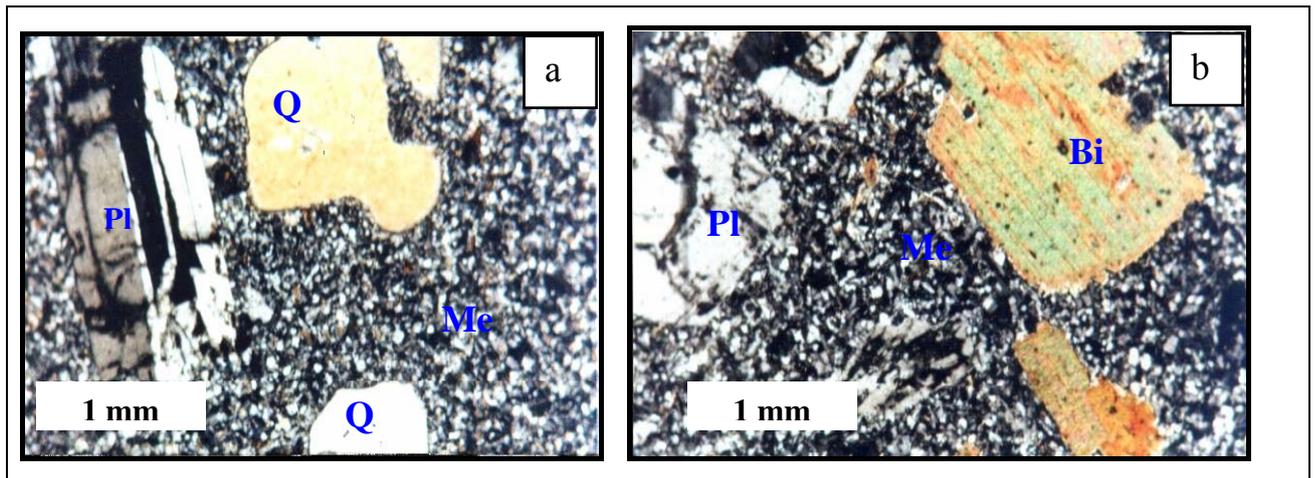


Fig. 15 : Microphotographie des microgranites du Sud (a) et du Nord (b) de la ville de Collo. Quartz (Q), biotite (Bi), plagioclase (Pl) et mésostase (Me). L.P.

a) Les minéraux essentiels :

- Le quartz

Il est peu abondant et il apparaît sous forme de phénocristaux (1,5 à 4,5mm) subautomorphes. Sa distribution est presque homogène sur toute la roche, et c'est le cas pour tous les autres affleurements (cf. Fig. 15a et Fig. 16). Les cristaux de quartz sont en majorité corrodés, entourés de couronnes réactionnelles et montrent parfois des cassures. C'est à l'intérieur des golfs de corrosions que les oxydes de fer viennent s'accumuler.

Parfois les cristaux de quartz contiennent des inclusions de minéraux accessoires, tel que le zircon, l'apatite et de la biotite.

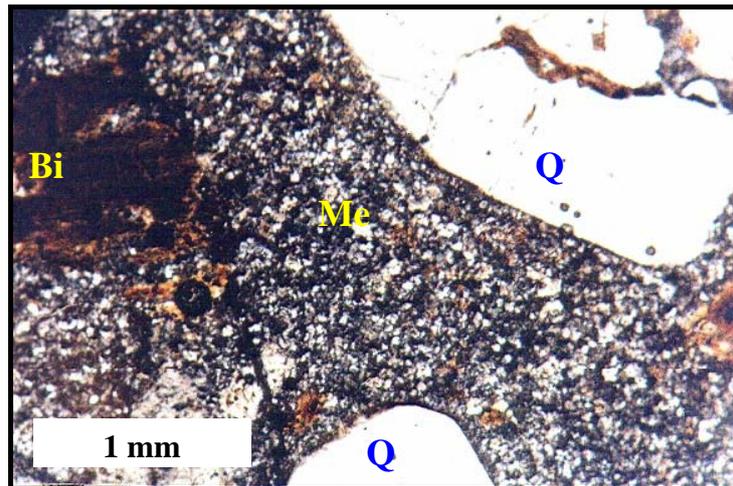


Figure. 16 : Microphotographie d'un quartz subautomorphe craquelé, corrodé et entouré de couronne réactionnelle. Quartz (Q), biotite (Bi), plagioclase (Pl) et mésostase (Me). L.P

- Le feldspath potassique

Il s'agit de quelques cristaux automorphes bien développés et isolés d'orthoses (Fig. 17). Ces cristaux sont souvent maclés Karlsbad et en majorités altérés en séricite et kaolinite.

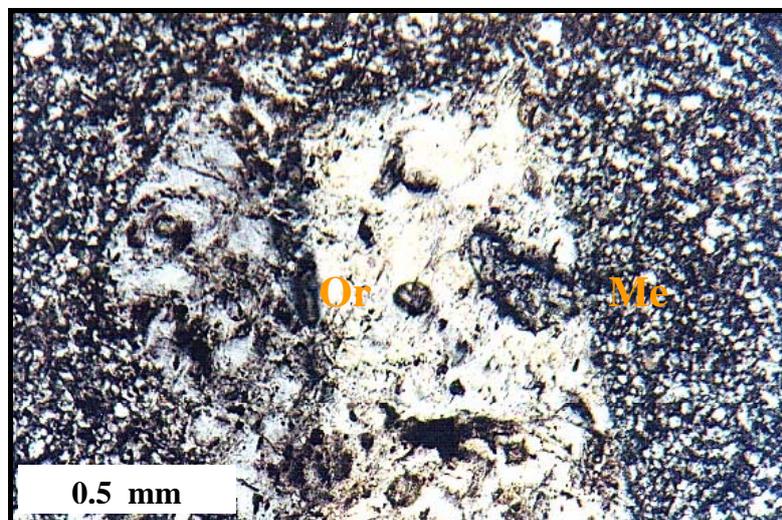


Fig. 17 : microphotographie d'un Feldspath potassique (orthose) montrant la maclé de Karlsbad et son altération en séricite et kaolinite en LN. (OR) Orthose, mésostase (Me).

- Le plagioclase

C'est un minéral dominant dans les microgranites. Au niveau des microgranites du Sud de la ville de Collo, le plagioclase se présente sous forme de phénocristaux

subautomorphes atteignant 1 à 2 mm de taille. Il est souvent zonés mais la macle polysynthétique et également présente. La composition des plagioclases est en moyenne An_{45} , correspondant à de l'andésine.

Les plagioclases des microgranites du Nord de la ville de Collo sont automorphes, plus frais, maclés polysynthétiques, péricline et zoné (Fig. 18 et 19) mais de taille inférieure aux précédents (0,3 à 1,5 mm). Les inclusions de biotite et d'accessoires sont souvent présentes.

Les plagioclases des autres affleurements sont moins abondants (5 à 7%) et leur taille généralement \leq à 1mm. Ils sont très altérés, et l'altération s'opère de la périphérie vers le centre des cristaux.

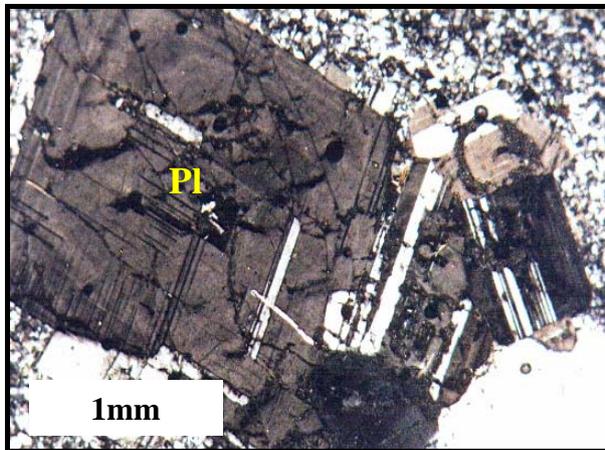


Fig. 18 : Plagioclase zoné, maclé péricline et poly synthétique. (L.P.). Plagioclase (Pl)

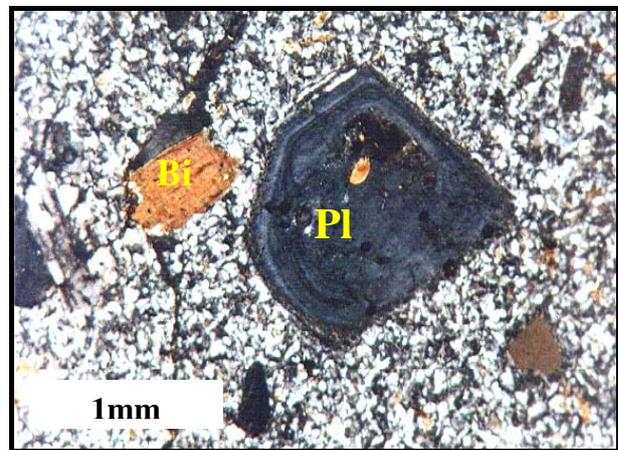


Fig. 19 : microphotographie d'une Section d'un phénocristal de plagioclase zoné avec inclusion de biotite. (L.P.). Biotite (Bi), Plagioclase (Pl)

- La biotite

Elle apparaît en phénocristaux soit sous forme de lamelles allongées de 1 à 2 mm avec une couleur jaune à brun rougeâtre (Fig. 20) ou sous forme de sections basales hexagonales sombres brunâtres non pléochroïques. La biotite renferme souvent des inclusions de minéraux accessoires tel que l'apatite, l'ilménite et le zircon.

La biotite des microgranites du Nord de la ville de Collo présente les mêmes caractéristiques mais elle a une allure tordue et craquelée et d'une taille variable entre 0,3 et 1,5 mm. Il s'agit de sections allongées légèrement altérées en chlorite.

La biotite des autres affleurements est moins abondante (pourcentage ne dépasse pas les 8%). Elle se présente en phénocristaux isolés et parfois tordus.

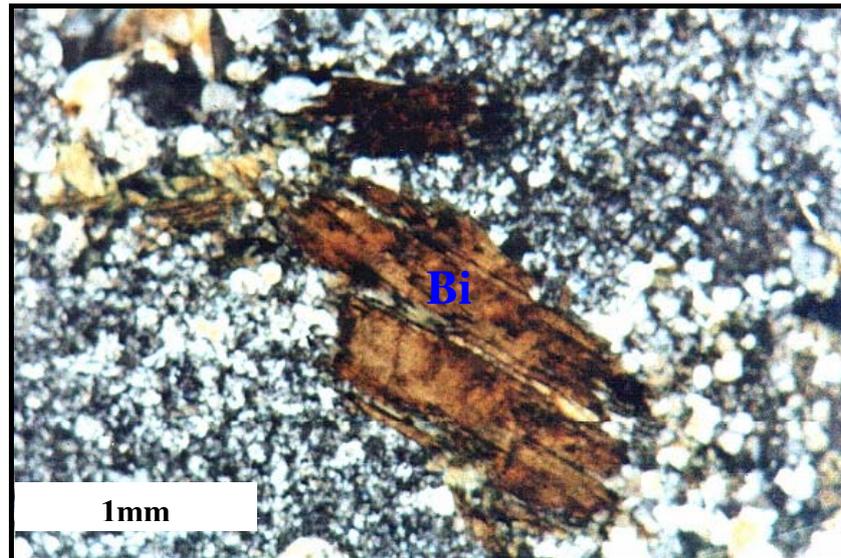


Fig. 20 : microphotographie d'une Paillette de biotite chloritisée. (L. P.). Biotite (Bi)

- La cordiérite

La cordiérite est rare; elle apparaît sous forme de cristaux subautomorphes d'une taille d'environ 2 mm. Elle est généralement fraîche mais les altérations partielles en pénite sont souvent observées (Fig. 21)

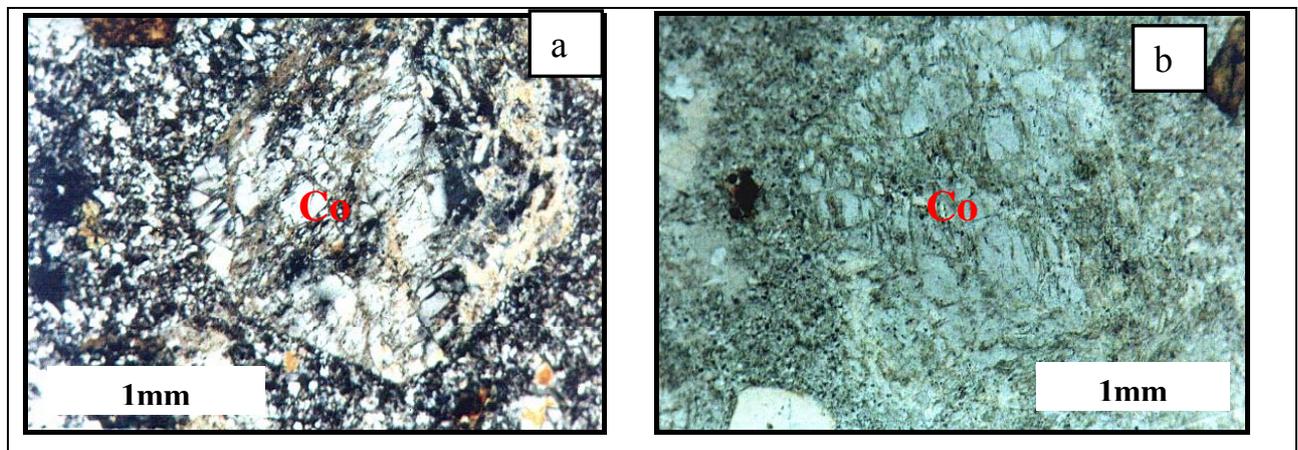


Figure. 21 : Vue microscopique de la cordiérite partiellement altérée en pénite. (a) en lumière polarisée; (b) en lumière naturelle. Cordiérite (Co)

b) Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont représentés par la tourmaline à teinte de polarisation verte olive, le zircon et l'apatite. Ces deux derniers sont présents sous forme d'inclusions au sein de la biotite ou dans la matrice sous forme de cristaux isolés.

- Le zircon

Il est prismatique, souvent allongé et entouré d'une auréole pléochroïque due au contenu en éléments radioactifs (Fig. 22). Il est bien développé dans la matrice, sa taille peut atteindre 0.7 mm. Les cristaux de zircon comme ceux de l'apatite inclus dans la biotite son de petites tailles, se présentant en grains arrondis, rarement subautomorphes.

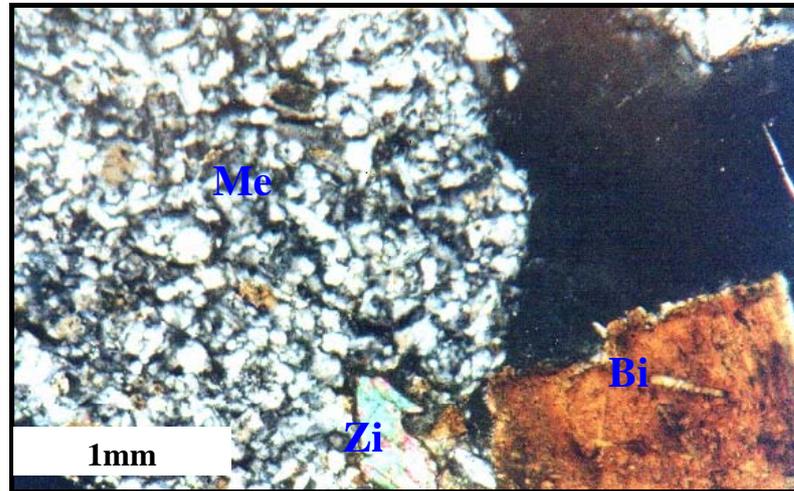


Fig. 22 : Vue microscopique en lumière polarisée d'une section biréfringente d'un cristal de zircon et une section basale de biotite chloritisée. mésostase (Me), Zircon (Zi), biotite(Bi).

- L'apatite

Elle s'observe en cristaux automorphes allongées (Fig. 23). En lumière naturelle elle est incolore toujours limpide. En lumière polarisée elle à une teinte de biréfringence très faible.

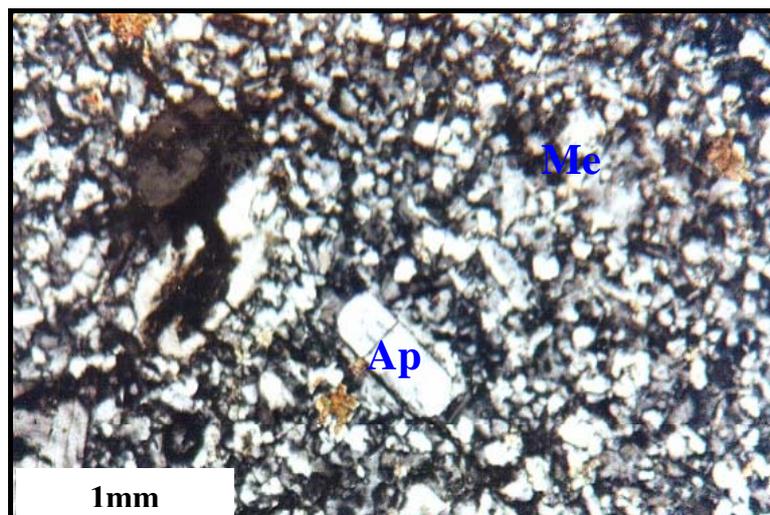


Fig. 23 : Vue microscopique en lumière polarisé d'une section allongée d'apatite. Apatite (Ap), mésostase(Me).

- Les opaques

Les opaques se présentent à l'intérieur de la biotite ou dans la mésostase microcristalline sous forme de minéraux noirs parfois automorphes (forme carré) (Fig. 24 et 25). Ils sont généralement de petite taille 0.2 mm et leur distribution dans la roche est généralement homogène.

Les oxydes de fer ont une forme de tâches noir brunâtre allongées qui peuvent atteindre 1 mm de long. Ils sont localisés soit dans la biotite ou dispersés dans la matrice.

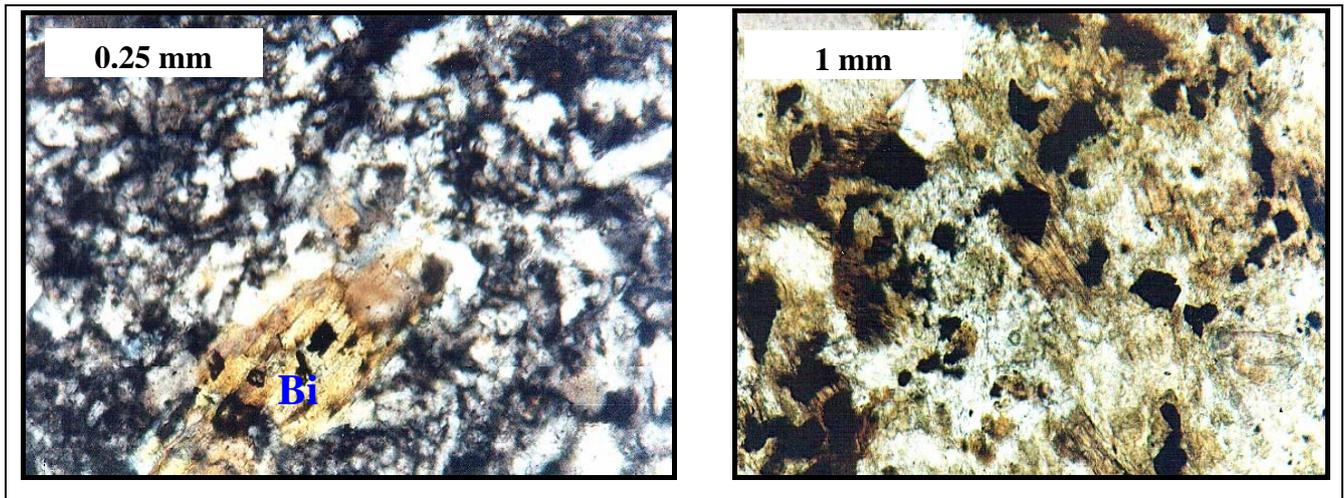


Fig. 24 : (L. P.) : les opaques automorphes en inclusions dans la biotite.

Fig. 25 (L.N.) : Aspect des opaques automorphes dans la matrice du microgranite.

c) Les altérations

Les altérations sont représentées par deux types : météorique (de surface) et hydrothermale (post-magmatique). L'altération météorique est facilement observable au niveau des roches microgranitiques du sud de la ville de Collo. Elle est représentée par l'oxydation des minéraux ferromagnésiens (biotite); le développement d'oxydes de fer s'observe au niveau des plans de clivages au sein de la biotite. Cette altération se développe de la périphérie vers le centre des cristaux. Ces oxydes de fer sont aussi observés au niveau des golfes de corrosion et les cassures du quartz. La séricite est également un minéral d'altération où elle envahie partiellement la mésostase des microgranites ainsi que les phénocristaux de feldspaths. L'altération des plagioclases s'opère du centre vers la périphérie et au niveau des plans de clivages.

L'altération hydrothermale se manifeste beaucoup plus au niveau des microgranites du nord de la ville de Collo (deuxième massif). Elle est représentée par le développement des cristaux de tourmaline et la chloritisation des paillettes de biotite. La chlorite s'observe aussi bien sur la périphérie qu'au niveau des plans de clivage de la biotite.

IV. 1. 2. 1. Etude pétrographique des enclaves au sein des microgranites

A) Description macroscopique

Les enclaves dans des microgranites de la région de Collo sont altérées. Malgré l'altération parfois très intense, on a pu récolter quelques unes avec une altération restreinte pour analyses pétrographique et géochimique.

A l'affleurement, les enclaves se présentent en inclusions centimétriques sub-arrondies dans les microgranites. Elles sont soit de couleur sombre (Fig. 26) ou blanchâtre (Fig. 27). L'observation à la loupe montre que les enclaves blanchâtres sont en fait des mégacristaux de quartz enrobés dans le microgranite. Les oxydes de fer parfois associés à ces enclaves leur donne une teinte brunâtre.



Figure. 26 : Enclave sombre dans un microgranite de Collo.



Fig. 27 : Enclave blanchâtre partiellement teinté brunâtre dans un microgranite de Collo.

B) Etude microscopique

- Les enclaves blanches

L'étude microscopique des enclaves blanches montre qu'il s'agit de gros cristaux de quartz automorphes à subautomorphes (parfois bipyramidés). L'observation de la zone de contact roche – enclave montre que le contact est net, il n'y a pas de zone de transition entre elles, ce qui laisse penser que leur naissance est postérieure à la mise en place des microgranites ou ils sont le produit d'une silicification post-magmatique.

- Les enclaves sombres

Il s'agit d'enclaves plus basiques que les microgranites. Elles sont formées essentiellement de paillettes de biotite riches en oxydes de fer et plagioclases intermédiaires (type andésine – labrador) (Fig. 28a). Le passage entre l'enclave et le microgranite est marqué par une zone d'altération riche en oxyde de fer (Fig. 28b). De ce fait, on peut dire que ces enclaves sont génétiquement différents des microgranites et antérieurs à la mise en place de ces derniers.

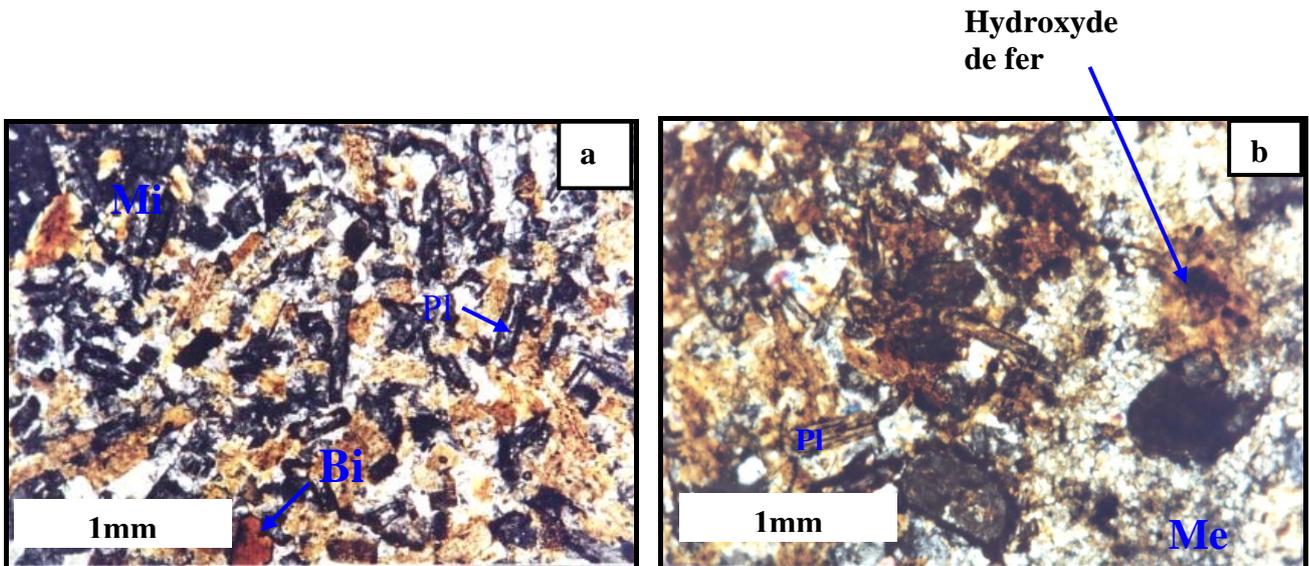


Fig. 28 : Vu générale d'une enclave sombre au sein des microgranites de Collo. (a) l'enclave ; (b) contact enclave – roche. Biotite (Bi), plagioclase (Pl) et mésostase (Me)

Le Tableau (2) résume les caractéristiques pétrographiques des microgranites de la région de Collo

Tableau. 2 : Tableau des caractéristiques microscopiques des microgranites du Cap Bougaroun et les environ de la ville de Collo : Quartz (Qu). Biotites (Bi). Feldspaths potassiques (Fld K). Plagioclases (Pl). La matrice (Mi)

N° d'échant.	Composition minéralogique et (%) des minéraux cardinaux	Taille des minéraux essentiels	Observation
05 CS 01	Qu (10%). Bi (15%). Fld K (7%) Pl (15%). Mi (60%)	Qu ≤ (4 mm). Bi ≤ (4 mm) Fld K ≤ (2 mm). Pl (3 à 4 mm)	Généralement fraîche avec altération météorique de la biotite
05 CS 04	Qu (20%). Bi (3%). Fld K (7%) Pl (15%). Mi (65%)	Qu (1 à 4.5 mm). Bi (≤ 3.5 mm) FldK ≤ (2 mm). Pla ≤ (3 mm)	Quartz subautomorphe présentant des golfs de corrosion remplis de matière ferrugineuse produit d'altération de la biotite, il est entouré de couronne réactionnelle
05 CS 05	Qu (5%). Bi (3%). Fld K (6 à 7%) Pl (10%). Mi (75%)	Qu (3 à 4 mm). Bi ≤ (3 mm). Fld K (1.5 à 2 mm). Pl (2 à 2.5 mm)	-La biotite est chloritisée -les plagioclases sont altérés.
05 CS 06	Qu (20%). Bi (2%). Fld K (6 à 7%) Pl (10%). Mi (60%)	Qu (2 à 3 mm). Bi (2 à 3.5 mm) Fld K (1 à 2 mm). Pl (0.5 à 1.5 mm)	-Roche généralement fraîche. - Début d'une chloritisation est visible sur les périphéries des cristaux de biotite.
05 CS 07	Qu (20%). Bi (5%). Fld K (6 à 7%) Pl (6%). Mi (62%)	Qu (2 à 3 mm). Bi (1.5 à 3 mm) Fld K (1 à 2 mm). Pl (1 à 1.5 mm)	- roche peu altérée. - Biotite tordue et altérée (début de chloritisation).
05 CS 11	Qu (15%). Bi (8%). Fld K (6 à 7%) Pl (7%). Mi (63%)	Qu (2 à 3 mm). Bi (2.5 à 3 mm) Fld K (1 à 1.5 mm). Pl (0.5 à 1.5 mm)	- Roche peu altérée. - l'altération est visible au niveau des plagioclases, elle s'opère du centre vers la périphérie des cristaux.
05 CS 12	Qu (25%). Bi (sous forme de traces). Fld K (5 à 6%). Pl (10%). Mi (65%)	Qu ≤ (2 mm). Bi ≤ (0.5 mm) Fld K (1 mm). Pl (0.5 à 1 mm)	-Roche peu altéré. -Altération visible au niveau des plagioclases. -Quartz corrodé.
05 CS 13	Qu (3%). Bi (10%). Fld K (5 à 6%) Pl (5%). Mi (75%)	Qu ≤ (2 à 3 mm). Bi (1.5 mm) Fld K (1 à 1.5 mm). Pl (0.5 à 1 mm)	-La biotite se présente sous forme de quelques paillettes isolées.
05 CS 23	Qu (10%). Bi (15%). Fld K (6 à 7%) Pl (15%). Mi (60%)	Qu (3 à 4 mm). Bi (3 à 4 mm) Fld K (1.5 à 2 mm). Pl (3 à 3.5 mm)	-Roche altérée avec quartz corrodé

IV. 1. 3. Les Microdiorites

A) Description macroscopique

Les roches ont un aspect microgrenu, massif et de teinte généralement bleu grisâtre. Leur affleurement est sous forme d'une masse très puissante d'une allure de dôme qui couvre une superficie de d'environ 10 000 m². La masse rocheuse renferme de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques de couleur sombre verdâtre (plus basiques que les microdiorites encaissantes) ainsi que des taches blanchâtres feldspathiques de tailles millimétriques à centimétriques. Ces enclaves représentent environ 5 à 6% de la masse rocheuse (Fig. 29).



Fig. 29 : Aspect de la microdiorite de la ville de Echraïa montrant des enclaves sombres verdâtres et des mégacristaux blanchâtres de plagioclase.

B) Etude microscopique

La roche est généralement fraîche montrant une texture microcristalline avec des phénocristaux de plagioclases intermédiaires (45 à 50%), d'amphiboles (20 à 30%) et de rares pyroxènes (1 à 2%) dans une mésostase formée essentiellement par des plagioclases et d'amphiboles (Fig. 30). Les minéraux accessoires sont représentés principalement par des opaques (3 à 4%).

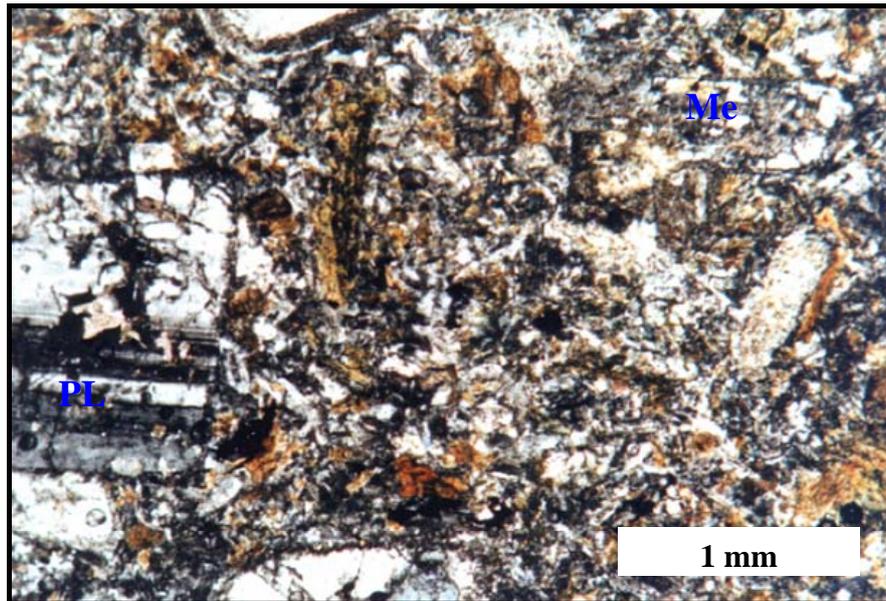


Fig. 30 : Vu générale d'une microdiorite montrant un phénocristal de plagioclase dans une mésostase microcristalline. Plagioclase (Pl), mésostase (Me)

a) Les minéraux essentiels

- Le plagioclase

Le plagioclase est en agrégats ou en plages subautomorphes, généralement zonées avec la présence de la macle polysynthétique et il présente des tailles variables de 0,1 à 2 mm. Sa composition varie entre An_{55} et An_{65} ce qui correspond à l'andésine-labrador. Son altération en saussurite s'opère de la périphérie vers le centre des cristaux et au niveau des plans de clivages de ces derniers.

- L'amphibole

Il s'agit de phénocristaux prismatiques parfois fibreux (fibres enchevêtrés), de couleur verte et de taille allant de 0,1 à 1,5 mm. Il s'agit de l'hornblende fortement altérée en chlorite, en oxydes de fer et en calcite. Dans la mésostase, il se présente en microcristaux prismatiques verts en association avec les plagioclases.

- La biotite

La biotite est très rare (<4%); elle se présente en paillettes isolées d'environ 1 mm, fortement altérées en oxydes de fer.

- Les pyroxènes

Ils sont représentés en reliques dans les amphiboles. Ce sont surtout des clinopyroxènes, rarement d'orthopyroxènes, souvent maclés et de taille inférieure au millimètre.

- Le quartz

Le quartz est rare et est présenté par quelques cristaux subautomorphes. Il faut signaler la présence d'un deuxième type de quartz, tardif, qui est généralement interstitiel venant combler les vides entre les phénocristaux.

b) Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont représentés par des opaques de forme subautomorphe, souvent inclus dans les minéraux ferromagnésiens, et du zircon en prismes subautomorphes, généralement zonés.

La calcite est un minéral secondaire d'altération qui est souvent présent en plages qui vont jusqu'à 1 mm de taille. Il se présente également en amas cryptocristallins dans la mésostase.

-Le grenat

Il est présent par quelques cristaux isomorphes d'une couleur grise ce qui indique une variété calcique de ce dernier.

IV. 1. 3. 1. Etude pétrographique des enclaves au sein des microgranodiorites

Les enclaves sombres se présentent au microscope sous forme de plages ou de tâches irrégulières vert foncée. Ces enclaves sont constituées d'amphiboles et de plagioclases avec les mêmes minéraux essentiels que ceux l'encaissant mais de proportions différentes. Elles sont formées de 50 à 60% amphibole, 10 à 20% plagioclases et 10 à 20% pyroxène (fig. 31). Les pyroxènes sont généralement des clinopyroxènes se présentant toujours sous forme de reliques dans les amphiboles mais sont de taille plus grande que celle des pyroxènes de l'encaissant. La biotite et le quartz sont rares. La détermination de la composition de ses plagioclases pour deux mesures a donné An_{85} et An_{79} correspondant à la bytownite. Les opaques représentent les minéraux accessoires des enclaves.

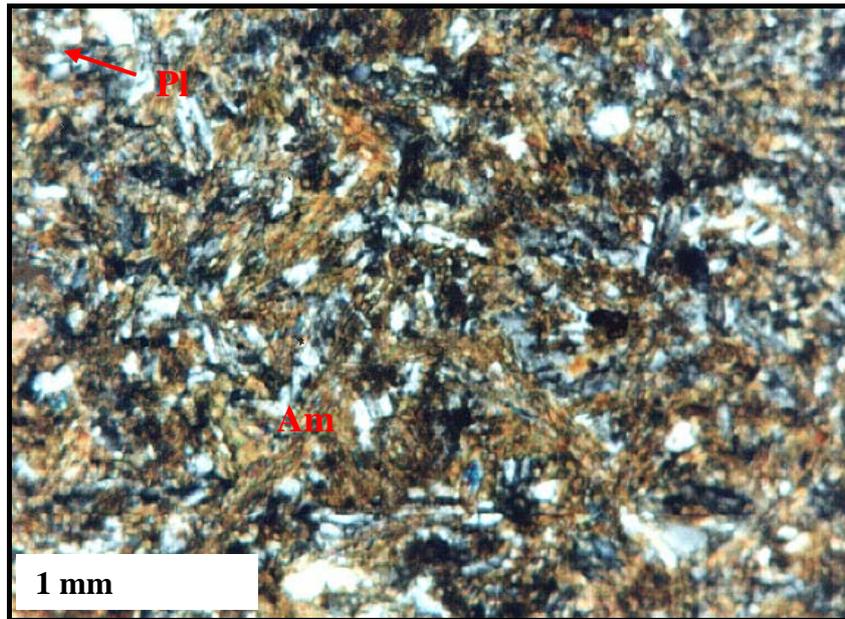


Fig. 31 : Vu générale d'une enclave sombre dans les microdiorites montrant des amphiboles fibreuses et des reliques d'orthopyroxènes (L. P.). Amphibole (Am), plagioclase (Pl)

Le passage entre les enclaves sombres et la roche n'est pas net mais il est marqué par une bande réactionnelle discontinue composée de minéraux de plagioclases (Fig. 32).

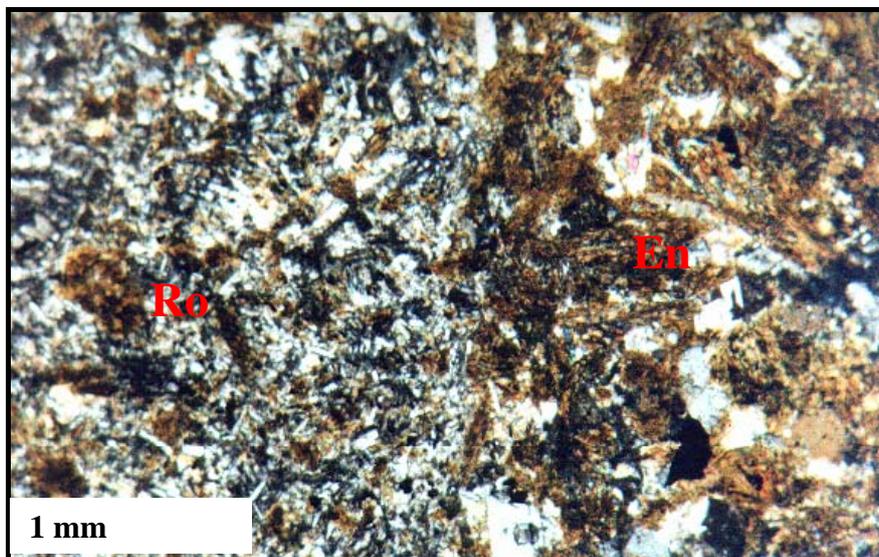


Fig. 32 : microphotographie du Contact enclave basique – microdiorite. (L.P.). Roche (Ro), enclave (En).

Les enclaves blanchâtres au sein des microdiorites sont en fait des mégacristaux centimétriques blanches limpides de plagioclase. Leur composition est autour de An_{60} correspondant au labrador.

Le Tableau 3 résume les caractéristiques pétrographiques des microdiorites de la région de Collo.

Tableau. 3 : Tableau des caractéristiques microscopiques des microdiorites de la ville d'Echraïa et les environ de la ville de Collo :

N° d'échantillon	Composition minéralogique	Observation
05 CS 30 -1 (l'enclave sombre verdâtre)	plagioclase 20 % amphibole 50 à 60 % biotite 2 à 3% pyroxène 10 à 20 %	- La roche est généralement fraîche. - les pyroxènes sont sous forme de reliques aux seins des amphiboles.
05 CS 30-2 (la roche)	plagioclase 45 à 50% amphibole 20à 30% biotite 4 % pyroxène 1 à 2 %	- la présence des oxydes de fer subautomorphe. - en remarque la présence des enclaves claires représentées par un gros cristal de plagioclase (centimétrique)
05 CS 31	Plagioclase 40 à 50 % amphibole 15 à 20 % biotite 5 % pyroxène 1 à 2 %	- La roche est généralement fraîche. - la roche est composée d'amphiboles et de pyroxènes dans une mésostase de plagioclase.

IV. 1. 4. Les Rhyolites

A) Description des affleurements

Les rhyolites affleurent à proximité Kef Echraïa au Nord-Ouest de la ville de Collo. Il s'agit de roches volcaniques de teinte claire verdâtre ou blanchâtre, à cassures esquilleuses riche en verre et en phénocristaux de quartz et feldspath. La couleur verte peut être attribuée à l'altération (fig. 33). Un autre petit affleurement de rhyolite est situé au Sud-Ouest du Cap Bougaroun, près de la baie de Tamanart. La roche a un aspect dur, teintée en brun foncé ou claire. La taille des phénocristaux de biotite et de quartz observés en loupe ne dépasse pas les 4 mm.



Fig. 33 : Aspect d'une rhyolite verte de Kef Echraïa (Nord-ouest de Collo).

B) Description microscopique

Au microscope, les rhyolites présentent deux types de textures indiquant des conditions de formation différentes. Dans le premier faciès la roche est généralement fraîche d'une texture microlitique. Les phénocristaux souvent subautomorphes sont représentés par des plagioclases (10%) et de quartz (environ 10% de la roche). Ce dernier, généralement corrodé, peut atteindre des tailles qui variables entre 3 et 4 mm (Fig. 34).

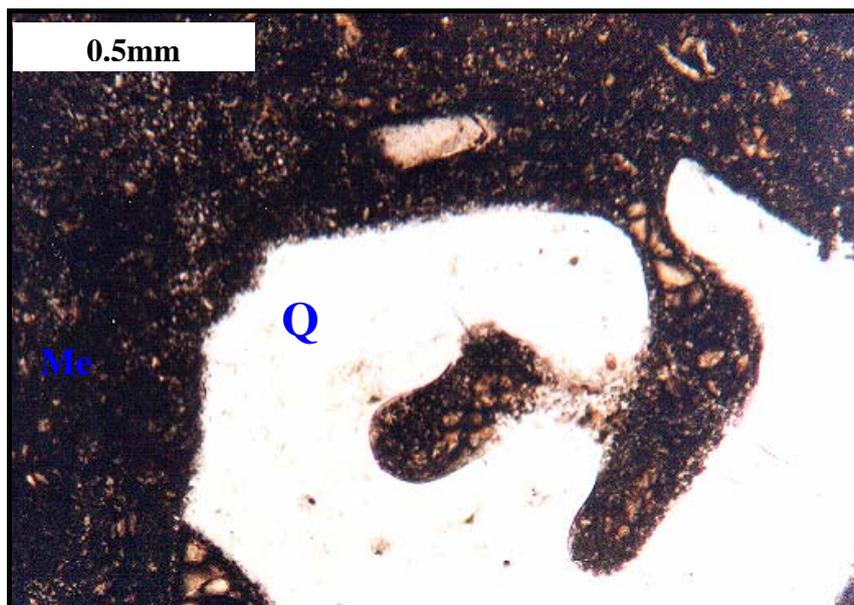


Fig. 34 : phénocristal subautomorphe de quartz montrant des golfs de corrosion dans une mésostase microlitique d'une rhyolite. Quartz (Q), mésostase (Me)

Le deuxième faciès est caractérisé par une texture hyaline perlitique (Fig. 35). Les roches sont constituées par un empilement de petites perles ou sphérolites de verre rhyolitique. Selon Bard (1980), la coalescence de ces perles hyalines (parfois centrées sur des microclastes de quartz) est due à une silicification tardi-volcanique probablement liée à la percolation de solutions aqueuses ou gazeuses. Les rythmes à texture perlitique sont séparés par des couches à texture axiolitique qui matérialisent les plans de fluidalité et d'écoulement des horizons perlitiques (Fig. 36). Le dégazage et les mécanismes de dévitrification se sont vraisemblablement développés à partir de ces interlits axiolitiques.

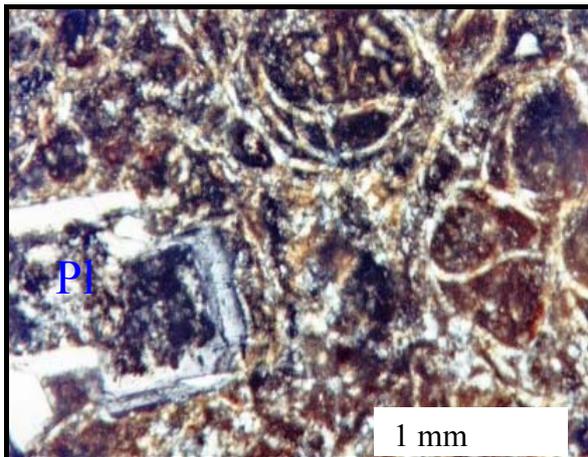


Fig. 35 : vu générale d'une rhyolite à texture hyaline perlitique. (L. P.). Plagioclase (PL)

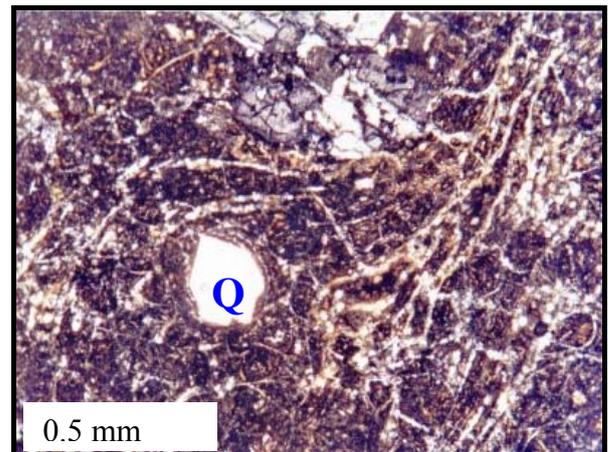


Fig. 36 : vu microscopique d'un phénocristal de quartz dans une rhyolite à texture fluidale avec des plans de dégazage produit d'une texture axiolitique. (L. P.). Quartz (Q)

a) Les minéraux essentiels

- Le quartz

Il se présente sous deux formes distinctes. La première en cristaux subautomorphes d'une taille qui peut atteindre 4 à 5 mm, avec des golfes de corrosions où les oxydes de fer ou la chlorite viennent s'accumulés à l'intérieur (cf. Fig. 34). La deuxième est en microclastes de quartz d'une forme xénomorphe due à une silicification tardi-magmatique (cf. Fig. 35 et 36).

- La biotite

Elle est rare et n'est représentée que par quelques paillettes subautomorphes altérées. Les paillettes de biotite sont isolées, d'un aspect tordu et de taille généralement inférieure à 4 mm. La biotite est riche en inclusions d'opaques (Fig. 37). Elle s'altère en chlorite.

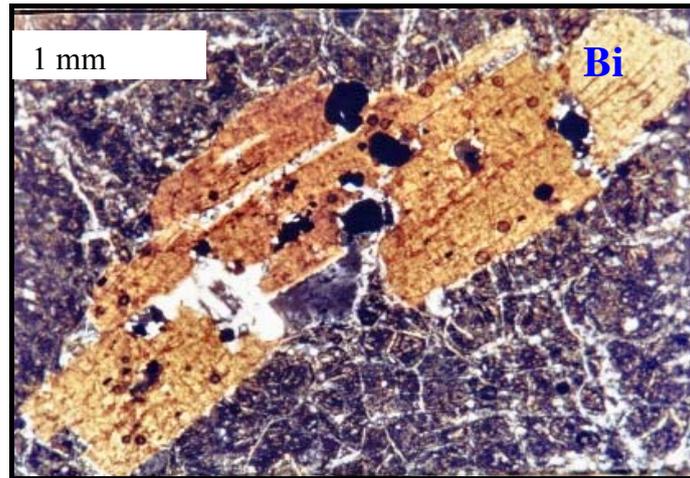


Fig. 37 : Cristal de biotite dans une rhyolite à texture fluidale. La biotite montre une abondance d'inclusions de minéraux opaques. (L. P.).

- Les sphérolites

Les sphérolites, formées de quartz et de feldspaths, ont une texture fibroradiées allongées depuis le centre vers la périphérie et montrant, ainsi, de pseudo-croix noires centrées ou décentrées (Fig. 38). Selon Bard (1980), les sphérolites fibroradiées sont composées d'orthose et d'hématite centrés sur des quartzs rhyolitiques arrondis. Ces cristaux de quartz ont joué le rôle de support de la croissance très rapide des microcristaux fibreux. Ces derniers sont classiquement interprétés comme des constituants dendritiques provenant de la dévitrification du verre matriciel. Ces phénomènes se sont déroulés à la suite d'un sur-refroidissement (super cooling) brutal d'un liquide magmatique.



Fig. 38 : vue générale des sphérolites de dévitrification (blanchâtres) dans une rhyolite du Kef Echraïa. (L. P.).

b) Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont représentés par de l'apatite sous forme d'inclusions dans la biotite et du zircon (en inclusions dans le quartz ou dans de les plagioclases) (Fig. 39).

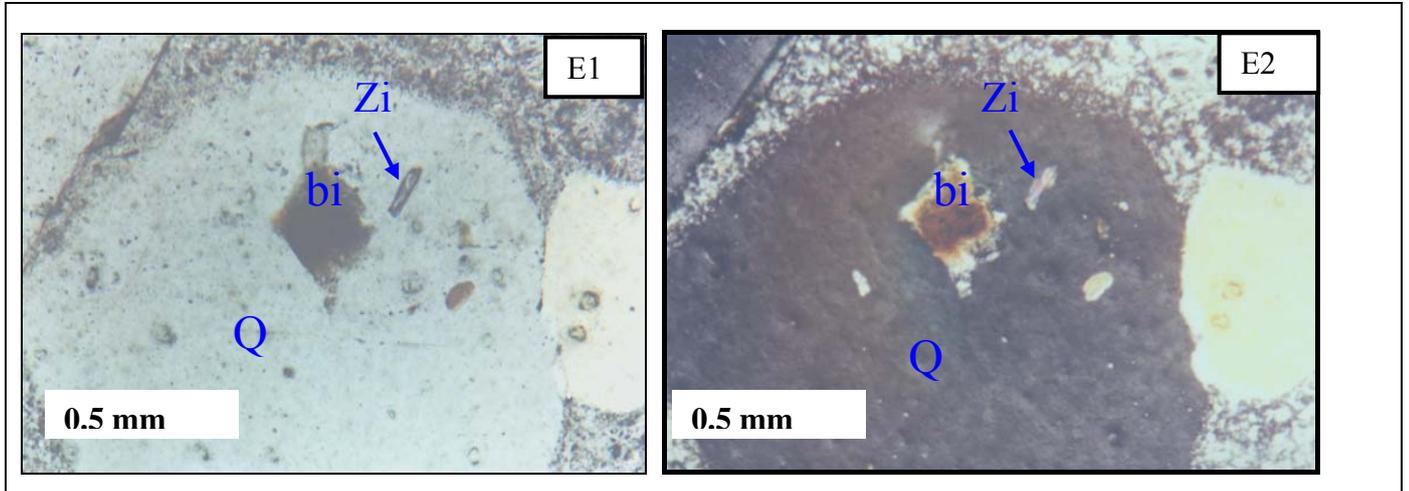


Fig. 39 : Section basale de quartz avec des inclusions de biotite et de zircon. (E1 : section en lumière naturelle et E2 : même section en lumière polarisée).

Les opaques

C'est principalement des cristaux de magnétite automorphes (Fig. 40), répartis d'une manière homogène dans la roche.

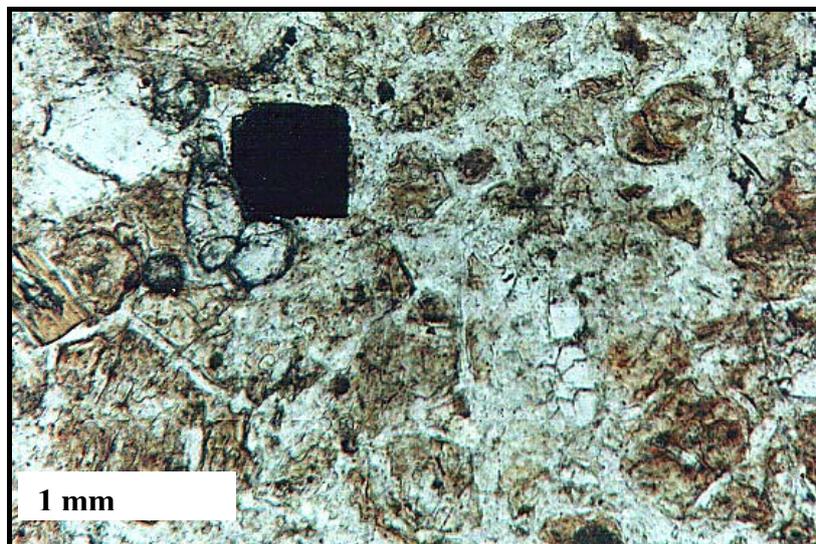


Fig. 40 : Section automorphe de magnétite dans une rhyolite à texture hyaline perlitique (L. N.).

Le Tableau 4 résume les caractéristiques pétrographiques des rhyolites de la région de Collo.

Tableau. 4 : Caractéristiques microscopiques des rhyolites du Cap Bougaroun et les environ de la ville de Collo :

N° d'échant.	Composition minéralogique et pourcentage des minéraux cardinaux	Taille des minéraux essentiels	Observation
05 CS 08	-Quartz (8%) -Biotites (3%) -feldspaths potassiques (6 à7%) -Plagioclases (10%) -La matrice (66%)	-Quartz (1.5 à 2 mm) -Biotites (1.5à2.5mm) -feldspaths potassiques (1à 1.5 mm) -Plagioclases (1.5 à 2 mm)	Roche altérée d'une texture perlitique et un quartz subautomorphe ou microclastiques
05 CS 09	-Quartz (10%) -Biotites (4%) -feldspaths potassiques (6 à7%) -Plagioclases (15%) -La matrice (60%)	-Quartz (1à 2 mm) -Biotites (2à 3.5mm) -feldspaths potassiques (1à 1.5 mm) -Plagioclases (1.5 à2 mm)	Roche un peu altérée avec texture fluidale résultat de dévitrification. La biotite tordue et altérée et riche en opaques
05 CS 32	-Quartz (10%) -Biotites (2%) -feldspaths potassiques (4à5%) -Plagioclases (4%) -La matrice (78%)	-Quartz (2 à 3 mm) -Biotites (1.5 à 2mm) -feldspaths potassiques (1à 1.5 mm) -Plagioclases (0.5 à1.5 mm)	La roche peu altérée avec des phénocristaux dans une matrice microlitique. L'altération elle est visible au niveau des cristaux des plagioclases
05 CS 33	-Quartz (19%) -Biotites (2%) -feldspaths potassiques (4%) -Plagioclases (4%) -La matrice (75%)	-Quartz (2 à 3 mm) -Biotites (2.5à 3 mm) -feldspaths potassiques (1à 1.5 mm) -Plagioclases (0.5 à1.5 mm)	Rhyolite avec de phénocristaux de quartz et dans une matrice microlitique

IV. 2. GEOCHIMIE

Au total, 17 échantillons (granites, microgranites, rhyolites et microdiorites) appartenant aux différentes intrusions magmatiques de la région de Collo et du Cap Bougaroun récoltés sur le terrain (cf. Fig. 10) ont été utilisés dans cette étude. Parmi ces échantillons, une enclave a été collectée des microgranites et une autre des microdiorites. Afin de couvrir toute la zone de l'étude, les données analytiques d'éléments majeurs de 7 échantillons de roches granitiques (granites de Cap Bougaroun) de Ouabadi (1994) ont été également utilisées (Fig. 41). Ceci permettra par la suite de tirer de bonnes interprétations de l'ensemble des données. Les données pétrologiques et géochimiques seront par la suite utilisées pour retracer l'évolution magmatique ainsi que la pétrogenèse de ces roches.

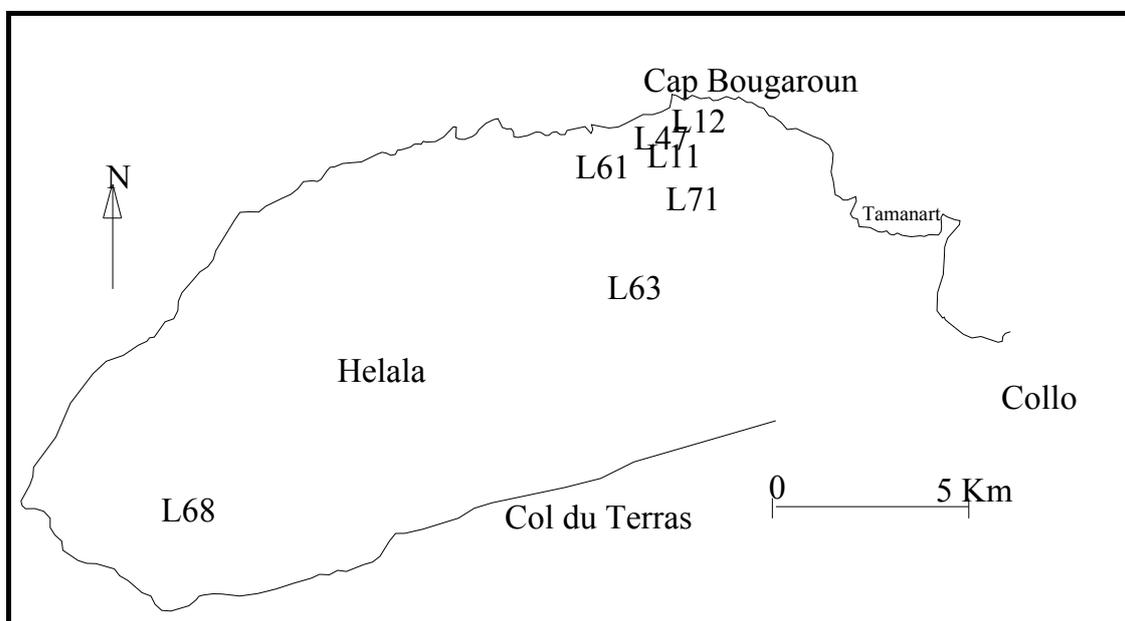


Fig. 41 : Localisation des échantillons analysés (Cap Bougaroun). (Ouabadi, 1994).

IV. 2. 1. Les altérations

Les roches magmatiques de la région de Collo sont touchées par une altération météorique ou hydrothermale parfois intense comme il a été déjà signalé par Fougnot (1990) et Ouabadi (1994). La campagne d'échantillonnage avait pour cible la récolte des échantillons de roches représentatives les plus fraîches possible afin d'avoir une interprétation pétro-géochimique significative.

- La perte au feu

Dans le diagramme (Fig. 42) des pertes au feu en fonction des teneurs en SiO_2 , la projection des roches magmatiques et ceux des granites de Collo à pour but de définir le degré d'altération. En pratique, les échantillons qui ont des valeurs de perte au feu très élevées sont considérés comme altérés, bien que dans certaines roches magmatiques les teneurs de la perte au feu peuvent atteindre 8% sans que ses roches soient altérées. Les valeurs élevées de la perte au feu traduisent l'altération des feldspaths (sérinitisation et kaolinitisation), la chloritisation de la biotite et la pénitisation de la cordiérite. Cependant, dans les échantillons de cette étude, cette caractéristique n'est pas bien exprimé car dans certains échantillons qui ont des teneurs de perte de feu très élevé, l'étude pétrographique montre qu'ils ne sont pas très altérés même au niveau de la cordiérite qui est un minéral très sensible à l'altération.

La perte au feu est généralement importante, elle est comprise entre 0.8 (%) et 2.5 (%) et peut atteindre les 8 (%). Une corrélation négative entre la perte au feu et les teneurs en SiO_2 peuvent être observée, c'est à dire que la perte au feu diminue quand les teneurs en silice augmentent. Ceci peut être expliqué par la diminution des minéraux hydratés (tel que la biotite et l'amphibole) en fonction de l'augmentation du quartz et feldspaths.

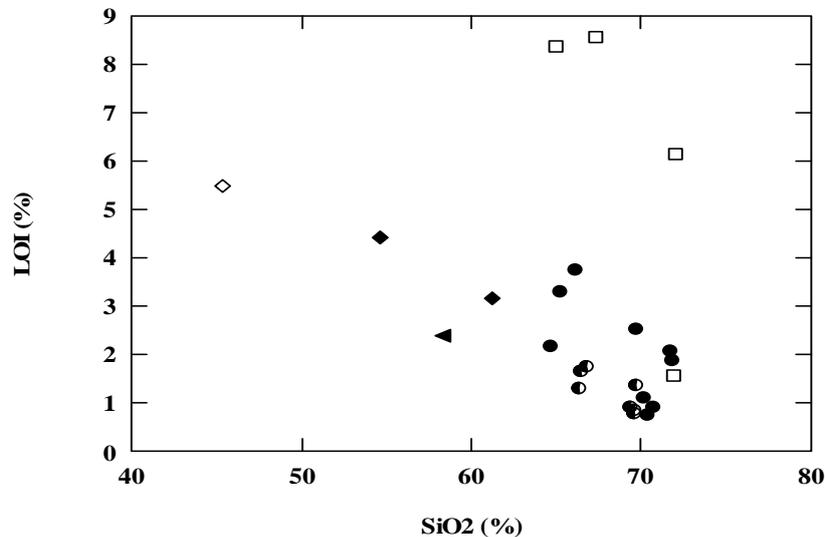


Fig. 42 : Diagramme LOI (perte au feu) en fonction de SiO_2 (%).

Cercles pleins : microgranites de Collo; Carrées vides : rhyolites; demi-cercles pleins : granites de Cap Bougaroun Ouabadi (1994); triangle plein : enclave basique dans les microgranites; losanges pleins : microdiorites; losanges vides : enclave sombre verdâtre dans les microdiorites.

Pour tester la validité des résultats analytiques, l'influence de cette altération sur les éléments incompatibles très sensibles à l'altération tels que K_2O et CaO sera prise en considération. L'observation du comportement K_2O en fonction de la perte au feu montre que

l'augmentation des teneurs en potasse ne dépend pas de l'augmentation des teneurs du LOI (Fig. 43). Sur le diagramme CaO en fonction de Al_2O_3 (Fig. 44), il existe une corrélation positive dans le cas des roches acides et une corrélation négative pour les roches intermédiaires et leur enclave basique, se qui confirme que ces éléments chimiques sont bien liés au caractère primaire du magma.

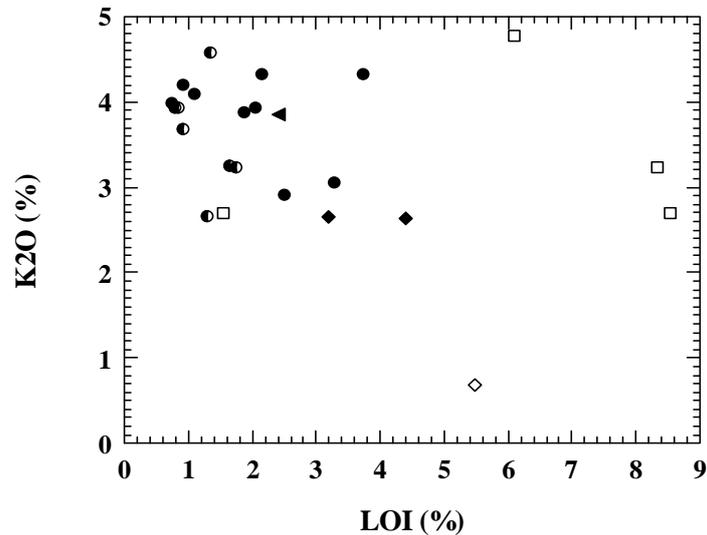


Fig. 43 : Diagramme K_2O en fonction de LOI (%). (Symboles, fig. 42).

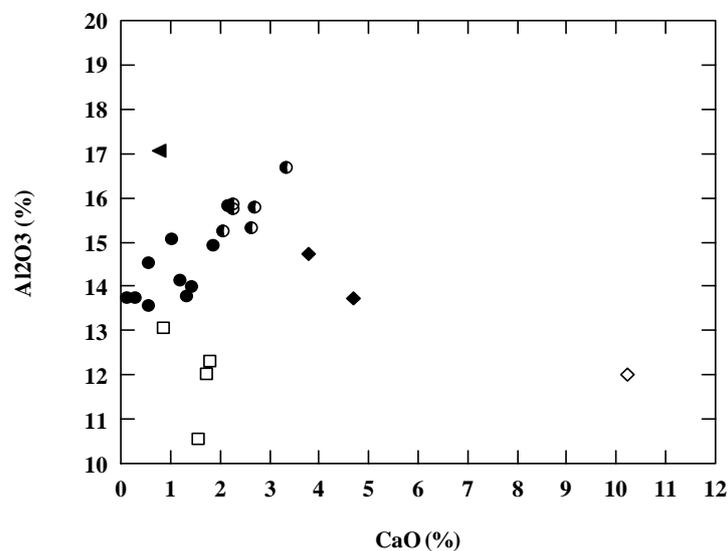


Fig. 44 : Diagramme CaO (%) en fonction de Al_2O_3 (%). (Symboles, fig. 42).

IV. 2. 2. Nomenclature

La nomenclature des roches magmatiques acides et intermédiaires de la région de Collo est basée sur la méthode de Streckeisen (1976) bien que ici j'ai utilisé les données géochimiques pour l'estimation de la composition modale à partir du calcul des normes par la

méthode CIPW. Les résultats obtenus seront comparés avec la méthode de nomenclature TAS (Total alkalis versus silica contents).

a) Nomenclature de Streckeisen

Le calcul de la composition normative (CIPW) à partir des résultats d'analyse des éléments majeurs ainsi que la composition modale des granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun (Ouabadi, 1994) sont reportés dans les Tableaux (5 et 6). Les résultats obtenus sont représentés sur diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976) (Fig. 45). Les différents échantillons microgranitiques s'inscrivent dans le champ des granodiorites et des granites monzonitiques. L'enclave, plus pauvre en quartz normatif, tombe dans le champ des granites monzonitiques, plutôt rapproché du domaine du monzonite quartzique.

Tableau. 5 : Résultats des calculs des normes moyennes des différents échantillons appartenant au granitoïdes de Collo. Granites (Gr), microgranites (mGr) :

Ech/Norm	Roche	Qz	Pl	Or	Cor	Dio	Hyp	Ilm	Mag	Apa	Zir	Chr
05cs01	mG	26,91	32,83	27,07	2,96	0,00	6,90	1,10	1,81	0,42	0,03	0,01
05cs04	mG	34,97	32,89	24,11	2,84	0,00	3,49	0,61	0,88	0,21	0,03	0,00
05cs05	mG	30,15	37,38	24,88	1,30	0,00	4,07	0,68	1,28	0,25	0,03	0,00
05cs06	mG	29,66	37,64	25,41	1,17	0,00	3,98	0,66	1,23	0,23	0,03	0,00
05cs07	mG	29,84	38,85	24,23	1,59	0	3,53	0,63	1,15	0,21	0,03	0
05cs11	mG	27,68	38,35	19,15	4,26	0	7,37	1,1	1,78	0,32	0,03	0,01
05cs12	mG	38,01	32,21	24,29	3,76	0	0,83	0,59	0,32	0,07	0,03	0
05cs13	mG	36,05	25,1	28,01	5,51	0	3,2	1,04	0,84	0,23	0,04	0,01
05cs23	mG	38,22	32,65	18,38	4,75	0	4,55	0,53	0,81	0,12	0	0
05Cs 41-E	En mG	16,17	28,76	23,64	7,22	0	18,44	1,16	4	0,35	0,01	0,07
05cs30R	microdiorite	17,8	50,43	14,6	0	1,07	12,15	1,16	2,52	0,28	0,03	0,03
05cs31	microdiorite	8,98	45,54	17,08	0	5,76	18,14	1,06	3,25	0,21	0,01	0,04
05cs30E	Enclave m microdiorite	0	44,25	4,61	0	26,33	15,12	0,97	4,44	0,14	0,01	0,09
05cs08	Rhyolite	45,47	27,11	17,85	3,37	0,00	4,74	0,51	0,81	0,19	0,03	0,00
05cs09	Rhyolite	41,41	27,4	21,75	3,05	0	4,65	0,51	1,12	0,16	0,03	0
05cs32	Rhyolite	45,54	21,57	30,73	0,26	0	1,19	0,28	0,39	0,02	0,01	0
05cs33	Rhyolite	38,66	38,62	16,78	2,48	0	2,23	0,47	0,67	0,12	0,03	0

Tableau. 6 : Proportions modales moyennes des différents échantillons appartenant au granitoïdes Cap Bougaroun. Selon Ouabadi (1994). (Gr), microgranites (mGr) :

Ech/mode	Qz	Or	Ab	An	Mg-Hy	Fe-HY	Ap	Ilm	Cor	Mag
L 11	26,44	15,72	28,01	15,77	4,56	2,1	0,3	0,72	2,56	1,59
L 12	28,58	19,15	23,78	12,58	4,11	2,88	0,32	1,04	3,04	2,25
L 47	29	23,22	24,29	12	4,13	2,72	0,37	0,74	1,94	2,32
L 61	31,61	21,69	24,37	10,45	2,76	1,85	0,32	0,8	3,29	1,67
L 63	29,62	27,01	22,25	10,3	3,16	2,14	0,32	0,78	2,69	2,06
L 68	30,66	23,22	24,79	9,92	2,64	2,14	0,3	0,84	2,53	1,97
L 71	28,75	19,09	24,29	12,2	4,13	2,73	0,3	1,01	2,62	2,19

Les points représentatifs des microdiorites décrites dans le chapitre précédent s'inscrivent à la limite entre le champ des granodiorites et celui des quartz monzodiorites. Le point représentatif de l'enclave sombre dans ces roches intermédiaires s'inscrit dans le domaine des diorites et gabbros. Les points représentatifs des rhyolites sont répartis entre le champ des granodiorites et les granites qui sont l'équivalent plutonique des rhyo-dacites

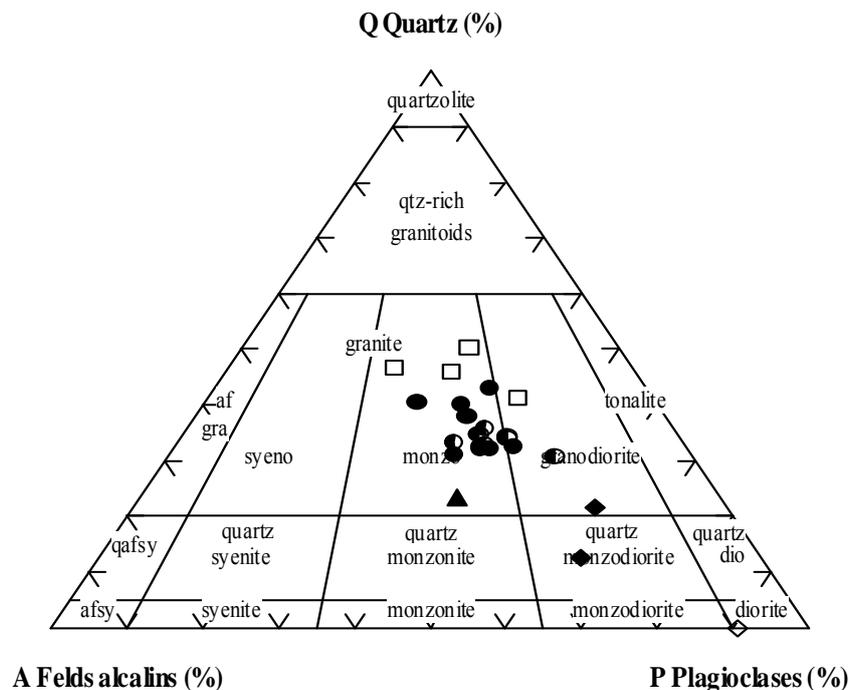


Fig. 45 : position des granitoïdes de Collo et du Cap Bougaroun, sur le diagramme modal de Streckeisen (1976). (Symboles, fig. 42).

b) Nomenclature (TAS)

Les points représentatifs des granitoïdes de Collo et du Cap Bougaroun sont projetés sur le diagramme somme des alcalins en fonction des teneurs en SiO₂, appelé diagramme « TAS » ou (total alkalis versus silica), proposé par Le Bas et al. (1986) (Fig. 46). Les points représentatifs des granitoïdes s'inscrivent dans les domaines des rhyolites et des dacites (équivalentes des microgranodiorites). L'enclave des microgranites tombe dans le domaine des trachy-andésites. Les points représentatifs des roches intermédiaires (microdiorites) sont répartis sur les domaines des andésites et des trachy-andésites basaltiques; l'enclave basique s'inscrit dans le champ des basaltes.

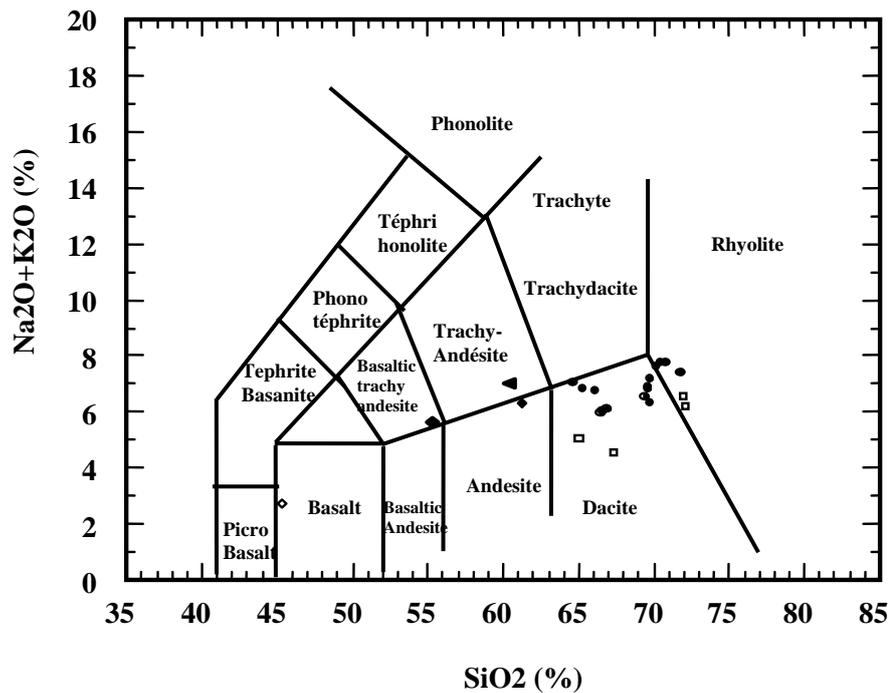


Fig. 46 : Projection des points représentatifs des granitoïdes Collo et Cap Bougaroun sur le diagramme de nomenclature (TAS). (D'après Le Bas *et al.* 1986).

Cercles pleins : microgranites de Collo; Carrées vides : rhyolites; demis cercles pleins : granites de Cap Bougaroun Ouabadi (1994); triangle plain : enclave basique dans les microgranites; losanges pleins : microdiorites; losanges vides : enclave sombre verdâtre dans les Microdiorite.

Il est à noter que la nomenclature TAS, avec les équivalents de roches volcaniques, confirme les résultats obtenus sur le diagramme de nomenclature de Streckeisen (1976) ainsi que les observations pétrographiques.

c) Le diagramme SiO_2 (%) en fonction de $Log (Zr/ TiO_2 * 0.0001)$

Les mêmes résultats sont obtenus on projetant les points représentatifs des analyses récentes sur le diagramme SiO_2 (%) en fonction de $Log (Zr/ TiO_2 * 0.001)$ proposé par Winchester et Floyd (1977), (Fig. 47).

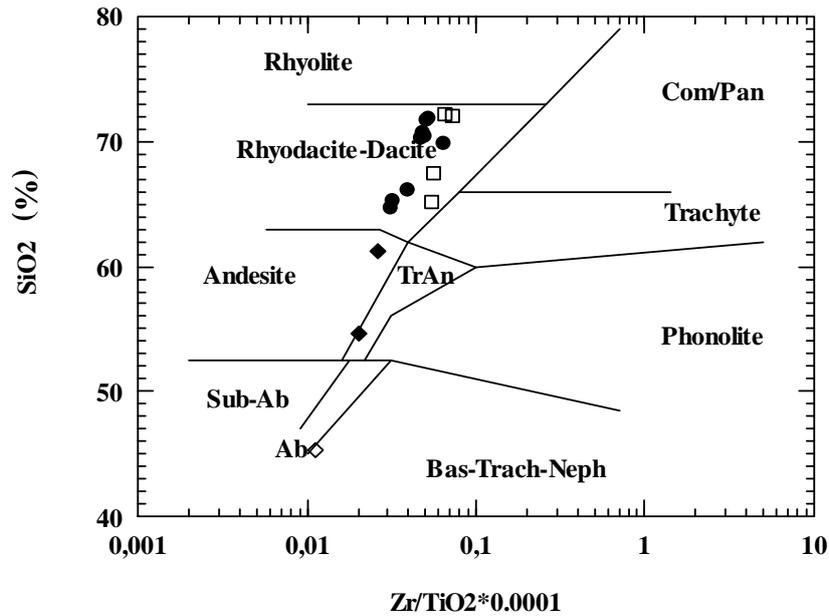


Fig. 47 : Projection des points représentatifs des Granitoïdes de la région de Collo sur le diagramme SiO₂ (%) en fonction de Log (Zr/ TiO₂*0.001) de Winchester et Floyd (1977). (Symboles, Fig. 46).

IV. 2. 3. Les éléments majeurs

Tous les granitoïdes, y compris ceux analysés par Ouabadi (1994), ont des compositions chimiques qui couvrent un intervalle de roches basiques, intermédiaires à acides. Les teneurs en SiO₂ varient entre 54,61 (%) et 61,21 (%) pour les roches basiques à intermédiaires et entre 64,65 (%) et 72,09 (%) pour les roches acides (microgranites, rhyolites).

Les variations des teneurs des différents oxydes en fonction de SiO₂ ainsi rapportées sur les diagrammes de Harker nous ont permis de relever les remarques suivantes :

1- Les granitoïdes montrent des teneurs en oxyde d'alumine variables, parfois élevées traduits par la présence du corindon dans la composition normative. Les valeurs de Al₂O₃ sont comprises entre 13,55 (%) et 16,66 (%); ces teneurs diminuent avec l'augmentation des teneurs en silice, par contre ils montrent une corrélation positive avec SiO₂ dans le groupe des microdiorites. Dans le groupe des rhyolites ces teneurs en ce même oxyde sont relativement faibles et ne montrent aucune tendance.

2- Les teneurs en Fe₂O₃ de l'ensemble des granitoïdes varient entre 0,69 (%) et 4,26 (%) et celles du MgO oscillent entre 0.17 (%) et 1.83 (%). Les deux oxydes montrent une corrélation négative avec SiO₂. Les teneurs en TiO₂ montrent une tendance évolutive négative avec SiO₂ au niveau des roches les plus acides. Au contraire, ces teneurs montrent une tendance évolutive positive dans les roches intermédiaires à basiques.

3- Les teneurs en CaO des granitoïdes sont comprises entre 0,30 (%) et 3,35 (%). Dans l'enclave basique les teneurs en cet élément atteignent 10,21%. L'ensemble des points représentatifs montre une tendance évolutive négative avec SiO₂.

Les fortes teneurs en Fe₂O₃ (%), MgO(%) et CaO(%) des microgranodiorites explique la formation de l'hypersthène (FeSiO₃) et du diopside {Ca Mg (SiO₃)₂} normatif.

4- Les teneurs en Na₂O comprises entre 2,44 (%) à 3,76(%) dans le groupe des granitoïdes montrent une corrélation légèrement positive. Les teneurs en K₂O des granitoïdes présentent des valeurs comprises entre 2,66 (%) et 4,57 (%) et montrent une corrélation positive avec SiO₂, remarquable au niveau du groupe des rhyolites. Les variations des teneurs en K₂O dans le groupe des roches intermédiaires à basiques présentent également, dans l'ensemble, une corrélation positive avec SiO₂.

5- P₂O₅ montre une corrélation négative dans le groupe des granitoïdes; Les teneurs en cet élément dans est plus élevée dans l'enclave incluse dans les microdiorites que celle dans les microgranites.

Les Moyennes des Teneurs en éléments majeurs des granitoïdes et les teneurs des enclaves ainsi que les valeurs de leur coefficients de corrélation son rapportés sur le tableau. 7

Tableau. 7 : Moyennes des teneurs en éléments majeurs des granitoïdes et les teneurs des enclaves et leurs coefficients de corrélations avec SiO₂ (%) :

Eléments majeurs	Les Granitoïdes		Les enclaves	
	Teneur moyenne (%)	Coefficient de corrélation	Teneurs de l'enclave dans les microgranites (%)	Teneurs de l'enclave dans les microdiorites (%)
SiO₂	67.78	/	58.27	45.33
Al₂O₃	14.28	-0.16	17.06	12.01
Fe₂O₃	2.95	-0.81	8.89	8.99
MgO	1.34	-0.92	4.15	8.75
TiO₂	0.39	-0.62	0.59	0.45
CaO	1.84	-0.73	0.77	10.21
Na₂O	3.00	0.09	3.042	2.07
P₂O₅	0.1	-0.22	0.149	0.05
K₂O	3.57	0.50	3.85	0.69

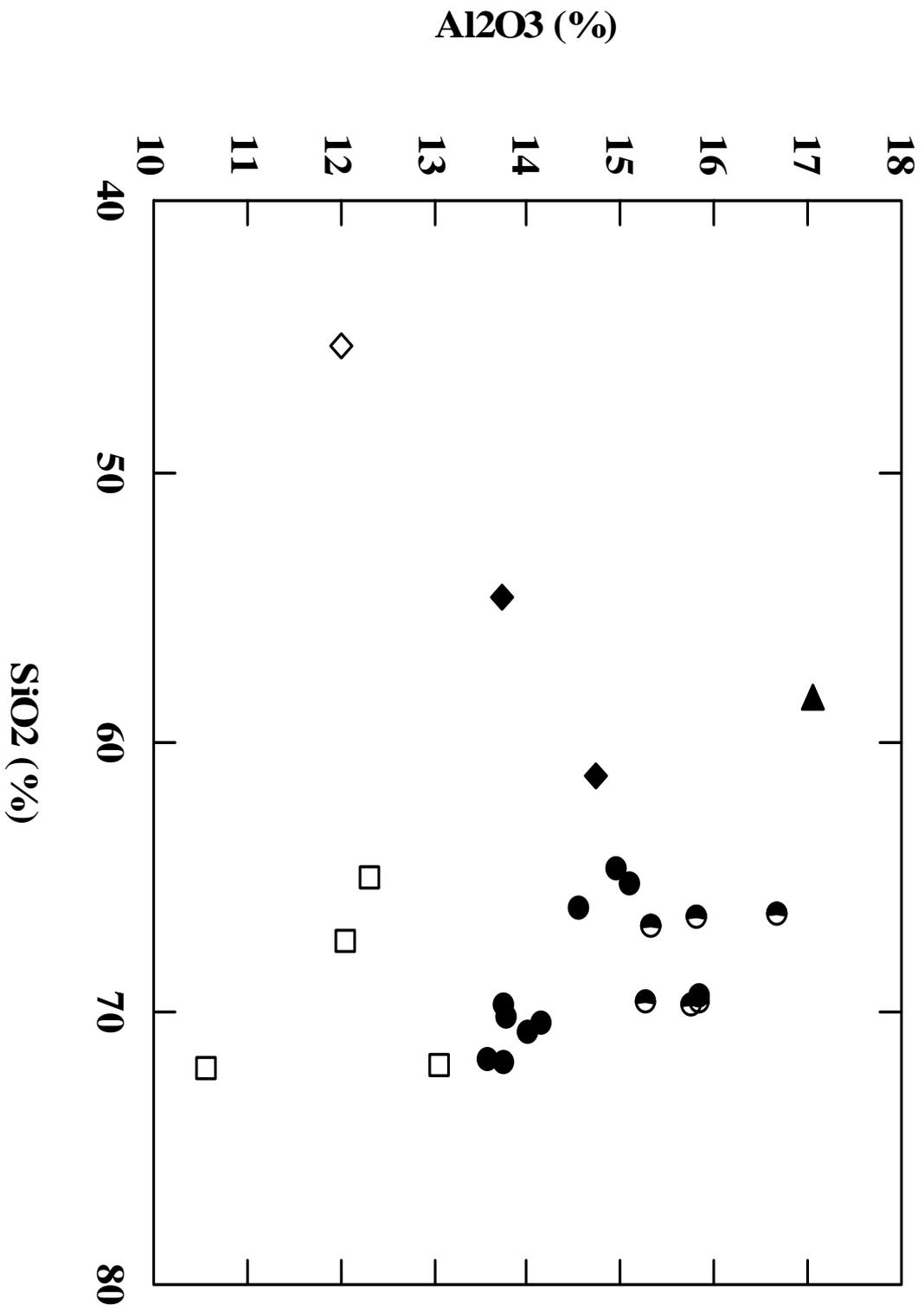


Fig. 48 : Diagramme Al_2O_3 (%) / SiO_2 (%) des Roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles, Fig.46).

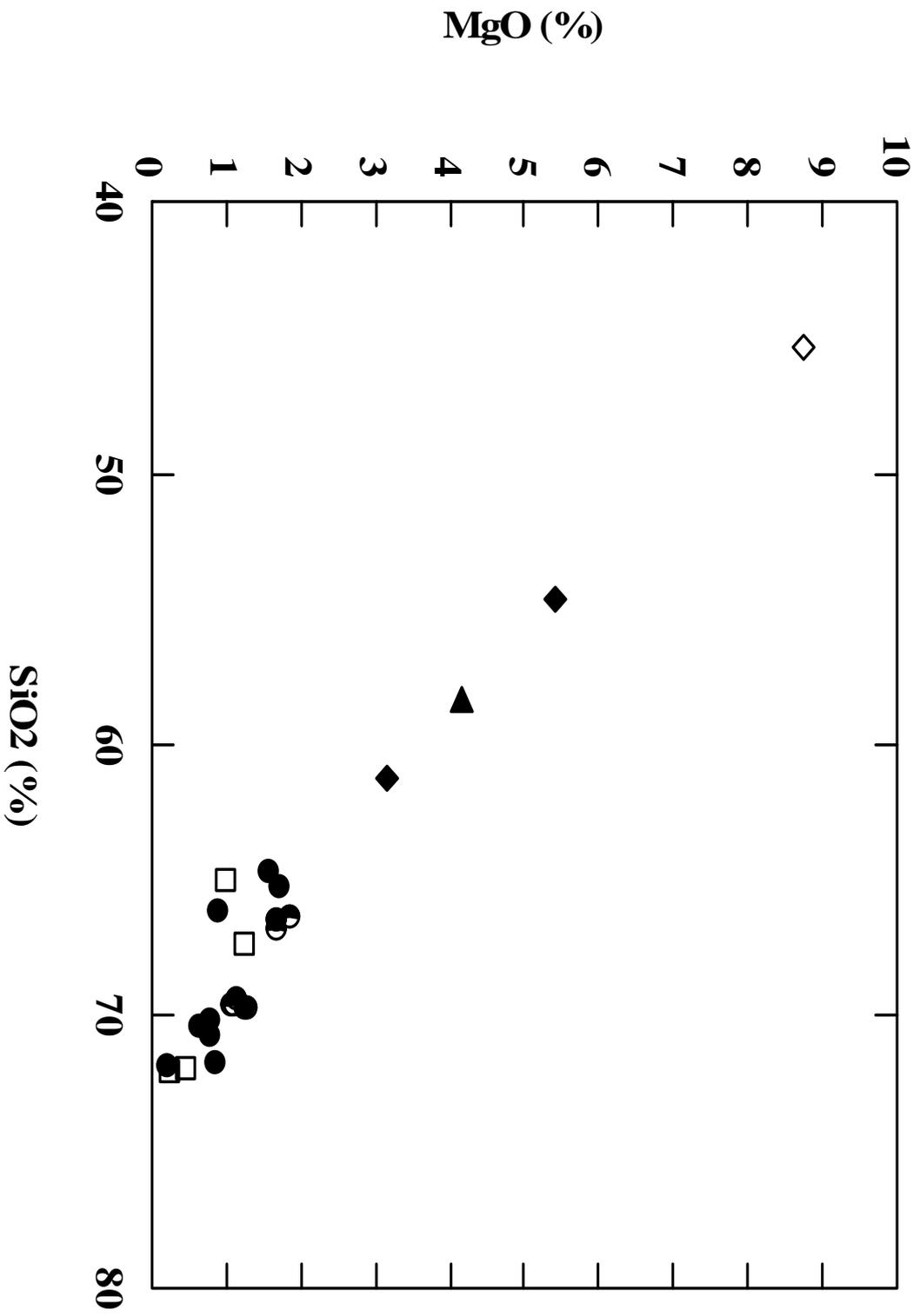


Fig. 50 : Diagramme MgO (%) / SiO₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles, Fig. 46).

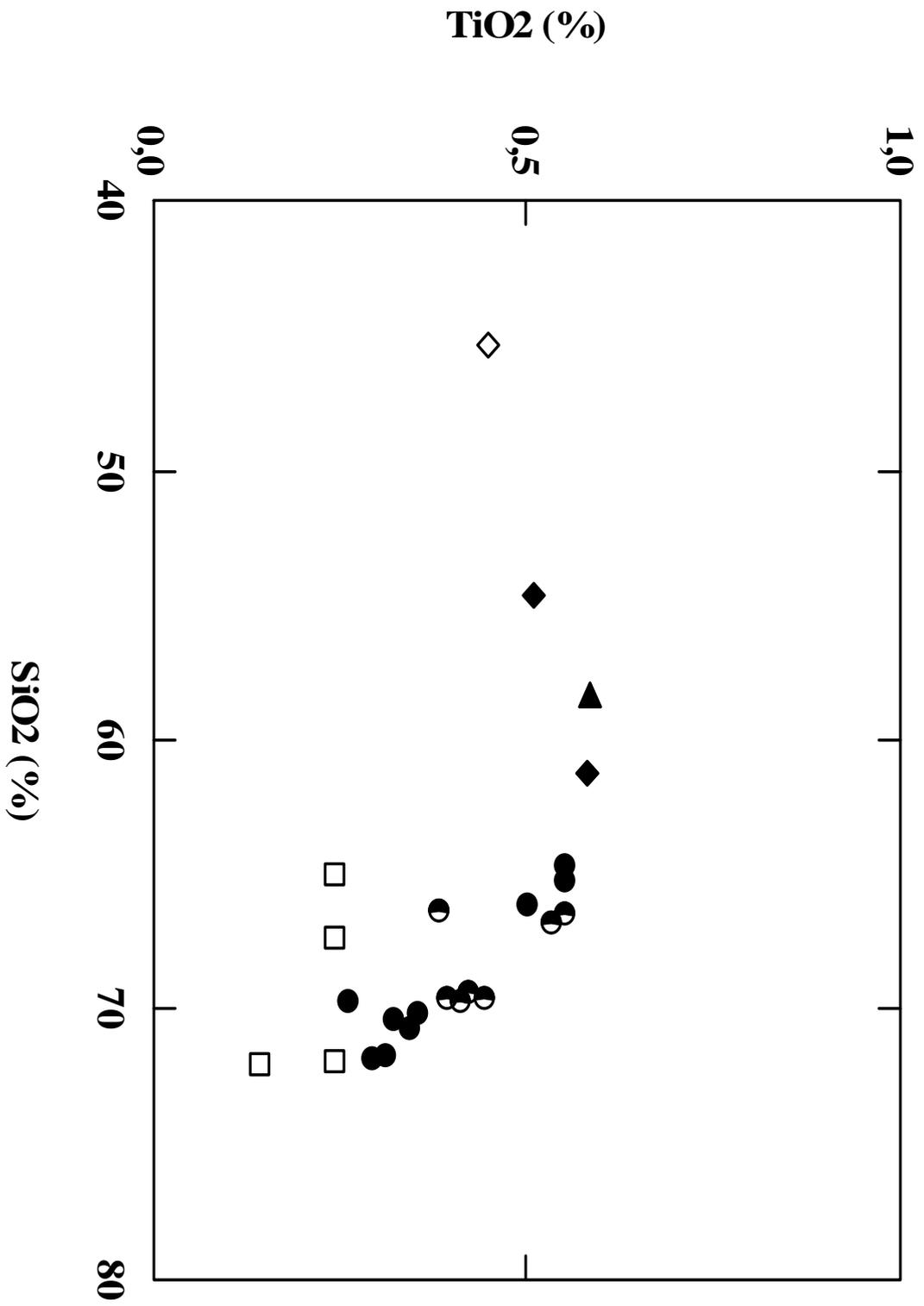


Fig. 51 : Diagramme Fe₂O₃ (%) / SiO₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles, Fig. 46).

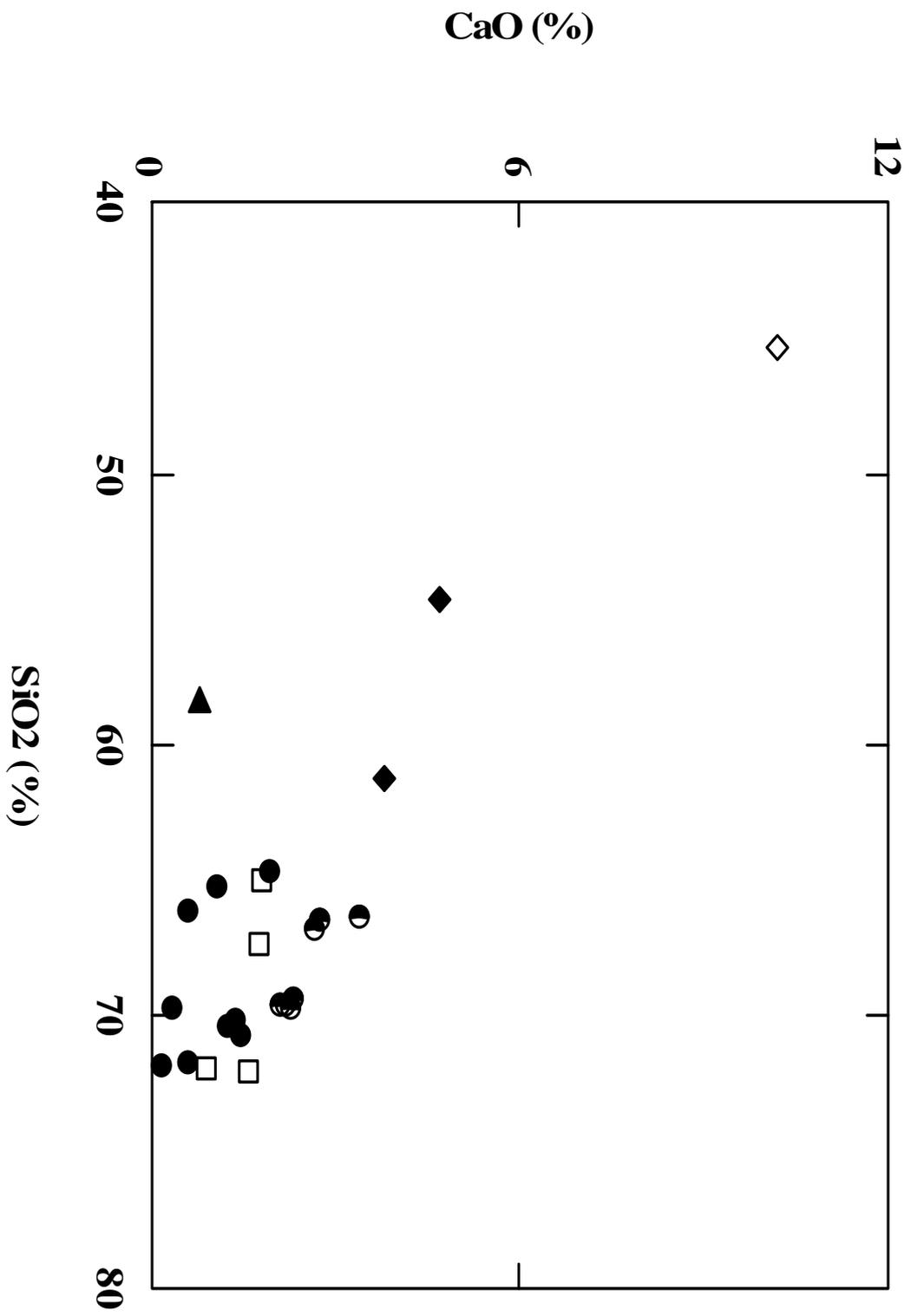


Fig. 52 : Diagramme Fe_2O_3 (%) / SiO_2 (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles Fig. 46).

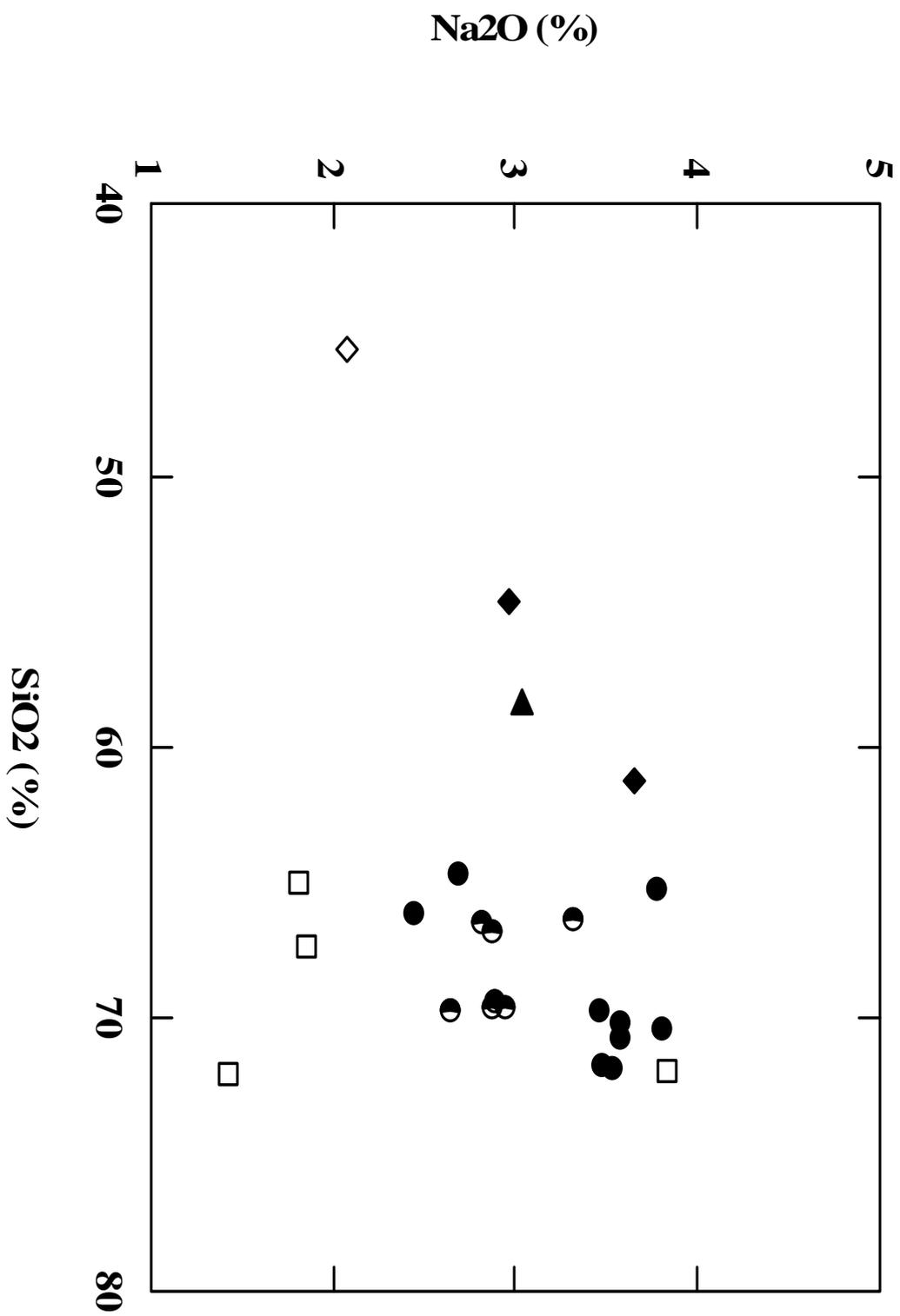


Fig. 53 : Diagramme Na_2O (%) / SiO_2 (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles, Fig. 46).

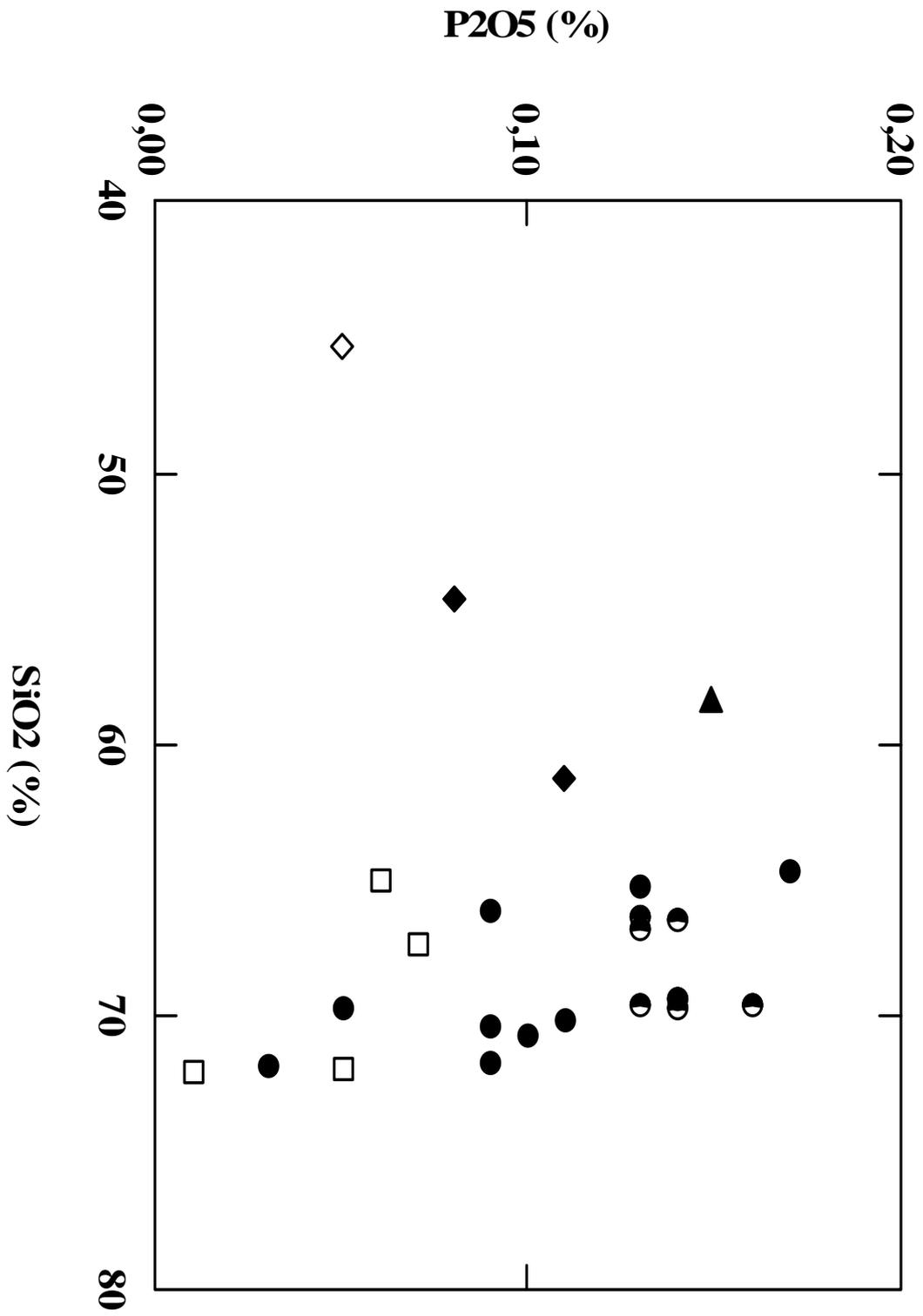


Fig. 54 : Diagramme P₂O₅ (%) / SiO₂ (%) des roches magmatiques de Collo et Cap Bougaroun. (Symboles, Fig. 46).

IV. 2. 4. Caractéristiques géochimiques et typologie

Le diagramme des alcalins en fonction de SiO_2 (%) proposé par Irvine et Baragar (1971), (Fig. 56), montre que la totalité des points représentatifs des roches sont localisés dans le domaine de la série des roches sub-alkalines, sauf pour l'enclave au sein des microdiorites qui se trouve dans la limite entre les deux séries (alkaline et sub-alkaline).

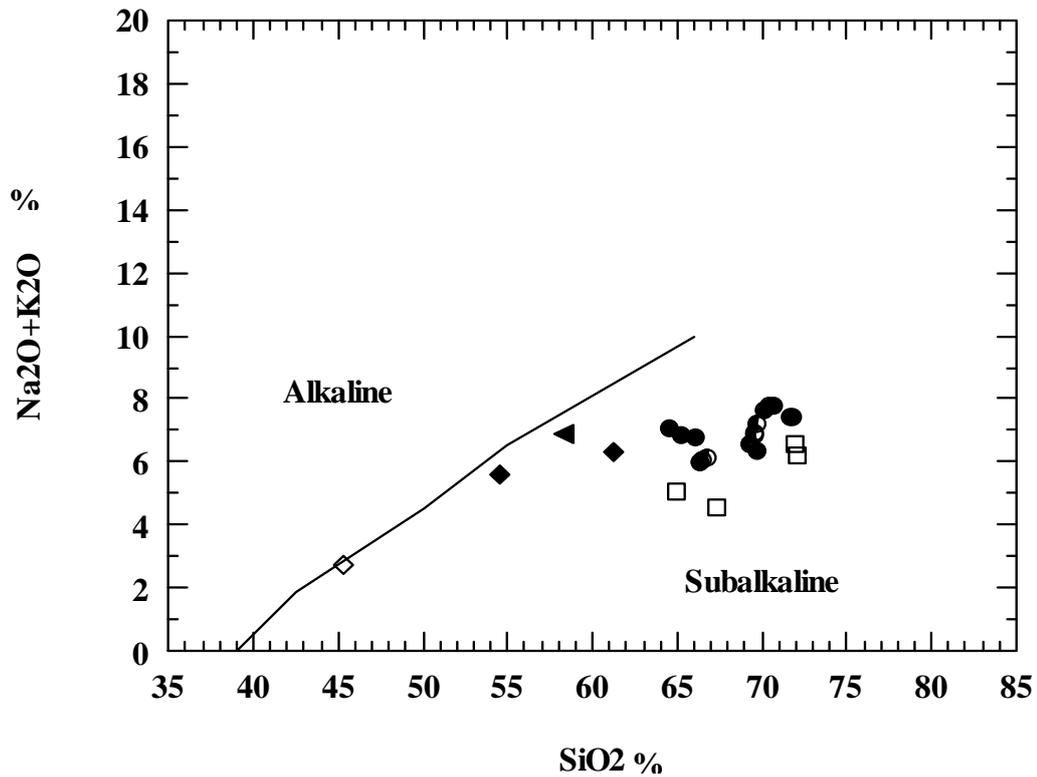


Fig. 56 : Diagramme des alcalins en fonction de SiO_2 d'après Irvine et Bragar., 1971. (Symboles, Fig. 46).

La projection de points représentatifs de l'ensemble des granitoïdes sur le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971), (Fig. 57), montre le caractère calco-alkalin de ces derniers. L'enclave basique des roches intermédiaires appartient, par contre, à la série tholéitique.

Sur le diagramme de Perccerillo et Taylor (1976), les granitoïdes de Collo tombent dans le domaine des roches calc-alkalines riche en potassium, (Fig.58).

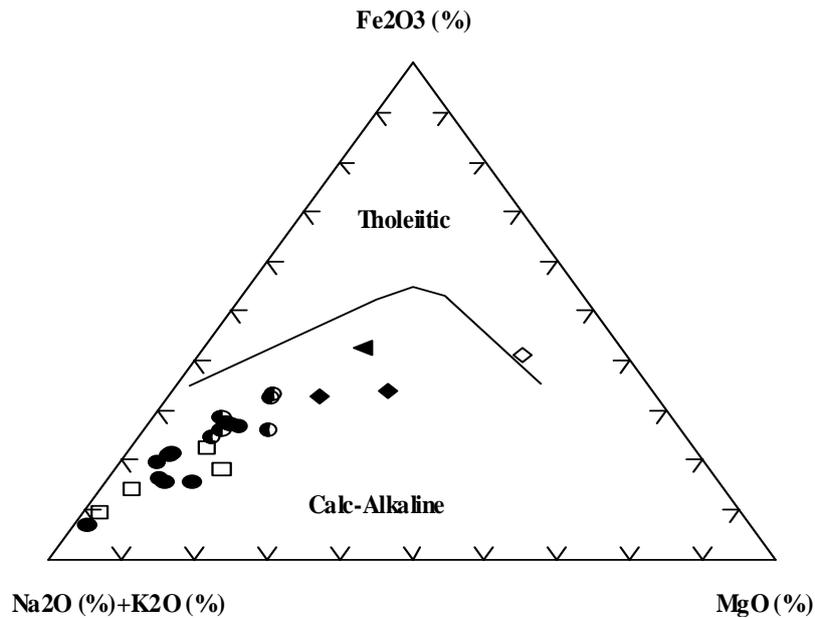


Fig. 57 : Diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971) montrant le caractère calco-alcalin des granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun. A= K_2O+Na_2O ; F= Fe_2O_3 ; M=MgO. (Symboles, fig. 46).

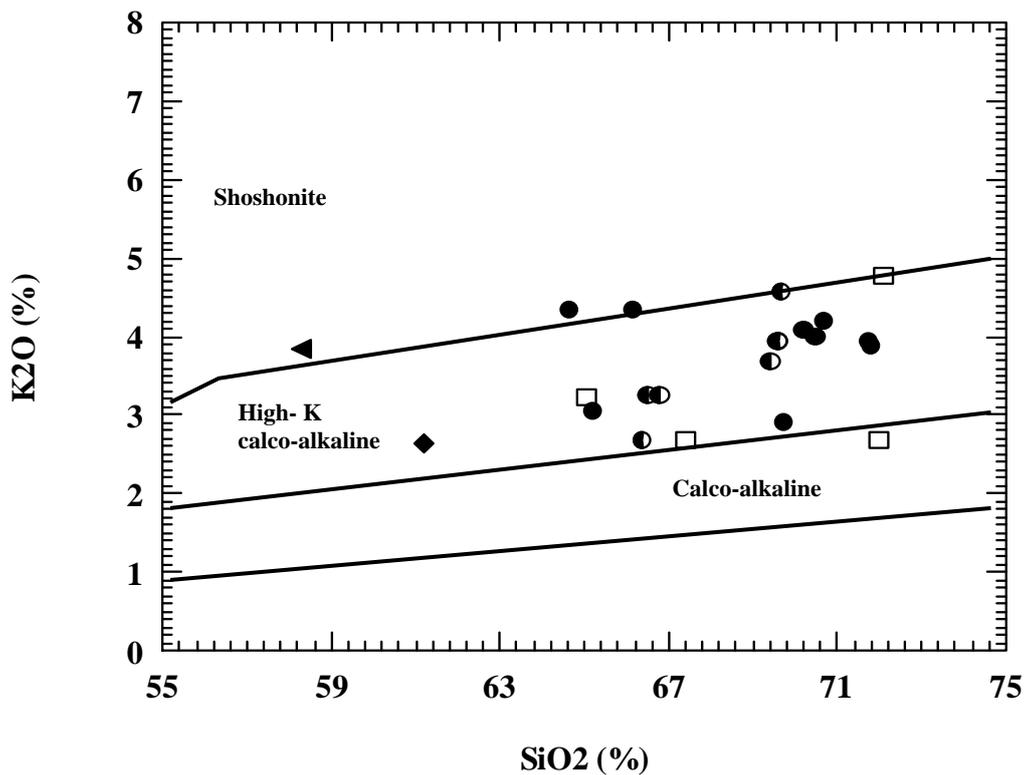


Fig. 58 : Diagramme K_2O (%) en fonction de SiO_2 (%) des points représentatifs des granitoïdes de Collo et Cap Bougaroun, d'après Perccerillo et Taylor (1976). Cercles pleines : microgranites de Collo; Carrées vides : rhyolites; demis cercles plaines : granites de Cap Bougaroun Ouabadi (1994); triangle plain : enclave basique dans les microgranites; losanges plaines : roches intermédiaires; losanges vides : enclave sombre verdâtre dans les roches intermédiaires.

Le diagramme A/CNK en fonction SiO₂ (%) d'après Chapell et White (1974) montre que ces granitoïdes sont de nature péralumineuse, (Fig. 59).

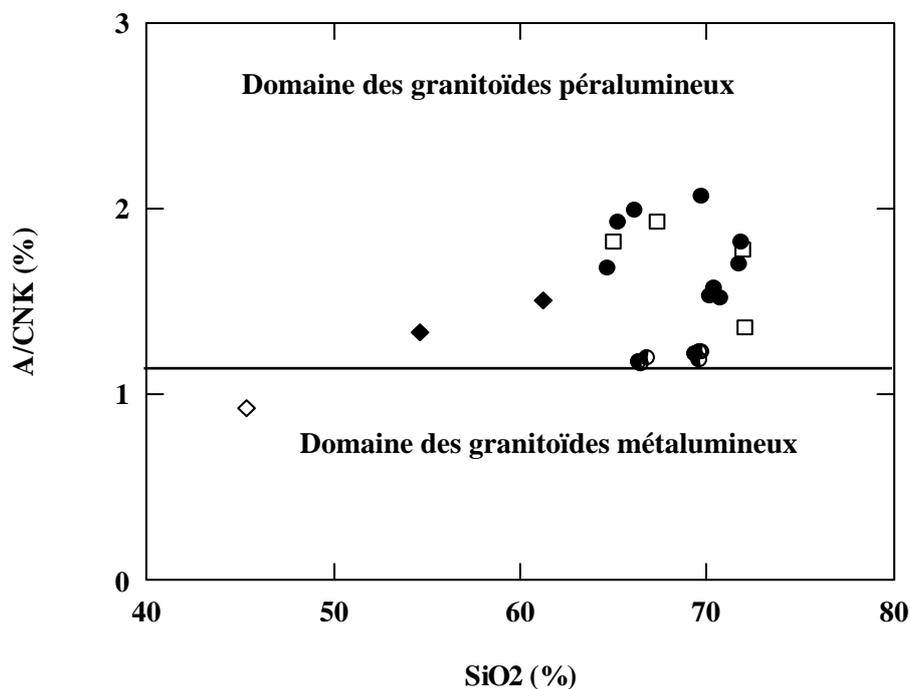


Fig. 59 : Diagramme A/CNK en fonction SiO₂ (%) D'après Chappell et White (1974) où sont représentés les granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun. (Symboles : voir Fig. 58).

Sur le diagramme Na₂O (%) + K₂O (%) en fonction SiO₂ (%), (Fig. 60). proposé par Peacock (1931), les points représentatifs des granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun montrent un caractère calcique.

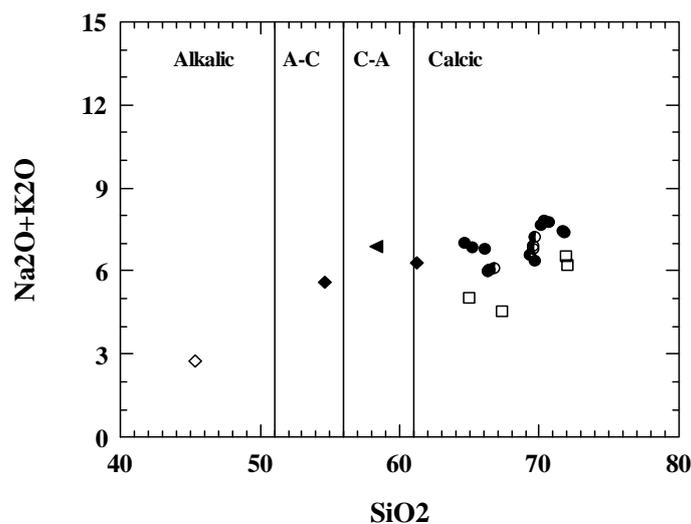


Fig. 60 : Diagramme Na₂O (%) + K₂O (%) en fonction SiO₂ (%) D'après Peacock (1931) où sont représentés les granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun. (Symboles : voir Fig. 58).

Conclusion sur l'étude de la géochimie des éléments majeurs

D'après l'étude des éléments majeurs des granitoïdes de Collo et de Cap Bougaroun et leurs projections sur les différents diagrammes, soient de nomenclature ou de typologie, ces roches montrent une composition acide à intermédiaire; ce sont des granites monzonitiques et des granodiorites. Les corrélations de leurs éléments majeurs avec la teneur en SiO₂ montrent l'influence des processus de différenciation magmatique. Ils appartiennent à la série calco-alcaline à shoshonitique et sont péralumineux et calciques.

La géochimie des roches confirme les conclusions tirées par Ouabadi (1992) dans son étude géochimique sur les granites à biotite et cordiérite de Cap Bougaroun. Ces derniers constituent une suite largement fractionnée ($68 < \text{SiO}_2 (\%) < 77$), péralumineuse, avec un rapport K₂O/Na₂O compris entre 1.15 et 1.61. Les granitoïdes de la région de Collo a une moyenne K₂O/ Na₂O = 1.16 et un comportement incompatible du Na₂O et K₂O.

IV. 2. 5. Les éléments en trace

a)Variation inter éléments

-Les éléments compatibles

Au cours de la cristallisation fractionnée, les éléments compatibles des roches magmatiques sont pris par les solides cristallisés, et sont généralement concentrés dans les solides résiduels durant la fusion partielle. Dans les phases précoces de la cristallisation, ces éléments sont essentiellement concentrés dans les olivines, les pyroxènes et les spinelles.

Les teneurs moyennes en éléments en trace compatibles dans les granitoïdes et les enclaves associées ainsi les valeurs de leur coefficients de corrélation avec SiO₂ son reportés sur le tableau (8).

La teneur moyenne du Cr, Ni, V, Cu dans les granitoïdes diffère d'un type de roches à l'autre. Dans les microdiorites, elle est de l'ordre de 158 (ppm) alors que dans l'enclave associée atteint les 396 (ppm). Ces teneurs diminuent dans les autres roches (granites 35 ppm et les rhyolites 8 (ppm). Les teneurs en chrome montrent une corrélation négative remarquable avec l'augmentation des teneurs en silice (Fig. 61).

Le cuivre, qui est un élément réputé compatible dans les magmas mafique, montre une tendance évolutive positive dans les microdiorites tandis que cette tendance est négative dans les roches plus acides (Fig. 61). L'enclave basique associée aux microgranites a une forte teneur en cet élément (130 ppm).

Les teneurs moyennes en cobalt sont voisines dans les rhyolites (34 ppm) et les microgranites (39 ppm). L'ensemble des granitoïdes montre une corrélation négative en cet

élément avec SiO₂, (Fig. 61). Le nickel et le zinc, par contre, montrent des corrélations positives avec SiO₂ dans l'ensemble des granitoïdes et les roches volcaniques. Le vanadium et le scandium ont une tendance généralement négative à nulle.

Tableau. 8 : Moyennes des teneurs en éléments en trace compatibles des granitoïdes de la région de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO₂ (%) :

Eléments de transition compatibles	Les granitoïdes		Teneurs des enclaves (ppm)	
	Teneur Moyenne (ppm)	Coefficient de corrélation	Teneurs L'enclave dans les microgranites	Teneurs de L'enclave dans les microdiorites
Cr	41.02	-0.89	396	111.4
Co	38.69	0.19	/	32.2
Cu	26.02	-0.28	120	45
Zn	44.73	-0.02	/	50.2
Ni	69.43	0.03	/	121.9
V	60.92	-0.64	/	117.5
Sc	5.30	-0.04	/	0

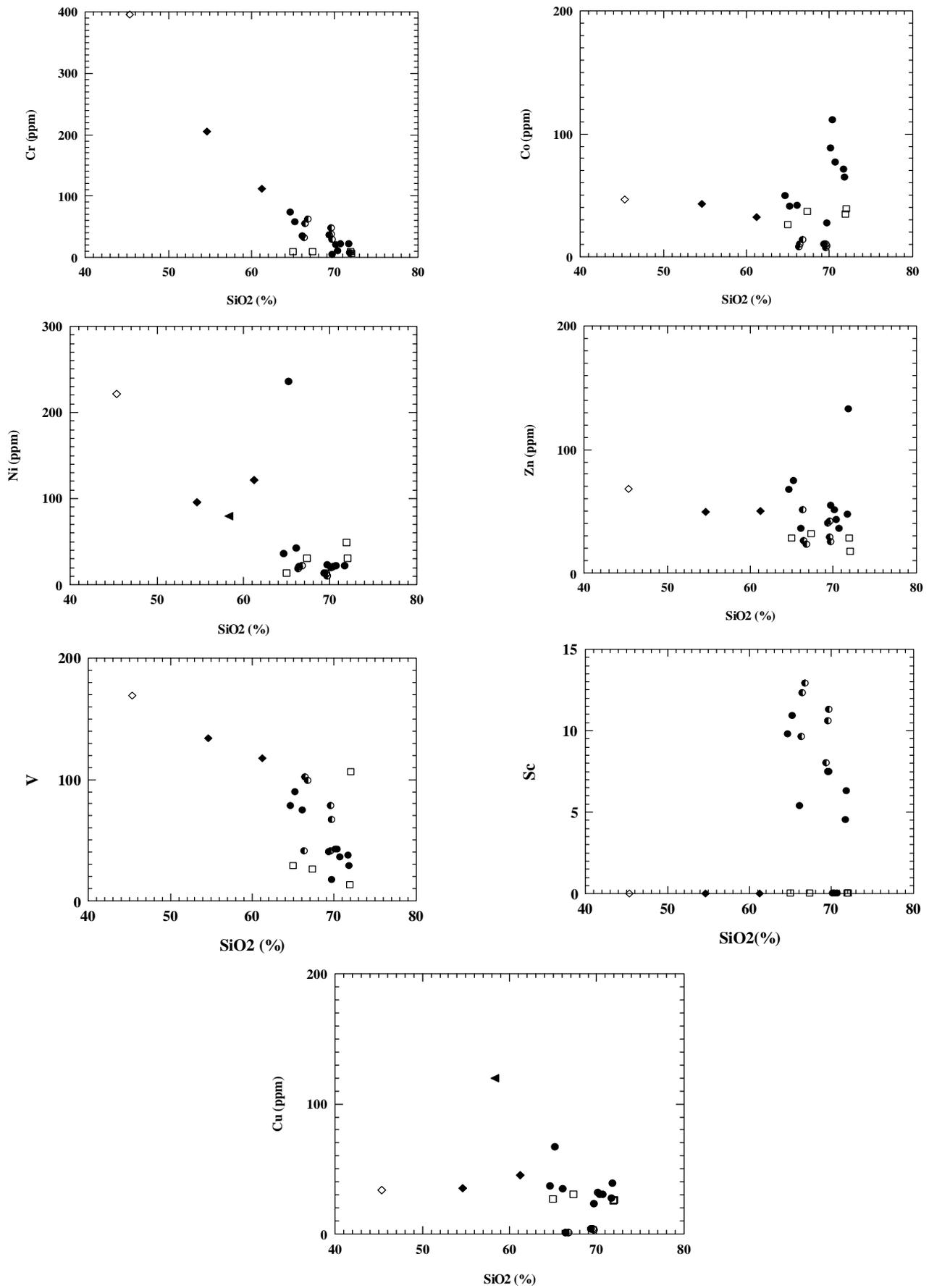


Fig. 61 : Les variations de quelques éléments en traces (compatibles) en fonction des teneurs en SiO₂ (%). (Symboles voir fig. 58).

-Les éléments incompatibles (LILE et HFSE)

Les éléments alcalins et alcalino-terreux tels que Rb, Sr, Ba ainsi que les éléments de la famille des terres rares ont un privilège marquée pour les liquides silicatés. Ces éléments vont donc être enrichis dans les magmas lors des processus de fusion partielle dans le manteau et de cristallisation dans la croûte. La connaissance des lois de comportement des éléments en traces permet alors au géochimiste de quantifier l'importance des différents phénomènes.

Au cours la cristallisation fractionné les éléments incompatibles représentés par le groupe LILE (large ion lithophile elements) tels que Rb, Sr, Ba, et Th et celui des HFSE (Nb et Zr) ne sont pas pris par le solide cristallisé. Durant la fusion partielle, ils sont généralement concentrés dans le liquide.

Dans la région de Collo, les moyennes des teneurs des éléments en traces incompatibles des différents faciès issus du magmatisme acide et intermédiaire ainsi que les valeurs de leur coefficient de corrélation avec SiO₂ son rapportés dans le tableau (9).

Tableau. 9 : Moyennes des teneurs en éléments en trace incompatibles (ppm) des granitoïdes de Collo et les enclaves associées et leurs coefficients de corrélations avec SiO₂ (%) :

Eléments incompatibles (LILE et HFSE)	Les granitoïdes (ppm)		Teneurs des enclaves (ppm)	
	Teneur moyenne	Coefficient de corrélation	Teneurs L'enclave dans les microgranites	Teneurs L'enclave dans les microdiorites
Zr	144.4	0.02	90	153.6
Nb	10.5	0.25	/	8.4
Th	16.93	0.09	/	16
Ba	455.93	0.05	/	290.4
Sr	142.75	-0.29	640	190.1
Rb	189.35	0.29	170	136.3
W	482.8	0.49	164	229.6
Pb	35.73	0	/	8.9

Le zircon contenu dans les granitoïdes présente une corrélation presque nulle (Fig. 62) sa teneur moyenne est de 144,4(ppm) l'enclave contenue au sein de ces roches atteint les 90 (ppm), (Tableau, 10) l'enclave au sein des microdiorites par contre est relativement riche en cet élément (153,3 ppm).

Le niobium suit la même tendance que le zircon sa teneur moyenne dans les granitoïdes atteint 10,5 (ppm). La teneur de l'enclave incluse dans les microdiorites atteint les 8,5 (ppm).

Les teneurs thorium sont faibles et très voisines dans tous les types de roches, elles sont de l'ordre de 16 (ppm) (Fig. 62).

Les teneurs en rubidium sont relativement élevés. La moyenne des teneurs est de 189,35 (ppm) dans les granitoïdes, 170(ppm) dans l'enclave incluse dans les microdiorites et 136,3 (ppm) dans celle incluse dans les microdiorites. Le comportement des teneurs en métaux de transition (Ex : wolfram et plomb) est identique dans ces roches (corrélation positive). Les teneurs en ces deux éléments dans l'enclave incluse au sein des microdiorites sont respectivement [W =229,6(ppm) et Pb= 8,9 (ppm)]. Ces teneurs vont augmenter dans des microgranites ($W_{\text{moyenne}} = 482,8$ (ppm) et $Pb_{\text{Moyenne}} = 35,71$ (ppm)). La teneur en wolfram dans l'enclave incluse dans les microgranites est relativement faible [164(ppm)].

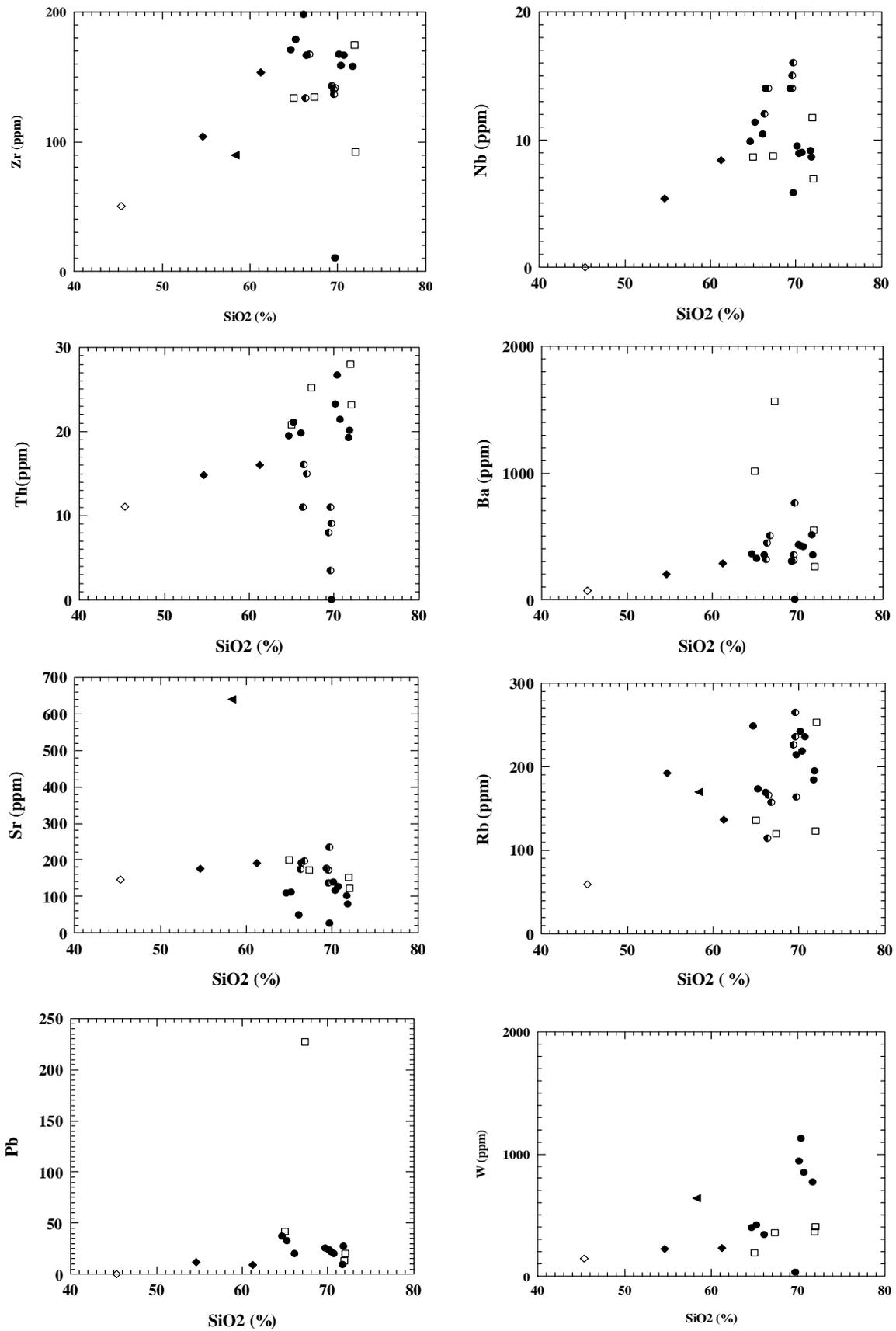


Fig. 62 : Les variations de Quelques éléments en traces (incompatibles) en fonction des teneurs en SiO₂. (Symboles voir fig. 58).

- Les terres rares

Les teneurs de quelques éléments de terres rares dans la chondrite sont reportées dans le tableau (10).

Tableau. 10 : Concentration terres rares dans la chondrite.

Eléments	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb
Teneurs dans la chondrite	0.367	0.957	0.711	0.231	0.087	0.306	0.058	0.381	0.249	0.0356	0.248
	□	□	□							□	

Le spectre des terres rares des monzogranites et les roches volcaniques de Collo normalisé à la chondrite (Fig. 63), montre une anomalie négative en europium qui souligne le rôle joué par les feldspaths surtout plagioclases. Les plagioclases sont les plus dominants et l'orthose représente des quantités relativement faibles (voir chapitre pétrographie). Les LREE montrent un enrichissement par rapport à la chondrite de l'ordre de 50 à 150 fois pour lanthane, 40 à 100 fois pour le cérium et 20 à 70 fois pour le néodyme. Les teneurs des HREE (Er Tm Yb) sont très regroupées et ne dépassent pas 10 fois les teneurs dans la chondrite, le spectre est presque plat. L'enclave des microdiorites montre un appauvrissement relativement faible en LREE et des teneurs en HREE qui ne dépassent pas 5 fois les teneurs de ces mêmes éléments dans la chondrite. L'anomalie négative en Eu demeure observable sur le spectre représentant cette dernière. Le rapport Eu/Sm est égale à 0,157 et \sum REE moyenne = 147.97 ppm.

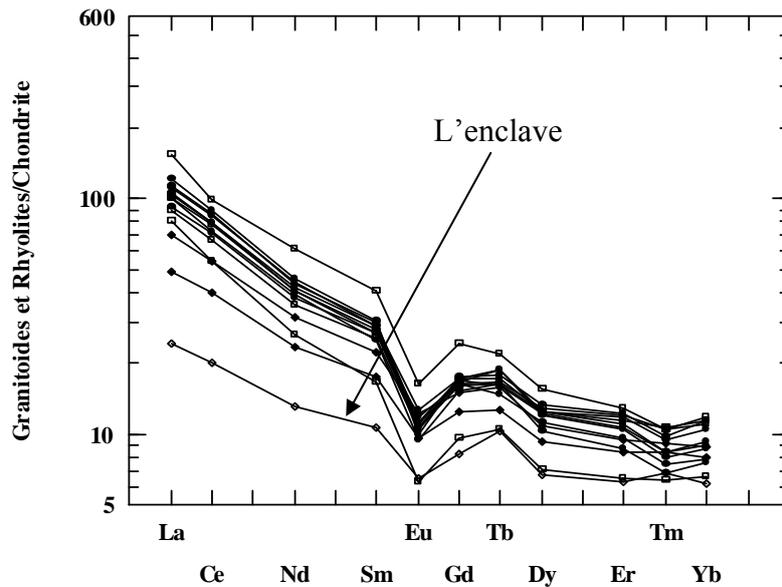


Fig. 63 : Spectre des terres rares normalisé aux chondrites des granitoïdes et des rhyolites de Collo. (Symboles, voir fig. 58).

Les modèles et les concepts expliquant les variations durant la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle des tonalites ont été abordés par McCarthy et Hasty (1976) ; Arth (1979) et Tarney *et al.* (1979). L'application des terres rares dans la pétrogenèse des granites a été discutée avec plus de détail par Hanson (1978). Henderson (1984) divise les granitoïdes en deux groupes. **Le premier groupe** est celui des diorites quartziques, des tonalites, des granodiorites et des trondhjemites relativement riches en plagioclases. Les REE contenus dans ces roches ont un grand intervalle de variation, \sum REE moyenne = [10.5 – 499 ppm] ; (La/Lu) = [0.34 - 413] et (Eu/Sm) = [0.041- 1.76]. **Le deuxième groupe** qui est le plus intéressant dans notre étude est celui des monzogranites (adamellites) et les syenogranites relativement riches en feldspaths alcalins par rapport au granitoïdes du premier groupe. L'intervalle de variation des ses éléments de terres rares sont : \sum REE = [8 – 1977 ppm] ; (La/Lu) = [0,54 - 137] et (Eu/Sm) = [0.0009 - 1.07]. Ces roches sont regroupés selon leur anomalie en Eu dans les granitoïdes : une anomalie négative modérée [\sum REE = [106 – 877 ppm), (Eu/Sm) = (0,09 - 0,23)], une grande anomalie négative [\sum REE = (40 – 1977 ppm), (Eu/Sm) = (0,0009 - 0,074)], une anomalie positive [\sum REE = (40 – 210 ppm), (Eu/Sm) = (0,41- 0,23)] et une petite anomalie positive à nulle [\sum REE = (108 – 1426 ppm), (Eu/Sm) = (0,20 – 0,36)]. Pendant la fusion partielle, ces granitoïdes riches en feldspaths alcalins (monzogranites) et les roches volcaniques de composition similaire présentent une anomalie négative modéré en Eu (Fig. 63) résultants d'une d'une fusion des plagioclases.

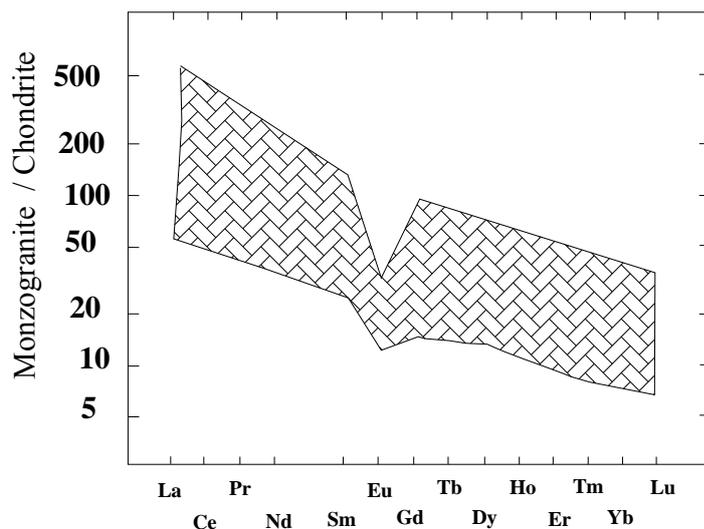


Fig. 64 : L'intervalle de variations des REE contenus dans le monzogranites (adamelites) et les syenogranites et qui présentent une modeste anomalie négative en Europium. (Henderson, 1984).

Les fortes anomalies négatives en Eu des roches de même type sont attribuées à un modèle comportant deux étapes de fusion partielle et qui explique la contribution d'une quantité importante de feldspaths potassique. La première négative produite originellement par les processus magmatiques (fusion partielle) et une deuxième qui est la conséquence d'une refusions et qui cause ces larges anomalies négatives.

Tout les modèles proposés pour expliquer la formation des granitoïdes par le processus de cristallisation fractionnée des feldspaths élimine tout anomalie négative de Eu durant la différenciation magmatique (Taylor *et al.*, 1968 ; Bowden et Whitley, 1974 ; Emerman *et al.*, 1975 ; Anderson *et al.*, 1980 ; Cullers *et al.*, 1981).

L'ensemble des granitoïdes de Collo s'intègre dans le modèle des (monzogranites) et syenogranites riches en feldspaths alcalins et qui montre une anomalie négative modérée en Eu issu de la fusion partielle et de ce fait la contribution de la croûte continentale à la mise en place de ces roches.

IV. 3. MODELE PETROGENETIQUE

La plus part des granitoïdes peuvent être divisés en deux grands groupes : type "I" et type "S" (Chappell et White, 1974). Cette discrimination est basée sur les propriétés pétrographiques, minéralogiques, chimiques et isotopiques des roches. Ces deux groupes proviennent de différentes sources et de ce fait, les roches riches en muscovite, fortement péralumineux avec la cordiérite normative caractérisent un granite felsique de type S. Les granites qui contiennent de l'hornblende sont concédés qu'ils dérivent par différenciation magmatique d'une source ignée : soit des roches magmatiques basiques préexistantes soit de manteau supérieur. Ces granitoïdes sont donc à caractère métalumineux.

Un sommaire qui résume les différents caractères pétrologiques et chimiques des granitoïdes de type S et I, selon Chappell et White (1974) est présenté sur le Tableau (11).

Le terme type "M" a été introduit pour définir une pseudo série de granite de type I (ex : les tonalites). Cette série qui peut être d'une dérivation mantellique ou un mélange de magmas mantellique et crustal.

Le troisième type, le type "A", est formé de granites anorogéniques, parfois alcalins, et d'une appartenance anhydre qui laisse pensé qu'ils sont le résultat d'une refusion de la croûte et des granites primaires qui ont été extradés. Ce type « A » est généralement siliceux réduit, riche en fer et en fluor et parfois riche en Nb et qui a de fortes concentrations de terre rare. Il apparaît à la fin du cycle magmatique. Récemment, Eby (1990) a proposé que le type « A » doit être divisé en deux sous-types : le premier d'une dérivation mantellique et l'autre est produit de la fusion ou la refusion de la croûte inférieur des granites de type I.

Comme ils naissent à des différents niveaux de la croûte, la classification alphabétique du matériel initial des granites peut être divisée en quatre grands types de source (Pitcher, 1983) (Tableau. 12).

Tableau. 11 : Quelques caractéristiques géochimiques des granitoïdes de type « I » et de type « S » selon la définition de Chapell et White (1974).

Paramètre géochimique/Type	Type »S «	Type « I »
SiO ₂	Compris entre 66 et 75%	Grand intervalle 56 et 75%
K ₂ O/Na ₂ O	élevé	faible.
K ₂ O/SiO ₂	élevé	modeste.
CaO	faible	élevé.
mol.Al ₂ O ₃ / (K ₂ O+Na ₂ O+CaO)	>1.1	<1.1
Composition normative C.I.P.W.	>1% corindon normatif.	diopside Normatif or corundum normatif <1%.
Saturation en alumine	Presque tous sont péralumineux, quelques uns sont métalumineux.	La plupart sont métalumineux, quelques uns sont peralumineux.
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Toujours faible.	Toujours fort.
Elements en trace	Des teneurs réduites en Ti, Sr, Ba et riches en Rb, Th, U et K	Ta, Nb, Ti, Hf sont faibles. Quelque fois Th, U sont faibles dans les jeunes arcs.
Minéralogie des minéraux ferromagnésiens.	Hornblende absente, la biotite brune et fréquente.	Hornblende et biotite fréquentes
Muscovite and feldspar	Muscovite fréquente et les feldspaths-K sous forme de mégacristaux.	Muscovite rare et feldspaths potassiques interstitiels.
Accessoires	Ilmenite, monazite, grenat et cordierite	Magnetite, sphène
Xenolites	Dominance des xenolites métasédimentaires	Diorite metasedimentaires.
Formes des intrusions et fracturation	Multiplés batholites d'une forme diapirique et une faible schistosité.	Grandes et multiples batholites linéaires, avec à la base une sorte de chaudière
Durée du plutonisme	Le plutonisme à une durée constante et modéré (syn- et post-orogénique).	Très grande durée (plutonisme épisodique).
minéralisations associées	Sn et W sous forme de veines dans les greisen.	Minéralisation porphyrique de Cu et Au

Tableau. 13 : Grands lignées granitiques et métaux associés (inspiré de Pitcher, 1983)

source matériel	Type « S »	Type « I »	Type « M »	Type « A »
	Sédimentaire	Ignée	Mantellique	Alcalin
contexte	chaîne de collision	cordillère (zones de subduction)	rift océanique	Rift continental
Nature	Leuco-monzogranites	tonalite, diorite à monzonite porphyrique	Plagiogranite, gabbro	Granite Rapakiwi, syénite, anorthosite
Volcanisme associé	Rhyolite	andésite et dacite	Basaltes et andésites	Volcanisme bimodal à dominante felsique
Contexte	Réducteur	Oxydant		Oxydant
Métaux associés	Sn, W, Mo, F, U (granophile)	Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo,	Au, Cu	Fe, Cu, REE, Au, Nb, Sn, Ta, F
Profondeur	5-12 km	3-9 km	5 km	

On se basant sur la définition de Chappell et White (1974), Pitcher (1983) et les différents diagrammes de typologie magmatique (Fig. IV. 56. 57. 58. 59 et 60), l'étude des granitoïdes de Cap Bougaroun et de la ville de Collo nous conduit aux caractéristiques géochimiques suivantes :

Les teneurs en SiO_2 qui sont généralement comprises entre 64,65 et 72,09. Le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est élevé et égale à 1,16. Le rapport des Al_2O_3 / la somme des alcalins est supérieur à 1,1, Ils sont péralumineux, le calcul de la composition normative (CIPW) et la composition modal révèle la présence du corindon, (Tableau .6 et 7). Les roches montrent des anomalies en Th et en K.

Sur le plan minéralogique et pétrographique, il s'agit de leuco-monzogranites associés a un volcanisme a dominance rhyolitique, ont remarque la présence de l'ilménite, la cordiérite et la biotite brune. Les intrusions granitiques sont réparties sous formes de multiples batholites d'une forme diapirique. Les xénolites ne sont présent que sous forme d'empreintes, résultat de l'intensité des phénomènes d'altérations touchants les parois des intrusions.

On conclusion ont peut dire que ces granitoïdes ont presque toutes les caractéristiques des granitoïdes de type « S » caractérisants les chaînes de collision.

-Diagrammes de discrimination géotectoniques

La projection des points représentatifs des roches magmatiques sur les différents diagrammes de discrimination géotectonique des granitoïdes de Maniar et Piccoli (1989) montrent dans le diagramme $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ en fonction SiO_2 la majorité des granitoïdes de Collo tombent dans le domaine des granitoïdes syncollisionales. Les diagrammes FeOt en fonction MgO , K_2O en fonction SiO_2 et FeOt en fonction de CaO montrent que la totalité des granitoïdes analyses prennent naissances dans une croûte continentale pendant le stade de collision.

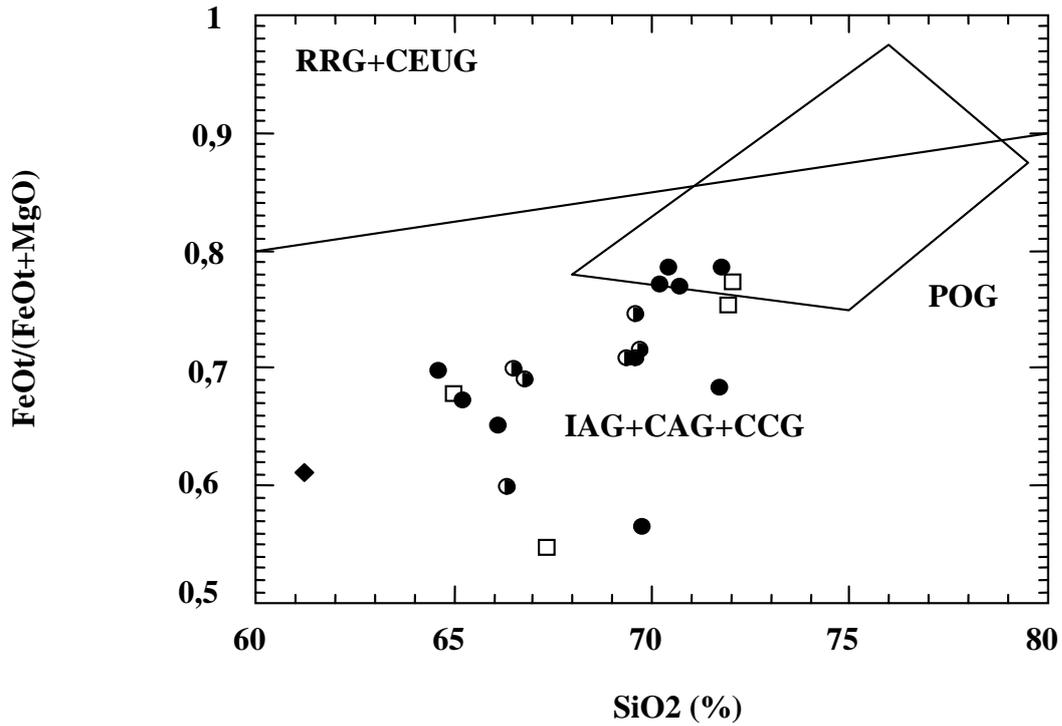


Fig. 65 : Diagramme de discrimination des granitoïdes ($\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ en fonction SiO_2) de Maniar et Piccoli (1989). (Symboles, voir fig. 58).

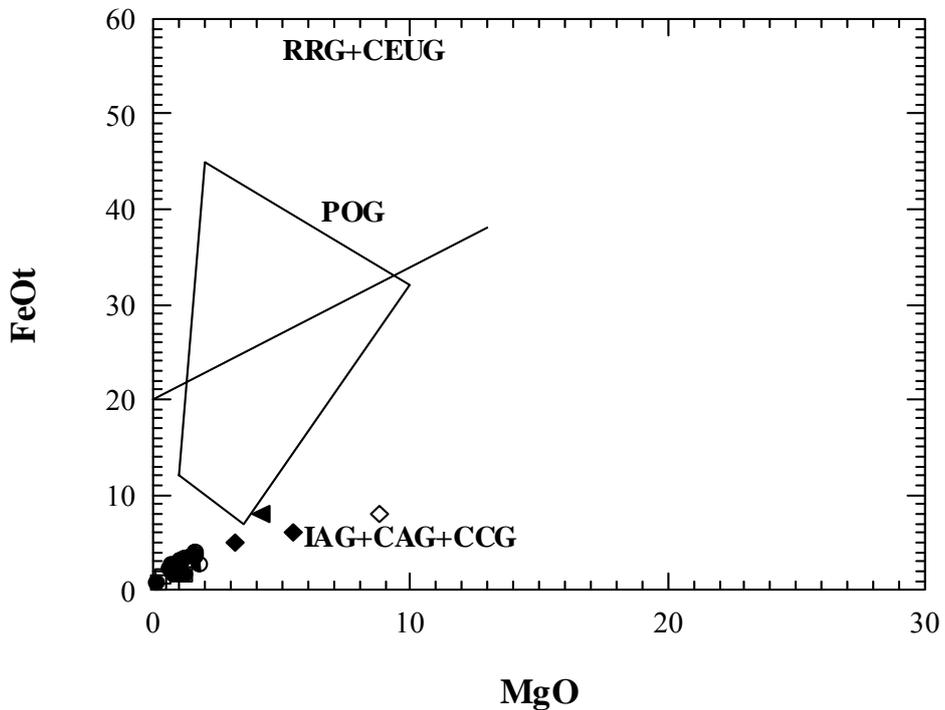


Fig. 66 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (FeOt en fonction MgO) de Maniar et Piccoli (1989). (Symboles, fig. 58). (IAG : Island arc granitoïde. CAG : continental arc granitoïde. CCG continental collision granitoïde).

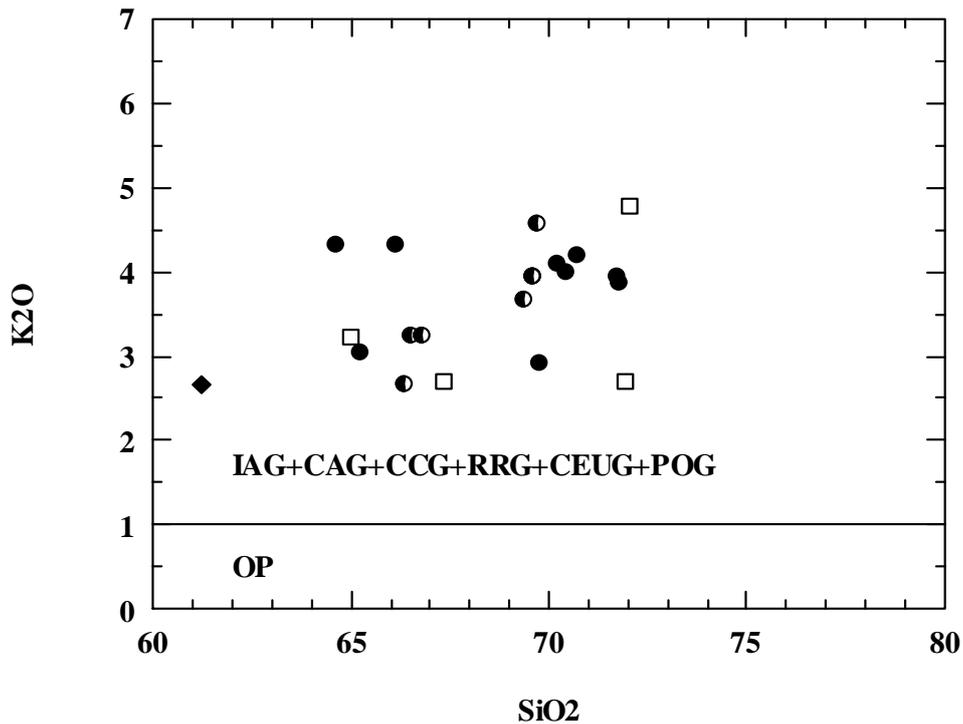


Fig. 67 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (K₂O en fonction SiO₂) de Maniar et Piccoli (1989). (Symboles, voir Fig. 58). (IAG : Island arc granitoïde. CAG : continental arc granitoïde. CCG continental collision granitoïde. RRG : Rift related granitoïde. CEUG : continental epirogenique uplift granitoïde. POG : post orogénique granitoïde).

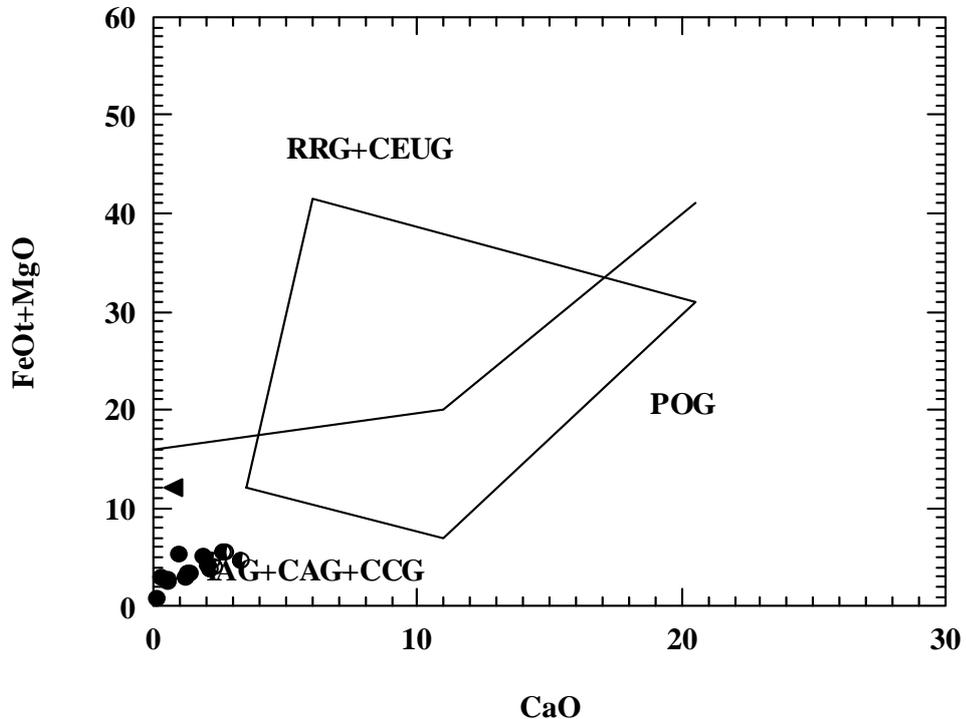


Fig. 68 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (FeOt + MgO en fonction CaO) de Maniar et Piccoli (1989). (Symboles, Fig. 58). (IAG : Island arc granitoïde. CAG : continental arc granitoïde. CCG continental collision granitoïde. RRG : Rift related granitoïde. CEUG : continental epirogenique uplift granitoïde. POG : post orogénique granitoïde).

La projection des points représentatifs d'analyses des granitoïdes sur d'autres diagrammes de discrimination géotectonique, exemple : Log Rb en fonction du Log Y+Nb et Log Nb en fonction du Log Y de Pearce (1984) sont basés sur la représentation des éléments connus peu mobiles pendant les processus magmatiques. Ces granitoïdes montrent une nature syncollisionnelle sur ces diagrammes (Fig. 71 et Fig. 72).

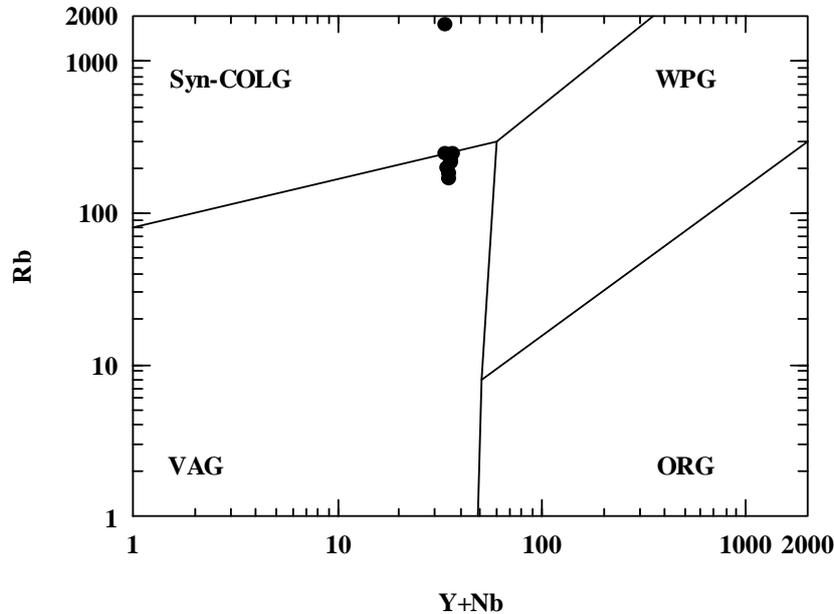


Fig. 69 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (Log Rb en fonction du Log Y+Nb) D'après (Pearce, 1984). (Symboles, Fig. 58) (Syn-COLG : Syncollision granite. VAG : volcanic arc granite. WPG : within plate granite. ORG : océan ridge granite).

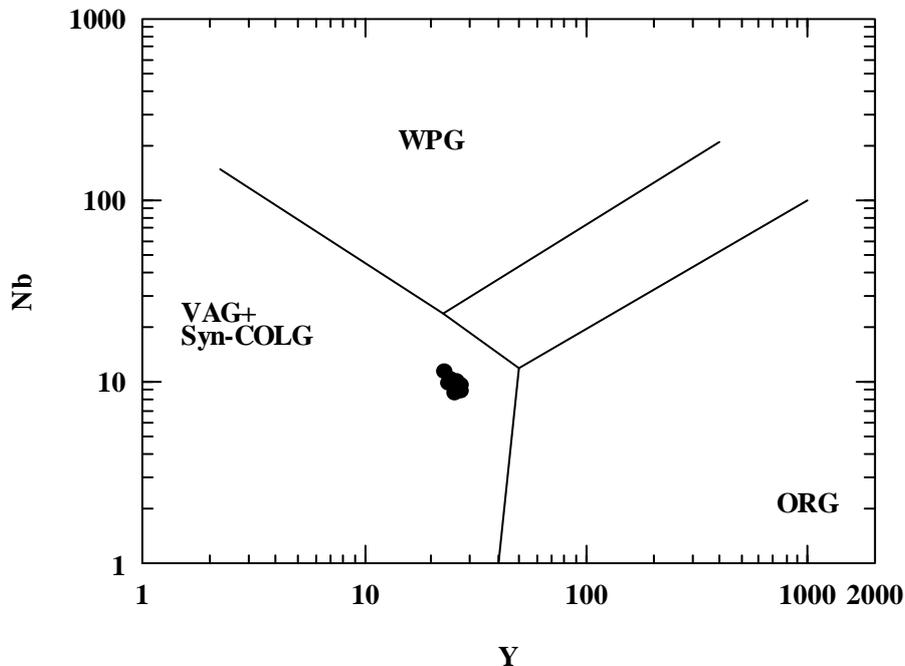


Fig. 70 : Diagramme de discrimination des granitoïdes (Log Nb en fonction du Log Y) d'après Pearce (1984). (Symboles, Fig. 58). (Syn-COLG : Syncollision granite. VAG : volcanic arc granite. WPG : within plate granite. O(monzogranites) RG : océan ridge granite).

CHAPITRE V
LES ROCHES ULTRABASIQUES

V. 1. PETROLOGIE

V. 1. 1. Localisation des ensembles lithologiques de l'association ophiolitique d'âge alpin précoce de la petite Kabylie

Bien que l'ensemble des roches ultrabasiques ait une extension limitée dans la région de Collo, leur signification pour la compréhension de l'histoire géologique et métallogénique est considérable. Tous les termes composants cet ensemble sont concentrés autour du bloc de Cap Bougaroun (Fig. 71) et sont intimement liées aux proéminences espacées du socle de gneiss et des schistes cristallins. Cet ensemble comporte les complexes suivants (Fig. 72) :

- les ultrabasites type alpin de Tamanart.
- les plagiogranites (monzogranites), diorite et gabbros (unité boninitique) du Cap Bougaroun.
- les gabbros et péridotites de Yeddene.
- les metabasites et méta-ultrabasites de d'El Melab.
- les metabasites et méta-ultrabasites de Rékkada Métletine.

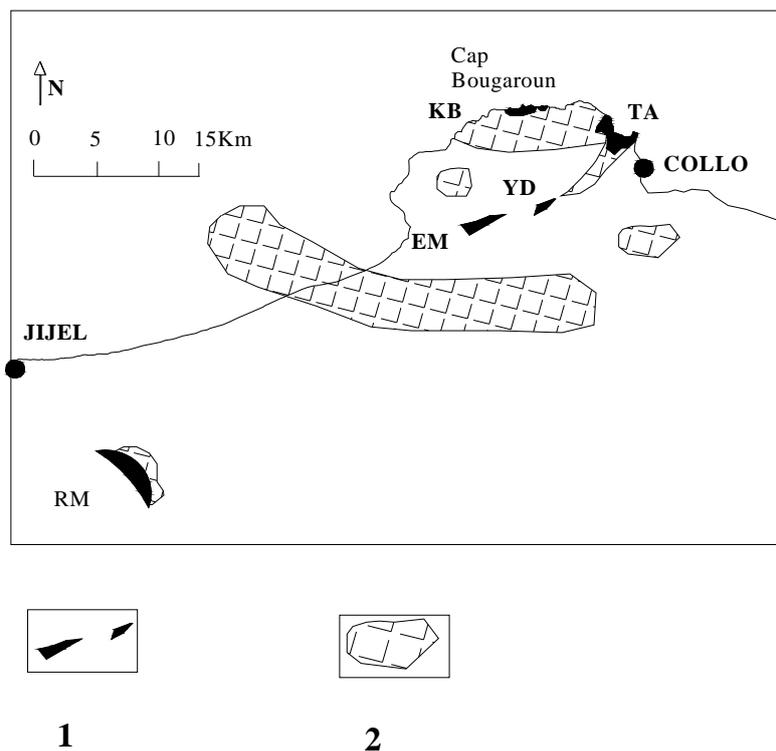


Fig. 71 : Schéma de localisation des ensembles lithologiques de l'association ophiolitique d'âge alpin précoce dans la Petite Kabylie (d'après Romanko, 1991).

1 : affleurement. 2 : masses Basiques et ultrabasiques gisants, d'après les données géophysiques près de la surface.

TA: Tamanart; **YD:** Yadden; **KB:** Cap Bougaroun; **Em:** El Melab; **RM:** Rekkada-Metletine.

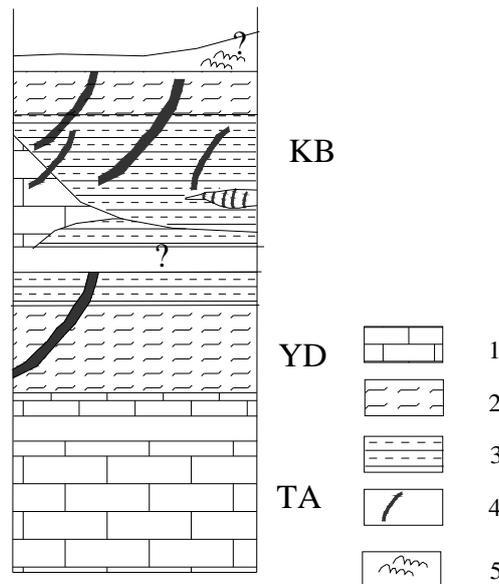


Fig. 72 : Reconstitution de la succession stratigraphique de l'association ophiolitique d'âge alpin précoce de la Petite Kabylie (d'après Romanko, 1991).

1 : ultra-basites (essentiellement des serpentinites alpo-lherzolitique) ; **2 :** gabbroïdes ; **3 :** diorites, diorites quartzifères et monzogranites ; **4 :** basaltes d'épanchement (relations géologiques et âge incertains, probablement miocènes).

- Le complexe ultrabasique du massif de Tamanart

Il présente tous les caractères d'affinité avec les massifs dits « orogéniques lherzolitiques » qui sont en fait des diapirs de matériel mantellique mis en place dans la croûte continentale (Romanko, 1991). D'après les travaux de Romanko (1991), les zones de contact entre les roches de ce complexe et les roches métamorphiques et marqués par la présence des blastholites, y compris les blastomylonites, qui sont affectés d'une transformation métasomatique. Au microscope, ces roches ont la composition minéralogique, les textures et les structures propres au serpentinites alpopéridotitiques caractérisés par des textures secondaires tachetées ou rubanées avec des structures maillées, fibroradiées ou veinées. Les roches sont constituées de diverses compositions de la serpentine (chysotiles, antigorites, lizardites...) associées à d'autres minéraux tardifs tel que le talc, la chlorite et l'hydrogoethite. Elles renferment jusqu'à 10 % de magnétite mais ces teneurs peuvent atteindre 18%. Le chromospinelle se présente en petites quantités. Bouillin et Kornprobst (1974) indiquent que ces roches qui montrent parfois une texture litée sont considérées comme le vestige d'un litage cumulatif d'origine primaire. A différents degrés d'altération l'olivine (Fo 89%) est présente sous forme de petites reliques noyées dans des veinules de serpentine et des veinules et agrégats d'hématite néoformée. Les clinopyroxènes et les orthopyroxènes (variété magnésienne : En 91 %) sont également présents.

A) Aspect macroscopique

Les observations de terrain durant cette étude montrent que les roches ultrabasiques de la région de Collo ont un aspect verdâtre (Fig. 73). Ils affleurent sous forme de dykes ou filons qui recoupent les terrains du socle et les dépôts sédimentaires et montrent une sorte de litage.



Fig. 73 : Aspect des roches ultrabasiques.

B) Etude microscopique

Deux types de roches peuvent être distingués : le premier est représenté par des roches ultrabasiques faiblement altérées et le deuxième forme les roches totalement altérées, transformées en serpentinites. Les minéraux essentiels qui constituent le premier type de roches sont l'olivine, la serpentine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le grenat ; les minéraux accessoires sont représentés par les opaques. L'altération de ces roches montre en lames minces souvent une structure maillée. Le deuxième type est composé essentiellement par de la serpentine.

Les minéraux essentiels

- L'olivine

Les cristaux d'olivine sont sous forme de reliques qui occupent le centre des mailles formées par la serpentine (Fig. 74), ils représentent environ 6 à 8 % du volume total de la roche. Les veines de serpentine se développent au niveau des cassures, avec en général cristallisation concomitante d'opaques (magnétite ?).

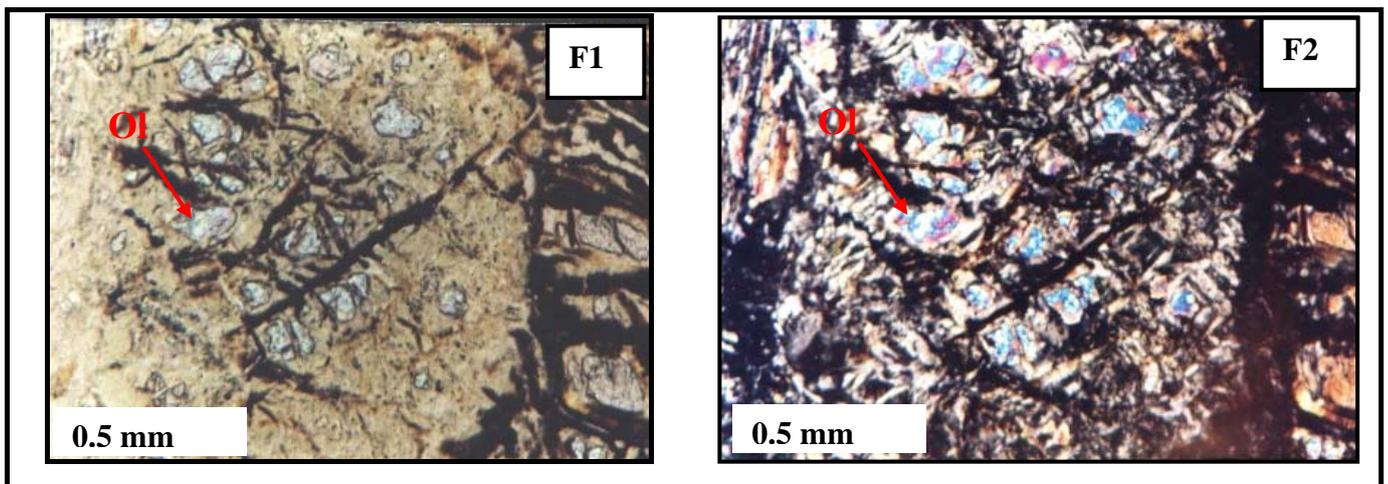


Fig. 74 : F1 : Reliques d'olivine serpentinisée avec des craquelures remplies d'oxydes de fer (en lumière naturelle). F2 : même section en lumière polarisée.

- Le pyroxène :

Les pyroxènes sont des deux types : orthopyroxènes et clinopyroxènes (Fig. 75 et 76). Les orthopyroxènes sont présentés par de gros cristaux souvent altérés en serpentines. Les clinopyroxènes sont de tailles moins grossières et ils s'altèrent fréquemment en serpentine et chlorite.

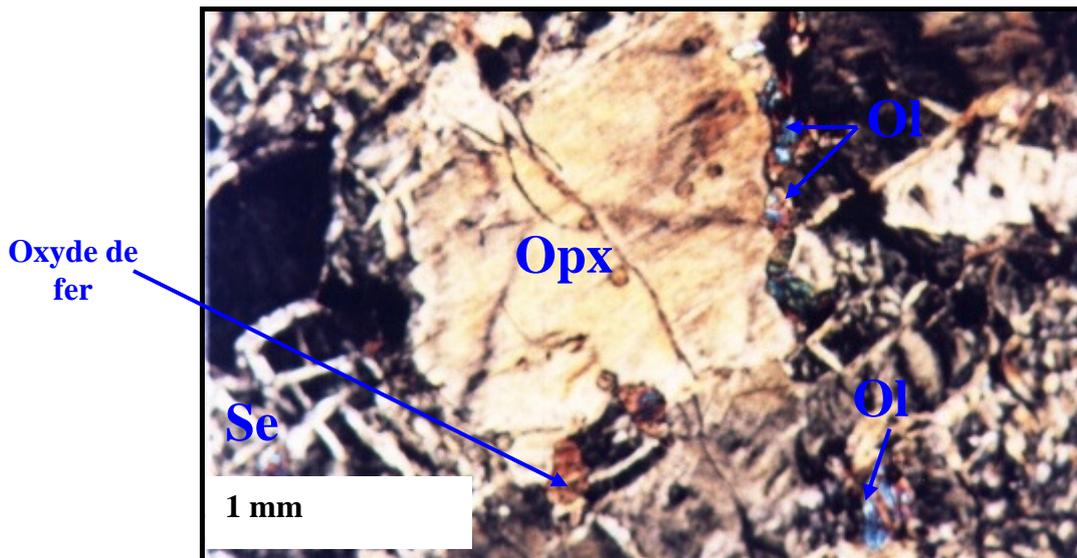


Fig. 75 : Cristal d'orthopyroxène altéré en serpentine et des reliques d'olivines entourées de serpentine (L.P.).

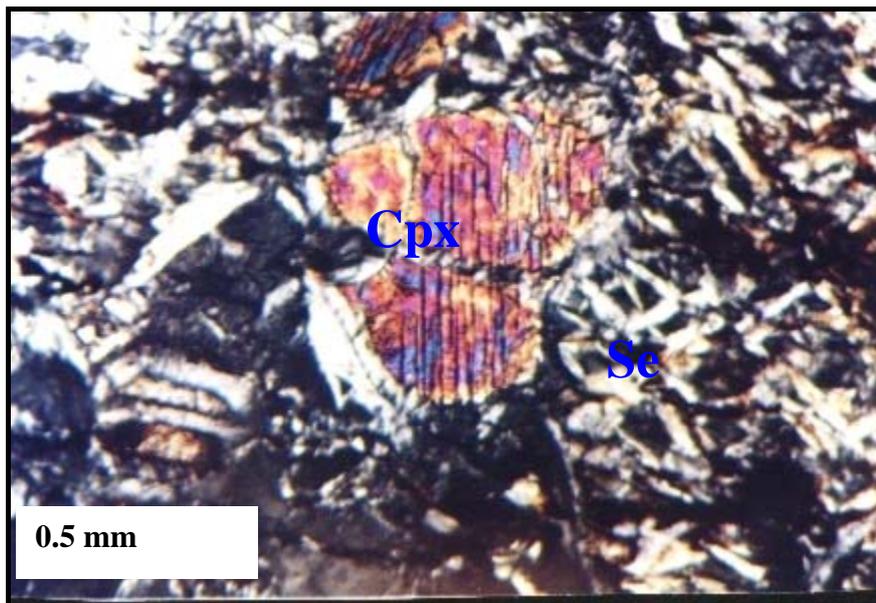


Fig. 76 : Cristal de clinopyroxène altéré en serpentine. (L.P.).

- Le grenat

Le grenat se présente en cristaux sub-arrondis, souvent xénomorphes, d'une taille qui peut atteindre 2 mm (Fig. 77). En lumière polarisée les grenats montrent une très légère biréfringence par rapport au autres types de grenats qui sont isotrope se qui laisse pensé à un grenat calcique.



Fig. 77 : Forme xénomorphe d'un cristal de grenat avec des inclusions de clinopyroxène et de serpentine. (L. P.).

Les minéraux accessoires

- La chromite et oxydes de fer

La chromite est opaque montrant des grains automorphes à subautomorphes de petite taille (Fig. 78 et 79).

Les oxydes de fer se développent au niveau des plans de clivage des orthopyroxènes en association avec la serpentine ainsi qu'au niveau des mailles de serpentine en association avec les olivines. Ce développement est accompagné par la formation de chlorite, produit d'altération des pyroxènes.

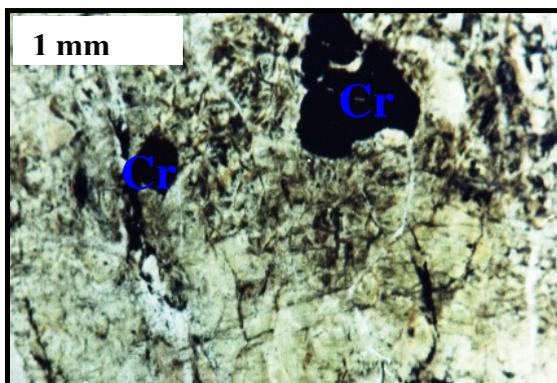


Fig. 78 : Grains opaques de chromite (Cr) dans une serpentinite (L. N.).

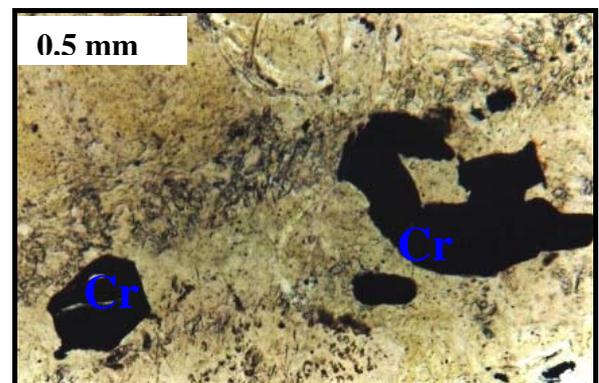


Fig. 79 : Chromite (Cr) automorphe à subautomorphe dans la serpentinite. (L. N.).

V. 1. 2. Les serpentinites

Les serpentinites sont constituées essentiellement de serpentine. La serpentine se présente en agrégats, à texture maillée, d'une réfringence faible, croissante avec l'augmentation de la teneur en fer. Il s'agit probablement de l'antigorite (Fig. 80). Les vides et les plans des cassures de la roche sont souvent remplis de serpentine, d'oxydes de fer et d'opaques (Fig. 78 et 79).

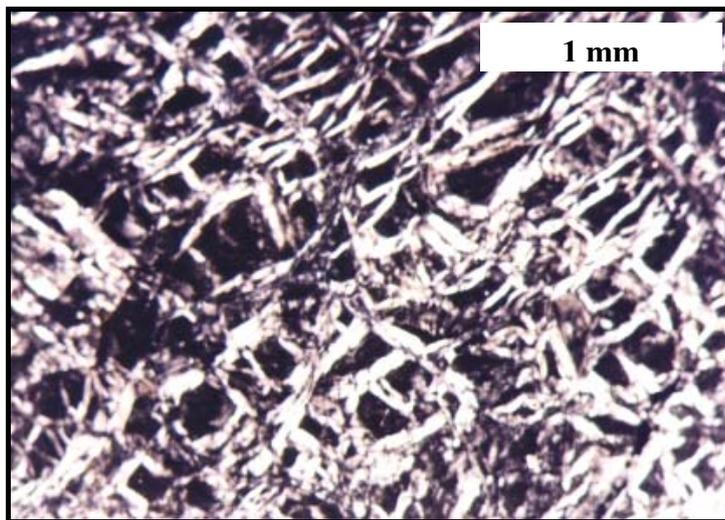


Fig. 80 : Aspect générale d'une serpentinite à texture maillée. (L. P.).

Le tableau 13 résume les caractéristiques pétrographiques des péridotites de la région de Collo.

Tableau.13 : Tableau des caractéristiques microscopiques des roches ultrabasiques Cap Bougaroun et les environs de Collo.

N° d'échantillon	Type de roche et sa nomenclature	Composition minéralogique	Observations
05 CS 14	Serpentinite	Serpentine + oxyde de fer	altérée
05 CS 15	Serpentinite	Serpentine + oxyde de fer	altérée
05 CS 16	Roche ultrabasique relativement fraîche	Quelques reliques d'olivine + orthopyroxène et clinopyroxène Serpentinisée + oxyde de fer	+ des cristaux automorphes de chromites
05 CS 17+ 05 CS18	Roche ultrabasique envoie d'altération	(5 à 10%) d'olivine +Serpentine + oxyde de fer +quelques reliquats de pyroxène+ (5 à 10%) de grenat et de spinelles	Peu altérée
05cs 19 +05cs 21	Serpentinite (texture maillée)	Serpentine + oxyde de fer	altérée
05 CS 28	Roche ultrabasique envoie d'altération	Olivine + orthopyroxène et clinopyroxène sèrptinisée +Serpentine + oxyde de fer dans les interfaces des plans de maillages + reliquats de pyroxène.	Peu altérée.

V. 2. GEOCHIMIE

Les péridotites sont généralement et parfois complètement serpentinisées ce qui modifie leur composition chimique magmatique originale. C'est pour cette raison que les études géochimiques antérieures concédèrent que éléments majeurs de roche totale sont incapables de fournir des informations exactes qui aident à comprendre les processus qui sont déroulés avant la serpentinisation (pré-serpentinisation) (ex : Dick et Fisher, 1984; Dick *et al.*, 1984; Michael et Bonatti, 1985; Dick, 1989; Johnson *et al.*, 1990; Johnson et Dick, 1992; Niu et Hekinian, 1997). C'est pour cette raison que l'étude géochimique la plus correcte se fait sur minéraux (analyse à la microsonde). Malheureusement nous ne disposons pas de moyens matériels et financiers pour faire ce genre d'analyses et nous nous contentons par la présentation et l'étude géochimique sur roche totale.

L'étude géochimique des roches ultrabasiques de la région de Collo aura pour but de déterminer ces différentes caractéristiques géochimiques et d'avoir une idée sur l'influence de la serpentinisation sur la mobilisation des éléments majeurs et en traces. Cette étude est basée sur les données géochimiques en roche totale de 8 échantillons récoltés au niveau des affleurements du sud-est de Cap Bougaroun (cf. Fig.10).

V. 2. 1. Les altérations

C'est apparent que la perte au feu (L.O.I.), généralement élevée, montre que les péridotites ont subis de différents degrés de serpentinisation. Les teneurs en H₂O dans les analyses de la roche totale des échantillons varient entre 11,5 et 16,5 (%). La serpentinisation peut être due à un contact prolongé dans des conditions de faibles températures avec de l'eau océanique ou à un processus métamorphique au cours des évènements orogéniques.

Le volume requit ou perdu en MgO et SiO₂ par le processus de la serpentinisation est généralement constant, parce qu'il n'y a pas une évidence d'un métasomatisme du MgO ou de SiO₂ dans les roches formant la couverture immédiate adjacente à ces roches (Bolfa, 1948 et les constatations sur terrain). De ce fait, s'il y a eu une possibilité d'une perte en SiO₂ ou MgO, elle devrait se produire avant la mise en place de ces masses rocheuses dans leur position actuelle. Les figures 81 et 82 illustrent les variations de SiO₂ (%) en fonction du LOI (%) et MgO (%) en fonction du LOI(%). La corrélation est presque nulle dans les deux cas et cela prouve que la serpentinisation et l'altération n'a pas affectée le couple MgO et SiO₂. D'autant plus que les rapports MgO/SiO₂ sont très proches, que soit pour les roches

complètement serpentinisées ou les roches relativement fraîches ; ces rapports varient entre (0,87 et 0,97) (Fig. 83).

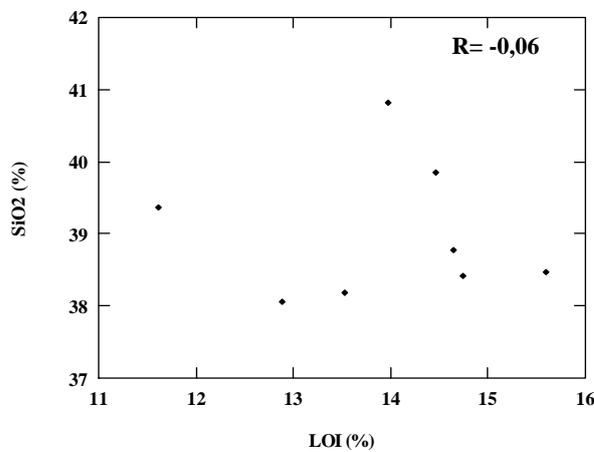


Fig. 81 : Diagramme SiO₂ (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.

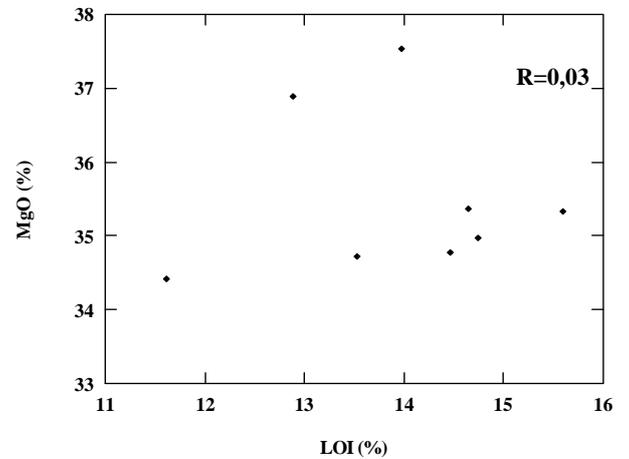


Fig. 82 : Diagramme MgO (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.

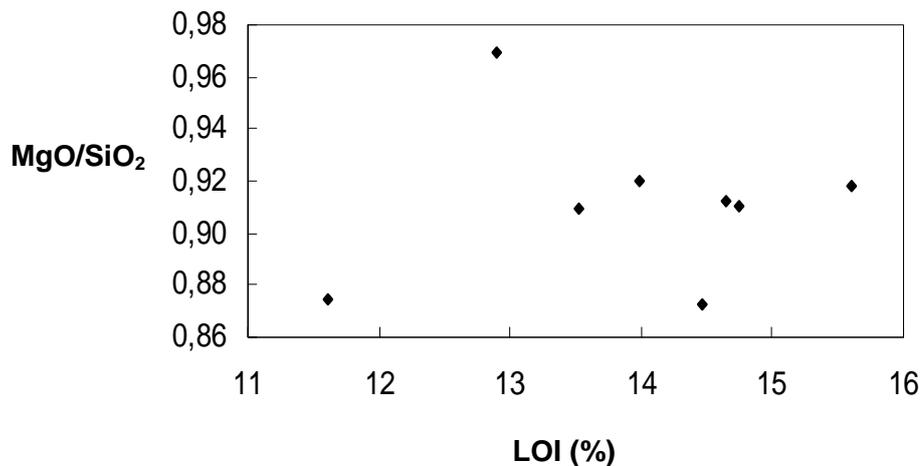


Fig. 83 : Diagramme MgO/SiO₂ en fonction du LOI (%).

Le diagramme CaO (%) en fonction de LOI (%) des échantillons serpentinisés (Fig. 84) montre une corrélation nulle à légèrement négative. Les fortes teneurs en CaO sont observées dans les échantillons relativement frais, se qui prouve la perte de CaO ainsi que les autres alcalins (K₂O, Na₂O) dans ces roches sous l'effet des processus d'altération ou les processus métasomatiques.

En théorie, l'enrichissement progressif en CaO reflète la composition minéralogique de ces roches ultrabasiques et traduit leur enrichissement en clinopyroxènes sous l'effet de la

fusion partielle. Le diagramme Al_2O_3 (%) contre CaO (%) traduit cette tendance évolutive mais les plus part des échantillons analysés montrent un appauvrissement en CaO car la serpentinisation provoque son départ (Fig. 84, 85).

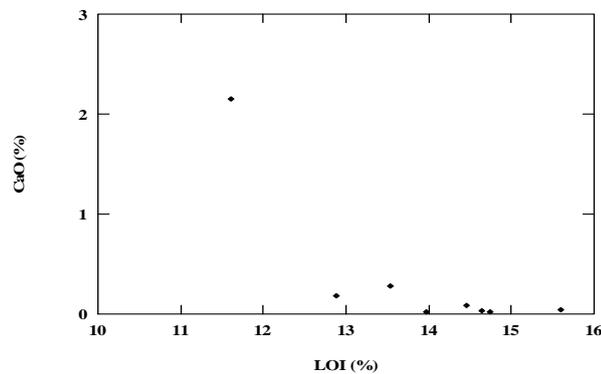


Fig. 84 : Diagramme CaO (%) en fonction de LOI (%) des péridotites de Collo.

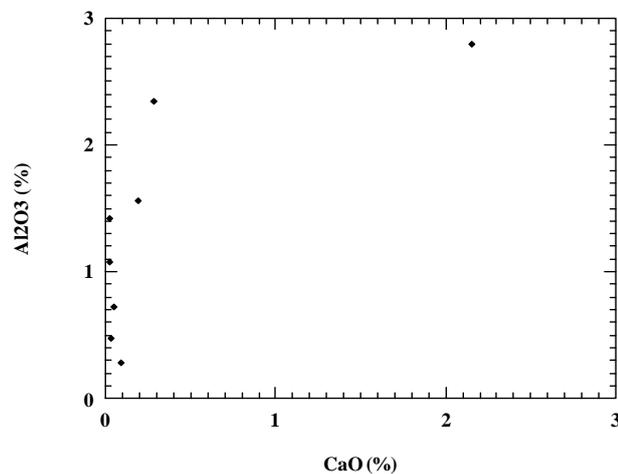


Fig. 85 : diagramme Al_2O_3 (%) en fonction de CaO (%) des roches ultrabasiques de Collo.

V.2. 2. Rôle de la serpentinisation et du métamorphisme

A) Relations inter-éléments et leurs implications

Al_2O et MgO sont les mieux appliqués comme un indicateur de la fusion partielle parce qu'ils ont une bonne corrélation avec le Ni et le Cr (Peltonen *et al.*, 1998) ; Al_2O_3 a le caractère d'être le moins remobilisé lors des processus métamorphiques et d'altération, et MgO est également conservé lors de ces processus (voir ci-dessus).

Les figures 86, 87 et 88 illustrent d'une manière générale l'espace de variation des éléments chimiques des roches ultrabasiques étudiées. Le diagramme MgO/SiO_2 - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ montre une faible tendance négative (fig. 86) qui suggère une conservation des signatures magmatiques de la phase pré-serpentinisation, sauf pour les échantillons complètement altérés qui ne montrent aucune corrélation significative. Le même cas est observable pour le

diagramme SiO_2 - MgO qui montre une corrélation négative (Fig. 8). Dans le diagramme MgO/SiO_2 en fonction de MgO (Fig. 88), l'espace de variations des données montre une corrélation positive entre ces deux paramètres. Ceci indique que les signatures magmatiques de ces péridotites serpentinisées restent préservées.

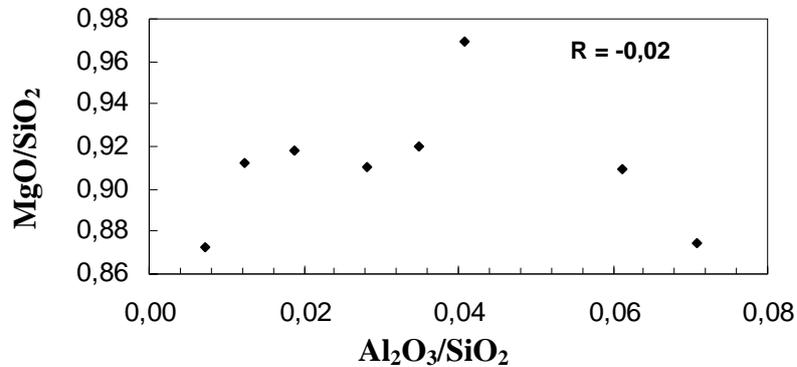


Fig. 86 : Diagramme MgO (%) / SiO_2 (%) en fonction de Al_2O_3 (%) / SiO_2 (%).

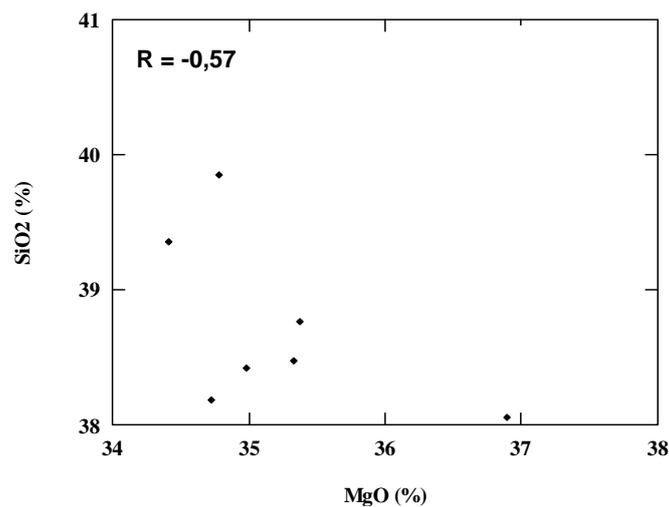


Fig. 87 : Diagramme SiO_2 (%) en fonction de MgO (%).

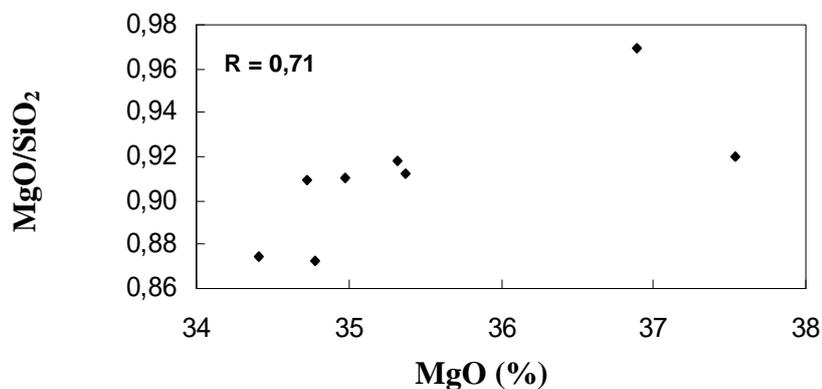


Fig. 88 : Diagramme MgO (%) / SiO_2 (%) en fonction de MgO (%).

Les diagrammes de corrélation inter-éléments SiO_2 , MgO , TiO_2 , Cr et Ni , montrent que la plupart de ces éléments sont corrélés avec Al_2O_3 , (Fig. 89). Les corrélations positives de Al_2O_3 avec SiO_2 et TiO_2 et négatives avec MgO , Cr et Ni suggèrent que ces roches représentent des résidus (restites) de la fusion partielle d'un magma mantéllique.

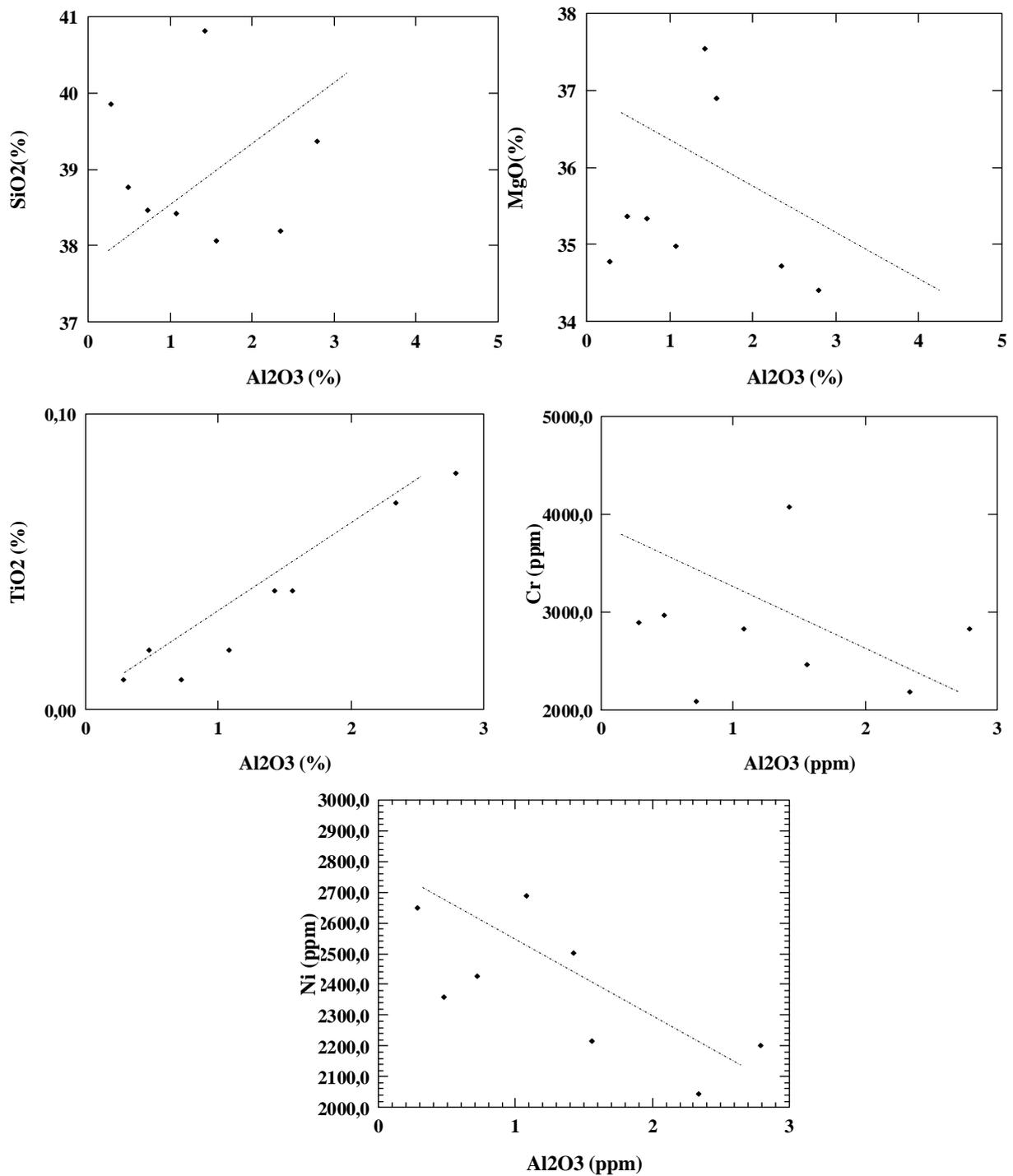


Fig. 89 : Diagrammes de quelques éléments de transition en fonction du MgO (%).

- Les éléments à grand rayon ionique (LILE) et les éléments (HFSE)

Sr, Rb et Ba connus sur le nom (LILE) ont été fortement mobilisés pendant la serpentinisation. Cela est traduit par les teneurs très faibles en certains de ces éléments. Les diagrammes Sr, Rb, et Ba (ppm) en fonction de Al_2O_3 (%) ne montrent aucune tendance, ce qui prouve que ces derniers ont été libérés des roches ultrabasiques dans les fluides hydratants, (Fig. 90).

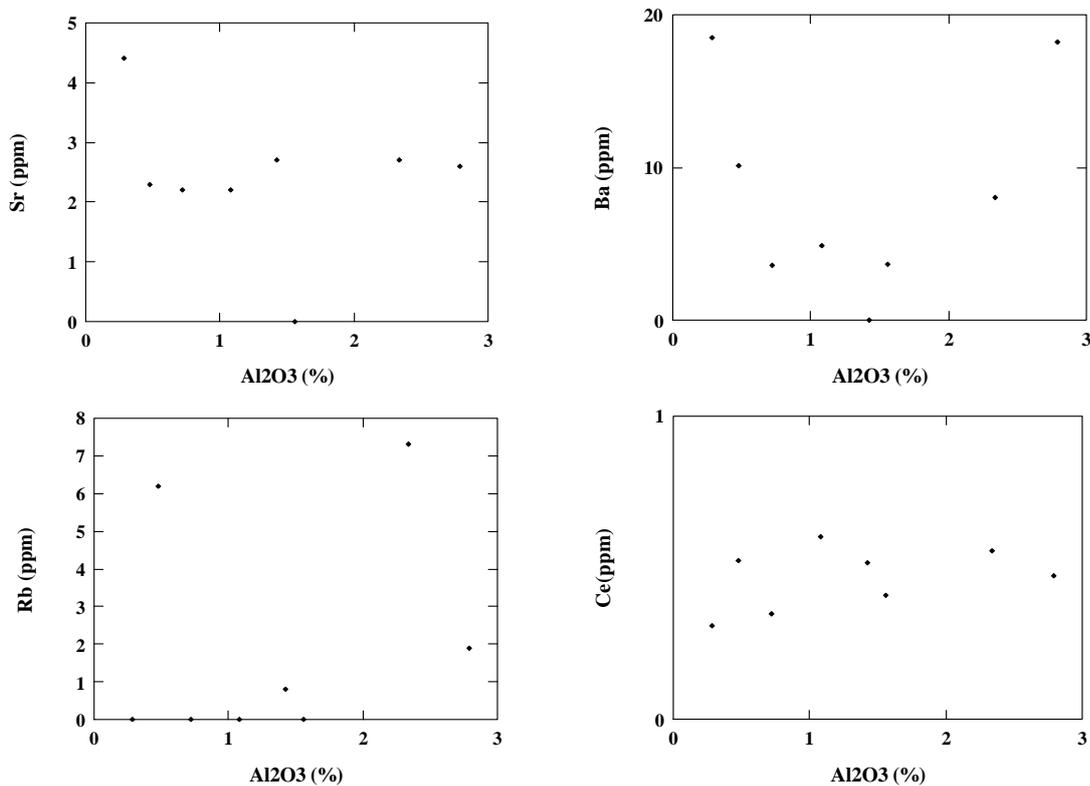


Fig. 90 : Diagrammes Sr, Rb, Ba, en fonction de Al_2O_3 .

B) Géochimie des terres rares

Les péridotites de type alpin sont généralement composées de lherzolites et d'harzburgites et, à un degré moindre, de dunites et de pyroxénites. Dans ces roches, la phase alumineuse est représentée par les spinelles. Les données en terres rares de plusieurs péridotites alpines (contenant des spinelles), exemple : Ronda, Beni Boussera, Lizart, Tinaquillo et Mont Albert, sont représentées dans la figure 91. Ces péridotites sont caractérisées par un appauvrissement en LREE (light rare earth elements) comparés à la chondrite ; leurs abondances varient entre 0.01 et 0.6 fois la chondrite. Les HREE (heavy rare earth elements) varient entre 1 et 2 fois la Chondrite. Le grand intervalle de variations des

LREE qui coïncide avec l'uniformité des HREE est attribué aux résidus formés par les variables degrés de fusion de ces péridotites.

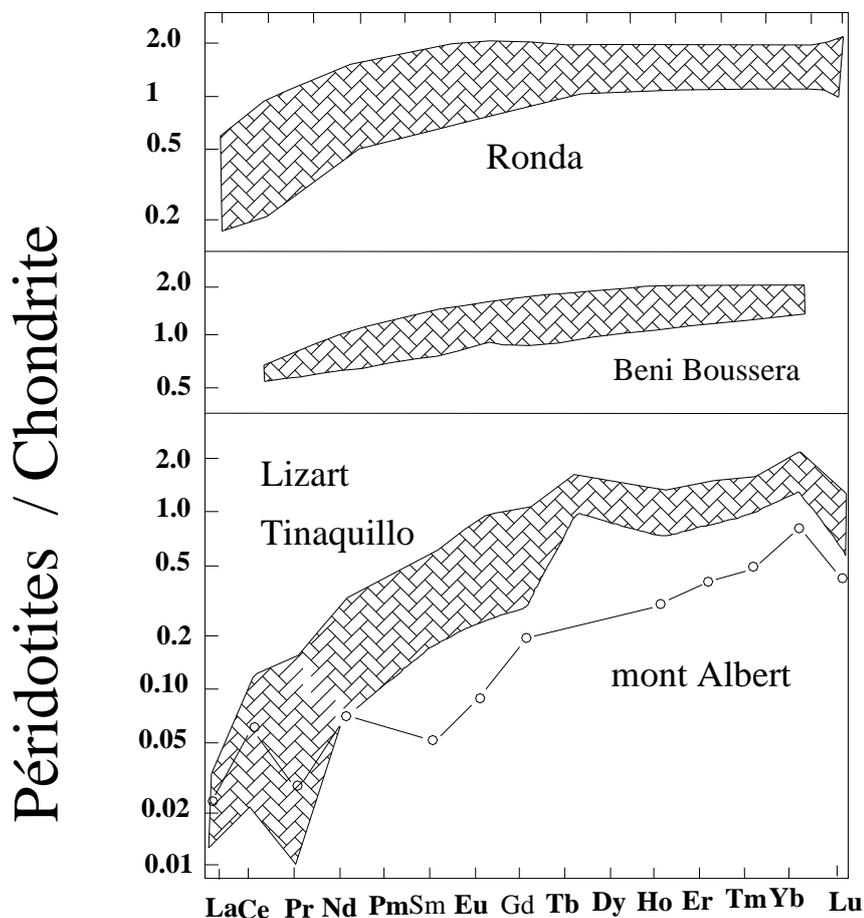


Fig. 91 : Spectre des terres rares de quelques péridotites alpines normalisé aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968). Lizart (Fery, 1969) - Tinaquillo et Mont Albert (Haskin *et al.*, 1966) – Beni Boussera, Maroc (Loubet *et al.*, 1975) – Ronda, Espagne (Dikey *et al.*, 1979).

Les teneurs de quelques éléments de terres rares dans la chondrite selon Haskin *et al.* (1968) sont reportées dans le Tableau 14.

Tableau. 14 : Concentration terres rares dans la chondrite selon Haskin *et al.* (1968).

Eléments	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb
Teneurs dans la chondrite	0.32	0.787	0.58	0.185	0.071	0.256	0.05	0.343	0.225	0.03	0.186

Le spectre des terres rares de 4 échantillons considérés représentatifs (les mois altérés) des péridotites de Collo normalisées à la chondrite (Haskin *et al.*, 1968) (Fig. 95) montrent un appauvrissement en LREE par rapport à la chondrite de l'ordre de 0.5 à 0.9 fois pour Lanthanium, 0.4 à 0.8 fois pour le Cérium et 0.3 à 0.6 fois pour le Néodyme. La fluctuation

des teneurs en HREE (Er Tm Yb) est étroite, elle est de l'ordre de 1 à 2 fois les teneurs dans la chondrite.

L'étude comparative des caractéristiques des terres rares des roches ultrabasiques de la région de Collo montre une grande similitude avec ceux des péridotidites type alpin, ces roches montrent des espaces de variation et comportement semblable à ceux des Beni Boussera au Maroc et ceux des Ronda en Espagne.

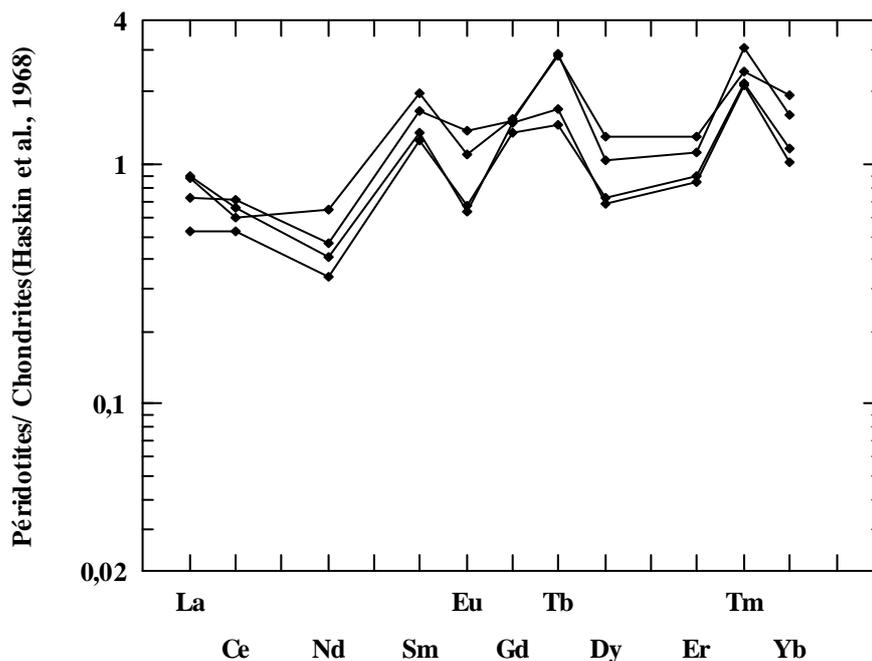


Fig. 92 : Spectre des terres rares des péridotites normalisé à la chondrite.

V.2. 3. Les mécanismes de mise en places des péridotites de Tamanart, de ronda et Beni boussera

La position de continental du massif lherzolitique de Tammanart similaire à celle de des massifs de Ronda et de Beni Boussera. (Tous les massifs se trouve dans les zones internes de la chaîne alpine) malgré la petite extension de celles-ci par rapport au autres affleurements de même type de la cordillère Bético-rifaine, suppose une évolution tectonique similaires pendant la phase alpine.

Les massifs lherzolitiques de haute température d'Andalousie et du Rif sont attribués à des diapirs mantéllaires sub-continentaux (Kornbrost *et al.*, 1969) générés à partir du manteau superieur et ayant subi une fusion partielle et une différenciation magmatique à la faveur de d'un rift continental; puis obductés sur une croûte continentale provoquant une

auréole métamorphique Kinzigitique (faciès granulite de haute pression) au contact des terrains sédimentaires.

Selon (Bouillin *et al.*,1987), les péridotites du massif de Cap Bougaroun appartiendrait à une même ensemble que ceux de l'Indalousie (Espagne) qui sont interprétés comme étant un témoin du déplacement relatif du bloc d'alboran vers l'ouest. La mise en place des péridotites aurait précédé ce déplacement qui était achevé avant Langhien (-16 M.A) et probablement avant l'Oligocène terminal (-25 M.A).

Selon Misseri (1987) et Temagoult (1989) les péridotites de Tamanart étant issus de l'ouverture d'un rift océanique. Les structures et les déformations observées correspondent à un écoulement suivant un plans redressé dans l'asthénosphère produite par un rift orienté Nord-Sud dont l'âge d'ouverture serait hercynien ou alpin (Misseri 1987). Le model de mise en place de ces roches seraient comme suite :

1)- Ouverture d'un rift et remonté d'un diapir d'un manteau de composition lherzolitique à grenat (150 Km).

2)- La remontée se poursuit avec baisse de température et de pression ; le liquide (tholéitique) commence à cristalliser à partir des bordures avec d'abord des enstatites puit wèbstérites et des wèbstérites à grenat.

3)- Une phase de déformation plastique ; il y a refroidissement dynamique par chute thermique sans fusion partielle avec une zonalité : le cœur est une lherzolite à plagioclase et la bordure est une lherzolite à grenat.

4)- Enfin l'ensemble se met en place sous des conditions infra-crustales du granulite (facies des kinzigites).

Chapitre VI

Minéralisations

Les indices minéralisés liés aux roches magmatiques de la région de Collo et de Cap Bougaroun peuvent être divisés en deux types : minéralisation ferrifère – sulfurée et minéralisation chromifère. Le premier type est à magnétite, hématite, pyrite et löllingite. Il est généralement associé aux roches magmatiques tertiaires (microgranites, granites, et diorites) et est représenté au niveau des mines d’Ain Sedma, de Chaabet El Merdj et d’Azam. Le deuxième type, chromifère, est lié affilié aux roches ultrabasiques formées essentiellement de péridotites et de serpentinites de l’Oued Tamanart et la baie de Béni Saïd (Cf. Fig. 10).

VI. 1. LA MINERALISATIONS LIEE AUX ROCHES MAGMATIQUES TERTIAIRE : Exemple d’Ain Sedma

La mine d’Ain Sedma est située dans la partie Nord de la Kabylie de Collo, à 11 Km au Nord-Ouest du port de Collo (Cf. Fig. 10). La minéralisation est encaissée dans les roches magmatiques tertiaires.

VI. 1. 1. Etude des roches encaissantes

Ces roches ont fait l’objet d’une étude microscopique par Bolfa (1948). Ce sont les microgranites, les granites et principalement les rhyolites fortement altérés. Les limites entre les granites et les rhyolites sont très difficiles à rapporter sur une carte. Roublaut (1934) désigne l’ensemble des roches encaissantes comme complexe granite-rhyolite.

Les granites étudiés par Bolfa (1948) présentent les mêmes textures et la même composition minéralogiques que ceux qui affleurent dans toute la partie Nord de la Presqu’île de Cap Bougaroun. A l’œil nu, les roches ont une texture grenue et très riche en biotite. Au microscope ces roches sont formées par des gros cristaux de quartz, d’orthose, de biotite, de plagioclase (oligoclase-andésine), de rares muscovites et quelques cristaux d’apatite et de zircon. Les microgranites sont relativement rares ; ce sont des microgranites monzonitiques.

Les amas minéralisés sont localisés principalement dans les filons rhyolitiques (Fig. 93) qui recoupent les granites et les microgranites.



Fig. 93 : Photo d'un affleurement de rhyolites d'Ain Sedma présentant sur ses parois des oxydations ferrugineuses.

En lames minces, les rhyolites sont formées essentiellement de phénocristaux de *quartz*, de *feldspaths* et de *biotite*. Le quartz se présente généralement sous forme de plages souvent corrodées, parfois sous forme de sphérolites présentant le caractère de la croix noire. Les feldspaths sont généralement calco-sodique et s'altèrent en séricite et kaolinite. La biotite est également altérée et se présente sous forme de lamelles parfois criblées de points noirs d'éléments opaques, probablement de la magnétite (Fig. 94). L'étude thermomagnétique des échantillons de ces rhyolites menée par Bolfa (1948), montre que cette magnétite est non titanifère. En plus, cet auteur indique qu'au fur et à mesure que l'on approche aux amas minéralisés, la roche devient plus riche en magnétite pure.

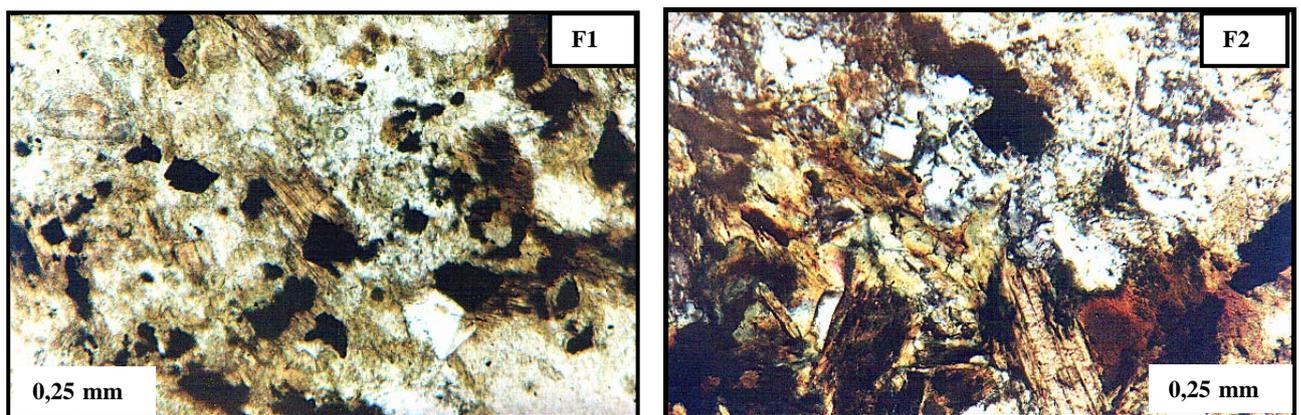


Fig. 94 : Microphotographie montrant les grains d'opacités criblant la biotite dans la rhyolite en lame mince. F1, en LN. F2 en LP.

VI. 1. 2. Etude de la minéralisation

Les paragenèses minérales de cette mine ont fait l'objet d'une description faite par Bolfa (1948). De la surface vers la profondeur, la variation de la minéralisation se fait comme suit : A l'affleurement, un chapeau de fer est formé par de la limonite et de la magnétite. Immédiatement au-dessous, le minerai est composé essentiellement de fer oxydé formé de magnétite non-titanifère compacte associée à de l'oligiste. La partie inférieure des amas minéralisés est formée par le même minéral mais le minerai semble être dans certaines zones riches en pyrite et dans certaines zones c'est la magnétite qui prédomine.

Dans la présente étude, plusieurs échantillons ont été récoltés du site. L'étude des sections polies s'est axée sur la minéralisation sulfurée ; la minéralisation en magnétite a été décrite en détail par Bolfa (1948). Les observations effectuées sur ces échantillons de minerai montre la présence de deux types de minéralisation ; une minéralisation pyriteuse et une minéralisation à löllingite. Ces minéraux se présentent sous forme de remplissage dans des filons quartziques.

a) La magnétite

Dans la partie supérieure des amas minéralisés, l'étude microscopique révèle la présence dans la magnétite des plages d'oligiste reconnaissables à leur pouvoir réflecteur élevé et leur effet d'anisotropie entre nicols croisés. La magnétite se présente le plus souvent sous forme de lamelles quelques fois fines en sphérolites et associées au quartz. Les inclusions d'oligiste dans la magnétite ont des directions d'orientations qui sont les mêmes ou perpendiculaires par rapport à celles des lamelles de magnétites. Ces inclusions ont presque toujours des limites tranchantes. La magnétite observée au microscope optique par contre est antérieure à la mise en place du quartz.

D'après cette textures ont conclure que l'oligiste est postérieure à la magnétite et quelles s'est formée aux dépens de la magnétite par le phénomène d'oxydation superficielle.

Dans la partie supérieure des amas minéralisés. L'association minérale principale est pyrite-magnétite. L'observation au microscope de cette association montre des cristaux automorphes de magnétite dans de inclus dans des grandes plages de pyrite. Cette particularité texturale permet de conclure que la magnétite a cristallisée avant la pyrite.

b) La pyrite (FeS₂)

Elle se présente sous forme de gains millimétriques subautomorphes à xénomorphes entourés par des plages de quartz. Les grains de pyrite sont de couleur jaune-clair caractéristique et présentent souvent des réflexions internes en lumière polarisée. Les cristaux de pyrites sont complètement enrobés dans le quartz gris sombre en lumière naturelle (Fig. 95).

c) La stibine (antimonite)

C'est un minéral qui n'a pas été décrit par Bolfa (1948). Il se présente en lamelles fines montrant une texture enchevêtrée ou fibreuse concentrique (Fig. 96). Les lamelles de la stibine sont de couleur blanche en lumière naturelle, et sont anisotropes en lumière polarisée (blanc gris d'une teinte bleuâtre). Elles s'altèrent parfois en oxydes et hydroxydes de fer. L'examen au microscope de la zone de contact entre la stibine et le quartz montre une concentration de prismes fins de la stibine présentant une texture sphérolitique recoupant les cristaux de quartz. Les oxydes de fer d'altération se développent dans les plans de cassure du quartz. Ce-ci indique que la minéralisation en stibine est postérieure à la mise en place de du quartz.

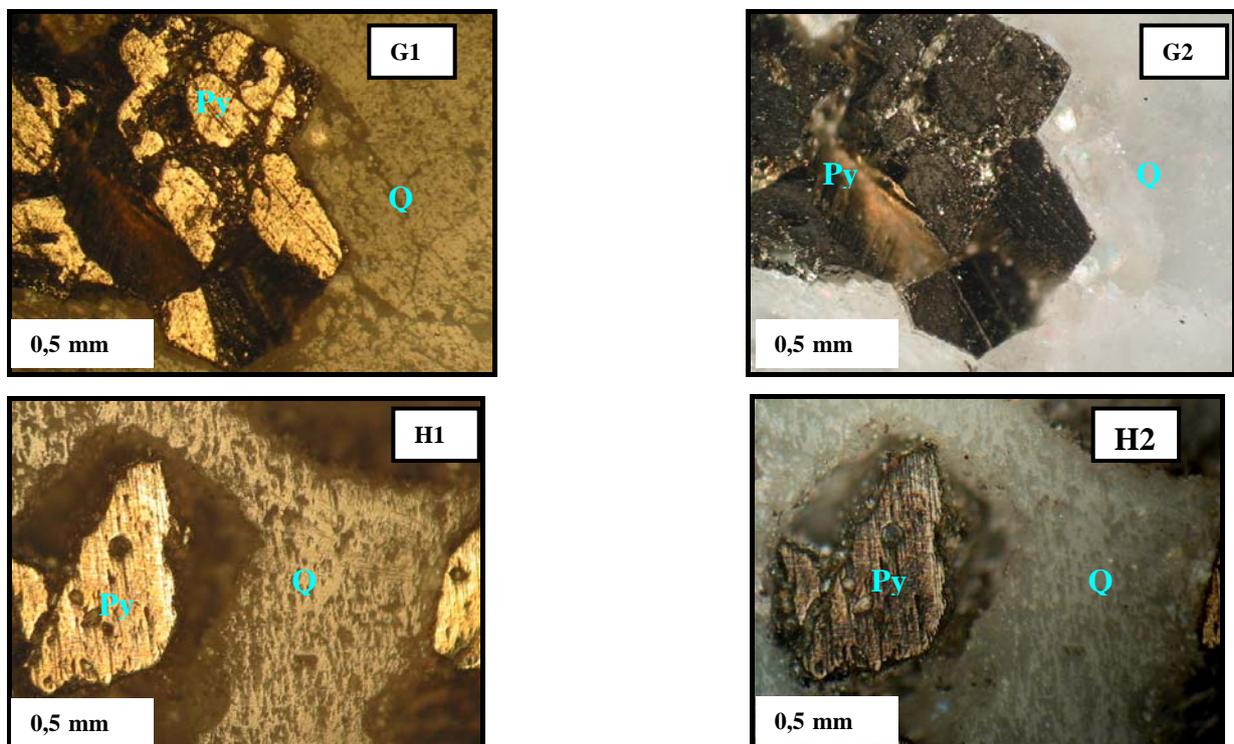


Figure. 95 : Microphotographie montrant l'association minéralogique pyrite-quartz en sections polies. G1, H1 en LN. G2, H2 en LP. Py : pyrite. Q : quartz

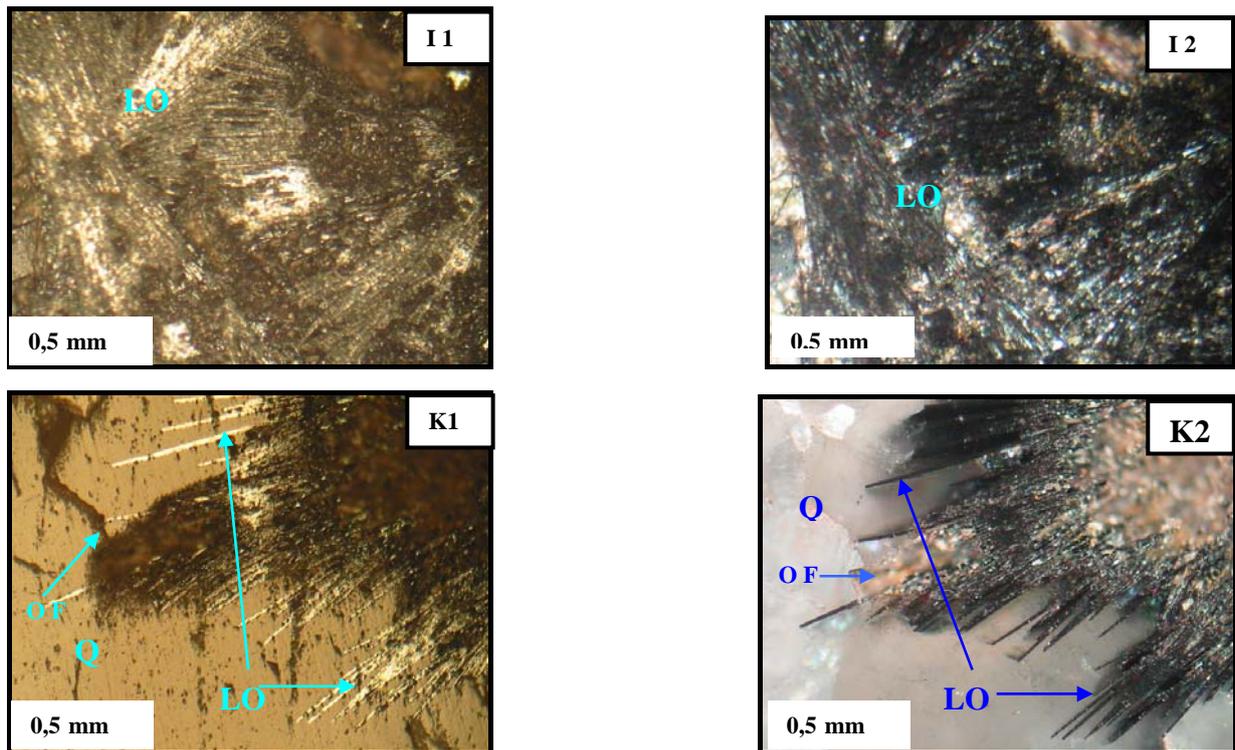


Figure. 96 : Microphotographie montrant l'association minéralogique stibine-quartz en sections polies. I1, K1 en LN. I2, en LP. Py : pyrite. Q : quartz .OF : oxyde e fer.

La minéralisation Chaabet El Merdj 4Km (au Nord Ouest) d'Ain Sedma et d'Azam (3 Km) au Nord est également localisée au sein des roches rhyolitiques tertiaires. Les relations minéralisation–roches encaissantes sont également identiques. Les roches éruptives formant l'encaissant sont sous forme de filons mais de nombre moindre que celui de la mine d'Ain Sedma. De ce fait, on peut dire que les amas minéralisés de Azam et de Chaabet el Merdj sont du même type que ceux du Ain Sedma, au point de vue métallogénique.

VI. 1. 3. Métallogénie

D'après les résultats de cette étude, le gisement d'Ain Sedma a pour point de départ les inclusions de magnétite pure, non titanifère au sein des rhyolites. Il aboutit aux amas assez volumineux présentant l'association magnétite-pyrite. L'examen microscopique a révélé que la formation de la pyrite semblait postérieure à celle de la magnétite. Enfin, l'oligiste a remplacé la magnétite près de la surface par phénomènes d'altération supergène.

Pour expliquer la genèse de ce gîte, Bolfa (1948) admet que la formation de la magnétite est intimement liée aux rhyolites les quelles constituerait une venue postérieure à la

mise en place des granites et des microgranites et que la magnétite s'est séparée de la rhyolite par un mécanisme dit (*ségrégation acide* à partir d'un *pain magmatique fondu*). La localisation des amas de magnétite dans les rhyolites est due à leurs conductions particulières de cristallisation (relativement rapide) par rapport aux granites et aux microgranites. La localisation des amas aux bordures du batholite pourrait être due au mécanisme même de la migration des éléments chimiques au cours de la granitisation, migration qui peut s'effectuer à l'état solide. La pyrite est postérieure à la formation de la magnétite et a pu se former, aux dépens de la magnétite ou d'une phase ultérieure fumerollienne, les fumerolles étant riches en H₂S.

V. 2. LA MINÉRALISATION CHROMIFÈRE LIÉE AUX ROCHES ULTRABASIQUES DE TAMANAR ET BENIS SAID

Les roches ultrabasiques de la région de Collo sont généralement riches en chromite. La pétrographie et la géochimie des péridotites et serpentinites qui affleurent au niveau de Tamanar et Beni Said ont été étudiées dans les chapitres précédents. Dans ce chapitre, l'étude est axée sur la minéralisation chromifère dans ces roches. Je voudrais juste signaler que les roches ultrabasiques dans cette zone présentent des aspects variés suivant l'intensité de l'altération : couleur vert foncée ou brune (roches légèrement altérées ou péridotites) ou vert clair (roches altérées ou serpentinites) (Figs. 97 et 98). L'examen de la zone de contact entre ces roches et les terrains sédimentaires encaissants (argiles du Miocène) montre qu'il n'y a pas de phénomène de métamorphisme de contact.



Fig. 97 : Photo d'affleurement de péridotite brune massive faiblement altérée



Fig. 98 : Photo d'affleurement de péridotite vert clair altérée

Etude de la minéralisation chromifère

En lames minces, la chromite se présente sous forme de plages de couleur rouge brune à noirâtre, de taille variable (1 à 2 mm). Ces plages sont souvent xénomorphes, craquelées et sont traversées par de nombreuses veinules de serpentine (Figs.99 et 100). Elles se présentent sous cette forme aussi bien dans les péridotites que dans les serpentinites. Beaucoup de plages de chromite sont zonées : rouges brunâtres au centre et plus ou moins opaques sur les bords. Les zones opaques semblent être plus riches en fer ferrique et plus pauvre en chrome que les zones rouge brunâtre. Les sections de chromite automorphe à subautomorphe sont également présentes dans les deux faciès mais sont généralement rares (Figs.101 et 102).

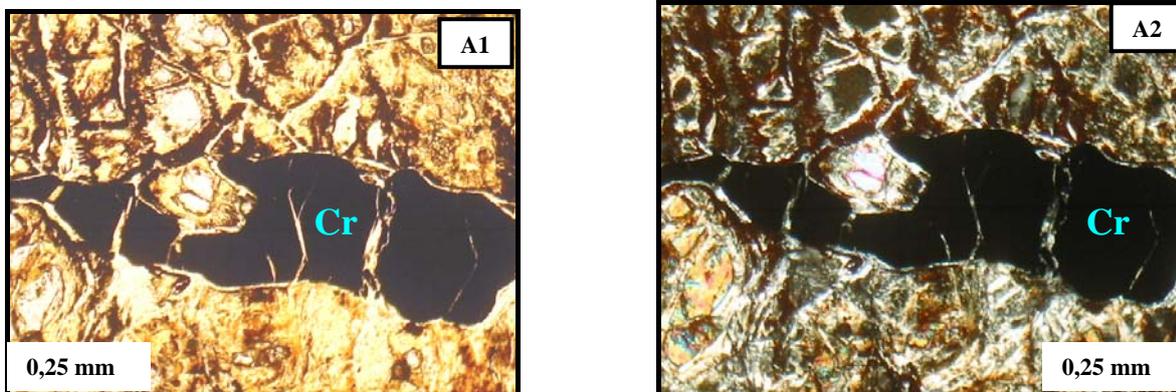


Figure. 99 : Microphotographie montrant la chromite (Cr) xénomorphe, craquelée, traversée par des veinules de serpentine. A1 en Lumière Naturelle et A2 même section en Lumière Polarisée.

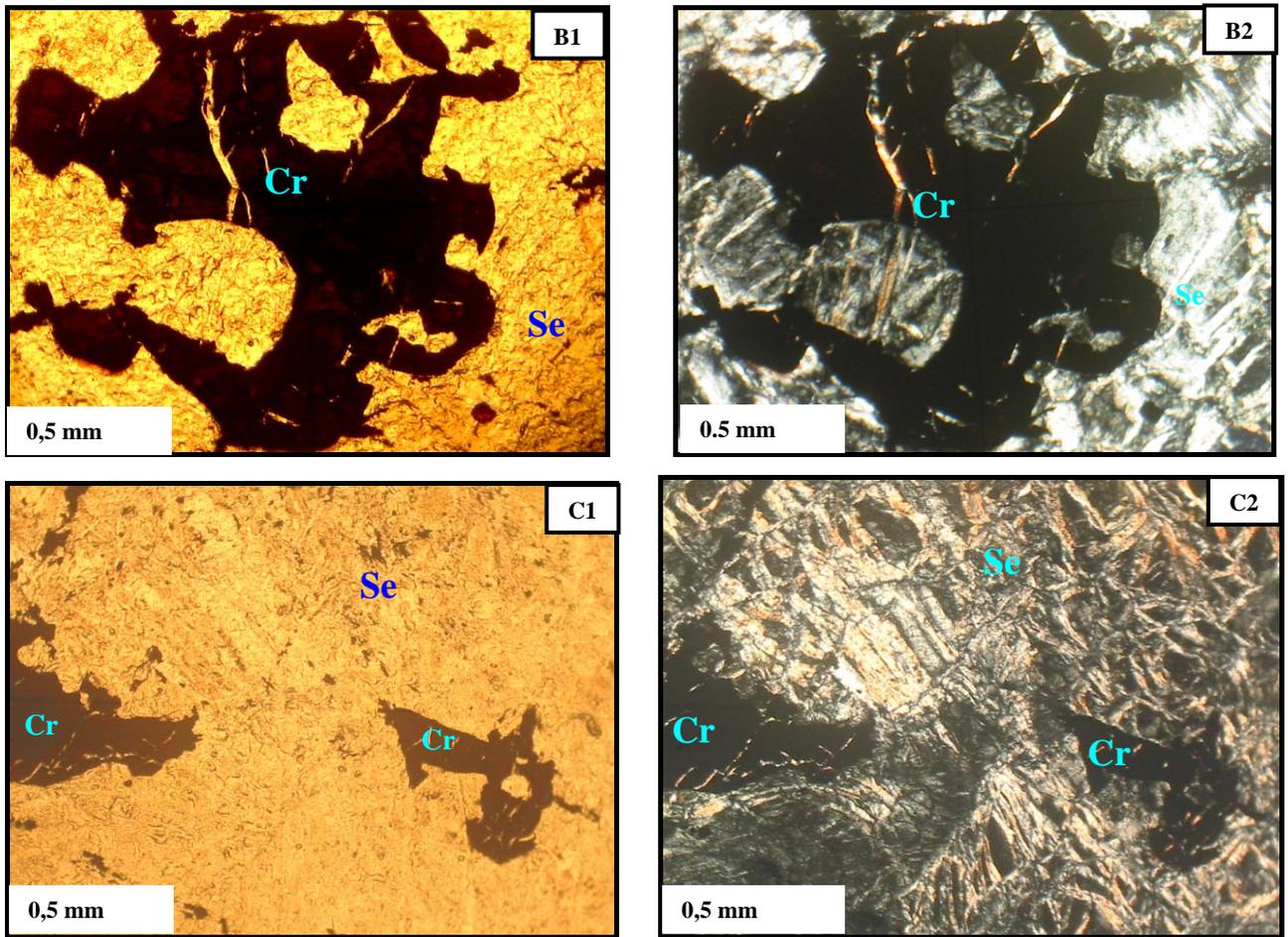


Fig. 100 : Microphotographie montrant la chromite dans la serpentinite en lames mince. B1, C1 en LN. B2, C2 en LP. Cr : chromite. Se : serpentine

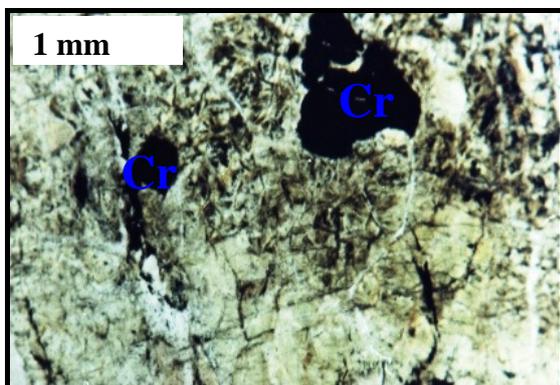


Fig. 101 : Grains opaques de chromite (Cr) dans une serpentinite (L. N.).

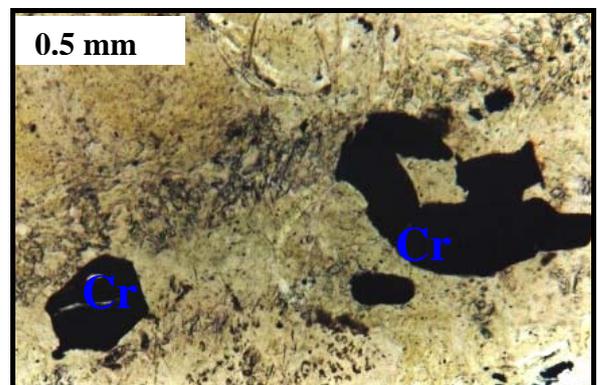


Fig. 102 : Chromite (Cr) automorphe à subautomorphe dans la serpentinite. (L. N.).

L'étude de sections polies montre que les plages craquelées ne montrent pas clairement le zonage et elles sont en fait de couleur grise. En lumière polarisée, la chromite est isotrope présentant des réflexions internes rouge brunâtre (fig. 103).

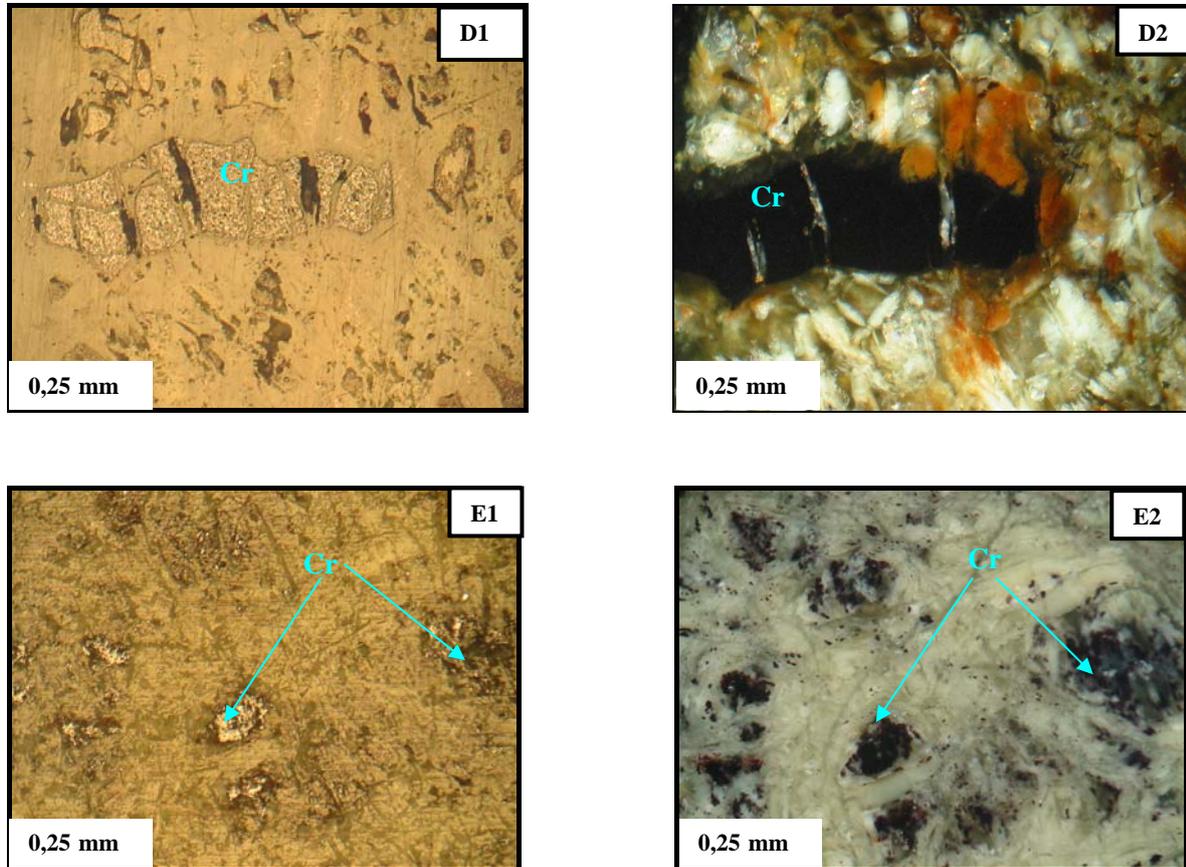


Fig. 103 : Microphotographie en sections polies montrant la chromite (Cr) dans une serpentinite.
D1 et E1 en LN ; D2 et E2 mêmes sections en LP.

CHAPITRE VII
CONCLUSION GENERALE

Cette étude s'est portée sur deux types de séries magmatiques : les granitoïdes (granites, microgranites, rhyolites et microdiorites) et les roches ultrabasiques. Cette étude a permis d'arriver aux conclusions suivantes :

Les granitoïdes occupent une grande surface d'affleurement. Les microgranites affleurent aux environs de la ville Collo. Les microgranites, qui sont en fait des microgranodiorites ou des microgranites monzonitiques, sont généralement altérés ; ils présentent une texture microgrenue avec des phénocristaux de biotite, de feldspaths (surtout des plagioclases), de biotite, de quartz et de la cordiérite dans une matrice microcristalline. Les minéraux accessoires sont représentés par de la tourmaline, du zircon, de l'apatite et des opaques. Les enclaves dans les microgranites sont altérées, et se présentent soit de couleur sombre (plus basiques que les microgranites et formées essentiellement de paillettes de biotite riches en oxydes de fer et plagioclases) ou blanchâtre (gros cristaux de quartz automorphes à subautomorphes parfois bipyramidés).

Les rhyolites montrent la même composition minéralogique que les granites et microgranites. Ces roches présentent deux types de textures indiquant des conditions de formation différentes. Dans la première texture est microlitique ; la deuxième est hyaline perlitique associée à des textures fluidales. Ces roches sont relativement riches en opaque.

Les microdiorites sont composées principalement de plagioclases, d'amphiboles et de pyroxènes. Elles renferment de nombreuses enclaves sombres et claires. Les enclaves sombres sont riches en amphiboles et les enclaves blanches sont composées de plagioclases.

Sur le plan géochimique les granitoïdes de Collo montrent une composition chimique d'éléments majeurs qui couvrent un intervalle de roches basiques, intermédiaires à acides. L'étude des éléments majeurs indiquent que ces roches constituent une suite largement fractionnée ($64 < \text{SiO}_2 (\%) < 72$) avec une moyenne $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 1.16$ et un comportement incompatible du Na_2O et K_2O . Les variations des teneurs des différents oxydes indiquent que ces roches sont riches en alumine, traduit par la présence du corindon dans la composition normative. Ce sont des roches peralumineuses avec un rapport mol. $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ supérieur à 1,1. Les corrélations des éléments majeurs avec la teneur en SiO_2 montrent l'influence des processus de différenciation magmatique. Ils appartiennent à la série calco-alcaline à shoshonitique et sont peralumineux et calciques. L'étude des éléments en traces montre de faibles teneurs en élément compatibles, généralement corrélés négativement avec les teneurs en SiO_2 . Les éléments incompatibles ont une tendance évolutive généralement positive avec les teneurs en SiO_2 . Le spectre des terres rares des monzogranites et les roches

volcaniques de Collo normalisé à la chondrite montre une anomalie négative en europium ; ceci souligne le rôle joué par les plagioclases. Il indique le fractionnement des plagioclases dû à la fusion partielle. Les granitoïdes de la région de Collo ont donc presque toutes les caractéristiques des granitoïdes de type « S » caractérisants les chaînes de collision. La projection des points représentatifs des granitoïdes sur les différents diagrammes de discrimination géotectonique montre que la majorité des granitoïdes de Collo tombent dans le domaine des granitoïdes syncollisionales. Les diagrammes FeOt en fonction MgO, K₂O en fonction SiO₂ et FeOt en fonction de CaO montrent que la totalité des granitoïdes analyses prennent naissance dans une croûte continentale pendant le stade de collision.

Les roches ultrabasiques présentent tous les caractères d'affinité avec les massifs dits « orogéniques lherzolitiques » qui sont en fait des diapirs de matériel mantellique mis en place dans la croûte continentale. Ces roches ont subi des différents degrés d'altération. Les roches résultantes sont essentiellement des péridotites partiellement serpentinisée avec de l'olivine, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du spinelle. Les serpentinites ont une texture maillée et sont constituées principalement de serpentine associées à d'autres minéraux tardifs tel que le talc, la chlorite et l'hydrogoethite. Les spinelles (chromite) sont relativement abondants dans ces roches.

Sur le plan géochimique, les roches ultrabasiques étudiés sont parfois complètement serpentinisées ce qui modifie leur composition chimique magmatique originale. Le volume requit ou perdu en MgO et SiO₂ par le processus de la serpentinisation est généralement constant, parce qu'il n'y a pas une évidence d'un métasomatisme du MgO ou de SiO₂ dans les roches formant la couverture immédiate adjacente à ces roches. Les diagrammes de corrélation de inter-éléments SiO₂, MgO, TiO₂, Cr et Ni, montrent que la plupart de ces éléments sont corrélés avec Al₂O₃. Les corrélations positives de Al₂O₃ avec SiO₂ et TiO₂ et négatives avec MgO, Cr et Ni suggèrent que ces roches représentent des résidus (restites) de la fusion partielle. L'étude comparative des caractéristiques des terres rares des roches ultrabasiques de la région de Collo montre une grande similitude avec ceux des péridotidites type alpin. Ces roches montrent des spectres de terres rares semblables à ceux des Beni Boussera au Maroc et ceux des Ronda en Espagne.

La minéralisation polymétallique de Collo et de Cap Bougaroun peut être divisée en deux types. Le premier type, à magnétite, hématites, pyrite et ola stibine, est intimement lié aux roches magmatiques tertiaires (exemple : les mines d'Ain Sedma, de Chaabet El Merdj et de Azam et l'autre (chromifère) lié aux roches ultrabasiques de l'Oued Tamanart et la baie de

Béni Saïd. Les amas minéralisés liés aux roches éruptives (rhyolites) tertiaires sont localisés principalement dans les filons rhyolitiques. Ces filons sont postérieurs à la mise en place des granites et microgranites. L'étude des sections polies effectuées sur les échantillons de minerai montre la présence de deux types de minéraux métalliques : la pyrite sous forme de gains millimétriques subautomorphes à xénomorphes entourés par des plages de quartz. Les cristaux de pyrites sont complètement enrobés dans le quartz gris. La stibinose présente en lamelles fines montrant une texture enchevêtrée ou fibreuse concentrique. Elle s'altère parfois en oxydes et hydroxydes de fer. L'examen au microscope de la zone de contact entre la l'ollingite est le quartz montre une concentration de prismes fins de löllingite présentant une texture sphérolitique recoupant les cristaux de quartz ; ce-ci indique que la minéralisation en l'ollingite est postérieure à la mise en place de du quartz. A l'intérieur de la magnétite des plages d'oligiste sont reconnaissables grâce à leur pouvoir réflecteur élevé. L'observation au microscope de l'association pyrite-magnétite montre des cristaux automorphes de magnétite dans de inclus dans des grandes plages de pyrite et donc sont antérieurs à la pyrite. Enfin, l'oligiste remplacé la magnétite près de la surface par phénomène d'altération

La minéralisation liée aux roches ultrabasiques est essentiellement chromifère. La chromite se présente sous forme de plages de couleur rouge brune à noirâtre, de taille variable. Ces plages sont souvent xénomorphes, craquelées et sont traversées par de nombreuses veinules de serpentine. Elles se présentent sous cette forme aussi bien dans les péridotites que dans les serpentinites. Beaucoup de plages de chromite sont zonées : rouges brunâtres au centre et plus ou moins opaques sur les bords. Les zones opaques semblent êtres plus riches en fer ferrique et plus pauvre en chrome que les zones rouge brunâtre. Les sections de chromite automorphe à subautomorphe sont également présentes dans les deux faciès mais sont relativement rares.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aissa, D.E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Marignac, Ch., 1995. Alpine metamorphic core complexes and metallogensis : The Edough case(NE Algeria). In: Pasava, J., Kribek, B. and Zak, K. (Eds.), *Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts*. Balkema, Rotterdam. pp23-26.

Alvarez, W., Coccozza, T., Wazel, F.C., 1974. Fragmentation of the Apine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature.*, 248, 309 -314.

Anderson, J.L., Cullers, R.L., VanSchmus, W.R., 1980. Post Orogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in Mid-Protozoic of Winconsin , U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 311-328.

Andrieux, J., 1971. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans le tronçon de la chaîne alpine. *Notes et mémoires, Ser, Géol, Maroc*, 155 - 235.

Arth, J.G., 1979. Some trace elements in trondhjamites –Their implications to magma geneis and paleotectonic setting. In: F. Barker (Editor), *Trondhjamites, Dacites, and Related rocks*, Elsevier, Amsterdam, pp.123-132.

Arth, J.G, Hanson, G.N., 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust north-eastern Minesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**: 325-362.

Bard, J.-P., 1980. Microtextures des Roches magmatiques et Métamorphiques. *Masson,Paris* 1980.

Bellon, H., 1976. Séries Magmatiques néogène et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. *Thèse d'Etat, Université de Paris XI., n°1750*, 363 p.

Bellon, H., Hernandez. J., 1976. Chronologie et évolution chimiquedes laves des laves du Rif oriental (Maroc) et du Tell oranais (Algérie).4^{ème} *Réunion, Annuaire des sciences de la terre, Paris*, 44 p. *Livre en à la S.G.F.*

Bellon, H., Brousse, R., 1977. Le Magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la société géologique de la France*, n° 7, t XIX., 469-480.

Bellon, H., Guadria, P., 1980. Le volcanisme alcalin plioquaternaire d'Algérie occidental. Etude radiométrique et paléomognétique. *Revu de géologie Dynamique et Géographie phisyque*, 22, 213-222.

Bellon, H., Semroud, B., 1978. Premières datations du complexe magmatique de Béjaia – Amizour. 6^{ème} réunion annale des Sciences de la terre, Orasy, p.25.

Benito, R., Lopez –Riuz, J., Cebrià, J, M., Doblas, M., Oyarzun, R., Demaiffe, D., 1999. Sr and O isotopic constraints on source and crustal contamination in the High-K calc- alkaline and shoshonitic Neogène volcanic rocks of SE spain, *Lithos*, 773 -802.

Bobier, C., 1968. Recherche paléomagnétiques sur les formations éruptives miocènes du littoral Nord-Constantinois. *Rapport science corporation program. n°116, Centre national de recherche scientifique (indit)*

Bolfa, J., 1948. Contribution à l'étude des gîtes métallifères de la Kabylie de Collo et de la région de Bône. *Bulletin du service de la carte Géologique de l'Algérie* **6**, 216p

Bolfa, J., Hilly, J., Roublaut, M., 1952. Massifs cristallins du Nord- Constantinois. *XIX^e congrède la géologie interne, Alger, Monogramme régional. 1^{ère} série, Algérie, n° 23.*

Bouillin, J.-P., Kornoprost, J., 1974. Associations ultrabasiques de petite Kabylie : péridotite de type Alpin et complexe stratifié ; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bulletin de la société Géologique de France, (7), XVI*, 183-194, Paris.

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, France, (Nouvelle série), 57*, 135, 84 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., 1986. Le « bassin maghrébin » une ancienne limite entre L'Europe et L'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la société Géologique de France, 8, t.II.*, 547-558.

Bouillin, J.-P., Croquet, P., Tubia, J.-M., 1987. La thermoluminescence des quartzs en nodule des migmatites associées à la mise en place des péridotites d'andalousie (Espagne) et de la petite Kabylie (Algérie) : un marqueur du déplacement du bloc d'Alboran. *C.R.Acad. Sci. Paris, t. 305, série II*, p267-291.

Bowden., p., Whitley, J.E., 1974. Rare-earth patterns in peralkalie and associated granites. *Lithos, 7*: 15-21.

Brotzu, P., Lonis, R., Melluso, L., Morbidelli, L., Traversa, G., Franciosi, I., 1997. Petrology and evolution of the calco-alkaline magmas from the arcantu volcanic complex (SW Sardinia, Italy). *Periodique minière.*, 66, 151-184.

Chappell, B. W., White, A. J. R., 1974. Two constrasting granite types. *Pacific Géology*, 8, 173-174.

Cherchi, A., Montadert, L., 1982. Oligo- Miocène rift of Sardania and the early history of the western Mediterranean Bassin. *Nature* 298, 736 – 739.

Coulon, C., 1977. La province calco-alkaline cenozoïque de Sardaigne., Pétrographie, géochimie et genèse des lavas andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. *These doctorat, Marseille*, 358 p.

Coulon, C., Baque, L., Dupuy, C., 1973. Les andésites cénozoïques et les laves associées en Sardaigne nord occidentale. Caractères minéralogiques et chimiques. *Contribution minières et pétrologique*. 42, 125-139.

Coulon, C., Demant, A., Bellon, H., 1974. Premières datations par la méthode K/Ar de quelques laves Cénozoïques et Quaternaires de Sardaigne nord- occidentale. *Tectonophysics* 22,41-57.

Coulon, C., Dupuy, C., 1977. Caractères minéralogiques et géochimiques de la suite andésitique de Sardaigne., Le problème de la zonation spatiale. Bulletin de la société géologique de la France. 7 (4), 857-863.

Cullers, R.L., Koch, R., Bickford, M.E., 1981. Chemical evolution of magmas in the igneous terrane of the St. Francois Mts., Mo., II. Trace element evidence. *J.Geophys. Res.*, 86: 10365 -10387.

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*.

De Laroussière, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1988. The bétic segment of the lithospheric Trans- Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics* 152, 41 -52.

De Jong, K.A., Manzoni, M., 1968. Paléomagnétisme cronologia delle colate basaltiche di Orosei (Sardegna orientale). *Bulletin de la société géologique de l'Italie.*, 77, 713 -717.

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, 3137-3180.

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.

Dick, H. J. B. Fisher, R. L. (1984). Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites. In: Kornprobst, J. (ed.) *The Mantle and Crustal-Mantle Relationships—Mineralogical, Petrological, and Geodynamic Processes of the Third International Kimberlite Conference, Vol. II. New York: Elsevier*, pp. 295–308.

Dick, H. J. B., Fisher, R. L. & Bryan, W. B. (1984). Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 69, 88–106.

Dick, H. J. B. (1989). Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, *Special Publications* 42, 71–105.

Dostal, J., Dupuy, C., Coulon, C., 1976. Rare- eart elements in hight-alumina basaltic rocks from Sardinia. *Chemistry geology*. 18, 251-262.

Downes, H., Thirlwall, M.F., Trayhorn, S.C., 2000. Miocene subduction-related magmatism in southern Sardinia: Sr-Nd- and oxygen isotopic evidence for mantle source enrichment. *Journal of volcanology and geothermal research. Elsevier science*. 106.1-21.

Dubuy, C., Dostal, J., Coulon, C., Vernieres, J., 1975. Quelques données géochimiques sur les roches calcoalcalines du Logudoro et du Bosano (Sardaigne nord-occidentale), considérations pétrogenétiques à l'aide de terres rares. *Pétrologie* 1, 197-208.

Durand-Delga, M., 1951. L'âge du métamorphisme général du massif de la Petite Kabylie (Algérie). *Compte rendu de l'Académie des Sciences.*, **236**, 1371 p. Paris

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 Berbérie. *Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, (nouvelle série)*, n°39, 89-131.

Durand-Delga., 1971. Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El-Milia à Tèxana (Algérie) et leur cadre structural. *Bulletin de la Société Géologique de France, (7), XIII*, 328-337, Paris.

Durand-Delga, M., 1980. La méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *La société géologique de France (livre jubilaire du cent cinquantième 1830 – 1880)*, 10, 203- 224.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.-M., (1980). Le cadre structural de la méditerranée occidentale. *Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières*. 115, 65 -85.

Eby, G.N., 1990. The A type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis. *Lithos*. 26, 115-134.

El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernenandez, J., 1999. Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris, série IIa*, 329, 95-102.

Emmermann, R., Daieva, L., Schneider, J., 1975. Petrologic significance of rare earth distribution in granites. *Contrib. Minéral. pétrol.*, 52 : 267-389.

Fabriès, J., Semroud, F., 1969. Les roches granitiques du Filfila (Skikda, Algérie). Etude pétrographique préliminaire. *Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, Nouvelle série*, n° 39, 133-140.

Flandrin. J., 1952. La chaîne du Djurjura. XIX^e congrès géologique interne, Alger. Monographie régionale, n° 19, 332 p.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord constantinois. *Thèse de Doctorat INPL Nancy.*, 358 p.

Frey, F, F.A., 1969. Rare earth abundances in a High-temperature peridotite intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 :1429-1447.

Glaçon, J., 1967. Recherche sur la géologie et la et les gîtes métallifères du tell sétiffien (Algérie). (*Thèse Montpellier*), *Bulletin du service de la carte géologique, Algérie, nouvelle série, n°8, 56, volume751, 372 p.*

Glaçon, J., 1971. Le gisement de Cavallo (El Aouana, Algérie). *Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières (2), Section II, 6, 69 -78.*

Glaçon, J., 1973. Les Gites minéraux liés au magmatisme tertiaire en algérie du nord .- *Collo. Sc.Int. Ragiuin. Ed. Maçon et Co. Paris.*

Glangeaud, L., 1925. Sur la constitution pétrographique de la région éruptive de l'Ouest de Amizour (Bougie), Algérie. *Compte rendu du congrès, association, France, avanet, Science., 318 p.*

Glangeaud, L., 1932. Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. (*Thèse, Paris*), *Bulletin, Services des cartes géologiques de l'Algérie, (2), n°8, 590p, Alger.*

Glangeaud, L., 1933. Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes, Soc, Linn. Bordeaux, 85, p1- 48.*

Glangeaud, L., 1952. Histoire géologique de la province d'Alger. *XIX^e congrès de la géologie interne, Alger, Monogramme régional. 1^{ère} série, n° 25.*

Gérald, J.-P., 1969. Le Flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch maurétanien(Grande Kabylie). *Bulletin de la société géologique de la France, (7), XI, p676-686.*

Gérald, J.-P., 1979. Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment des zones internes de L'orogène littoral maghrébin). *Thèse, Science., Mémoire, Géologique, Université, Dijon, 58 -335.*

Girod, M., Girod, N., 1977. Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bulletin de la société géologique de la France. XIX (7), 481-488.*

Gravelle, M., 1960. Etude géologique et prospection minière dans le massif éruptif d'Oued Amizour (Algérie). *Bulletin du service de la carte géologique. Algérie, nouvelle série n°28, 151-216.*

Griffon, J-C., 1966. La dorsale calcaire au Sud de Tétouan. *Note et mémoire du service géologique du Maroc, n° 184, p149-243.*

Halloul, N., 1989. Géologie, pétrologie et géochimie du bi-magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogod). Implications pétrographiques et interprétation géodynamique. *Thèse, Université Blaise –Pascal, Clermont- Ferrand, 203p.*

Harker, A., 1909. The natural history of igneous Rocks. *Methuen and Co., London, 384 p.*

Hernandez, J., Lepvrier, C., 1979. Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie). Pétrologie et signification géodynamique, *Bulletin de la société géologique de France, XXI, (7), 73-86.*

Hanson, G.N., 1978. The application of traces elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24 : 213-223.

Haskin, L.A., Frey, F.A., Schmit, R.A., Smith R.H., 1966. Meteoritic, Solar and terrestrial rare-earth distributions. *Phys. Chim. Earth.* 7: 169-321.

Henderson, P., 1984. Rare earth element geochemistry: Developments in geochemistry. Elsevier, Amsterdam, , t (2) .510 p.

Hilly, J., 1957. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est constantinois). *Compte Rendus du de l'académie des sciences*, 234, 1073-1076p.

Hilly, J., 1962. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois). *Publication du service des cartes géologiques. Algérie, Bulletin n°19*, 408p.

Irvine, T.N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of Earth sciences*, 8, 523-548.

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.

Johnson, K. T. M. & Dick, H. J. B. (1992). Open system melting and the temporal and spatial variation of peridotite and basalt compositions at the Atlantis II F. Z. *Journal of Geophysical Research* 97, 9219–9241.

Juteau, M., Michard, A., Albarède, F., 1986. The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of Somme recent circum –Mediterranean granites, *Contribution minéralogique et pétrologique.* 92, 331-340.

Kieken, M., 1962. Les Traits essentiels de la géologie algérienne. *Livre mémoire, P' Paul Fallot, Mémoire, h, s, Société, Géologique, France*, t 1., 545-614 p.

Lahondère, J.-C., Feinberg, H., Haq, B.U., 1979. Datation des grés numidiens d'Algérie orientale. *Compte Rendu de L'Académie des Sciences*, t 289, 383 -3886.

Laouar, R., 2002. Petrogenetic and Metallogenic Studies of the tertiary igneous complexes of northeast Algeria. Stable isotope study. *Thèse d'Etat, Université de Badji Mokhtar, Annaba.*

Le Bas, M.J., Le Maître, R. W ., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27, 745 -750.

Lepvrier, C., Velde, D., 1976. A propos des intrusions tertiaires de la marge nord-africaine entre cherchel et Ténès (Algérie). *Bulletin de la société géologique de France*, 18, (7), 991-988.

Loubet, M., Shimizu, N., Allègre, C.J., 1975. Rare earth éléments in alpine type péridotites. *Contrib. Mineral. petrol.*, 53 : 1-12.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R. C., Mégastri, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation ^{40}K - ^{40}Ar de la transition du volcanisme calcoalcalin

en Oranie au Miocène supérieur. *Compte rendu de l'académie des sciences, Paris, série IIa*, 321, 975-982.

Mahjoub, Y., 1991. Cinématique des déformations et évolution P,T anté-alpines et alpines en Petite Kabylie (Algérie Orientale). Un model d'évolution du domaine tellien interne. *Thèse doctorat. Université des Sciences., Université (USTHB), Alger*, 193 p.

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), 629 - 634.

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), p649-661.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin* 101, 635-643.

Mauduit, F., 1978. Le volcanisme néogène de la Tunisie continentale. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris- Sud-Orsay*, 157 p.

Marignac, Ch., 1976. Mise en évidence des successions paragénetiques dans les filons minéralisés du district filonien polymétallique d'Ain Barbar (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Sciences de la terre XX (1975-196)*, **4**, 333-401.

Marignac, Ch., 1985. Les minéralisations filoniennes d'Ain Barbar. (Algérie). Un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique Alpine en Afrique du Nord. *Thèse Doctorat d'Etat (2 tomes), I.N.P. Lorraine, Nancy, France*.

Marignac, Ch., Zimmerman, J.L., 1983. Ages K-Ar de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé Miocène d'Ain-Barbar (Algérie (Est Constantinois, Algérie). *Mineralium Deposita*, **18**, 457-467.

Mc Carthy, T.S., Hasry, R.A., 1976. Trace elements distribution patterns and their relationships to the crystallisation of granitic melt. *Geoch. Cosmochim. Acta*, **40** : 1351-1358.

Michael, P. J., Bonatti, E., (1985). Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*. **73**, 91-104.

Missiri, M., 1987. Structure Cinématique des péridotites feldspatiques du Cap Bougaroun (Algérie). *Journal of african Earth Sciences Vol*, n°I, pp. 109-115.

Morra, V., Secchi, F.A.G., Melluso, L., Franciosi, L., 1997. High-Mg subduction- related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. *Lithos* **40**, 69-91.

Niu, Y., Hekinian, R., (1997a). Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* **385**, 326-329.

Ouabadi, A., 1987. Etude pétrologique du complexe magmatique du Nord de la Kabylie de Collo. *Thèse de Magister, Alger*, 169 p.

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, Série II., 1187-1194.

Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux a cordiérite (Cap Bougaroun, Beni Touffout et Filfila), Algérie Nord orientale. *Thèse de Doctorat, Université de Rennes, I, France.*, 257 p.

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, 58 -71.

Peacock. M. A., 1931. Classification of igneous rocks. *Journal géologique.*, **39**, 54-67.

Pearce, J.-A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*,25., 956-983.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Géochimie de Eocène calcoalkaline volcanic rocks from the kastamona area, northen Turkey, *Contributions to Minéralogy and Petrology*, **58**, 63-81.

Peltonen, P., Kontinen, A., Huhma, H., 1998. Petrogenesis of the Mantle Sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): Melt Migration in the Upper Mantle during Palaeoproterozoic Continental Break-up. *Journal of petrology. copy oxford university press.* 297-329.

Pitcher, 1983. The nature and origin of granite, *Blackie A and P.* 1-321.

Popov, A., 1969. Les types morphologiques et la répartition des gisements de zinc et plomb en Algérie, in : Gisements de plomb et de zinc en Afrique. *Annuaire des mines et de géologie, Tunis.*, n° 23.

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.*, p178.

Raoult, J.-F., 1969b. Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société géologique, France.*, (7), XI, 516 – 543.

Raoult, J.-F., Velde, D., 1971. Découverte de Trachytes potassiques à olivine et andésites en Coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *Compte Rendu de l'Académie des sciences. (D)*, Paris, 272 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.

Romanko, E., 1991. Principaux traits géologiques et métallogénie de la région de Skikda (NE de l'Algérie). *EREM.* Centre de recherche et de développement. Département de géologie et de métallogénie, 124p

Roubault, M., 1934. La Kabylie de Collo. Etude géologique. *Thèse D'état. Paris. Bulletin du service de la carte géologique de l' Algérie*, (2), N° 10, 272 p.

Routter, M, J., 1985. Tertiary magmatism in northern Sardinia. *Unpublished PhD thesis, Imperial College, University of London.*

Sadran, G., 1958. Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires de Tell oranais. *Paris. Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie., nouvelle série., n°18.*

Semroud, B., 1970. Etude pétrographique du granite du Filfila (Skikda). *Thèse 3ème cycle Alger., 131p.*

Semroud, B., 1981. Evolution pétrologique du complexe magmatique néogène de la région de Béjaia-Amizour. *These d'état, Université d'Alger, 263p.*

Semroud, B., Fabiés, J., 1976. Le massif du Filfila (Nord constantinois, Algérie). *Bulletin, Société, Histoire, Nationale, t 67, 197-214.*

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Revue., 12,1-33.*

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., t314, Série,II, p 821 -827.*

Temagoult. A., 1989. Prospection et etude des indices de chromite de l'Oued Tamanart(Collo- petite Kabylie). *These Magister, univrsité de constantine.*

Taponnier., P, 1977. Evolution tectonique du Système alpin en méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bulletin de la société géologique de la France, (7), 19., 437 - 460.*

Taylor, S.R., Ewart, A.C., Capp, A.C., 1968. Leucogranites and Rhyolites: trace element evidence for fractional crystallisation and partial melting. *Lithos, 1:1:179-186.*

Terney, J., Weaver, B. Druy, S.A., 1979. Géochimie de Archean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and East Greenland. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemitic, Dacites, and Related rocks. Elsevier, Amsterdam. pp.275-300.*

Vila, J.-M., 1980. La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat, Paris VI, 663.*

Zegadi, A., (1967). Interprétation des cartes des isasonales du champ magnétique terrestre total des régions de Annaba et de Skikda. *Université d'Alger, Ecole nationale poly technique. Projet de fin d'étude.*

Zeck, H. P., Cristensen, A.B., Williams, T.S., 1998. Post collisional volcanism in sinking slab setting crustal anatexis of pyroxene-andésite magma caldear volcanic group neogene Alboran volcanic province south-eastern Spain. *Lithos, 45, p 499 -522.*

Winchester, JA., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiations products using immobile elements. *Chimécal Geology 20, 325-343.*

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. v Wetensch. 95, p 325-345.*

Wilson, M., Bianchini, G., 1999. Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and the surrounding region. In: Durand, B., Jolive, L., Horvath, F., Séranne, M.(Eds), The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogène, *Geological Society of London Special Publication*, Vol.156, 141 -168.