

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



-
Année 2008

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

MEMOIRE

En vue de l'obtention du diplôme de

MAGISTER
En Géologie

THEME

**Caractérisation pétrographique et géochimique des formations
métamorphiques et des roches encaissantes des minéralisations
ferrifères du massif de Bou-Maïza
(Terminaison SW du Massif de l'Edough) NE- ALGERIE**

Option : Prospection des Ressources minérales et énergétiques.

Par

MECHATI Mehdi

DEVANT LE JURY

DIRECTEUR DU MEMOIRE :

HAMMOR DALILA

M. C.

UBM Annaba

PRÉSIDENT :

MEZGHACHE HAMID

Professeur

UBM Annaba

EXAMINATEURS :

TOUBAL ABDERRAHMANE

M. C.

UBM Annaba

LAOUAR RABAH

Professeur

UBM Annaba

ABSTRACT

The region of Bou-Maïza located in the extreme south-west of the Edough massif (NE Algerian) is made up essentially of metapelitic and metabasic rocks.

The metapelites take over a large surface of outcrops which cover almost the whole massif of Bou-Maïza. These ones are: Garnet-kyanite-staurolite micaschists, Garnet micaschists, Garnet-Carbonates sericitoschistes.

Metapelitics facies are represented by fine particle mica with a garnet-staurolite-kyanite porphyroblastic microstructure. All alumina silicats are blasts of spherical shape with a sigmoid aspect, isolated within clusters mica, the whole is swimming in a fine-grained matrix with quartz, small plagioclase, white mica and a very little of light brown biotite.

The micaschists which present an intense deformation made up by an alternation of quartz beds and mica beds (muscovite and biotite) present an association mineralogical at garnet- kyanite-staurolite- plagioclase-rutile + tourmaline + magnetite. This petrographic description shows a typical paragenesis of an average temperature of 550° C.

Other pelitic rocks are highly distorted and can represent a genuine mylonite showing a paragenesis with Quartz-calcite-muscovite-garnet-chlorite-biotite + rutile. In these totally mylonitized rocks, the large garnet crystals are completely cracked. The filling of these cracks requires a large green chlorite plates with bluish birefringence (Pennine type).

The gabbroic formations of Bou-Maïza massif is constituted of metric outcrops, and present a paragenesis at amphibole-plagioclase-clinopyroxene-zoïsite ± rutile ± sphene and very little reactional quartz. All studied gabbroic rocks are subequantes and are not deformed except the mylonitic metagabbro where the hornblende blasts are preserved in polycrystalline beds of zoïsite.

The amphibolites consist of actinolite-tremolite and hornblende of amphibole type with especially zoïsite presenting itself in various forms. Much plagioclase associated with little notreactional quartz, sphene and rutile. The most of amphibolites are deformed. The plagioclase Beds with 90% of plagioclase and 10% of quartz alternate with actinolite or hornblende beds. Some amphibolites are biminerals made up of tremolite and zoïsite only. without quartz nor plagioclase.

The geochemical study of these metabasic rocks in the region of Bou-Maïza shows that they were gabbroic rocks of tholeiitic-oceanic type.

Key words: metapelite rocks, metabasic rocks, mylonites, petrography, geochemistry

RESUME

La région de Bou-Maïza située à l'extrême sud-ouest de du massif de l'Edough (NE Algérien) est constituée essentiellement par des roches métapélitiques et metabasiques

Les métapélites occupent une grande surface d'affleurements qui couvrent la presque totalité du massif du Bou-Maïza ; il s'agit : des micaschistes à grenat, disthène et staurotide, micaschistes à grenat, séricitoschistes à grenat et carbonates

Les formations métapélitiques sont représentées par des micaschistes à grain fin à microstructure porphyroblastique à grenat, staurotide et disthène. Tous les silicates d'alumine sont des blastes de forme sphérique à allongée sigmoïde, isolés au sein d'amas micacés, le tout nageant dans une matrice à grain fin à quartz, petit plagioclase, mica blanc et très peu de biotite brun pâle.

Les micaschistes qui présentent une déformation intense constitués par une alternance de lits de quartz et des lits de micas (muscovite et biotite) présentent une association minéralogique à grenat avec, disthène, staurotide, petit plagioclase, rutile prismatique + tourmaline + magnétite. Cette description pétrographique montre une paragenèse typique d'une paragenèse de moyenne température env. 550°C.

D'autres roches pélitiques sont très déformées et peuvent représentées de véritable mylonite montrant une paragenèse à Quartz, calcite, muscovite, grenat, chlorite, biotite + rutile.

Dans ces roches complètement mylonitisées, les gros cristaux de grenat sont complètement craquelés. Le produit de remplissage de ces craquelures consiste en de grandes lamelles de chlorite verte à biréfringence bleutée (type pennine).

Les formations gabbroïques du massif de Bou-Maïza constituent des affleurements métriques, et présentent une paragenèse à amphibole, plagioclase, clinopyroxène, zoïsite ± rutile ± sphène et très peu de quartz réactionnel. L'ensemble des roches gabbroïques étudié sont subéquantes et ne sont pas déformées excepté le métagabbro mylonitique où les blastes oeilés de hornblende sont préservés dans des lits polycristallins de zoïsite.

Les amphibolites sont constituées d'amphibole type actinote-trémolite et hornblende avec surtout zoïsite se présentant sous diverses formes. Beaucoup de plagioclase associé à peu de quartz non réactionnel, sphène et rutile. La plupart des amphibolites sont déformées. Des lits plagioclasiques avec 90% de plagioclase et 10% de quartz alternent avec des lits de hornblende ou d'actinote. Certaines amphibolites sont biminérales constituées uniquement de trémolite et de zoïsite sans quartz, ni plagioclase.

L'étude géochimique de ces roches metabasiques de la région de Bou-Maïza, montre que qu'ils étaient des roches gabbroïques de type tholeiitique océanique.

Mots clés: roches métapélitiques, roches metabasiques, mylonites, pétrographie, géochimie

()

:

.

— —

S

a

.

— —

()

a

+

-

-

-

-

. 550 .

a

+

-

-

-

-

-

a

.

a

.()

-

.

±

±

-

-

a

.

-

a

.

10 90

.

a

a

.

.

.(tholeiite)

:

SOMMAIRE

INTRODUCTION

A- Introduction	1
B- But de travail.....	2

CHAPITRE I

GENERALITES

I-1 Cadre géologique et géodynamique des maghrébides.....	4
I-1-1 Les zones internes	4
I-1-2 Le domaine des flyschs	4
a) Les flyschs Mauritanien	4
b) Le flysch Massylien	5
c) Le flysch Numidien.....	5
I-1-3 Les zones externes.....	5
I-1-4 Les formations post nappes.....	7
I-2 Evolution tectonique des maghrébides.....	7

CHAPITRE II

GEOLOGIE REGIONALE

II-1 Les unités métamorphiques	12
II-1-1 Unité gneissique de base	12
a- Paragneiss	12
b- Orthogneiss	13
II-1-2 Unité intermédiaire à micaschistes et marbres.....	16
II-1-3 Unité supérieure ou série des alternances.....	16
Les amphibolites et roches ultrabasiques-Basiques associées	17
a) Les amphibolites de la voile noire	17
b) Les pointements de péridotite dans le massif de l'Edough.....	17
II-2- Les unités épimétamorphiques	18
II-2-1 Les formations épimétamorphiques du Béleliéta.....	18
II-2-2 Les formations épimétamorphiques de Berrahal	18
II-2-3 Les calcaires épimétamorphiques d'Oued El Aneb	20
II-2-4 Les formations pélitiques épimétamorphiques de Bou-Maïza	20
II-3 Formations sédimentaires	21
II-3-1 la nappe de flyschs crétacés	21
II-3-2 la nappe de flyschs numidiennes.....	21
II-4 Les formations magmatiques.....	23
a) <i>Les leucogranites et les pegmatites</i>	23
b) <i>Les microgranites et les rhyolite</i>	23
II-5- Métamorphisme et tectonique de l'Edough.....	24
II-5-1 les phases de métamorphisme.....	24
II-5-2 Tectonique	25
II-5-2-1 Géométrie de la déformation ductile dans le massif de l'Edough	25
II-5-2-2 Tectonique cassante	26

II-5-3 Déformation	26
a) Evolution structurale	26
b) Principales structures	
II-5-4 Pétrographie des métapelites de l'Edough.....	27
II-5-5 Evolution structurale de l'Edough.....	28
	30

CHAPITRE III

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

III-1- Présentation de la région d'étude.....	36
III-2- Etude géologique.....	37
III- 2-1 La formation métapélitique	37
1-1 Les micaschistes à grenat, staurotide et disthène.....	37
1-2 Quartzite.....	40
1-3 Talcschistes.....	40
1-4 Marbre	42
III-2- Les amphibolites et les roches basiques	44
2-1 Amphibolites	44
2-2 Métagabbros.....	45
2-3 Actinolites.....	46
III-3 Tectonique	47
A-Tectonique cassante.....	47
B-Tectonique souple (Plis).....	47

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE

IV- Description pétrographique des formations pélitiques et des quartzites de Bou-Maïza.....	50
IV-1 Etude pétrographique des formations pélitiques.....	50
IV-1-1 Micaschiste à grenat, disthène et staurotide.....	50
1- Quartz	50
2- Muscovite	50
3- Biotite	50
4- Grenat	51
5- Disthène	51
6- Staurotide	51
7- Tourmaline	51
8- Chlorite	51
9- Rutile	52
10- Minéraux opaques	54
IV-1-2 Micaschiste à grenat.....	54
1- Quartz	54
2- Muscovite.....	54
3- Biotite	54
4- Grenat	55
5- Disthène	55
6- Staurotide	55

8- Tourmaline.....	55
9- Chlorite.....	55
10- Plagioclase	56
11- Les minéraux opaques	56
IV-1-3 Séricitoschiste à grenat et Carbonate.....	57
1-Quartz.....	57
2- Mica blanc.....	57
3- Biotite	57
4- Grenat.....	57
5- Calcite	58
6- Disthène.....	58
7- Staurotide	58
8- Chlorite	58
9- Plagioclase	58
IV-1-4 Quartzite.....	60
1- Quartz.....	60
2- Muscovite.....	60
3- Grenat.....	60
4- Staurotide.....	61
5- Chlorite	61
6- Tourmaline.....	61
7- Zircon	61
8-Les minéraux opaques	62
Conclusion.....	65
IV-2 Description pétrographique des roches gabbroïques non déformés.....	66
IV-2-1 Métagabbro peu déformé à gros grains	66
1-Plagioclase	66
2-Amphibole.....	66
3- Epidote	67
4- Clinopyroxène.....	67
5- Sphène	67
6- Chlorite	67
7-Quartz.....	67
IV-2-2 Métagabbro à hornblende et pyroxène non déformé.....	71
IV-2-3 Métagabbro	71
IV-2-4 Métagabbro mylonitique	71
IV-3 Description pétrographique des amphibolites associées aux gabbros.....	73
IV-3-1 Les amphibolites déformées.....	73
1- Amphibole	73
2- Zoïsite.....	73
3- Plagioclase.....	74
4- Sphène	74
IV-3-2 Amphibolite foliée :.....	75
1-Amphibole	75

2-Epidote	75
3-Sphène	75
4- Quartz.....	75
5-Biotite.....	75
6-Les minéraux opaques.....	76
IV-3-3 Trémolite	76
1- Amphibole	76
2- Chlorite	77
Conclusion.....	79
CHAPITRE V	

GEOCHIMIE

V-1 L'altération	81
V-2 Nomenclature.....	83
Conclusion.....	85

CHAPITRE VI

MINERALISATION

Généralités.....	88
VI-1 La minéralisation polymétallique du Nord de Massif de l'Edough	88
VI-2 Les gisements ferrifères du massif de l'Edough.....	92
VI-3 Les gisements polymétalliques et ferrifères de Bou-Maïza.....	94
VI-3-1 Minéralisation polymétallique	94
VI-3-2 Minéralisation ferrifère.....	95
a- La magnétite.....	98
b- La sidérite	98
VI-3-3 Les phases de inéralisations.....	99
Conclusion.....	101

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale.....	104
--------------------------	-----

Références bibliographiques

Liste des figures

Fig 1 : Schéma structural de l'édifice alpin dans le cadre méditerranéen occidentale, d'après (Durand Delgad, 1980).....	6
Fig 2 : Schéma géologique des chaînes bordants la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (D'après Bouillin, 1986).....	9
Fig 3 : Coupe Synthétique des Maghrébides interne au niveau de la petite Kabylie et sa reconstitution paléogéographique. (D'après Bouillin, 1986).....	9
Fig 4 : Carte géologique schématique du massif de l'Edough (D'après Hilly, 1962 et Villa, 1980).....	13
Fig 5 : Coupe schématique interprétative illustrant l'hypothèse proposée de faille normale ductile à vergence NW dans le massif de l'Edough (d'après Brunel <i>et al</i> , 1988).....	15
Fig 6 : Schéma montrant les relations géométriques entre les diverses unités du S du massif de l'Edough. (D'après Caby et Hammor 1992).....	19
Fig 7 : Coupe lithologique schématique du massif de l'Edough (Gleize, 1988).....	22
Fig 8 : Evolution P-T-t-D des roches de l'unité inférieure (Gneiss de Séraïdi + complexe des marbres) du massif de l'Edough (Aissa, 1985).....	29
Fig 9 : carte de foliation du massif de l'Edough (Hammor, 1992).....	31
Fig 10 : Carte des lineations du massif de l'Edough (Hammor, 1992).....	32
Fig 11 : Carte de sens de cisaillement du massif de l'Edough (Hammor, 1992).....	34
Fig 12 : Situation géographique du massif de Bou-Maïza (terminaison SW du massif de l'Edough) (photos satellite Google Earth).....	36
Fig 13 : Carte géologique schématique de Bou-Maïza.....	38
Fig 14 : Coupe dans la région de Bou-Maïza (d'après Hammor 1987).....	39
Fig 15 : Affleurement métrique de micaschiste à grenat alternant avec les bancs de quartzites dans la région de Bou-Maïza.....	40
Fig 16 : Coupes géologique dans la région de Bou-Maïza.....	41
Fig 17 : Affleurement des talcschistes.....	42
Fig 18 : Affleurement de marbre rubané.....	42
Fig 19 : Corrélation entre les sondages	43
Fig 20 : Affleurement des amphibolite massives et de Gabbro déformé.....	44
Fig 21 : Affleurement d'un gabbro mylonitisé.....	45
Fig 22 : Actinolite dans les micaschistes.....	46
Fig 23 : Faille normale de direction NNW-SSE.....	47
Fig 24 : Microplis isoclinaux.....	48
Fig 25 : Grenat avec les craquelures caractéristiques et biotite rouge à la périphérie.....	51
Fig 26 : Aspect au microscope polarisant du micaschiste à grenat, disthène et staurotide de la région de Bou-Maïza, la matrice micacée est principalement du mica-blanc.....	52
Fig 27 : Tourmaline dans les micaschistes en LN. a- tourmaline en section allongée. b- Tourmaline en section basale montrant une belle zonalité.....	53
Fig 28 : Chlorite et biotite rouge entourant un gros cristal de grenat.....	53
Fig 29 : Rutile et biotite rouge dans un golfe d'un gros cristal de grenat en LN. Notez la présence du rutile au cœur du grenat	53
Fig 30 : L'échantillon SB12 du micaschiste à grenat observé au microscope polarisant en LN et LP.....	54

Fig 31 : Gros cristal de grenat montrant des inclusions de quartz et de micas en forme d'hélice. La présence de staurotide en inclusion dans ces grenats	55
Fig 32 : Association de silicates d'alumine (dysthène et staurotide) enrobant et suivant le mouvement rotationnel du grenat.....	56
Fig 33 : Staurotide déformée avec de la tourmaline en section basale en LN.....	56
Fig 34 : Staurotide au cœur du grenat et biotite à la périphérie en LN. La schistosité interne du grenat est soulignée par une pigmentation charbonneuse.....	57
Fig 35 : Calcite avec de la séricite	58
Fig 36 : Gros cristaux de dysthène très déformé avec des inclusions de biotite en forme de gouttelettes le long des clivages en a) LN b) LP.....	59
Fig 37 : Chlorite verte en a) LN b) bleu intense en LP.....	59
Fig 38 : Plagioclase en LP transformé en séricite.....	60
Fig 39 : Aspect du grenat complètement squelettique dans une quartzite très déformée.....	61
Fig 40 : Staurotide avec plein d'inclusions charbonneuses.....	61
Fig 41 : Grenat étiré. La chlorite tardif remplit les craquelures.....	62
Fig 42 : Zircon en LP et LN.....	62
Fig 43 : Actinote en LP.....	67
Fig 44 : Hornblende maclée en LP.....	67
Fig 45 : Association plagioclase albitique et quartz en gouttelettes et hornblende.....	68
Fig 46 : Na Plagioclase avec du quartz réactionnel remplaçant un Ca plagioclase avec inclusion d'épidote.....	68
Fig 47 : Zoïsite polycristalline bleue-grise et plagioclase albitique.....	69
Fig 48 : Gros cristal de zoïsite entouré de hornblende et de plagioclase.....	69
Fig 49 : Cristal de clinopyroxène associé à l'amphibole et Zoïsite.....	69
Fig 50 : Clinopyroxène en voie d'ouraltisation.....	70
Fig 51 : Gros cristal de sphène.....	70
Fig 52 : Rutile associé avec de l'actinote. a) en LN et b) en LP.....	72
Fig 53 : Grenat avec du sphène et zoïsite.....	72
Fig 54 : Gerbes d'actinotes associées à du plagioclase.....	73
Fig 55 : Cristaux de zoïsite associés aux plagioclases.....	74
Fig 56 : Sphène dans les cristaux d'actinote en LN.....	74
Fig 57 : Hornblende verte dans une amphibolite foliée avec la zoïsite.....	75
Fig 58 : Biotite dans les microfractures d'amphibolite foliée.....	76
Fig 59 : Nid ou amas de chlorite associé à de la trémolite.....	77
Fig 60 : Chlorite en forme amas, de nids ou de lits biseautés plus ou allongés dans la foliation représentant des pseudomorphoses d'un ancien minéral magnésien.....	77
Fig 61 : Position des métagabbros et des amphibolites dans le diagramme de Stillman et Williams (1978).....	82
Fig 62 : Diagramme LOI (perte au feu) en fonction de SiO ₂ (%).....	82
Fig 63 : Diagramme K ₂ O en fonction de LOI (%).....	83
Fig 64 : Position des amphibolites dans le diagramme de Mc Donald et Katsura (1964).....	84
Fig 65 : Position des amphibolites et des métagabbros dans le diagramme de Pearce et al., (1975).....	85
Fig 66 : Position des métagabbros et des amphibolites de Bou-Maiza dans le diagramme de Pearce. J. A (1983).....	85

Fig 67 : Carte géologique schématique de l'Edough et position des principales minéralisations.....	91
Fig 68 : Bloc diagramme du gisement de Tobeïga	96
Fig 69 : Coupe géologique schématique du gisement de Tobeïga	97

Liste des tableaux

Tableau. 1 : résultats d'analyses chimiques (roche totale) des metabaggros	81
Tableau. 2 : résultats d'analyses chimiques (roche totale) des amphibolites	82

A- Introduction

Le massif de l'Edough représente le témoin le plus oriental des massifs cristallophylliens de l'Algérie du Nord. Par analogie avec les noyaux de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (respectivement GK et PK) et au massif d'Alger, Sa parenté avec les massifs cristallins internes faisant partie de l'orogène alpin a été souvent évoquée. Cependant, ce massif est considéré depuis Vila (1970) comme représentant un témoin de socle externe sous les nappes telliennes.

Cette hypothèse est actuellement admise par l'ensemble des géologues qui le considèrent comme le seul témoin de socle africain dans le Nord de l'Algérie.

Le massif de l'Edough constitue un dôme cristallin surmonté en accordance tectonique par des unités sédimentaires mésozoïques épizonales d'affinité tellienne. Le cœur du dôme est formé essentiellement de gneiss en association complexe avec des roches ultramafiques (Bossière et al., 1978, Caby et al., 2000 et Hadj Zobir et al., 2007) surmonté par des micaschistes à grenat, disthène et staurotide associé à des marbres surmontés par une alternance des micaschistes à grenat, staurotide et andalousite et de bancs de quartzite avec des lentilles de leucograite gneissique. L'alternance des micaschistes et de quartzite appelée aussi « série des alternances » a été datée du paléozoïque inférieur par les acritarches (Ilavsky et snopkova, 1987).

Au Sud-est du massif de l'Edough, dans le massif du Béléliéta, dans la région de Berrahal et dans le massif de Bou-Maïza, affleurent des formations épimétamorphiques incluant des marbres jurassiques et le Crétacé supérieur fossilifère (Vila, 1970), ces séries d'affinité tellienne ont été interprétées récemment comme représentant le haut de la pile tectonométamorphique, clivée et amincie par la tectonique extensive miocène d'où la notion de core complexe évoqué pour ce massif (Caby et Hammor, 1992 et Caby et al., 2000).

Un magmatisme péralumineux constitué de leucogranite et des rhyolites (Aïssa, 1985 ; Aïssa 1996) et un magmatisme calco-alcalin d'âge 15 -16 Ma obtenu par la méthode K/Ar (Marignac et Zimmermann, 1983, Marignac 1985) sont localisés au Nord-Ouest du massif.

Dans ce massif, l'existence d'un événement thermique majeur au Miocène (20Ma) a été mise en évidence par différentes méthodes radiométriques (Hammor et Lancelot 1998). Cet événement miocène se surimpose à un événement plus ancien qui a été interprété comme l'âge de mise en place de granites pan-africains. L'événement miocène est associé à une

déformation ductile du type non-coaxiale synmétamorphique et à vergence NW (Brunel et al., 1988 et Hammor, 1992) Cet événement important correspond à des paragenèses de haut grade. L'étude des associations minéralogiques des formations pélitiques dans le massif a permis la mise en évidence de plusieurs paragenèses successives : Une paragenèse exceptionnelle précoce à quartz, chloritoïde et staurotide aciculaires blindés dans le grenat suivie d'une paragenèse de plus haute température associée à la foliation primaire et comprenant quartz, mica blanc, grenat, disthène et rutile puis une paragenèse synchronématique à biotite, sillimanite, synchrone de la déformation mylonitique cisailante à vergence NW et enfin croissance statique de l'andalousite. Cette évolution métamorphique est caractéristique d'une évolution rétrograde qui passe des conditions de HP vers P 15Kbars et HT T 600 suivi d'une décompression à HT jusqu'à <3-4 kbars. Ces conditions P/T représentent les derniers stades du métamorphisme et correspondent bien à celles de la déformation cisailante à vergence NW (Caby et al., 2000)

Depuis une décennie, plusieurs études pétrographique et géochronologique ont été réalisées sur le massif de l'Edough. Les résultats de ces études sont consignés sous forme de publications internationales (voir bibliographie). Cependant, les secteurs situés plus au sud – ouest du massif : Le massif de Berrahal, le massif de Bou-Maïza ainsi que le massif du Béléliéta sont restés à l'écart de ces études, excepté quelques travaux de l'EREM (1968, 1971, 1973) (ex : Sonarem) qui a entrepris des travaux de prospection à l'échelle de tout le massif dans le cadre d'une vaste campagne pour la réévaluation des réserves des gisements de fer ou quelques études ponctuelles entreprises dans le cadre de mémoire de Magister dont les résultats ne sont pas encore publiés.

B - But de travail

Ce mémoire présente les travaux menés sur les roches métamorphiques (métapelites et les metabasiques) de la région du Bou-Maïza (terminaison SW du massif de l'Edough),

L'étude sera destinée essentiellement à définir, avec les moyens d'analyses pétrographiques et géochimiques disponible, l'origine des roches, à caractériser la nature de ces roches et de retracer leur évolution tectonométamorphique.

CHAPITRE I

GENERALITES

I-1 Cadre géologique et géodynamique des maghrébides

Les Maghrébides qui délimitent le bord de l'Afrique du nord représentent la chaîne la plus méridionale du système bético-Maghrébins qui va de l'arc Bético - Rifan à la Calabre

(Fig 1)

Cette chaîne est caractérisée par une structure complexe, en allant du nord au sud, on distingue trois grands ensembles structuraux qui sont les zones internes, le domaine des flyschs et les zones externes

I-1-1 Les zones internes :

Ces zones sont caractérisées par la présence d'un certain nombre de noyaux métamorphiques anciens d'âge précambrien à carbonifère, recouverts par des terrains paléozoïque (Bouillin, 1986). Les plus importants en Algérie du Nord sont d'Est en Ouest : les massifs cristallophylliens de la Petite et Grande Kabylie, le massif de l'Edough, le massif d'Alger et le Chenoua.

La couverture méso-cénozoïque écaillée est représentée par la Chaîne calcaire ou la Dorsale calcaire.

I-1-2 domaine des flyschs :

Ce sont des formations allochtones formées de dépôts turbiditiques dont l'âge va du Crétacé au Miocène inférieur. On reconnaît :

a) Les flyschs Mauritaniens :

Le terme mauritanien (Gélard, 1969) est utilisé pour définir les flyschs qui comportent un crétacé inférieur de type « Guerrouch », et un crétacé supérieur à Eocène moyen de type « Penthivière ». La série type a été décrite au Sud d'El Milia à Moul-Ed Demamene par Bouillin et al., (1977).

Elle comporte :

- A la base, des radiolarites rouges surmontées de calcaires sublithographiques d'âge Berriasien.
- Un grand ensemble argilo-gréseux verdâtre Tithonique-Albien considéré comme le type de « Guerrouch »
- Des calcaires microbréchiques et des marnes colorés du Cénomaniens-Turonien
- Un ensemble du Sénonien supérieur-Lutétien constitué de calcaires

microconglomératiques avec des niveaux bioclastiques. C'est le flysch de Penthièvre de Vila et Neumann, (1967)

b) Le flysch Massylien :

Raoult (1969), a employé le terme Massylien pour désigner les flyschs schisto-quartzeux Albo-Aptien de Glangeaud (1932). Ces flyschs comportent un ensemble pélito-quartzitiques du crétacé inférieur à la base et un ensemble pélito-microbrèche du Cénomanién au Sénonien au sommet. La série type comporte de bas en haut (Kef sidi Driss, Nord. Constantine) :

- Des calcaires et des argiles néocomiens
- Du flysch Albo-Aptien pélito-quartziteux verdâtre, surmonté par des calcaires Vraconiens.
- Des phanites noires et blancs du Cénomanién supérieur-Turonien, remplacés localement par des brèches polychromes.
- Un ensemble marno-microbrèche Sénonien.

c) Le flysch Numidien :

C'est un flysch Oligo-Miocène gréseux-pélitique qui va de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère et al., 1979 et Durand, Delga, 1981).

Avant la fin du Burdigalien, ce flysch a subi un décollement et un charriage à vergence nord (Bouillin, 1977 ; Vila, 1980). Tout en étant une formation indépendante, ce flysch constitue la nappe la plus haute de l'édifice alpin.

I-1-3 Les zones externes :

Ce sont des nappes allochtones et paraallochtones de matériel épais et profond d'âge Crétacé-Paléogène, ces formations ont subies une tectonique tangentielle majeure d'âge fini-Lutétien ou fini-Oligocène (Bouillin, 1977) et charrient la plateforme africaine.

En Algérie ils s'agit des séries telliennes qui ont été subdivisées par des phases tectoniques en trois grandes entités dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et du l'Eocène. Ce sont du Nord au Sud : les unités ultra-telliennes, les unités Telliennes et les unités péni-tellienne.

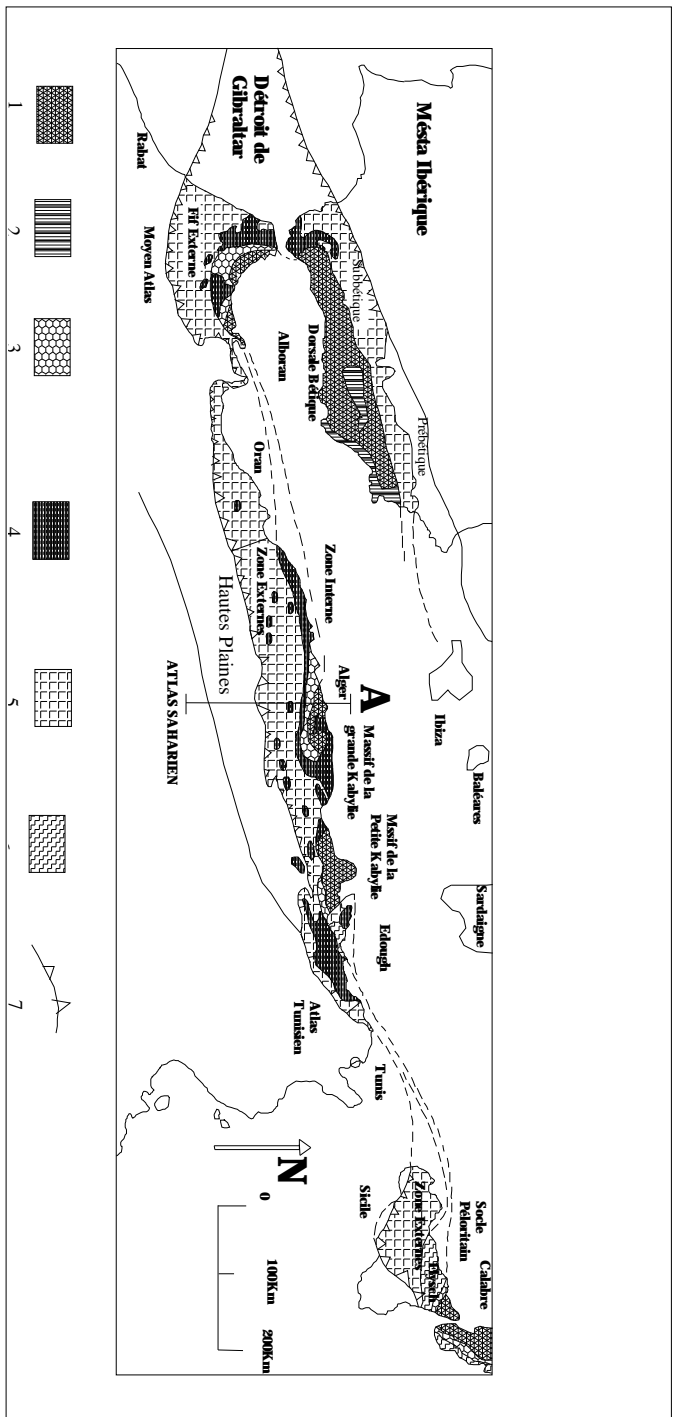


Fig 1 : Schéma structural de l'édifice alpin dans le cadre méditerranéen occidentale, d'après (Durand Delgad, 1980),
Légende : 1. massifs Anciens bético_ rifain, Kabylie, Péloritain et Calabrais. - 2. Nevado- filabrides (Andalousie) : Paléozoïque et Permo- Trias soumis au métamorphisme alpin. - 3. Dorsale calcaire (bétique, rifaine Kabyle à matériel mésozoïque, écaillé.- 4. Fiysschs (Crétacé et Paléocène) allochtones.- 5. Rif externe, Tell algérien (Mésozoïque et Tertiaire).- 6. Massif ancien externe (Edough).- 7. Front des ensembles charriés.

I-1-4 Les formations post nappes :

Ce sont des formations d'âge Miocène, Pliocène et Quaternaire.

Le Mio-Plio-Quaternaire recouvre en discordance toutes les formations antérieures, y compris le Numidien et les Olistotromes.

Il existe une relation très étroite entre le magmatisme Néogène et la période « post-orogénique » où des roches ignées se sont mises en place dans les bassins d'effondrements post-nappes. Les roches magmatiques sont associées plus spécialement à des formations sédimentaires transgressives du miocène marin (Burdigalien-Langhien) avec lesquels elles forment des complexes volcano-sédimentaires. Ces complexes affleurent dans des bassins côtiers dans les Babors en Petite Kabylie, à Collo et entre le Cap de Fer et l'Edough.

I-2 Evolution tectonique des maghrebides

La formation des chaînes alpines méditerranéennes y compris le tronçon algérien (Les Maghrébides) de cette chaîne est liée à la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cette rotation est une lente dérive des deux continents l'un vers l'autre. Les stades initiaux de cette convergence, décelés dès le Jurassique inférieur, ne se sont pas clairement manifestés qu'à partir du Jurassique supérieur (150 Ma.) (Tapponier, 1977)

La tectonique est celle de la collision entre les deux plaques Africaine et Européenne. La chaîne alpine algérienne, qui demeure adossée à la frange nord du bloc méridional, est née de cette collision, au cours du crétacé supérieur cette collision est s'intensifiée. (Dewey *et al*, 1973 ; Tapponier, 1977).

En se basant sur l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'océan atlantique central, Le coulissage senestre aurait principalement contrôlé l'évolution durant le Jurassique-Crétacé avec la formation d'un sub-océan et une croûte amincie, (Wildi, 1983; Ricou, 1994).

Il faut noter qu'au Tithonien-Néocomien, il y a eu individualisation du sillon des flyschs Mauritanien et Massylien entre la microplaque d'Alboran et la marge Nord-Africaine. (Durand Delga, 1981 ; Durand Delga et Fontboté, 1980).

Un deuxième stade divisé en deux phases tectoniques successives, détruit le dispositif paléogéographique mésozoïque mis en place par le premier stade, pour arriver à la structure actuelle.

La phase fini-lutétienne est une phase tectonique majeure qui marque le chevauchement de l'ensemble socle et couverture sur les flyschs mauritaniens et le début du chevauchement de

cet ensemble vers les zones externes (Raoult, 1974). Elle correspond aussi à un début de collision entre les microcontinents des zones internes avec les masses continentales africaines et européennes « sous plaque Ibérique) et la formation de l'arc de Gibraltar embryonnaire (Paquet, 1974).

La phase Oligo-Miocène est une importante phase de compression entraînant des chevauchements dans le domaine atlasique. A cette époque se mettent en place les nappes numidiennes ainsi que les olistostromes kabyles avec des morceaux de flyschs et de nappes telliennes qui ont glissé vers le Nord par gravité. Durand Delga (1981) attribue ces événements à l'enfoncement de la bordure africaine sous les zones internes ce qui provoque la désarticulations de ces zones internes qui viennent chevaucher les zones externes.

Enfin, une tectonique plio-quadernaire avec des plissements à grand rayon de courbure, suivie de fracturation de direction E-W et NE-SW. Cette phase à un rôle très important dans l'apparition des intrusions magmatiques comme le cas des îles Habiba en Algérie et les îles de Galite en Tunisie.

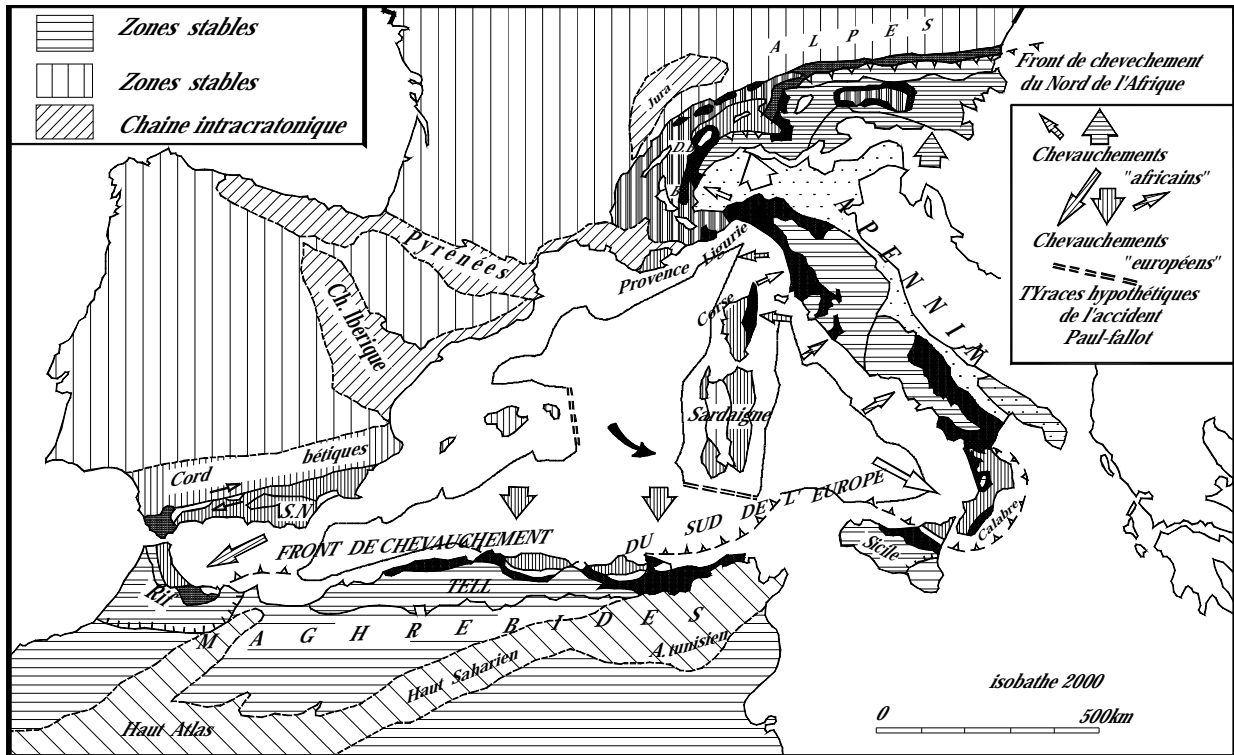


Fig. 2 : Schéma géologique des chaînes bordant la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (D'après Bouillin, 1986).

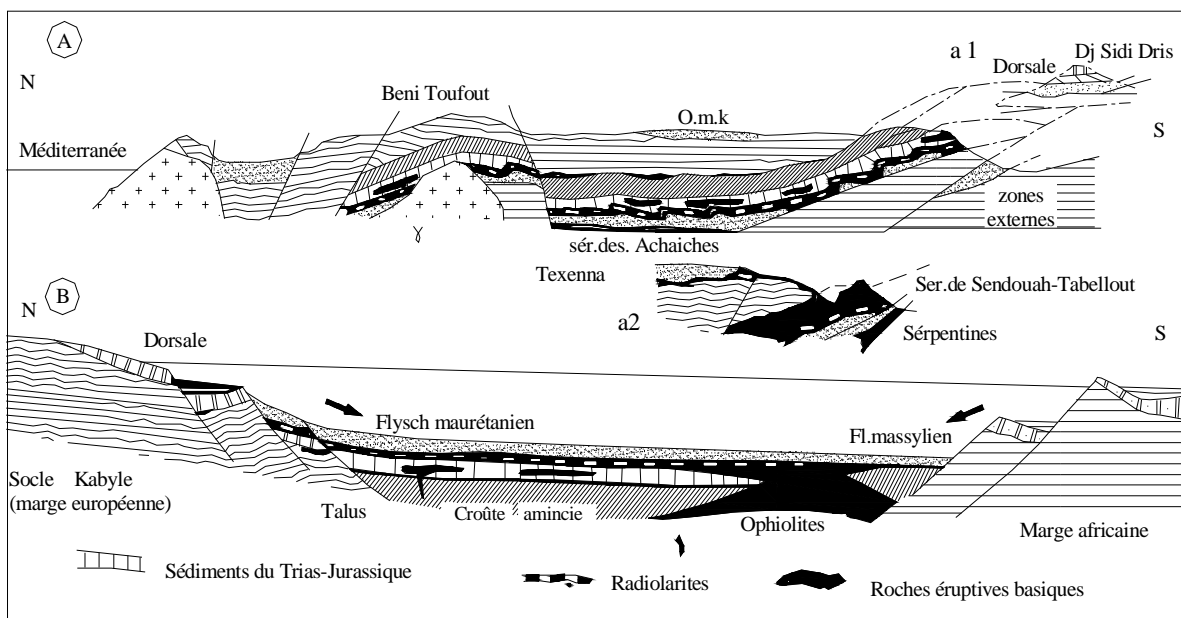


Fig. 3 : Coupe Synthétique des Maghrébides interne au niveau de la petite Kabylie et sa reconstitution paléogéographique. (D'après Bouillin, 1986).

O.M.K : Oligo-Miocène Kabyle. : 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.

CHAPITRE II GEOLOGIE REGIONALE

Le massif de l'Edough constitue le noyau cristallin le plus oriental des Maghrébides, segment africain de la chaîne alpine bordant la méditerranée occidentale. Il fait l'objet de plusieurs études géologiques (Hilly, 1962 ; Villa, 1970 ; Bossière et al, 1976 ; Ilavsky et Snopkova, 1987 ; Gleizes et al., 1988 ; Maragnac, 1985 ; Monié et al., 1992 ; Hammor 1992 ; Ahmed Saïd et Leake 1993 ; Aissa et al., 1995 ; Caby et al., 2001 ; Laouar et al., 2002).

Ce massif cristallophyllien est considéré par plusieurs auteurs comme un massif externe a caractère africain (Villa, 1970, 1980 ; Latouche et al., 1976), ou comme partie des zones internes de la chaîne alpine de l'Afrique du nord (Hilly, 1962 ; Durand Delga, 1969 ; Bouillin, 1977).

Ce massif est constitué essentiellement par un socle métamorphique polycyclique recouvert par une couverture tectonique mésocénozoïque et recoupé par des roches magmatiques diverses. (Marignac et Zimmerman, 1983 ; Caby et Hammor 1992 ; Aissa, 1996)

II-1 Les unités métamorphiques

Les formations du socle sont constituées de trois unités métamorphiques superposées Gleizes et al, 1988 ; Hammor, 1992 :

- 1.1 Une unité gneissique de base constituée d'orthogneiss, de para gneiss et de leptynites.
- 1.2 Une unité intermédiaire formée par une alternance de micaschistes et des bancs de marbres.
- 1.3 Une unité supérieure constituée par une alternance de bancs quartziteux et micaschistes. A la base de cette unité appelée également série des « alternances » affleure une dalle de leucogranite très déformée riche en tourmaline.

II-1-1 Unité gneissique de base :

Elle forme le cœur du massif de l'Edough. Elle est représentée par une variété de roche qu'on rencontre dans la partie centrale du massif et dans sa périphérie en faveur d'accidents tectoniques.

A- Paragneiss :

Ils constituent l'essentiel de la partie occidentale du massif de l'Edough. On les trouve également au cap de garde (**Fig 4**). Ils sont caractérisés par une foliation fortement plissotée et présentant des témoignages d'un début d'anatexis sous la forme de mobilisats quartzofeldspathiques de taille décimétriques qui envahissent la roche (> à 50%). Minéralogiquement

ils sont constitués de quartz, feldspath, biotite, muscovite, grenat, tourmaline et sillimanite. On rencontre généralement des variétés finement litées des migmatites rubanées et des pegmatites (sécantes ou concordantes). Il est à noter que la distinction entre les termes para/orthodérivés s »est faite, en se basant sur la présence des yeux de quartzo-feldspathiques et l'abondance des micas (Hammor, 1992)

B- Orthogneiss :

Ces roches constituent le cœur de l'antiforme. Ils sont caractérisés par des mégacristsaux de feldspaths potassiques qui peuvent atteindre 3 à 10 cm de diamètre et par la présence de leptynites claires (granites métamorphosés d'après Ahmed Saïd et Leake, 1993) riches en grenat et tourmaline.

Ces orthogneiss sont moins riches en biotite que les paragneiss.

Chapitre III- Situation géographique et géologique

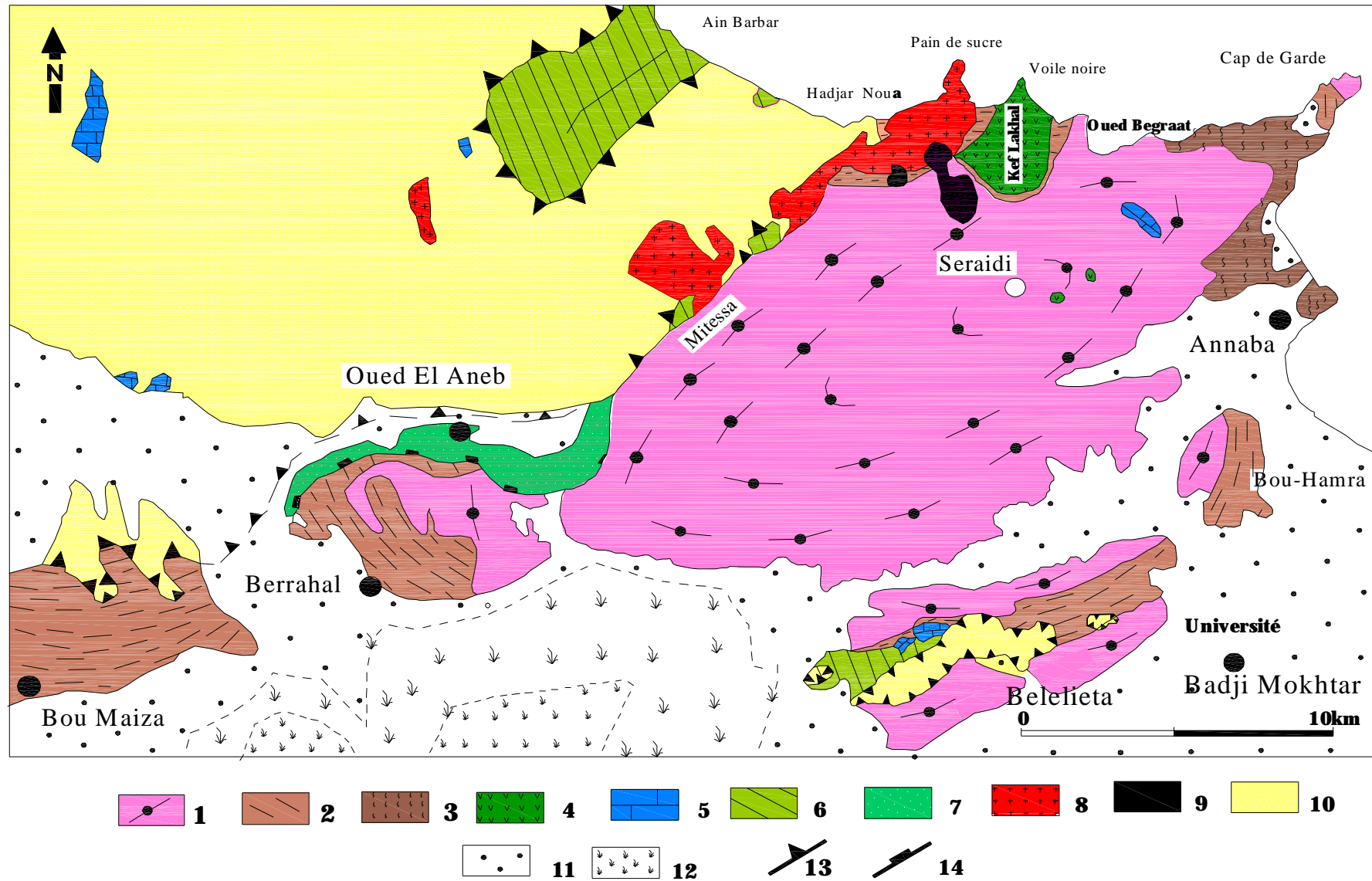


Fig 4 Carte géologique schématique du massif de l'Edough (D'après Hilly, 1962., Vila, 1980., Hammor, 2002., et Laouar et al, 2002)

Légende, Fig. 4 : Carte géologique schématique du massif de l'Edough
(D'après Hilly, 1962., Vila, 1980., Hammor, 1992., et Laouar et al 2002)

- 1- Gneiss
- 2- Micaschistes et marbres
- 3- Alternances de micaschistes et quartzites associés au leucogranites.
- 4- Amphibolites et lentilles ultrabasiques.
- 5- Calcaire jurassique épimétamorphique
- 6- Marnes schistosés et flysch schisto-quartzeux.
- 7- Séricitoschistes, marbres et jaspes épimétamorphiques.
- 8- Granites intrusifs
- 9- Rhyolites
- 10- Flysch allochtones (nappe numidienne avec à la base des argiles à *Tubotomaculum* et des quartzites au sommet).
- 11- Quaternaire
- 12- Marécages
- 13- Chevauchement
- 14- Contact soustractif.

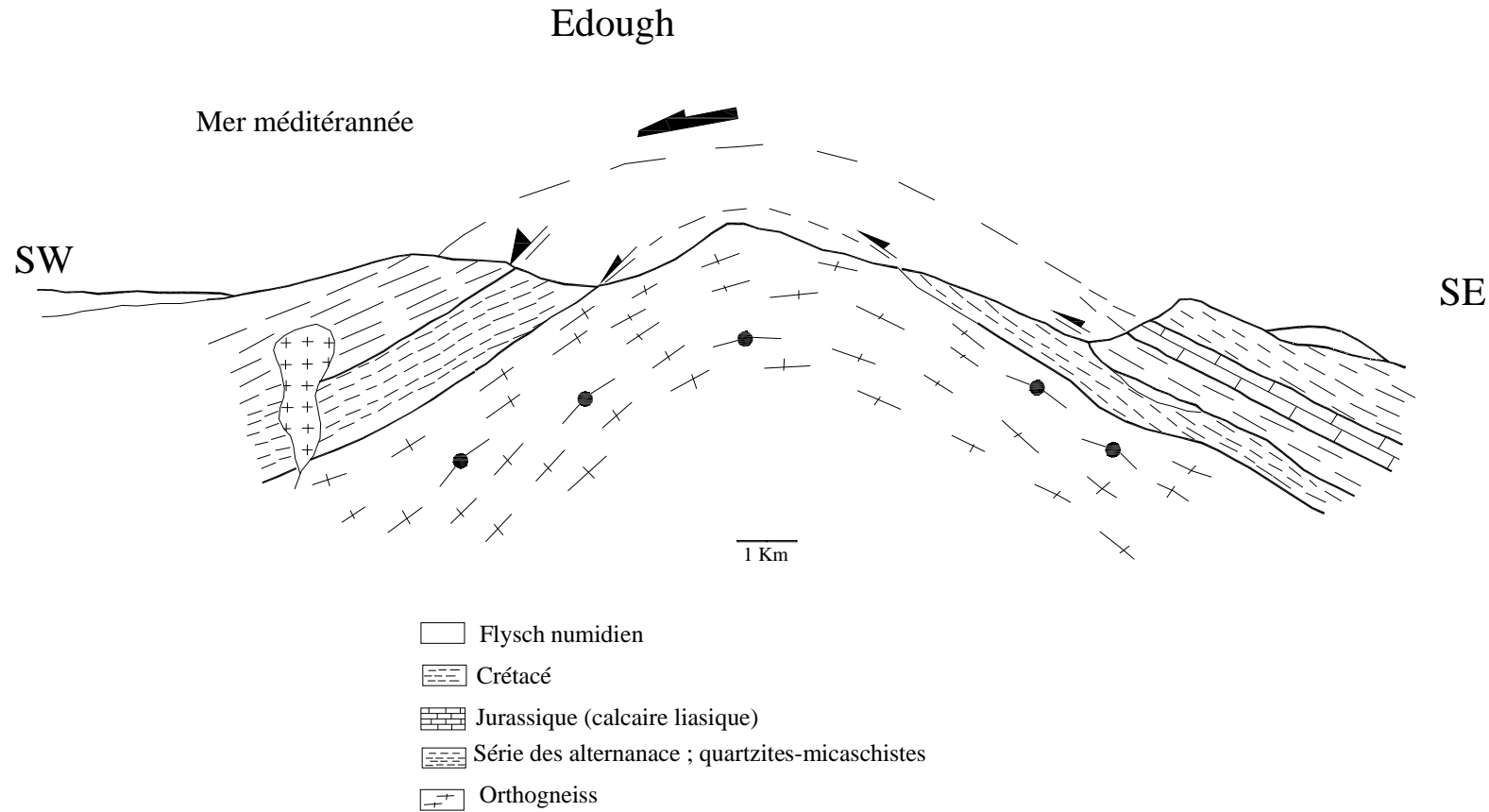


Fig. 5 Coupe schématique interprétative illustrant l'hypothèse proposée de faille normale ductile à vergence dans le massif de l'Edough (d'après Brunel *et al*, 1988)

II-1-2 Unité intermédiaire à micaschistes et marbres

C'est une série qui surmonte les gneiss de l'unité de base, elle est formée par une alternance de micaschistes alumineux et de bancs de marbres à minéraux.

Au SW du massif de l'Edough, dans la région de Berrahal et de Bou-Maïza, cette série est formée par des micaschistes à grain fin à disthène, grenat et staurotide. Dans la région du Cap de garde, on retrouve les micaschistes à disthène avec de la sillimanite (**Fig 4**).

L'épaisseur de cette unité varie de quelques mètres à une centaine de mètres (sauf au cap de garde où ils apparaissent en position verticale avec une épaisseur cumulée de plus de 1000m). Dans cet ensemble, on trouve parfois des intercalations des niveaux de lentilles d'amphibolites, des métagabbros et des pointements rares de roches serpentinisées qui ne semblent pas avoir de relation directe avec les amphibolites à grenats de la voile noire.

Le contact entre les micaschistes et les marbres est souligné par des skarns qui sont des roches vertes à brunes constituées d'amphiboles, pyroxènes, épidotes et grenats.

II-1-3 Unité supérieure ou série des alternances

Elle n'affleure qu'au Nord d'Annaba (**Fig 4**). Elle est constituée d'une alternance de bancs décimétriques à métriques de quartzites feldspathiques et de micaschistes alumineux riches en grenat, tourmaline et graphite. Les niveaux quartzitiques sont très plissotés et de puissance variable. Les micaschistes alumineux ont une couleur noire satinée très caractéristique. Ils contiennent une grande quantité de grenat et de nombreuses baguettes de tourmaline. Cette série est également caractérisée par la présence de nombreuses fissures remplies d'andalousite rose associée à des quartz fumés bipyramidés. Des intercalations de quartzites et de lydienne ont livré une faune d'Acritarches permettant d'attribuer un âge paléozoïque, probablement Ordovicien à Dévonien (Ilavsky et Snopkova, 1987) pour les micaschistes de cette unité.

Vers la base de cette série s'intercalent des gneiss leucocrates dont les contacts avec l'encaissant sont parallèles à la foliation. Il s'agit de gneiss oillés clairs très déformés, riches en muscovite et en grandes baguettes de tourmaline qui soulignent la linéation minérale d'allongement. Les caractères pétrographiques de ces gneiss correspondent à ceux d'un leucogranite alumineux.

Les amphibolites et roches ultrabasiqes-Basiques associées :

Les amphibolites affleurent particulièrement au niveau de, la voile noire et au nord-ouest du massif (Toubal, 1985 et Ahmed Saïd et al, 1992).

a) Les amphibolites de la voile noire

Les amphibolites forment une unité faiblement inclinée vers le Nord au Kef Lakkhal jusqu'à la voile noire, fréquemment grenatifères. D'après Ahmed Saïd et Leake, 1992 et Toubal 2005., on discerne deux types d'amphibolites sur le plan structural : Amphibolites massives composées essentiellement de la hornblende verte et des plagioclases à teneur en anorthite très variable (An_{85-90}), et amphibolites litées qui contiennent des niveaux très minces d'épidotites de couleur vert clair et des pyroxénites dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 cm. Le contact entre les amphibolites de la Voile Noire et les gneiss de l'unité de base se fait par un contact très mylonitisé parallèle à la foliation.

b) Les pointements de péridotite dans le massif de l'Edough

Ce type de roches affleure au lieu dit Km 7 (Sidi Mohamed) le long de la route reliant la ville de Annaba et Séraïdi, elles ont été décrites par G.Bossière et al. (1976), comme étant des harzburgite à orthopyroxène de teneur élevée en enstatite, plus ou moins recristallisées et serpentinisées.

Ces péridotites présentent une structure planaire soulignée par l'allongement des orthopyroxènes, cet ensemble est recoupé par des failles NW-SE et encaissé dans les gneiss.

A. Toubal, (1986), a signalé pour la première fois un autre affleurement de péridotite situé le long de la route reliant le village de Séraïdi à la plage de l'oued Begrâat, ce sont des lherzolites à spinelle localisés au contact des métapelites et amphibolites.

Selon Hammor, (1992) les péridotites à l'olivine, talc, amphibole, spinelle vert, chlorite orthopyroxène, magnétite, ressemblent en réalité à une tectonite recristallisée puis déformée (absence du spinelle chromifère). Au Km7, le même auteur a fait une étude détaillée sur un échantillon prélevé dans les niveaux d'amphibolites à grenat associés aux péridotites et montre l'absence du spinelle chromifère (minéral fréquent dans les roches basiques). La composition minéralogique (pyroxène sous forme de symplectite, grenat, rutile, zoïsite et amphibole) de la roche montre qu'il s'agit d'une pyroxénite à grenat, (Eclogite). Tous ces travaux ont permis de conclure que toutes les roches du massif dérivent de cumulats déformés

et recristallisés à haute température (faciès des péridotites à amphibole et chlorite) et ne peuvent pas avoir une origine mantellique

Des travaux récents, effectués par S. Hadj Zobir, (2007) sur les metabasites de Km 7 (Sidi Mohamed), suggèrent qu'ils proviennent d'un protholite basaltique magnésien de source mantellique probablement par fusion partielle faible des péridotites.

II-2- Les unités épimétamorphiques

II-2-1 Les formations épimétamorphiques du Béleliéta :

Le massif de Béleliéta constitue la terminaison SE du massif de l'Edough (**Fig. 4**) que Hilly (1962) a décrit pour la première fois des formations épimétamorphiques.

J. M. VILA les a attribuées au Mésozoïque par comparaison avec d'autres séries connues dans la région, notamment les séries du Djebel Safia dont il fait également la couverture de l'Edough. La similitude entre ces unités prékabyles et les écailles de Moul El Demamene situées au sud d'El Milia à 100 Km du massif de l'Edough, a également été provoquée (Durand Delga, 1967). Ceci traduisait l'extension considérable du domaine « prékabyle » dans le Nord du Constantinois.

II-2-2 Les formations épimétamorphiques de Berrahal :

Ces formations épimétamorphiques ont été signalées pour la première fois par Brunel et al., (1988) et Caby et al., 1992

Elles comprennent une assise carbonatée épimétamorphique (d'environ 10 m d'épaisseur). L'association suivante a été observée :

Trémolite-talc-chlorite magnésienne-calcite. Elle témoigne de la dolométisation d'anciennes dolomies. Ces marbres massifs de couleur jaunâtre sont encadrés par des horizons pélitiques, par des niveaux siliceux et des séricitoschistes avec des niveaux de lydienes et de jaspes rouges ferrugineux dont le faciès évoque des radiolorites. Un niveau conglomératique remaniant les dolomies surmonte ces formations.

Les séricitoschistes renferment essentiellement du quartz et du mica blanc néoformé avec quelques baguettes de tourmaline. L'association minérale suivante a été décrite : épidote-albite- biotite verte, mica blanc et phlogopite. La température d'équilibre de cette paragenèse est de l'ordre de 400 °C (Caby et Hammor 1992).

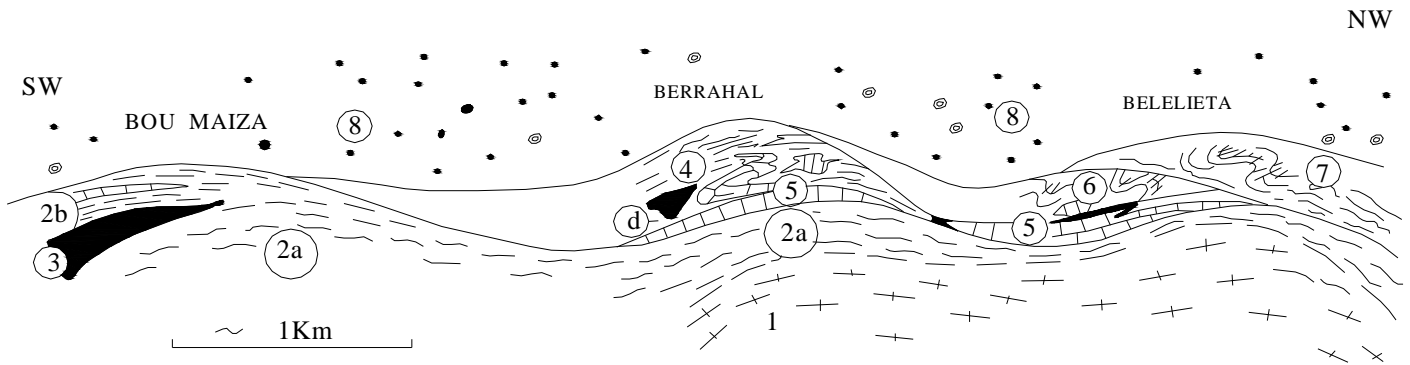


Fig. 6 : Schéma montrant les relations géométriques entre les diverses unités du S du massif de L'Edough. (D'après Caby et Hammor 1992). 1 : gneiss indifférenciés ; 2a : micaschiste à staurotide, disthène et grenat ; 2b schistes à disthène-staurotide ; 3 : métagabbro ; 4 : marbres, métasédiments et dolérites (d) épizonaux de l'oued el Aneb ; 5 : marbres mylonitiques de Berrahal ; 6 : Jurassique fossilifères épimétamorphique ; 7 : Crétacé fossilifères ; nappe numidienne (grés oligocène)

Les marbres à trémolite ainsi que les séricitoschistes de cette unité montrent également un boudinage associé à des plis isoclinaux dont la direction est N130°. Cette direction coïncide avec la direction moyenne de la linéation minérale d'allongement mesurée dans les formations cristallophyllienne sous-jacente. Les niveaux pélitiques noirâtres dans les séricitoschistes montrent une dissymétrie indiquant un sens de déplacement de cette unité vers le NW.

Ces formations épimétamorphiques, dont l'âge est inconnu, reposent en concordance tectonique sur les micaschistes à grenat du socle. Elles sont surmontées par une formation argilo-gréseuse très légèrement schistosée de couleur jaunâtre dont l'âge est probablement Albo-aptien.

L'âge des formations épimétamorphiques, n'est pas encore connu, elles peuvent être :

- Paléozoïques comme l'a suggéré Brunel et al., (1988) (carbonifères pour les formations épimétamorphiques et Dévoniennes pour les formations qui les surmontent).
- Mésozoïques, si on les compare aux formations jurassiques et crétacées schistosées affleurant au Béléliéta.

Nous remarquons que l'épimétamorphisme qui affecte les séries de Berrahal est d'un degré supérieur à celui qui affecte les séries du Béléliéta.

II-2-3 Les calcaires épimétamorphiques d'Oued El Aneb :

Les calcaires épimétamorphiques d'Oued El Aneb forment les assises les plus épaisses de tous les affleurements calcaires du secteur de Berrahal. Le manque d'affleurement ne permet pas de les rattacher à ceux de Berrahal décrits plus haut, ils constituent une série épaisse (environ 100 m) très plissé avec quelques niveaux silteux et des lits centimétriques de jaspes noirs et métapélites à chlorite et biotite. La série comporte également des pélites hématiques, un sill de dolérite est mis en place dans cette série, il s'agit d'un boudin décimétrique déformé en bordure avec une paragenèse métamorphique à actinote-albite-chlorite.

II-2-4 Les formations pélitiques épimétamorphiques de Bou-Maïza :

D'après Hammor (1992) les affleurements de séricitoschistes sont associés à des bancs de calcaires dolomités et épimétamorphiques, et surmontent directe les micaschistes à grenat, ils ont un aspect lustré ; ils sont très friables et de couleur brun-jaunâtre. A l'oeil nu, ils se présentent comme des roches épizonales de bas degré.

²Des petites masses de métagabbros magnésiens affleurent au sein de ces séricitoschistes, présentant localement une foliation plus au moins marquée (Aissa et Semroud, 1988), interprété par Caby et Hammor (1992) comme une foliation mylonitique souligné par l'actinote ainsi que des bandes ultramylonites schisteuses à trémolites et Mg-chlorite. L'association minérale montre un premier assemblage de haute pression à zoïsite-rutile suivi d'un assemblage secondaire de plus faible pression et température à albite-actinote-sphène.

II-3 Formations sédimentaires

La couverture sédimentaire des roches métamorphiques du massif est allochtone. Les unités sédimentaires sont considérées par Villa, (1970) comme étant de type pré-kabyle. Elles sont représentées par des nappes de flyschs : la nappe de flyschs crétacés et la nappe de flyschs numidiens

II-3-1 la nappe de flyschs crétacés

Ces flyschs affleurent en fenêtres, sous la nappe numidienne et occupent les régions d'Ain Barbar et du Mellah (Hilly, 1962 ; Marnagnac, 1985), ils s'agit d'intercalations d'argilites noires bleutées et de bancs peu épais de calcaires gréseux, à faciès typique de turbidites distales de type massylien, les niveaux calcaires renferment des foraminifères permettant de rapporter cette série au Mæstrichtien ; et Marnagnac (1985) signale, au sein de ces flyschs la présence de traces d'un matériel volcano-clastiques (quartz volcanique, fragments de laves vitreuses ou microlithique) pyriteux par endroit.

II-3-2 la nappe de flyschs numidiennes

Le flysch numidien constitue structurellement la nappe la plus haute de l'édifice alpin.

Il est composé par l'alternance de bancs métriques de grés silicifiés et de minces niveaux argileux, ce qui lui confère la valeur d'une couverture imperméable (Hilly, 1962 ; Marnagnac 1985). La puissance initiale de cet ensemble varie de 1000 à 1500m.

La nappe numidienne n'est jamais impliquée dans les contacts chevauchants majeurs antérieurs au Miocène supérieur (Wildi, 1980).

Dans le massif de l'Edough, seuls les argiles à tubotomaculum et les grés numidiens affleurent au Nord et au Sud du massif (**Fig 4**). Ces deux niveaux sont légèrement métamorphisés au contact des granites intrusifs miocènes. Les argiles supra-numidiennes sont décrites plus à l'Ouest, dans le constantinois, et plus à l'Est, en Tunisie.

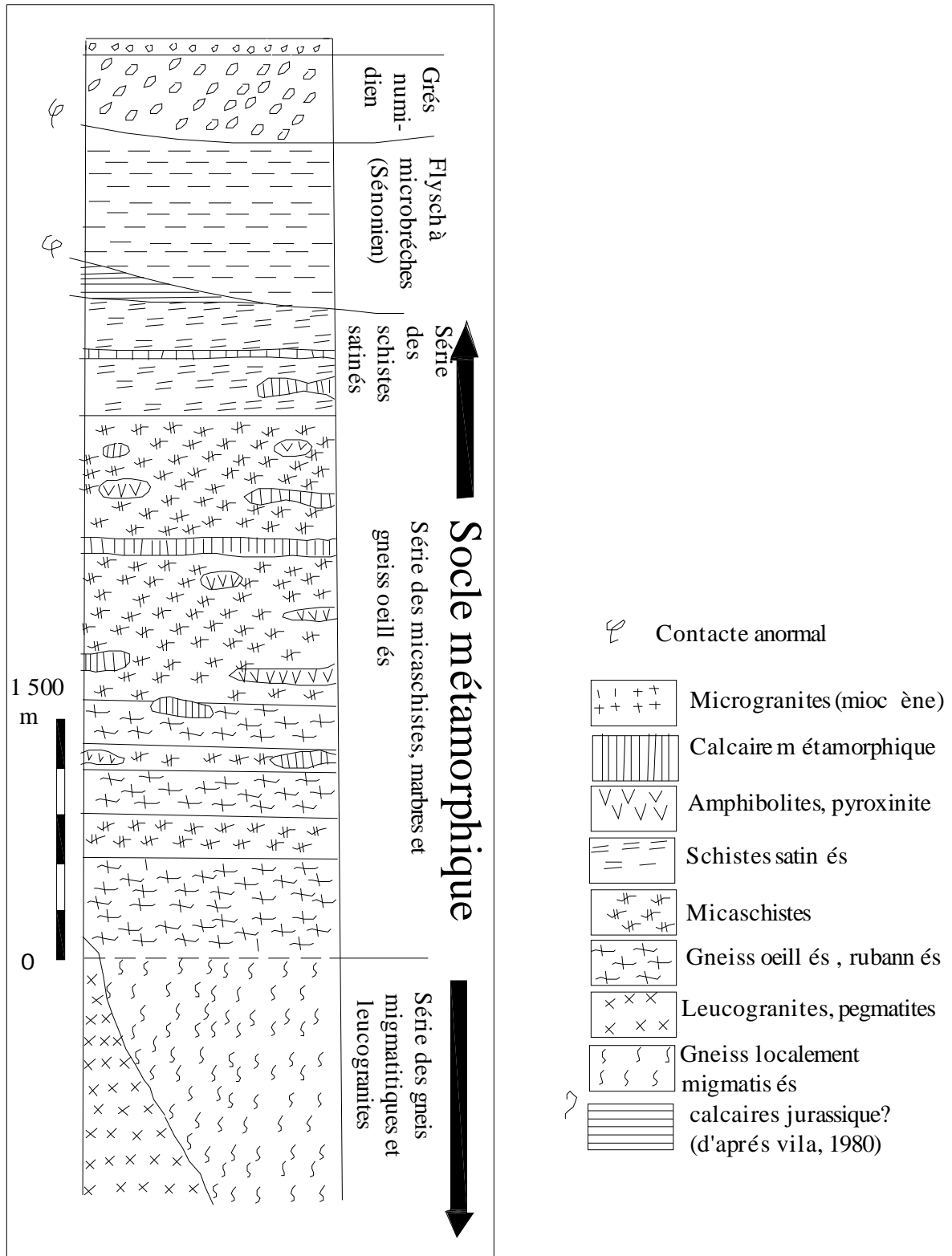


Fig 7: Coupe lithologique schématique du massif de l'Edough (Aissa, 1996)

Dans le massif de l'Edough, seuls les argiles à tubotomaculum et les grés numidiens affleurent au Nord et au Sud du massif (**Fig. 4**). Ces deux niveaux sont légèrement métamorphisés au contact des granites intrusifs miocènes. Les argiles supra-numidiennes sont décrites plus à l'Ouest, dans le constantinois, et plus à l'Est, en Tunisie.

II-4 Les formations magmatiques

Les roches magmatiques de la région de Annaba sont localisées en deux endroits : au Nord-Est du massif de l'Edough et au massif de Chetaïbi. La mise en place de ces roches est le résultat de la subduction-collision durant l'Oligo-Miocène dans le bassin méditerranéen ouest, entre les plaques européenne et africaine (Auzende *et al.*, 1975; Bouillin, 1979 et 1986; Cohen, 1980., Carminati *et al.*, 1998., Maury *et al.*, 2000., Laouar *et al.*, 2002; Laouar *et al.*, 2005). Au niveau du massif de l'Edough, ce magmatisme est représenté par des leucogranites, des pegmatites, des microgranites et des rhyolites.

a) Les leucogranites et les pegmatites:

Les leucogranites affleurent dans la région de Bouzizi, de Séraïdi et au NE du massif de l'Edough (El Bir). On les rencontre principalement dans les gneiss sous forme de corps lenticulaires décamétriques ou en dykes. Les pegmatites, par contre, se rencontrent aussi bien dans les gneiss que dans les micaschistes. Selon la nature du minéral dominant on distingue deux types : des pegmatites à tourmaline sous forme de lentilles en discordance sur les gneiss et des pegmatites à muscovite en corps isolés dans les micaschistes. Les datations géochronologiques par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des muscovites de pegmatites donnent un âge burdigalien ($17 \pm 0,3$ Ma; Monié *et al.*, 1992; Aissa *et al.*, 1994) à la mise en place du magmatisme leucogranitique et pegmatitique.

b) Les microgranites et les rhyolites

Les microgranites affleurent au Nord Ouest du massif, leur contact avec les gneiss, grés et micaschistes est marqué par une zone de silicification intense, par contre celui avec le flysch sénonien donne naissance à des cornéennes. Cette zone de silicification se prolonge jusqu'à quelques mètres dans les granites (J. Hilly, 1962; C. H. Marignac, 1976).

Ces roches montrent une texture microgrenue porphyrique à phénocristaux de feldspaths, biotite et peu de quartz et tourmaline, de teinte grisâtre parfois verdâtre. La composition minéralogique ressemble à celle des granodiorites décrites par B. Semroud, 1981 à Oued

Amizour (quartz, biotite plagioclase (An > 45 %), et rarement d'hypersthène, amphibole et clinopyroxène...).

D'après le classification géochimique, ces roches sont attribuées aux granites monzonitiques calcoalcalins (Hilly, 1962; Arafa, 1990; Ouabadi, 1994). Leurs datations géochronologiques (16Ma) par la méthode K/Ar confirme leur appartenance au magmatisme tertiaire de la méditerranée occidentale (Bellon, 1981, Pelven et Zimmermann, 1986).

Les rhyolites affleurent dans la région de K.Guelaâ, K. Fidjel, et K. Ahrach. Ce sont des variétés de roches blanches à phénocristaux de quartz, feldspaths, biotite et tourmaline. Au microscope, elle montrent la paragenèse suivante : quartz, plagioclase, biotite, des feldspaths potassiques, et des minéraux secondaires d'origine hydrothermale (Quartz, chlorite, apatite, tourmaline)

Ce magmatisme calco-alcalin est d'âge burdigalien à langhien (Bagdasarjan *et al.*, 1973, Marignac et Zimmerman, 1983, Marignac, 1985).

II-5- Métamorphisme et tectonique de l'Edough

Le massif de l'Edough a subi un métamorphisme polycyclique caractérisé par plusieurs événements majeurs

II-5-1 les phases de métamorphisme

Les roches de l'unité inférieure portent les traces sous forme de reliques plus au moins bien conservées, de trois stades métamorphiques (Aissa, 1996) :

- Un stade très précoce de haute pression, haute température (éclogite de haute température : association clinopyroxène-grenat dans les metabasites) ;
- Un métamorphisme précoce de haut degré (M1) correspondant à l'établissement de condition du faciès granulite (M1 a, granulite de haute pression : association disthène-grenat-quartz dans les métapelites), suivi d'une décompression avec anatexie statique (M1b, association sillimanite prismatique-biotite-plagioclase dans les métapelites et amphibole pargasitique-plagioclase calcique dans les metabasites) ;
- Une rétomorphose statique (M1/2), marquée dans les métapelites et les gneiss par le développement de grandes muscovites blastiques à lattes de biotite

Ces événements sont absents dans les roches de l'unité supérieure, tandis que les deux unités portent les traces de deux nouveaux événements :

- Un métamorphisme barrowien (M2), de degré moyen (disthène-grenat-staurotide) dans toutes les unités, très bien marqué dans les unités supérieures, où il est prograde, beaucoup plus discret dans l'unité inférieure ; ce métamorphisme est syntectonique de D2 ;
- Un métamorphisme de basse pression (M3), de degré moyen (andalousite ou sillimanite fibreuse-muscovite) dans toutes les unités, subdivisé en un métamorphisme syntectonique de D3 (M3a), qui voit la transition sillimanite à andalousite syncinématique et un métamorphisme rétrograde (M3b) à andalousite statique, en profondeur, une fusion partielle permet l'injection de leucosomes syn-D3 en de nombreux points dans les gneiss.

II-5-2 Tectonique

II-5-2-1 Géométrie de la déformation ductile dans le massif de l'Edough :

Dans le massif de l'Edough, les formations métamorphiques ont subi une déformation ductile de haute température.

Les formations cristallophylliennes de l'Edough développent une foliation pénétrative dessinant à l'échelle du massif une mégastructure antiforme d'axe NE-SW.

Au Cap de Garde, cette foliation montre une direction N140° avec un pendage subvertical. Le plan de foliation porte une linéation minérale d'allongement bien visible dans les gneiss et les leptynites. Dans les leucogranites, la linéation minérale est très bien marquée par l'étirement et l'allongement des baguettes de tourmaline et des lentilles de quartz.

La direction constante N140° de la linéation minérale à travers le massif marque la direction de transport de la déformation sur les plans de foliation.

Tous les critères de cisaillement classiquement connus dans les grandes zones ductiles à déformation non coaxiale ont pu être observés : structures sigmoïdes, obliquités des plans C/S, queues dissymétriques, boudinage. Ces critères de cisaillement s'observent à toutes les échelles dans les roches cristallines du massif de l'Edough et indiquent tous un sens de déplacement vers le NW.

Dans l'unité intermédiaire, les microplis sont de type isoclinaux à axe orienté N 140°. Dans les marbres de cette même unité, les plis sont en fourreau d'axe orienté N140° parallèle à la linéation et à la crénulation observées dans cette unité.

Les gneiss, les micaschistes, la série des alternances ainsi que les amphibolites de la voile Noire qui constituent les formations les plus métamorphiques sont affectées par cette déformation parfaitement homogène.

Tous ces critères géométriques spécifiques nous permettent de conclure que la déformation très intense qui affecte les roches métamorphiques de l'Edough est du type non-coaxiale. Elle se produit à très haute température de l'ordre de 700°C.

Elle est donc synmétamorphique (Brunel, 1988 ; Hammor, 1992).

II-5-2-2 Tectonique cassante

1- Failles : Plusieurs familles de failles ont été observées dans le massif

- Des failles profondes d'orientation NE-SW et NW-SE ayant probablement guidé le magmatisme tertiaire

- Des failles normales moins profondes ayant joué en faille inverses d'orientation NE-SW et NW-S.E à SW.

- Des failles décrochantes. Ces décrochements ont compartimenté le gisement de fer de même orientation et à fort pendage. (Aissa, 1996)

II-5-3 Déformation :

a) Evolution structurale :

Les formations métamorphiques de l'Edough portent l'empreinte d'une intense déformation ductile à vergence NW et pouvant s'interpréter comme due au jeu de failles normales ductiles subhorizontales à l'origine de l'exhumation et du refroidissement rapide de unités métamorphiques.

Les vitesses de refroidissements calculées sont de l'ordre de 200°C à 300°C/km associées à des vitesses d'exhumation rapide de 6-8km/Ma (Monié et al., 1992)

La plus importante déformation correspond à la déformation ductile à vergence NW contemporaine du métamorphisme rétrograde lié au jeu de failles normales (Brunel et al., 1988, Caby et Hammor, 1992, Caby et al., 2001).

Le socle de l'Edough a subi une histoire complexe, polyphasée où deux séquences majeures d'évènements peuvent être individualisées (Aissa, 1996)

1-1 plissements synchistes (D2) contemporains d'un métamorphisme de type barrowien (disthène-staurotide-grenat) (M2) ; les plis sont de type couché, à axes initialement E-W progressivement réorientés dans le plan de schistosité vers une direction à N°140E proche de la direction de transport N160-N170°E voisine de la direction de transport de l'évènement suivant.

La vergence est au Nord et l'ensemble est interprété comme relevant d'une déformation cisailante dans un contexte collisionnel. Ces plis replissent une ancienne foliation migmatique. (S1).

1-2 Plissement synchisteux et cisaillement ductile (D3), contemporains d'un métamorphisme de basse pression (andalousite-sillimanite) (M3) dans le contexte distensif d'une faille de détachement (Brunel et al., 1988 ; Hammor, 1992 ; Caby et Hammor, 1992), d'âge burdigalien (Monié et al., 1992 ; Aissa et al., 1994, 1995).

Les plis d'axe parallèle à la linéation d'étirement autour de N140°E sont des plis de transport et la vergence est NW.

b) Principales structures

A chaque évènement est associé des structures majeures :

1. A la première phase sont associés des plis synchisteux déca- à kilométrique, qui invaginent le complexe des Marbres dans les gneiss (Aissa, 1996) ; le massif de la voile noire correspond à l'un des ces synclinaux dont la racine étirée et disloquée est constituée par les métagranulites et amphibolites associées d'El Bir.

C'est également pendant cette phase que se met en place l'unité supérieure, dont le contact avec l'unité inférieure a été reconnu comme tectonique dans la région d'Annaba (Gleizes et al., 1988). En effet, ce contact met en accordance les deux ensembles structurés et métamorphisés dans les mêmes conditions pendant M2, avec un saut métamorphique majeur entre les deux unités. (Aissa, 1996)

Seule, l'unité inférieure contient des reliques de métamorphisme de haute pression et le métamorphisme barrowien y est rétrograde ; tandis que ce métamorphisme est prograde dans l'unité supérieure. (Aissa, 1996)

2. A la deuxième phase est associée une faille de détachement ductile dans le socle.

- Pour Brunel et al., (1988) Caby et Hammor (1992) la faille de détachement est située au contact entre les formations métamorphiques de Haut Grade du massif de l'Edough et les formations épimétamorphiques situées plus au sud du massif considérés comme des écailles indépendantes à contact plat. En effet, le saut important de métamorphisme qui existe entre les unités épimétamorphiques et les micaschistes à grenat du socle sous-jacent permet d'interpréter le contact basal comme un contact soustractif. Ce contact soustractif est interprété comme étant une faille normale ductile à vergence NW.

- Pour Aissa (1996) la faille de détachement passe obliquement à travers la pile issue de l'évènement D2

L'esquisse tectonique réalisée dans le massif de l'Edough, en partie à l'aide de photos aérienne (Aïssa, 1985) a permis de mettre en évidence quatre types de failles importantes (Aïssa, 1996) :

- Un premier type (F1) constitue une famille dont l'orientation dominante varie de N120° à 150° et correspondrait à une tectonique décrochante dextre. Les failles N150°-160° sont les sites privilégiés des minéralisations hydrothermales et paraissent par ailleurs avoir guidé la mise en place des rhyolites. Cependant, comme on peut le démontrer à Ain barbar (Marignac, 1985), les failles de direction N150-160°E sont nées comme des failles normales, et ce n'est qu'ultérieurement qu'elles ont évolué en décrochement.

- Un deuxième type (F2) constitue une famille d'orientation moyenne NE-SW, qui semble conjuguée de la direction précédente et aurait donc probablement joué en décrochements sénestres. La grande faille de l'Oued Afris, qui appartient à ce système, paraît avoir guidé la mise en place de plusieurs corps de microgranites. (Aïssa, 1986)

- Un troisième type (F3) d'orientation moyenne E-W

- Un quatrième type (F4), plu rare, de direction moyenne N-S. cette famille se rattacherait à la première (F1)

La chronologie relative de ces failles est difficile à établir, à cause de l'important couvert végétal, de l'absence de niveaux repères et de l'importance des nombreux rejeux lors des différentes phases tectoniques.

II-5-4 Pétrographie des métapelites de l'Edough (résumé d'après Aïssa D.E., 1996)

Phase D1

Granulites de hautes pression : **T 720°C, P 9 kb** litage migmatique S1 de haute pression :

- Disthène1, Almandin, Feldspath potassique (Na), Ilménite, quartz.
- (Biotite), Sillimanite, Almandin, Feldspath potassique, Rutile

* Rétromorphose : Biotite, Muscovite1, (Almandin) **T 620°C, P 5kb**

Phase D2

Séries affectées par un métamorphisme barrowien schistosité **S2**, plis **P2** de type « **b** » à N140E, vergence **NE**

- Biotite, Muscovite2, Staurotide, Disthène2, (Almandin)

Existence de cisaillement à vergence NE

Phase D3

Séries affectées par un métamorphisme de basse pression/haute température (Cap de garde)

T 640°C/ **P** : 4 kb

Schistosité **S3**/plis **P3** de type "a" à N140E, vergence **N W**

- Biotite, Muscovite 3, sillimanite 2 (fibreuse), Andalousite
- Faille de détachement et cisaillements à vergence NW (Caby et Hammor, 1992)
- Anatexie locale en profondeur et injection de liquides leucogranitiques
- Biotite, Muscovite, Andalousite, Tourmaline

La phase D1 est surtout prépondérante au Bouzizi ; la phase D2 au Bouzizi et au cap de garde ; phase D3 à M'hafer, et Merseba (NW Annaba)

II-5-5 Evolution structurale de l'Edough (résumé d'après Aissa D.E., 1996) :

Phase D1

Tout d'abord l'évolution initiale se fait à partir d'un vieux socle migmatique avec reliques granulitiques : phase D1 avec litage migmatique S1 et Plis P1

Phase D2

Grande tectonique tangentielle (S2, P2) Plis « b » à N140 à vergence NE, à travers tout le massif et d'énormes plis couchés E-W prépondérant dans la région de Kébira)

L'accentuation du mouvement tangentiel entraîne une mylonitisation importante des migmatites.

Phase D3

Cette phase est caractérisée par un fonctionnement de la faille de détachement: (S3, P3) plis « a » N140 à vergence NW

L'importante anomalie thermique à l'origine de la faille de détachement a également entraîné une migmatisation en profondeur.

Les cisaillements ductiles à sillimanite à vergence vers le NW sont injectés de façon plus ou moins contemporaine par des leucogranites à muscovite-tourmaline.

Des pegmatites, manifestation finale du processus anatectique, recoupent les cisaillements ductiles à sillimanites.

Par ailleurs, la faille du détachement a mis en contact différentes unités lithologiques favorisant ainsi la formation de skarns de réaction.

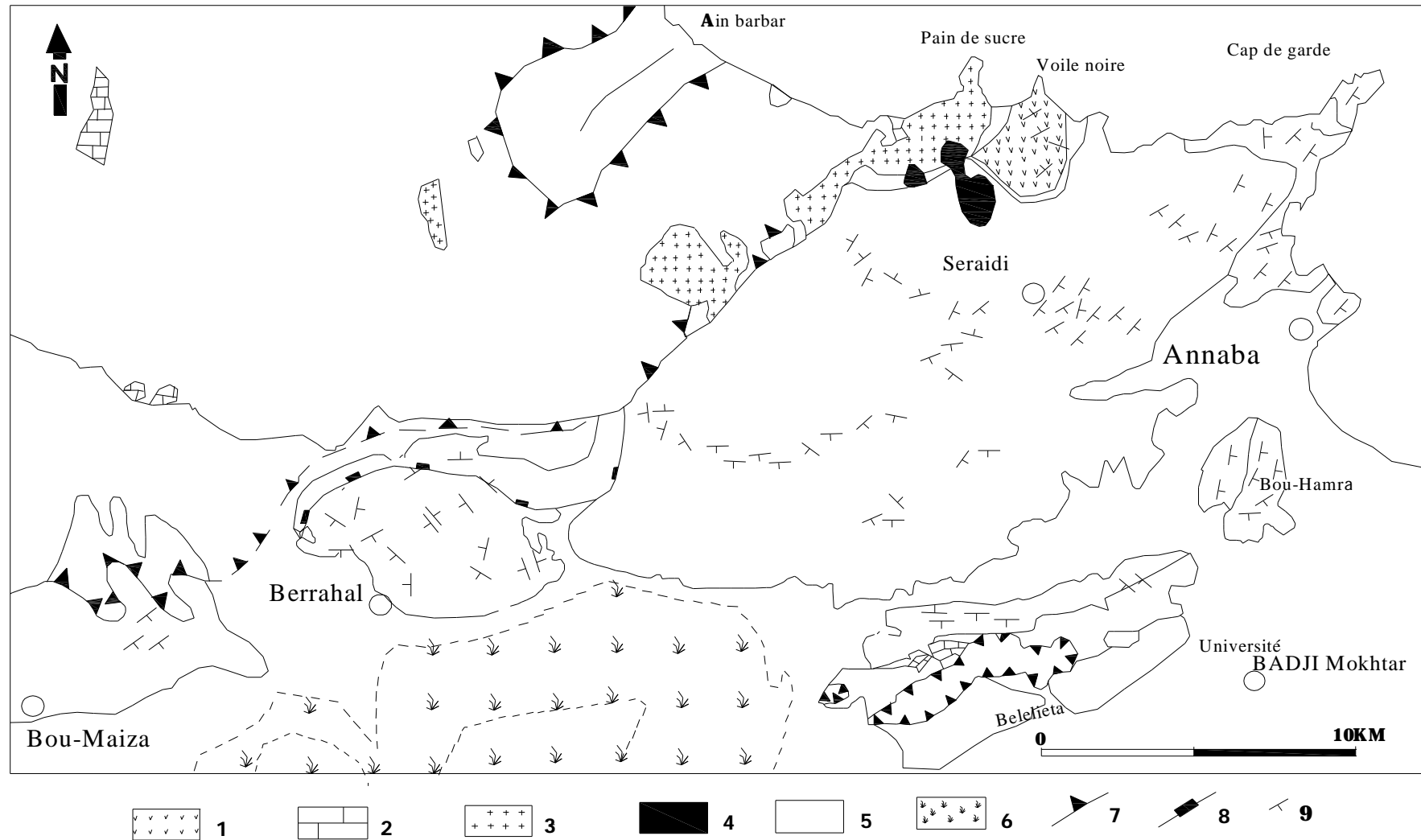


Fig 9 : Carte de foliation du massif de l'Edough (Hammor, 1992)

1- Amphibolites et lentilles ultrabasiqes, 2- Calcaire épimétamorphiques d'âge jurassique, 3- Granite miocène, 4- Rhyolites, 5- Nappe numidienne d'âge oligo-miocène, 6- Marécages, 7-Chevauchement, 8- Contact soustractif, 9- Direction de foliation

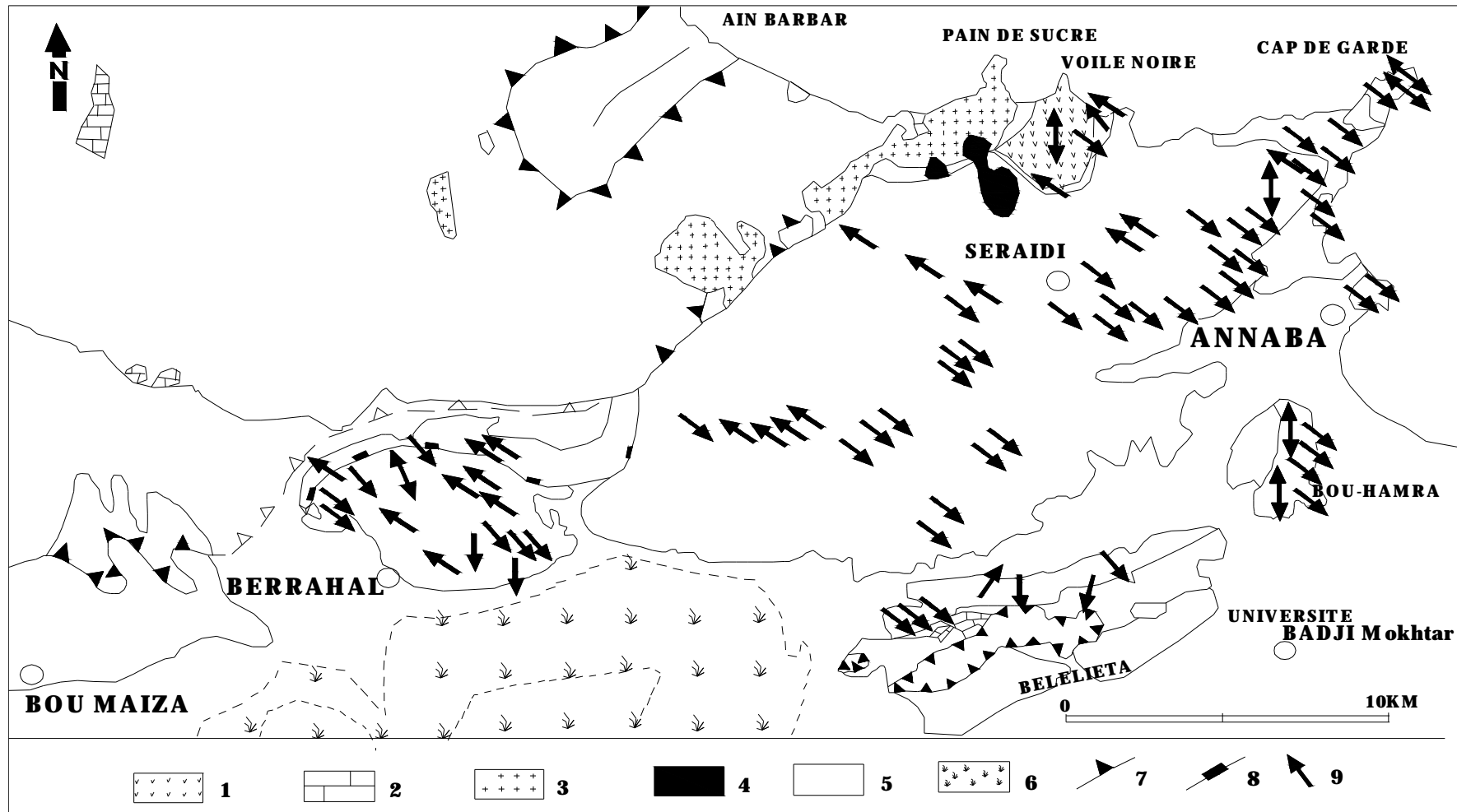


Fig 10 : Carte des linéations du massif de l'Edough (Hammor, 1992).

1- Amphibolites et lentilles ultrabasiques, 2- Calcaire épimétamorphiques d'âge jurassique, 3- Granite miocène, 4- Rhyolites, 5- Nappe numidienne d'âge oligo-miocène, 6- Marécages, 7-Chevauchement, 8- Contact soustractif, 9- Direction de linéation

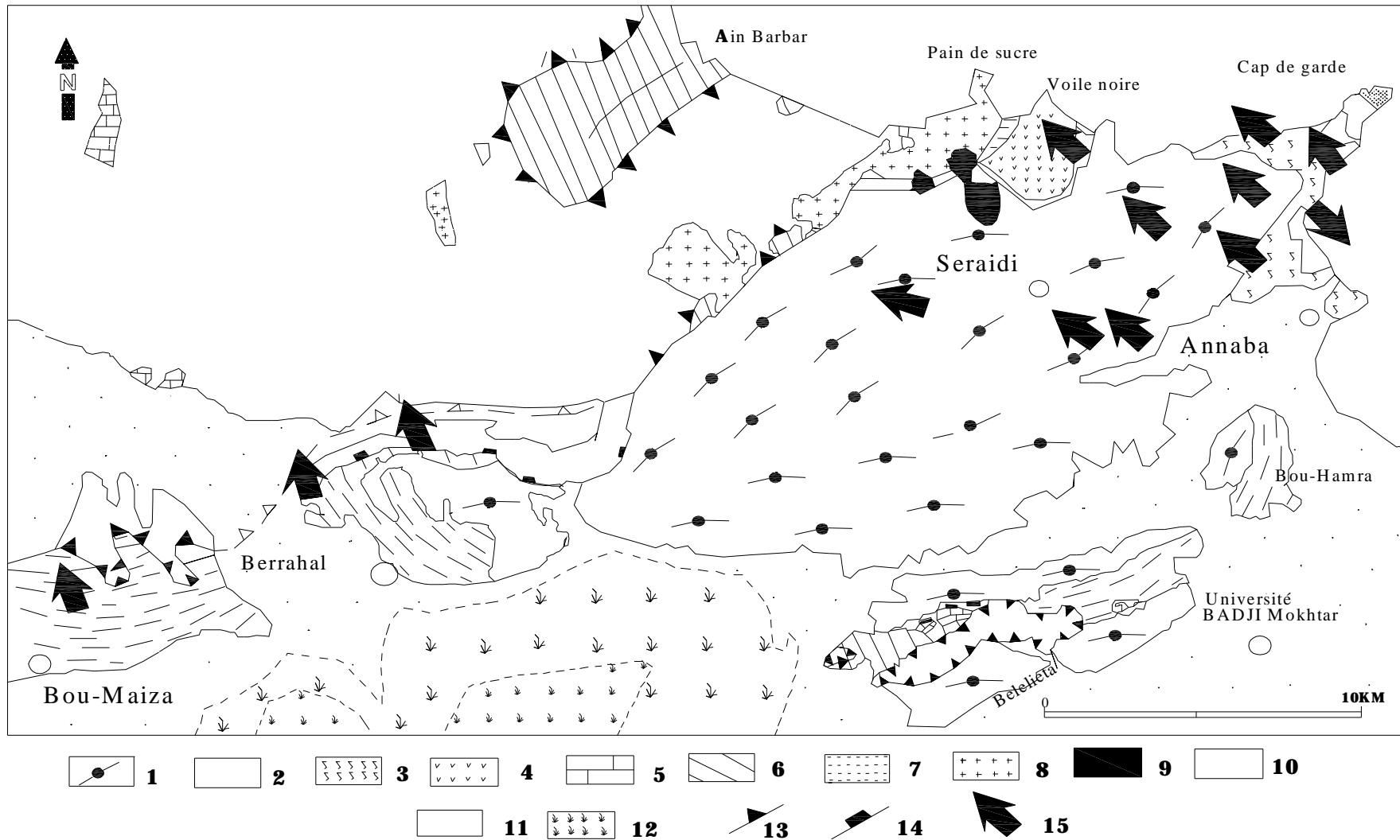


Fig 11 : Carte de sens de cisaillement du massif de l'Edough (Hammor, 1992)

- 1- Gneiss, 2- Micaschistes et marbres, 3- Alternances de micaschistes et quartzites, 4- Amphiboles et lentilles ultrabasiques
5- Jurassique, 6- Crétacé, 7- Formations épimétamorphiques, 8- Granites miocenes, 9- Rhyolites, 10- Nappe numidienne
11- Quarternaire non différencié, 12- Marécages, 13- Chevauchement, 14- Contact soustractif, 15- Direction du sens de cisaillement.

Conclusion

D'après les études géologiques, tectoniques et géochronologiques élaborées par les géologues dans la région du massif de l'Edough on déduit :

Le massif de l'Edough est constitué par :

- 1- Un socle métamorphique, formé essentiellement par des gneiss en association complexe avec des reliques d'éclogites, de granulites, de péridotites, tandis que à la périphérie s'observent des micaschistes et des schistes associés à des calcaires métamorphiques, des amphibolites et des pyroxénites (Bossières et al, 1976., Aïssa, 1985, 1996., Hammor, 1992., Monié et al., 1992).
- 2- Des séries carbonatées dites « composites » (Vila, 1970). Elle comprennent des calcaires attribués au Jurassique et au Crétacé.
- 3- Une nappe de flyschs numidiens, surmontant la nappe des flyschs créacés (vila, 1970., Marignac, 1985).
- 4- Un magmatisme peralumineux à leucogranites et rhyolites (Aïssa 1996) et magmatisme calco-alcalin (microgranites) d'âge Burdigalien à Langhien (marignac et Zimmermann, 1983., Marignac 1985., Aïssa, 1985).
- 5- Des sédiments post-magmatiques marquant la mise à l'affleurement définitif du socle de L'Edough et des microgranites associés.
- 6- présence d'une tectonique complexe confirmant la superposition des événements orogéniques hercynien et Alpin, qui est matérialisée par la présence de failles conjuguées d'orientation NE.SW ; NW. SE ; E.W, des plis orientés NE.SW et une déformation cisailante à vergence NW synchrone du métamorphisme de haute température.
- 7- Un métamorphisme polycyclique

CHAPITRE III

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

III-1-Présentation de la région d'étude

La région d'étude se situe à l'extrémité Sud-Ouest du massif de l'Edough (**Fig 4**), administrativement, elle se situe à l'Est de la wilaya de Skikda, à environ 40 Km d' Annaba

La particularité de la région de Bou-Maïza est la présence d'une épaisse couverture de dépôts quaternaire, dont la puissance peut atteindre 60m. Elle est traversée par de nombreux oueds dont le plus importants oued El Kouraiât. Dès le mois de mars, ces oueds sont secs.



Fig 12: Situation géographique du massif de Bou-Maïza (terminaison SW du massif de l'Edough) (photos satellite Google Earth)

III-2- Etude géologique

La région de Bou-Maïza est caractérisée par deux types de formations métamorphiques :

III. 2.1 - Une formation métapélitique : Cette formation constituée de micaschistes à grenat alternant avec des bancs de marbres centimétriques à métriques minéralisés et de lits quartzitiques très déformés.

III. 2.2 - Une formation basique et ultrabasique :

Cette formation basique comprend des amphibolites et des roches basiques recristallisées qui représenterait des gabbros et des gabbros déformés appelés flazer Gabbros (Brunel et al., 1988). A cet ensemble de roches est associé des chloritoschistes de couleur vert claire satinée et des séricitoschistes.

Les affleurements de ces formations sont réduits et souvent masqués par une grande extension des terrains quaternaires qui forment des champs agricoles.

III-2-1- La formation métapélitique

Toutes les roches trouvées sont des schistes satinés (d'après Hilly, 1962) qui sont des roches assez variées le plus souvent finement litées et dont la schistosité mal marquée donne une structure à tendance fibreuse.

La couleur de ces roches est souvent grisâtre, verdâtre, chamois et rougeâtre.

Le quartz et les micas sont les principaux constituants de ces roches

1-1 Les micaschistes à grenat, staurotide et disthène

Les observations de terrain montrent que ce sont des micaschistes à grenat de couleur ocre alternant avec des bancs centimétriques de quartzite très déformés. L'épaisseur de ces bancs de micaschiste est variable du cm jusqu'au mètre (on a mesuré environ 20m d'épaisseur sur un des affleurements)

A l'affleurement, ces roches sont complètement altérées, très riches en grenat. Ces micaschistes sont pour la plupart associés aux bancs de marbres à grain fin à moyen de couleur gris bleutée mais souvent on note la présence de bancs centimétriques de quartzite de couleur claire à grosses paillettes de muscovites et rarement de biotite, les bancs de quartzites sont très déformés presque mylonitiques.

Les roches pélitiques du massif de Bou-Maïza présentent de grandes similitudes avec celles des micaschistes de l'unité intermédiaire affleurant dans l'extrémité NE du massif de l'Edough au Cap de garde, dans le massif du Beléliéta et dans la région de Berrahal. (Fig.4).

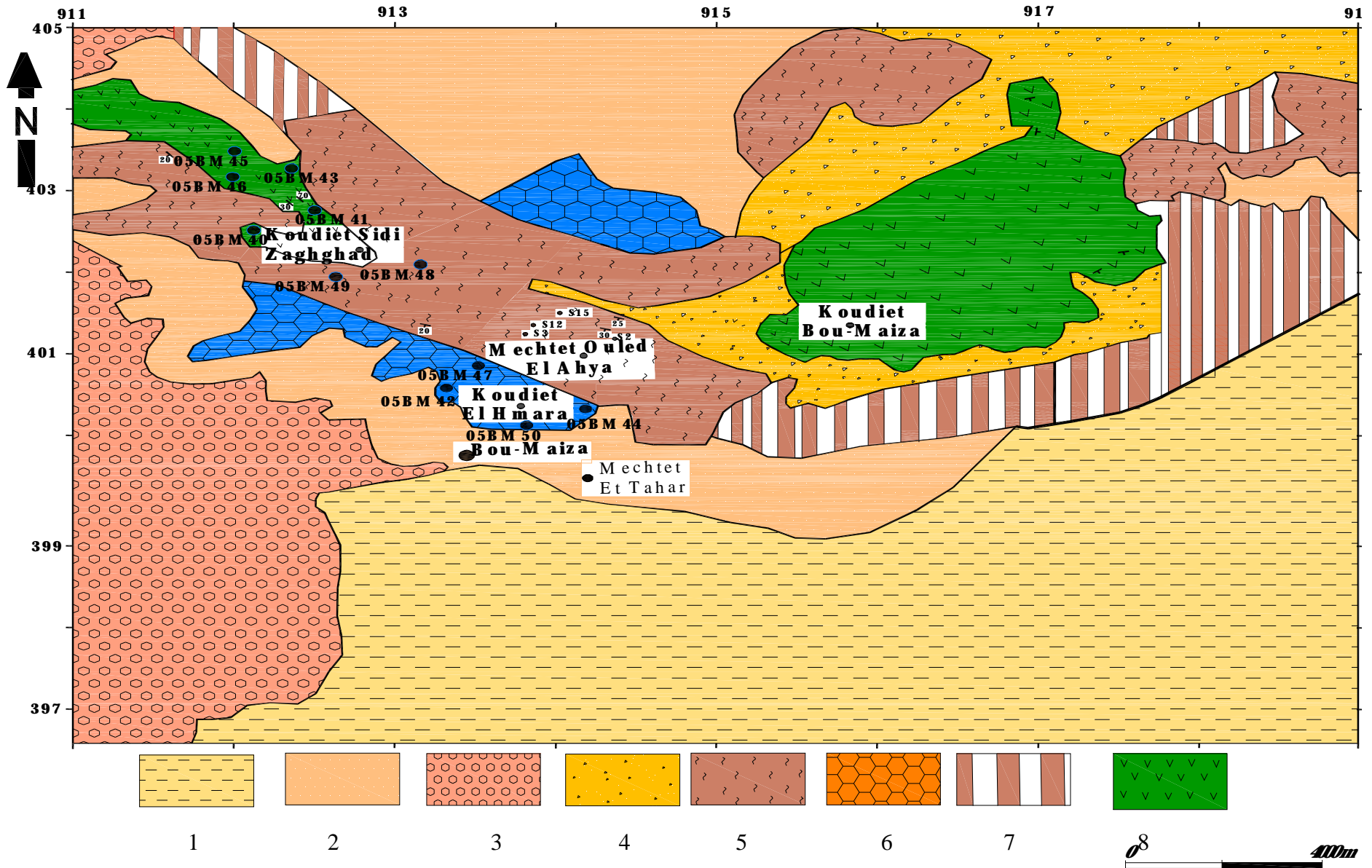


Fig. 13 Carte géologique schématique de Bou-Maïza (D'après ORGM 1973)

1- Alluvions torrentielles, dépôts lacustres, 2- Dépôts de pente et alluvions, 3 dépôts alluvionnaires des terrasses alluviales, formations lagunaires, alluvions torrentiels. 4- Sable des dunes consolidées, 5- schiste à deux micas souvent à grenat et disthène staurotide, marbres intercalation de quartzite, d'amphibolites, 6- marbre associé à des schistes bimicacés à grenat et disthène, intercalation de quartzite et d'amphibolites

● Lieu d'échantillonnage

Chapitre III- Situation géographique et géologique

Dans l'Edough, nous avons pu différencier l'unité intermédiaire constituée d'alternance de bancs de marbres et de micaschistes et l'unité supérieure dite série des alternances (Ilavsky et al ; 1988) constituée de micaschiste alternant avec des bancs de quartzite riche en lydiennes et n'affleurant qu'au Cap de garde.

Ces deux unités bien distinctes dans l'Edough (l'unité intermédiaire et l'unité supérieure) semblent constituer qu'une seule et même unité à Bou-Maïza.

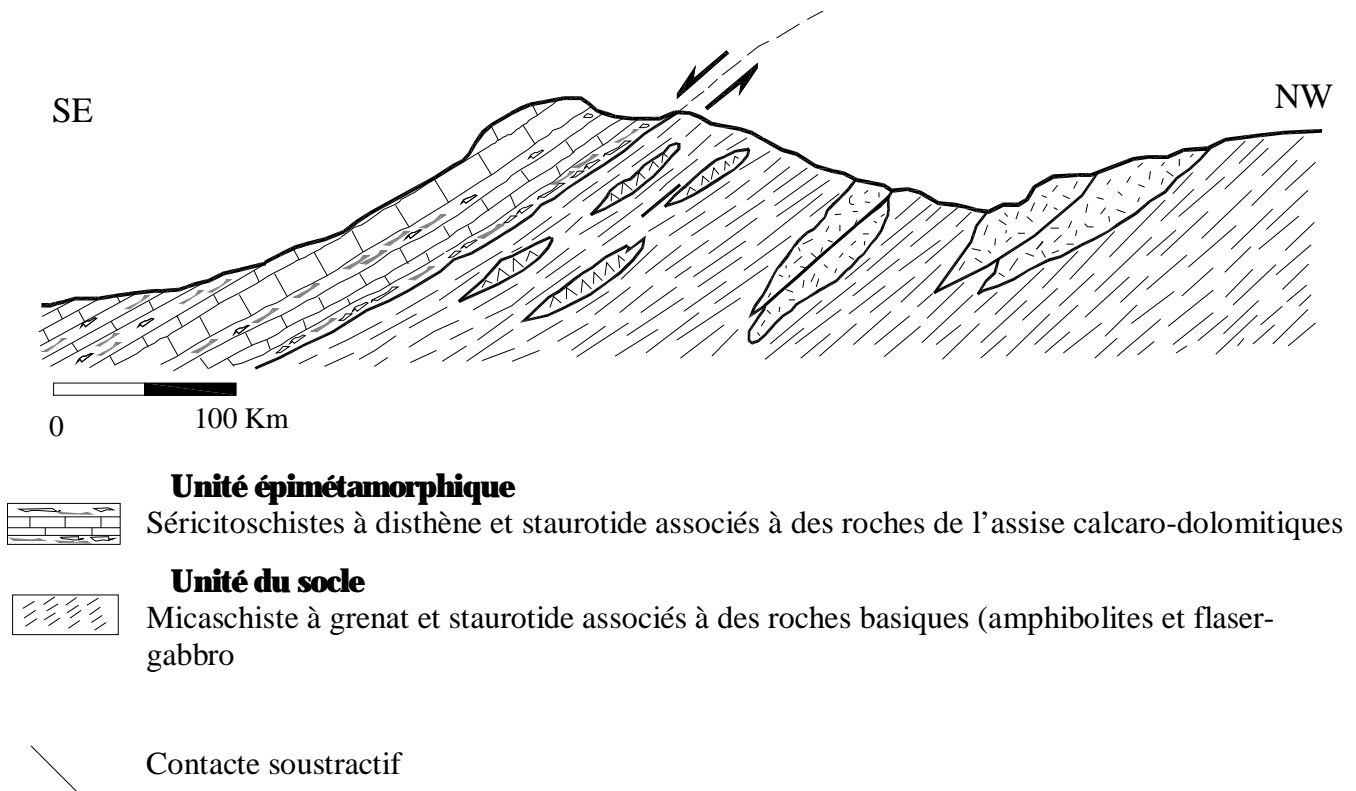


Fig. 14 : Coupe dans la région de Bou-Maïza (d'après Hammor 1987)



Fig 15: Affleurement métrique de micaschiste à grenat alternant avec les bancs de quartzites dans la région de Bou-Maïza

1-2 Quartzite

La roche est de couleur claire à grosses paillettes de muscovites et rarement de biotite, les bancs de quartzites alternent avec les amphibolites et les micaschistes. Ces quartzites sont très déformés et presque mylonitiques. Une belle linéation minérale marquée par l'allongement des cristaux de quartz caractérise ces quartzites. En général, les linéations mesurées dans ces roches ont une direction N140°.

1-3 Talcschistes :

Les talcschistes constituent des affleurements métriques disposés près des roches intrusifs. Ils sont intercalés entre les amphibolites et les schistes. Ces roches présentent une texture schisteuse et se caractérisent par leur couleur gris verdâtre avec un aspect chevelu et soyeux au toucher.

Chapitre III- Situation géographique et géologique

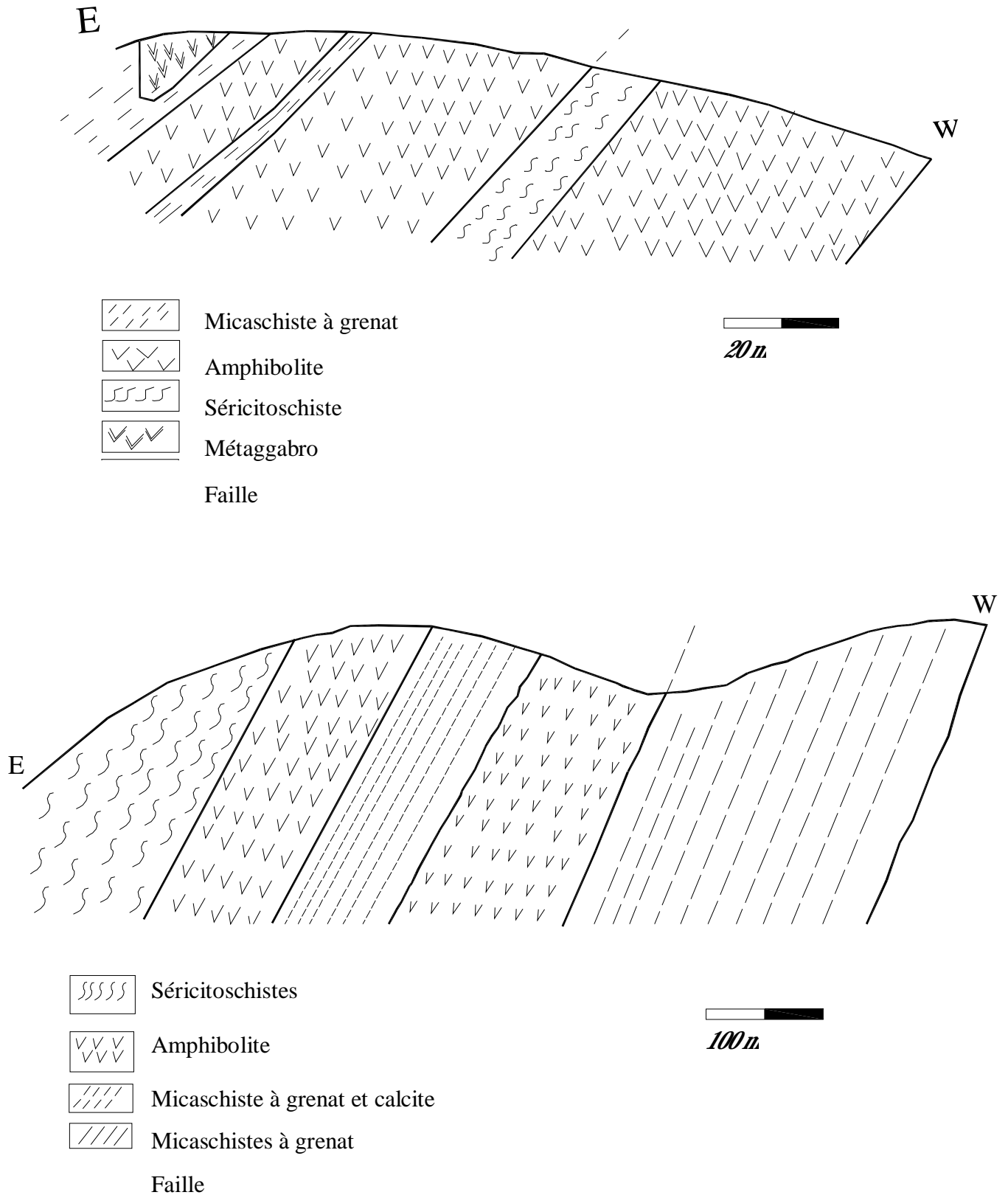


Fig 16 : Coupes géologiques dans la région de Bou-Maïza



Fig 17 : Affleurement des talcschistes

1-4 Marbre

Les marbres constituent un horizon affleurant dans la partie Sud Ouest du secteur. Macroscopiquement on distingue deux types de marbres ; un marbre saccharoïde blanc et marbre rubané, ce dernier montre une alternance de lits sombres gris bleuté et de lits blanchâtres.

Un niveau minéralisé est signalé dans ces marbres rubanés, il est constitué par des lentilles et de bancs de minerai de magnétite, ces niveaux minéralisés sont représentés par une roche finement cristalline, lité, grise à gris claire constituée essentiellement par de la calcite qui renferment des grains disséminés de magnétite.

Microscopiquement le marbre est constitué de : calcite, muscovite, quartz et minéraux opaques.



Fig 18 : Affleurement de marbre rubané

Chapitre III- Situation géographique et géologique

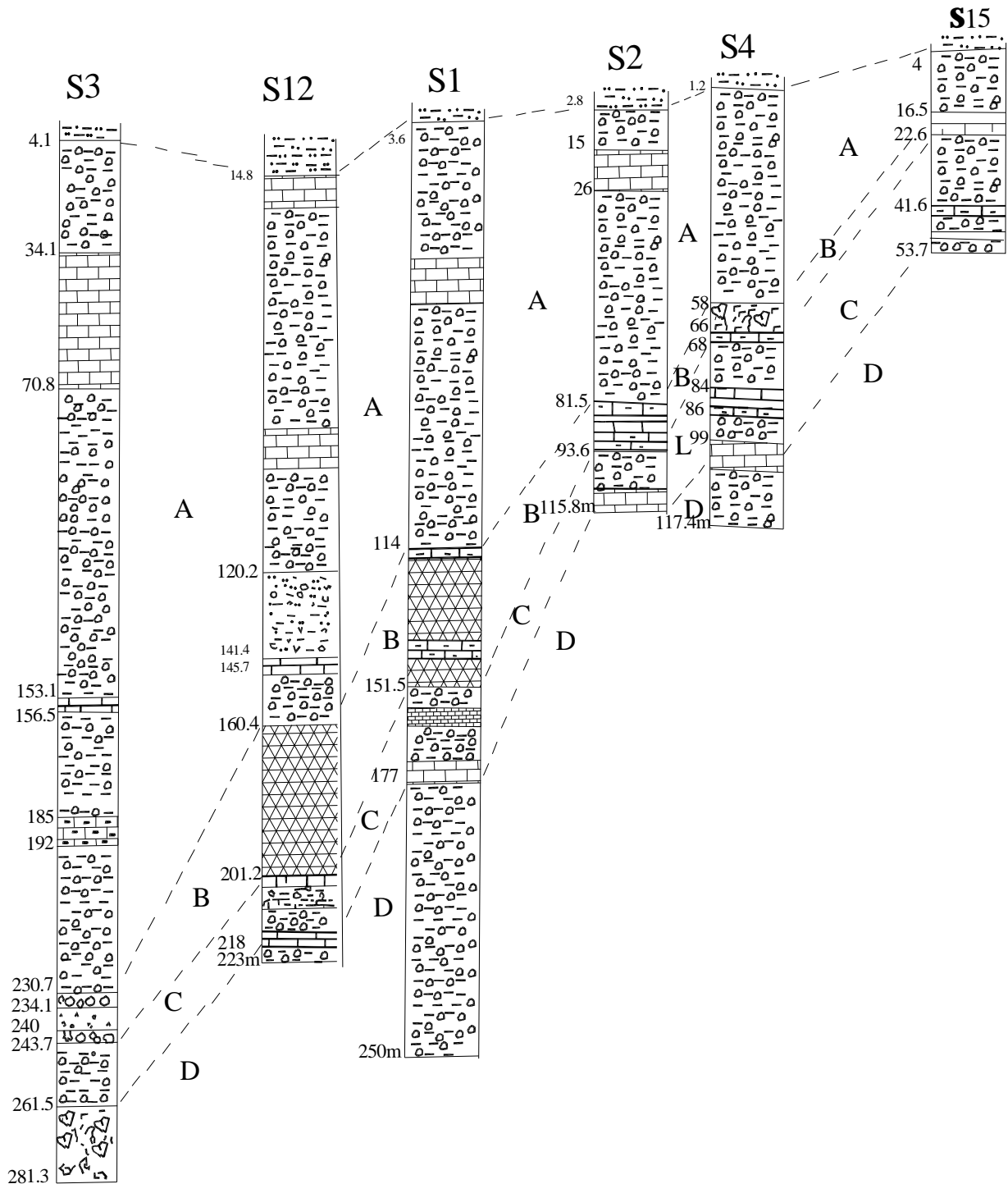


Fig 19 : Corrélation entre les sondages

A : Micaschiste à grenat, quartzite, marbres, B : marbre à magnétite, C : Micaschistes à grenats, Marbre et quartzite, D : Schistes à grenats et staurotide

III-2-2 Les amphibolites et les roches basiques

2-1 Amphibolites :

Les amphibolites constituées le faciès le plus répandus dans le secteur, on les rencontre dans les axes des petits anticlinaux et au voisinage des métagabbros.

Les observations macroscopiques de terrain nous ont permis de distinguer deux types d'amphibolites.

1- Amphibolites massives et dures de couleur verte sombre avec des veinules centimétriques de plagioclases orientés dans une seule et même direction.

2- Amphibolites foliées de couleur vert clair présentant des lits d'amphiboles alternant avec des feldspaths. La teneur des plagioclases est élevée dans ces amphibolites.

A l'échelle de l'affleurement, ces amphibolites sont fortement déformées se traduisant par des déformations et par des microplissements entre les niveaux d'amphiboles et de feldspaths. La direction des axes de ces microplis mesurée sur le terrain est de l'ordre de N140°.



Fig 20 : Affleurement des amphibolites massives

Les niveaux les plus sombres sont formés d'amphibole, clinopyroxène, clinozoisite, sphéne, rutile, chlorite. Les niveaux claires sont constitués par du plagioclase et peu de quartz

Chapitre III- Situation géographique et géologique

L'apparition d'une couleur vert-olive témoigne de l'*ouralitis* des pyroxènes et *saussuritis* des plagioclases, ce qui a donné de l'hornblende verte, épidote et chlorite. Ce genre d'altération montre l'évolution du faciès sous l'effet de changement des conditions P/T

2-2 Métagabbros :

Les affleurements des métagabbros sont très réduits. Cependant les travaux du déblayage de l'usine de brique de Bou-Maïza ont permis la découverte de nouveaux affleurements de roches basiques gabbro et amphibolites associées.

Ce sont des roches qui se débitent en prismes, elles forment des blocs métriques à l'affleurement avec une variation granulométrique de la périphérie vers le centre du bloc comme suit :

- cristaux d'amphiboles agencés dans des niveaux verts foncés parcourus par des lits discontinus de plagioclases sans orientation préférentielle.
- cristaux d'amphiboles et feldspaths fins avec du quartz de texture microcristalline.
- Un cas intermédiaire est représenté par une roche litée constituée d'alternance de lits verts foncés d'amphibole, et des lits clairs de feldspaths



Fig 21 : Affleurement d'un gabbro mylonité

2-3 Actinolites ou boules vertes

Les actinolites se présentent en boules enrobées dans les formations schisteuses.

Elles sont de couleur vert clair et constituées uniquement de prismes allongés d'actinotes de longueur allant jusqu'à 5mm.



Fig 22 : Actinolite dans les micaschistes

III-3 Tectonique

Toutes les formations métamorphiques du Bou-Maïza sont presque subhorizontales avec un pendage variant entre 30° à 45° vers le Sud-est, et une direction E-W de N90° à N40°.

Les observations de terrain montrent que les formations affleurant dans la région de Bou-Maïza ont subi des contraintes tectoniques importantes.

A-Tectonique cassante

Le secteur de Bou-Maïza est affecté par deux familles principales de failles à différentes échelles

- Les failles de direction NNW-SSE :

Les failles dextres de direction 10°E ont affecté les différentes formations de Bou-Maïza surtout dans les amphibolites foliées et les métapélites, parfois ces failles sont accompagnées des petites fractures qui non pas de directions bien définies.

- Les failles de direction NE-SW

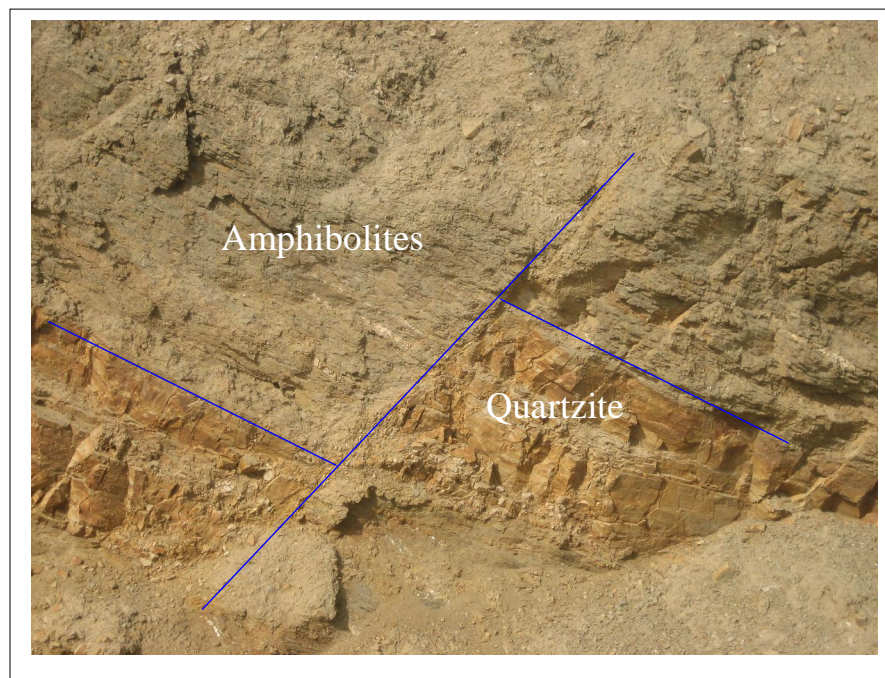


Fig. 23 : Faille normale de direction NNW-SSE

B-Tectonique souple (Plis)

Cette tectonique souple se traduit par la structure d'axe NE.SW. Elle est matérialisée par la présence des failles et des plis de faible amplitude.

Chapitre III- Situation géographique et géologique

Généralement on rencontre des plis et des microplis isoclinaux légèrement déversés orientés NW.SE et EW, qui en réalité représentent des ondulations hérités des phases tectoniques ayant mis à jour le grand plis du massif orienté N° 60° E . Dans les amphibolites s'observent fréquemment des plis décimétriques isoclinaux d'axe orienté N 140° combinés avec un réseau de faille d'orientations diverses

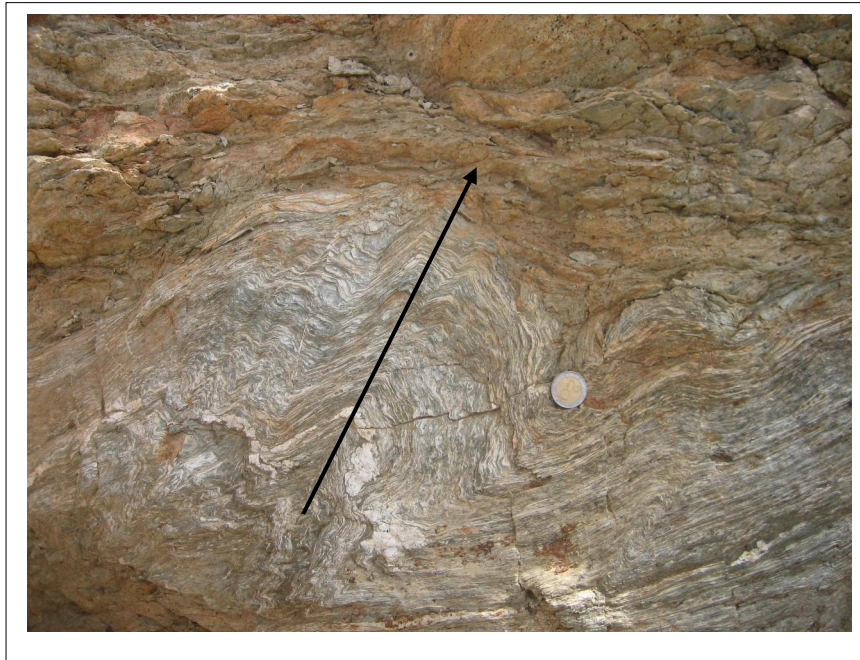


Fig. 24 : Microplis isoclinaux

CHAPITRE VI

PETROGRAPHIE

PETROGRAPHIE DES ROCHES METAMORPHIQUES

Le prélèvement des échantillons a été fait près du Koudiet El-Hamra près de l'usine du brique et Koudiet Sidi Zagghad sur un périmètre de 3 km² pour les roches basiques. Pour les métapélites, le choix des carottes de sondage était plus judicieux pour éviter les problèmes d'altération. En effet, l'altération superficielle des affleurements est très importante dans ce secteur.

IV-1 Description pétrographique des formations pélitiques et des quartzites de Bou-Maïza

L'étude pétrographique des micaschistes affleurant dans la région de Bou-Maïza a été réalisée à partir de lames minces confectionnées dans des sections de roches provenant des carottes de sondages **Sb2 ; Sb3 ; Sb12 ; Sb15**. A l'affleurement, ces roches sont très altérées, néanmoins l'abondance de grenats dans ces micaschistes est indéniable.

IV-1-1 Micaschiste à grenat, disthène et staurotide

Le micaschiste à grenat, disthène et staurotide présente une texture porphyro-granolépidoblastique. La roche complètement déformée est constituée par une alternance des lits quartzeux et des lits micacés enrobant surtout le grenat, disthène et staurotide ± tourmaline ± rutile et minéraux opaques.

1- Quartz

Il est xénomorphe et limpide, il constitue 40 % de la lame sous forme des lits alternant avec des micas, ou sous forme des plages isolées surtout dans les queues du grenat.

2- Muscovite

Très abondante (30%), elle se présente en paillettes très allongées ou en fines aiguilles flexueuses soulignant le plan de foliation.

3- Biotite

Elle est peu abondante par rapport la muscovite et se présente comme des plages ou des petites lamelles surtout à la périphérie de la staurotide, le long des clivages de certains disthènes et autour des grenats. Souvent, elle est déstabilisée en chlorite.

4- Grenat

Ce minéral se présente comme un porphyroblaste idiomorphes de taille variable (2 à 5 mm), parfois craquelés et renferme des inclusions de quartz et de micas. A la périphérie des grenats on note la présence de biotite rouge. **(Fig.25)**

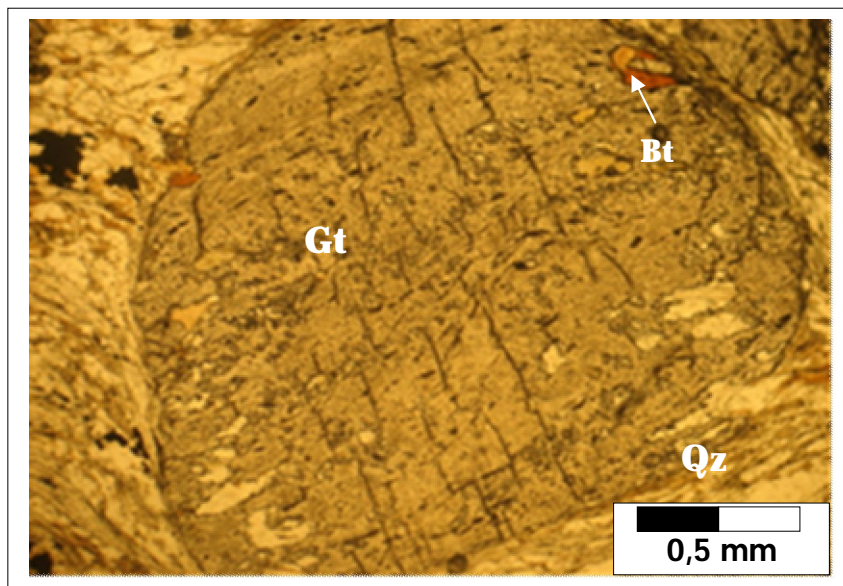


Fig. 25 : Grenat avec les craquelures caractéristiques et biotite rouge à la périphérie

5- Disthène

Ce sont des cristaux automorphes et subautomorphes et en porphyroblastes abondants dans les micaschistes de Bou-Maïza. Il se présente comme des tablettes bien allongées et montre souvent une extinction onduleuse liée à la déformation ductile post-minérale. Il est souvent plissé et suit le mouvement rotationnel du grenat ce qui implique que le disthène et le grenat sont en équilibre ou faisant partie de la même paragenèse. **(Fig.26)**

6- Staurotide

La staurotide apparaît en petits prismes automorphes dans la muscovite. Elle se situe souvent en inclusion dans les grenats ou à sa périphérie. Parfois elle est en association avec le disthène

7- Tourmaline

Elle se présente comme des petits cristaux allongés dans la matrice, montrant un pléochroïsme très net.

Les sections basales montrent une belle zonation avec une couleur verte au cœur et jaune à la périphérie. Ce sont des tourmalines riches en Fer. **(Fig.27)**

8- Chlorite

La chlorite se trouve en petites lamelles qui proviennent de la déstabilisation de la biotite, certaines chlorites présentent des inclusion de minéraux opaques (**Fig 28**)

9- Rutile

Le rutile est rarement observé, il est prismatique et se trouve autour et dans le grenat et en association avec les autres minéraux de métamorphisme. (**Fig 29**)

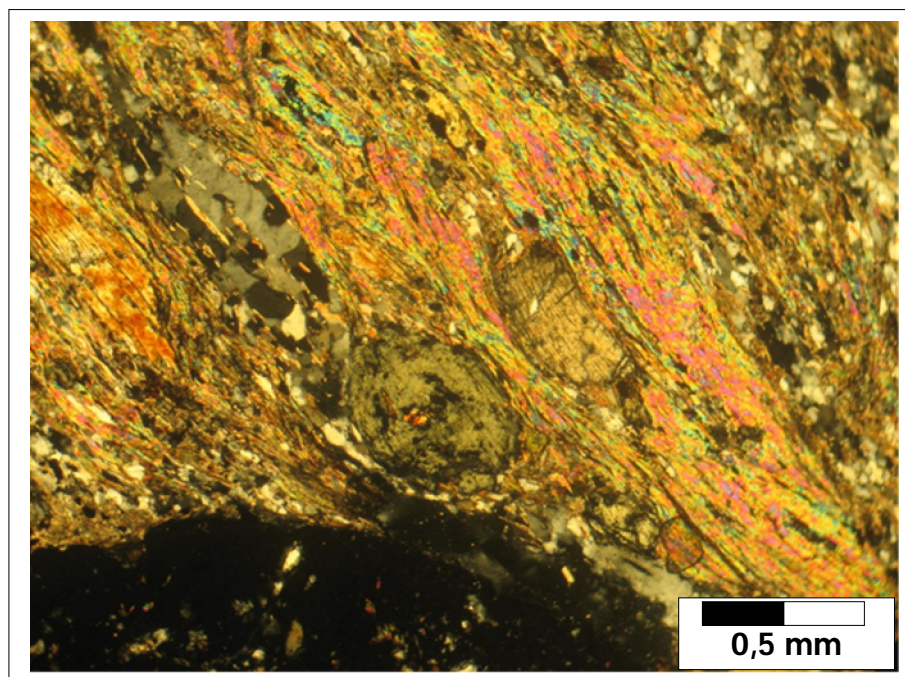
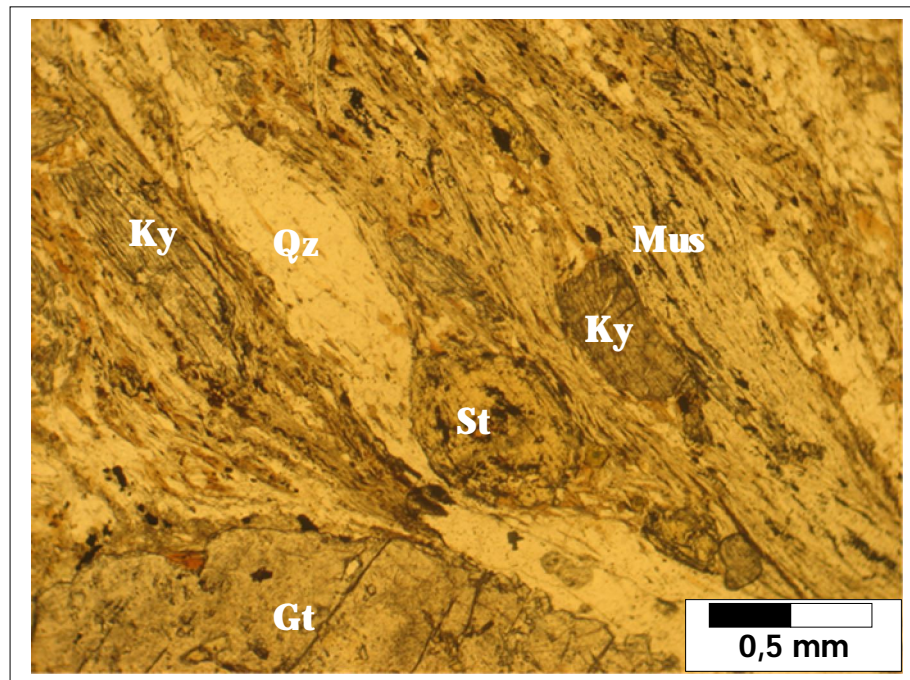


Fig. 26 : Aspect au microscope polarisant du micaschiste à grenat, disthène et staurotide de la région de Bou-Maïza, la matrice micacée est principalement du mica-blanc

Chapitre IV- Pétrographie

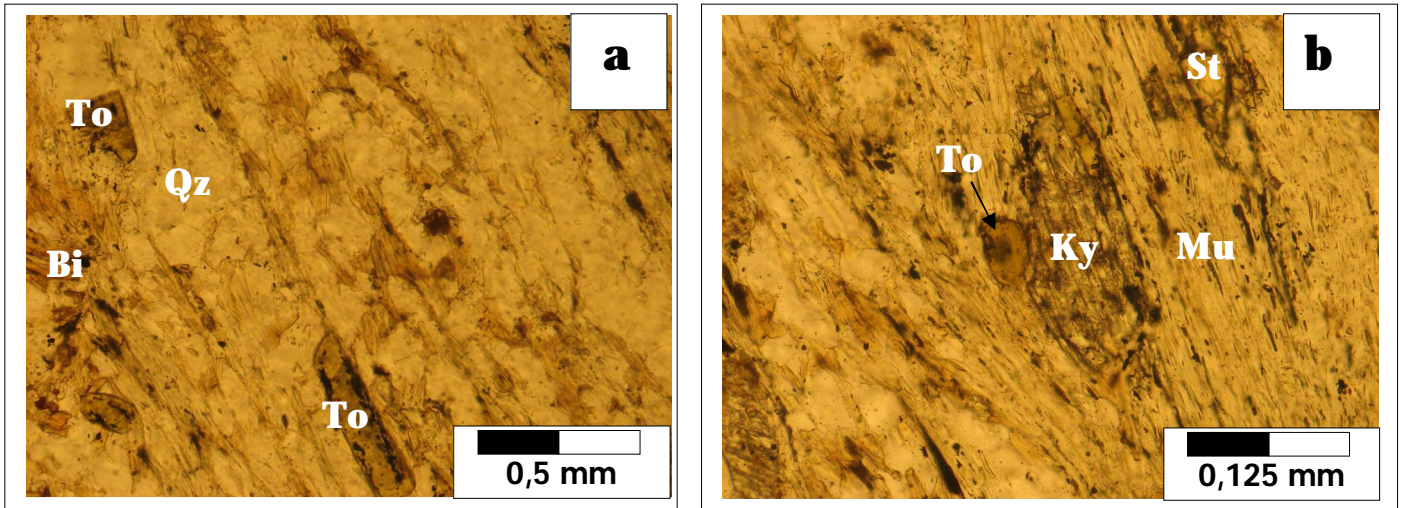


Fig. 27 : Tourmaline dans les micaschistes en LN. a- tourmaline en section allongée. b- Tourmaline en section basale montrant une belle zonalité

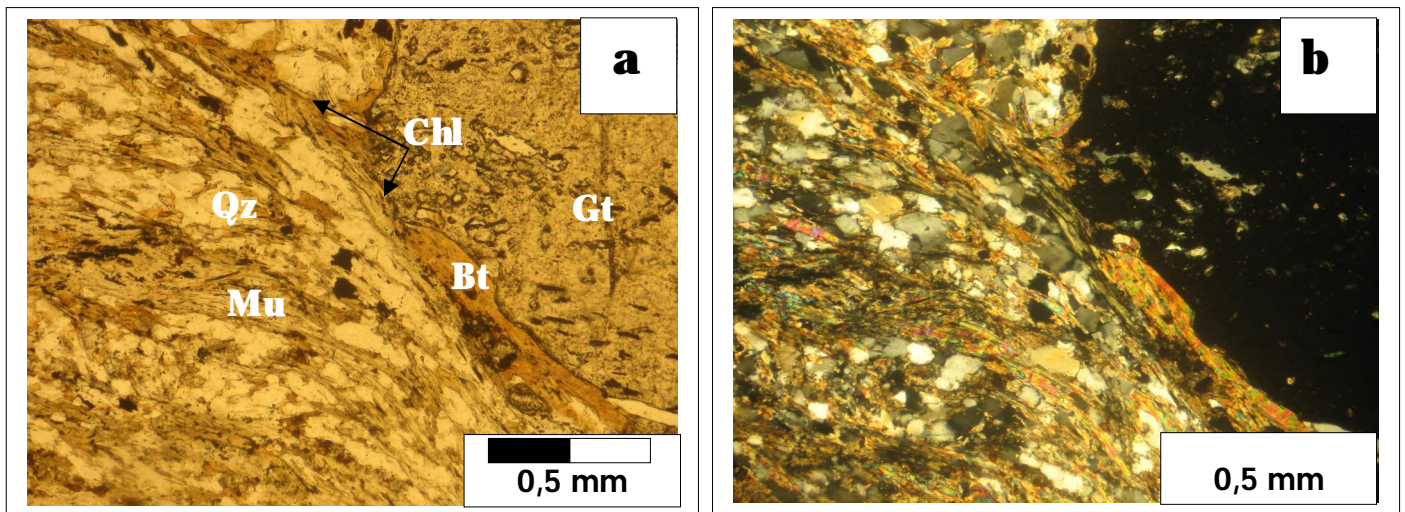


Fig. 28 : Chlorite et biotite rouge entourant un gros cristal de grenat

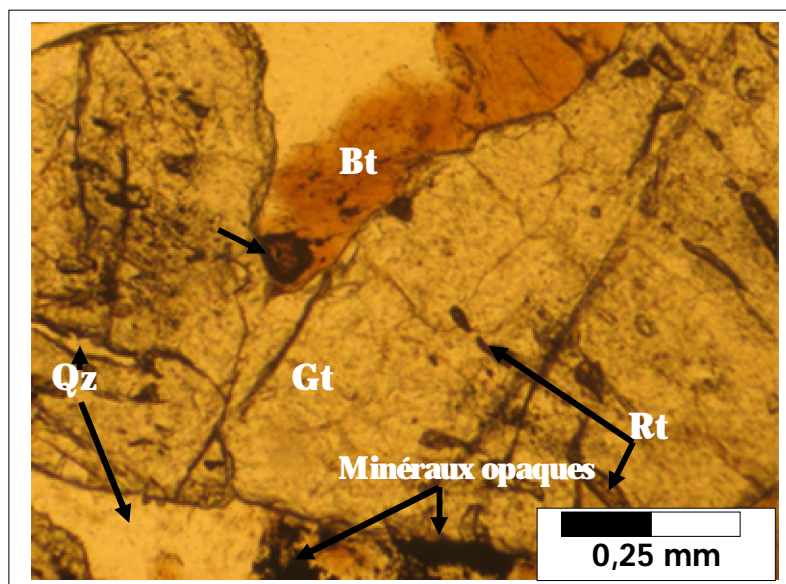


Fig. 29 : Rutile et biotite rouge dans un golfe d'un gros cristal de grenat en LN. Notez la présence du rutile au cœur du grenat

10-Minéraux opaques

Ils se présentent en association avec les micas noirs (biotite), ou avec les chlorites sous forme de minéraux éteints parfois automorphes (**Fig 29**). Ils sont généralement de petite taille de 0,1 mm et leur distribution dans la roche est aléatoire.

IV-1- 2 Micaschiste à grenat (**SB12**)

La roche est très déformée et présente une texture lépidogranoblastique à porphyrolépidoblastique et une association minéralogique à quartz, muscovite, biotite, grenat, disthène, staurotide, plagioclase, chlorite± tourmaline.

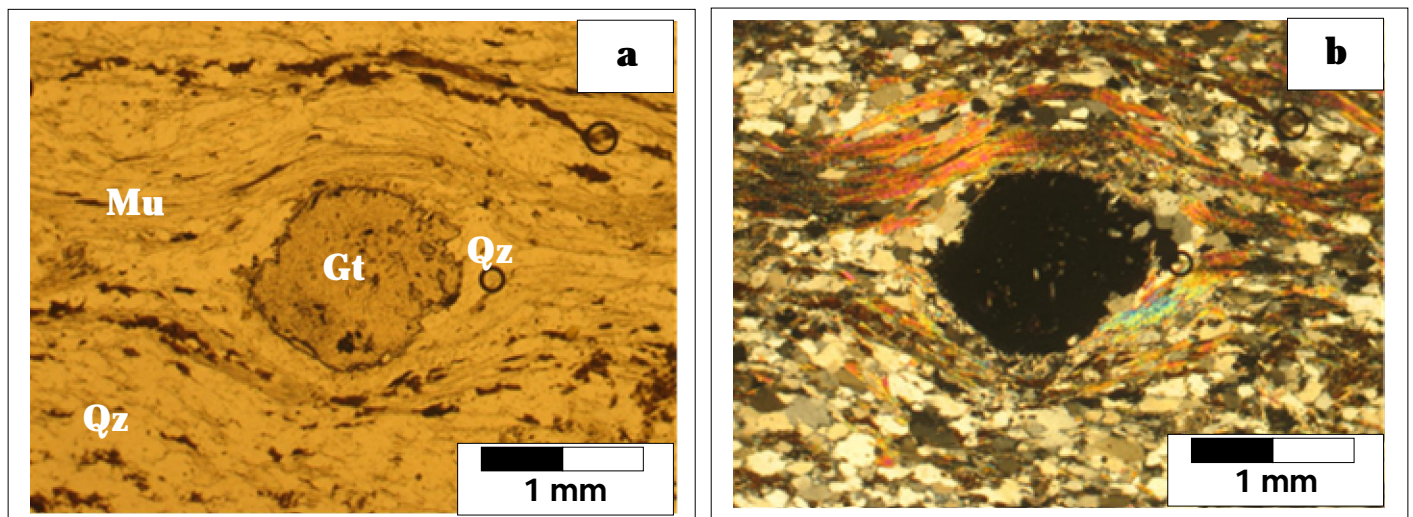


Fig. 30 : L'échantillon SB12 du micaschiste à grenat observé au microscope polarisant
a) en LN, b) et LP

1- Quartz

Toujours limpide et transparent, les cristaux de quartz présentent des lits alternant avec des lamelles de muscovite ou sous forme de lentille entourant les queues de grenat

2- Muscovite

La muscovite constitue 30% de la roche, elle se présente sous trois formes : En lits alternant avec les lits quartzeux, en grandes lamelles enrobant d'autres cristaux, ou allongée le long des plans de foliation. Parfois, elle peut être sécante par rapport aux plans de foliation.

3- Biotite

La biotite se trouve sous forme des paillettes dans les périphéries des autres cristaux surtout autour des grenats. Elle est souvent en partie transformée en chlorite.

4- Grenat

On le trouve sous forme de gros porphyroblastes hélicitique, souvent craquelés et entourés de quartz, biotite et muscovite.

Les cassures sont souvent remplies de nombreuses inclusions de quartz, de muscovite, de staurotide et d'oxyde de fer.

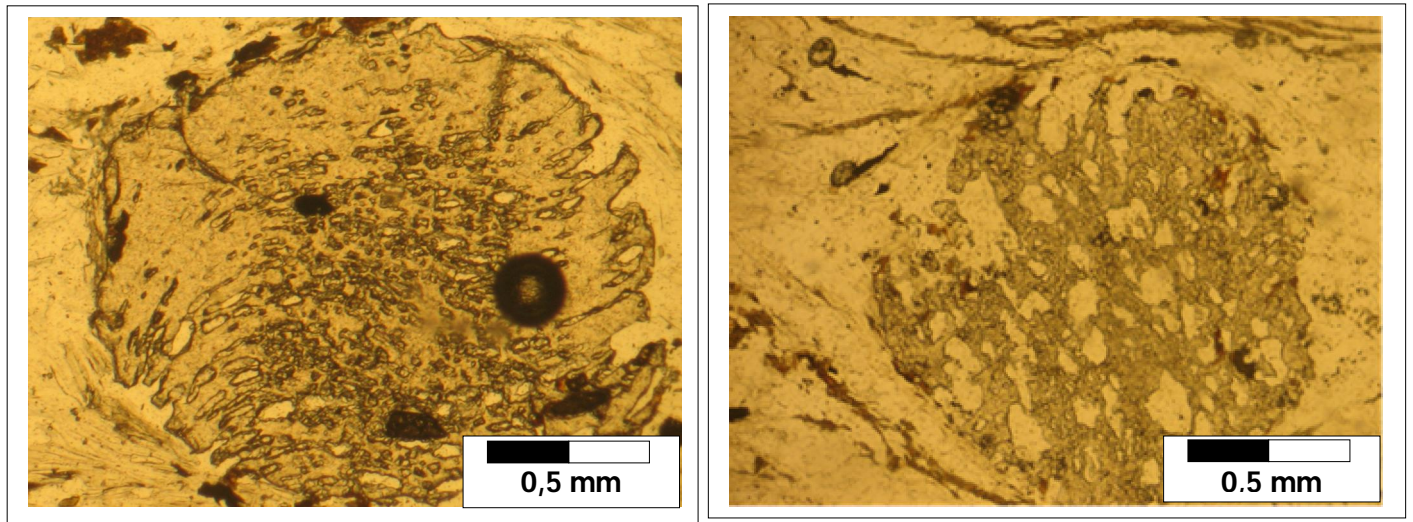


Fig 31 : Gros cristal de grenat montrant des inclusions de quartz et de micas en forme d'hélice. La présence de staurotide en inclusion dans ces grenats

5- Disthène

Le disthène est déformé, il se présente en tablettes montrant les deux clivages caractéristiques, ou aciculaires très fins dans la matrice associé à la staurotide. **(Fig 32)**

6- Staurotide

La staurotide apparaît en cristaux bien automorphes souvent craquelés et toujours en association avec le disthène. On la trouve souvent en inclusions à la périphérie ou au cœur des grenats **(Fig 32)**

8- Tourmaline

La tourmaline est zonée, elle se présente sous forme de cristaux bien automorphes soit allongés ou en section basale. **(Fig 33)**

9- Chlorite

Elle est moins abondante, elle se manifeste sous forme des lamelles associée à la biotite ou sous la forme de liseré entourant les contours du grenat ou au cœur.

10- Plagioclase

Le plagioclase présente des cristaux automorphes à subautomorphes de dimensions variables, les sections de plagioclases sont généralement pourvues de macles polysynthétiques, sur lesquelles des mesures répétées ont permis de reconnaître l'oligoclase et rarement de l'albite.

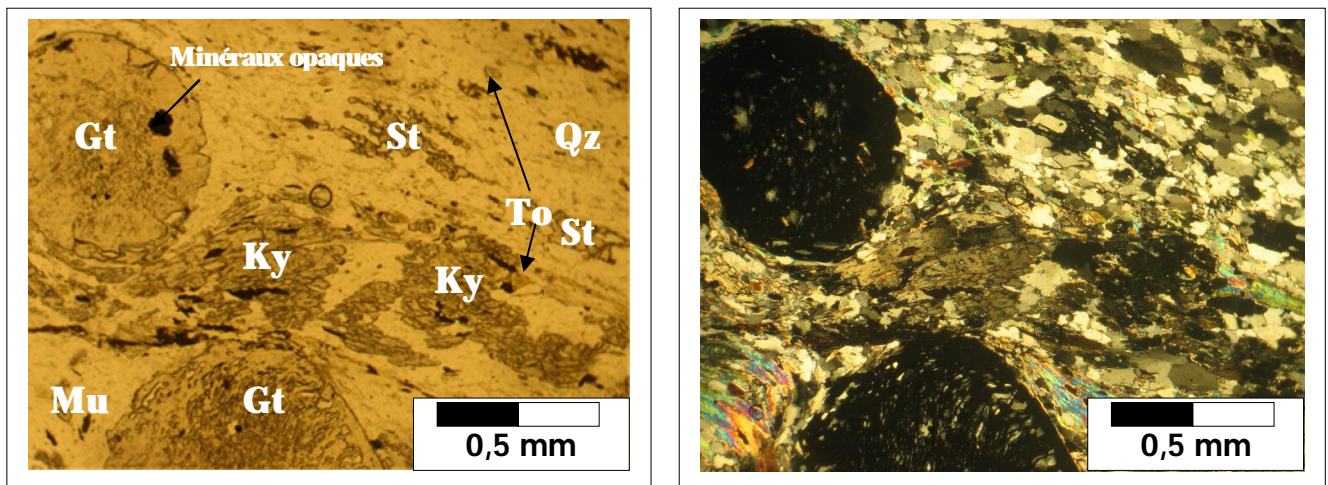


Fig. 32 : Association de silicates d'alumine (disthène et staurotide) enrobant et suivant le mouvement rotationnel du grenat

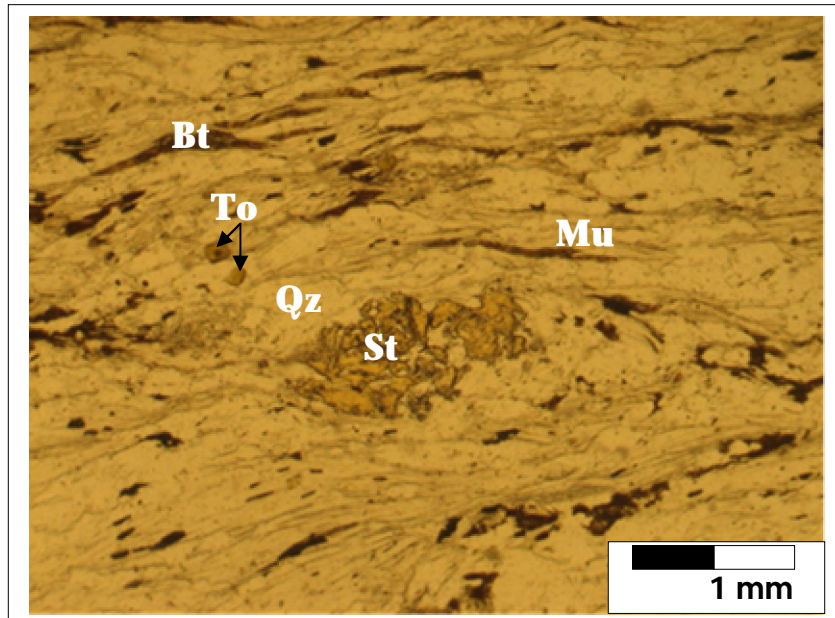


Fig. 33 : Staurotide déformée avec de la tourmaline en section basale en LN

11- Les minéraux opaques

Les opaques se présentent à l'intérieur des grenats et des micas noirs sous forme de minéraux noirs parfois automorphes.

IV-1-3 Séricitoschiste à grenat et Carbonate

Elle présente une structure granolépidoblastique à porphyroblastique. L'association minéralogique comprend : quartz, micas blancs, biotite, grenat, disthène, staurotide, plagioclase, calcite, chlorite±tourmaline

1- Quartz :

Il constitue entre 40 % du volume total de la roche. Ce sont des lits de quartz constitués de petits cristaux agencés les uns aux autres formant une belle mosaïque auxquels s'ajoute quelques cristaux de plagioclase. Ces lits de quartz alternent avec des lits micacés ou des veinules de calcite.

2- Mica blanc

Le mica blanc occupe 20% de la roche, il se trouve sous forme des paillettes soulignant le plan de foliation et enrobant les porphyroblastes du disthène. On peut le trouver aussi en inclusions dans les plagioclases sous forme de longues aiguilles flexueuses.

3- Biotite

La biotite est de couleur brune, et elle se présente en petites lamelles de 0,5mm.

4- Grenat

Le grenat apparaît en gros cristaux automorphe à xénomorphe de taille variable renfermant les inclusions d'autres minéraux essentiellement staurotide et d'autres micas avec une pigmentation charbonneuse qui souligne la schistosité interne du grenat (**Fig 34**)

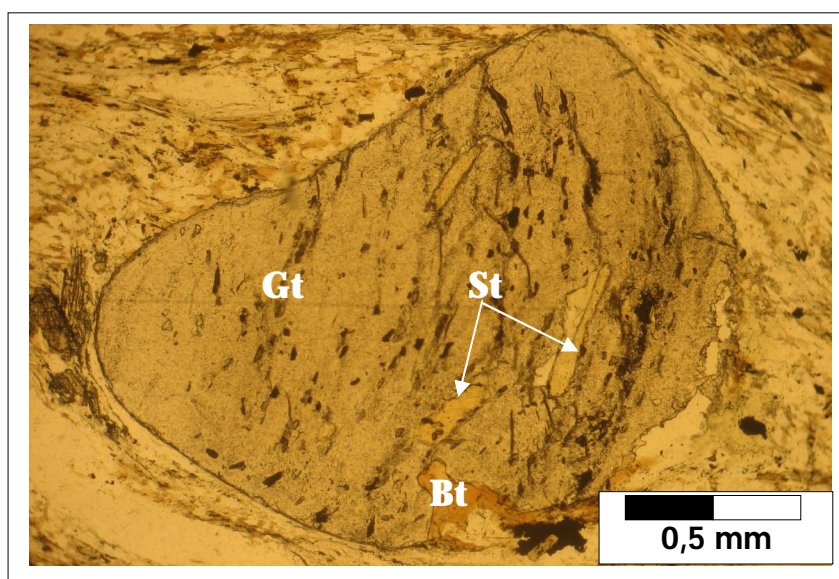


Fig 34 : Staurotide au cœur du grenat et biotite à la périphérie en LN. La schistosité interne du grenat est soulignée par une pigmentation charbonneuse

5- Calcite

Elle constitue 30% de la roche. Elle se trouve soit en lits discontinus parallèles aux lits quartzeux. Elle est parfois torsadée ou en petits grains disséminés postérieur à la cristallisation du quartz. En effet, Elle est associée aux oxydes de fer et remplit les fractures affectant ces roches. Elle semble bien tardive par rapport au reste de l'association minérale. **(Fig35)**

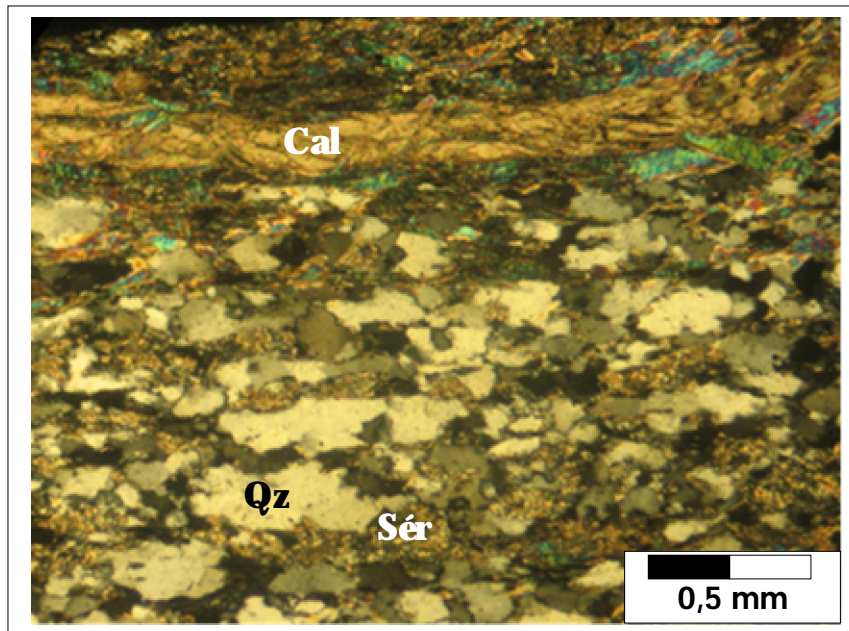


Fig. 35 : Calcite avec de la séricite

6- Disthène :

Il se présente sous deux aspects ; en tablettes complètement déformées ou bien subautomorphe entourant le grenat. De gros cristaux de disthène allongés dans la foliation incluent de la biotite rouge. **(Fig. 36)**

7- Staurotide

Elle apparaît en cristaux poécilitiques ou en inclusions dans les grenats. Elle renferme surtout une pigmentation carbonneuse qui dessine la schistosité interne de la staurotide. Elle est toujours associée au disthène

8- Chlorite

Rare mais se présente sous forme des cristaux allongés ou de liserés autour du grenat, il s'agit d'une pénine. **(Fig. 37)**

9- Plagioclase

Le plagioclase est moins abondant, il forme des cristaux automorphes, et il est en grande partie transformé et envahit, en plein cœur, par des fines paillettes de micas blancs. (**Fig 38**)

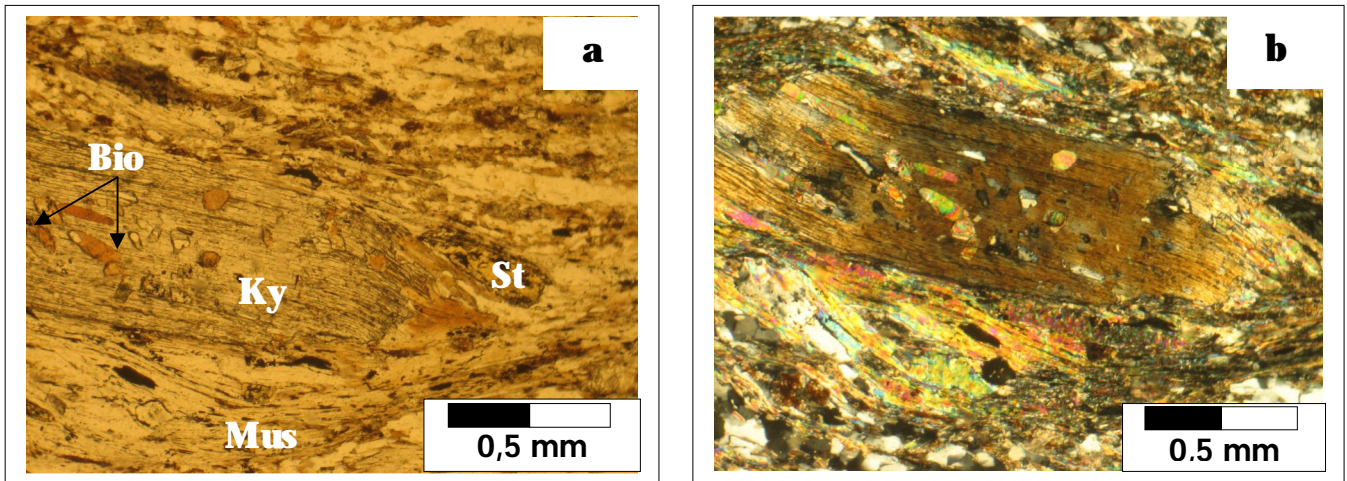


Fig 36 : Gros cristaux de disthène très déformé avec des inclusions de biotite en forme de gouttelettes le long des clivages en **a)** LN **b)** LP

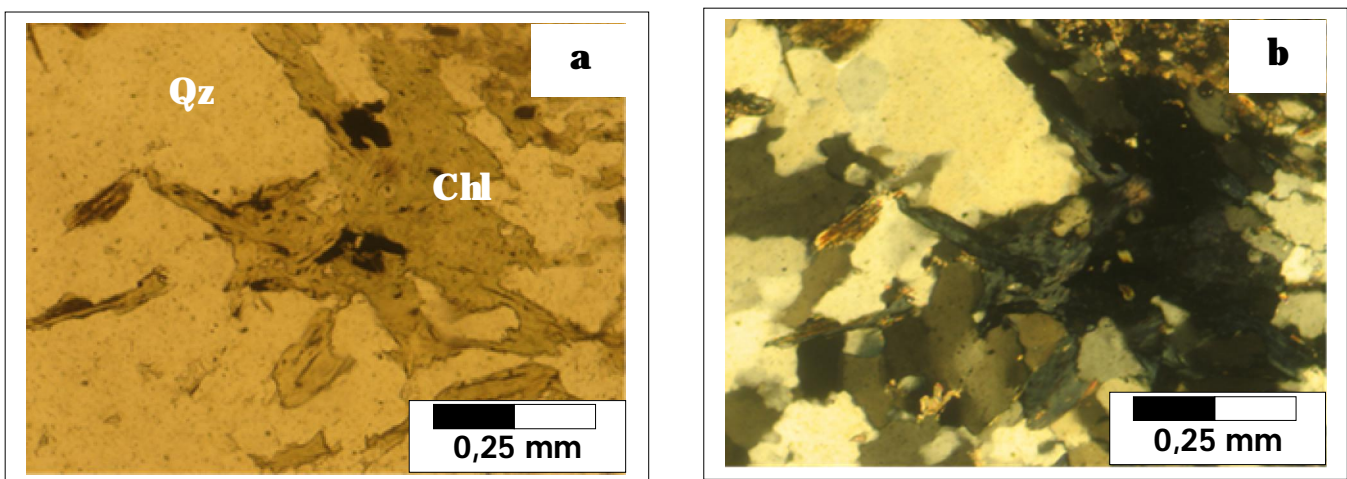


Fig 37 : Chlorite verte en **a)** LN **b)** bleu intense en LP

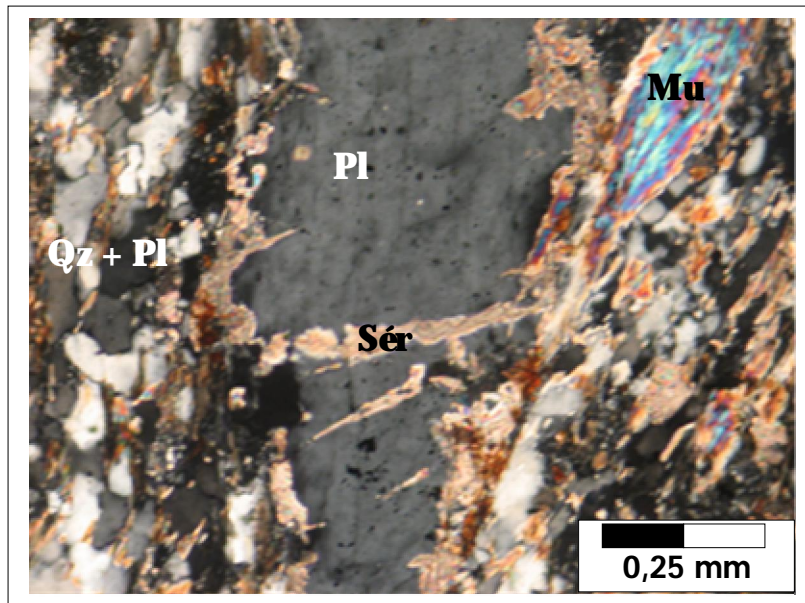


Fig. 38 Plagioclase en LP transformé en séricite

IV-1-4 Quartzite (Sb 15)

Au microscope, elles montrent une fabrique de quartz très déformée. La roche est constituée presque de 80% de quartz avec quelques lamelles de micas allongées dans les plans de foliation. Ce sont pour l'essentiel des muscovites. Dans cette quartzite, on note la présence de grenat, staurotide et tourmaline. De beaux cristaux de zircons et monazites sont également à signaler. La roche possède une texture massive et une structure hétérogranoblastique. Elle est dépourvue de biotite et de disthène.

1- Quartz

Le quartz constitue 85% de la masse totale de la roche, de forme isométrique à xénomorphe formant des lits ou des amas désolidarisés par les fissures recoupant la roche.

2- Muscovite

La muscovite se présente en fine paillettes flexueuses ou en veinules ramifiées avec le quartz.

3- Grenat

Il est complètement déformé (fracturé et émietté), à aspect squelettique, il est partiellement remplacé et auréolé d'un mélange de quartz et de micas.

Habituellement de forme arrondie, sphérique mais dans cette roche il est complètement aplati dans la foliation ce qui prouve que sa croissance a eu lieu en conditions synchroniques.

(Fig. 39)

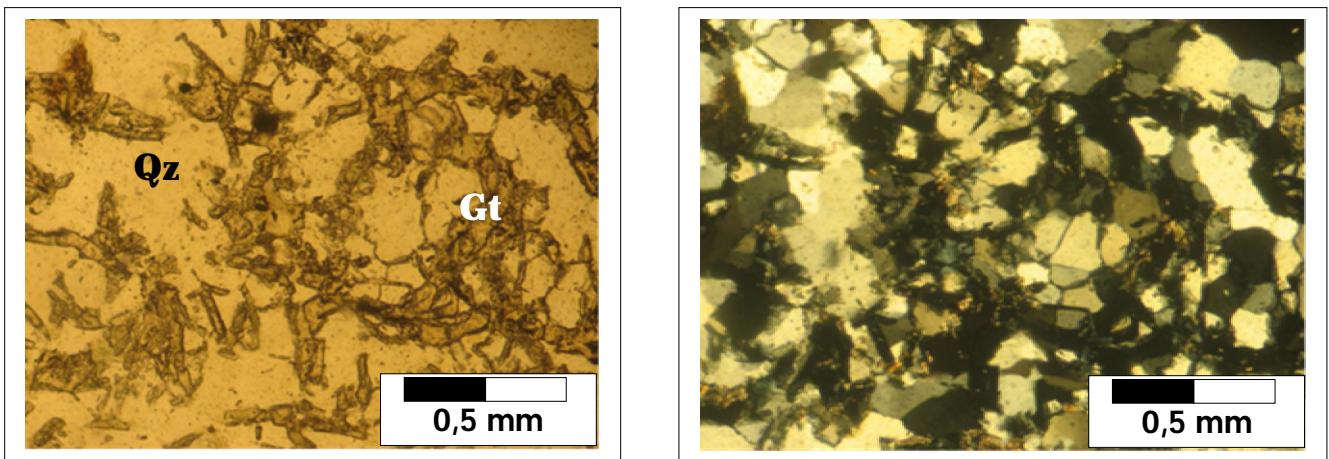


Fig. 39 : Aspect du grenat complètement squelettique dans une quartzite très déformée.

4- Staurotide

La staurotide constitue des cristaux xénomorphes complètement aplatis et presque laminés. Parfois, on ne trouve que leurs fantômes. (**Fig 40**)

5- Chlorite

La chlorite se présente sous forme de lamelles enchevêtrées les unes dans les autres et remplissant les joints de grains entre les cristaux de grenat. (**Fig 41**)

6- Tourmaline

Elle se manifeste par des petits cristaux automorphes, elle est jaune et présente une zonation

7- Zircon

Il apparaît sous forme de petits grains arrondis en inclusion dans le quartz. (**Fig 42**)

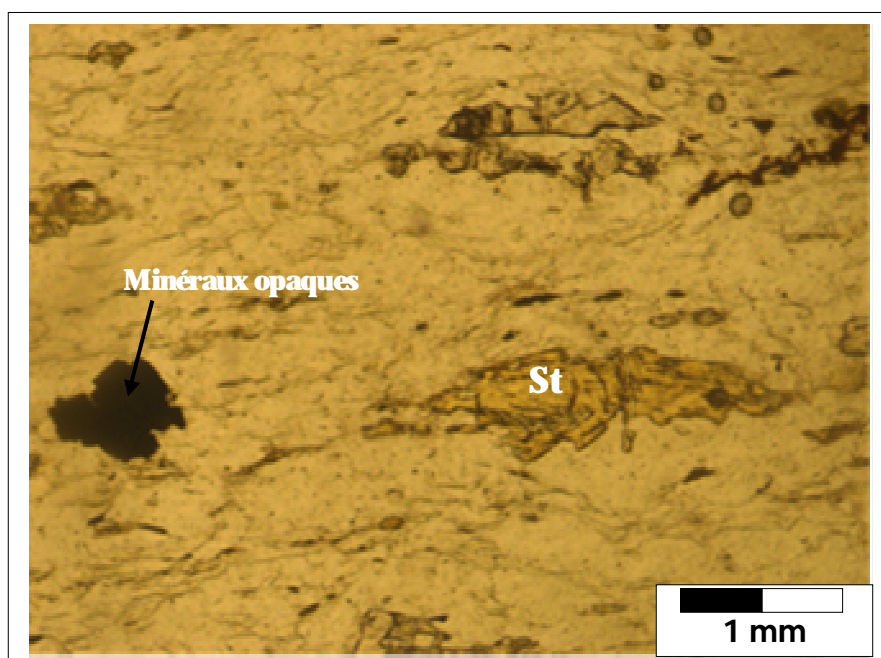


Fig. 40 : Staurotide avec plein d'inclusions carbonneuses

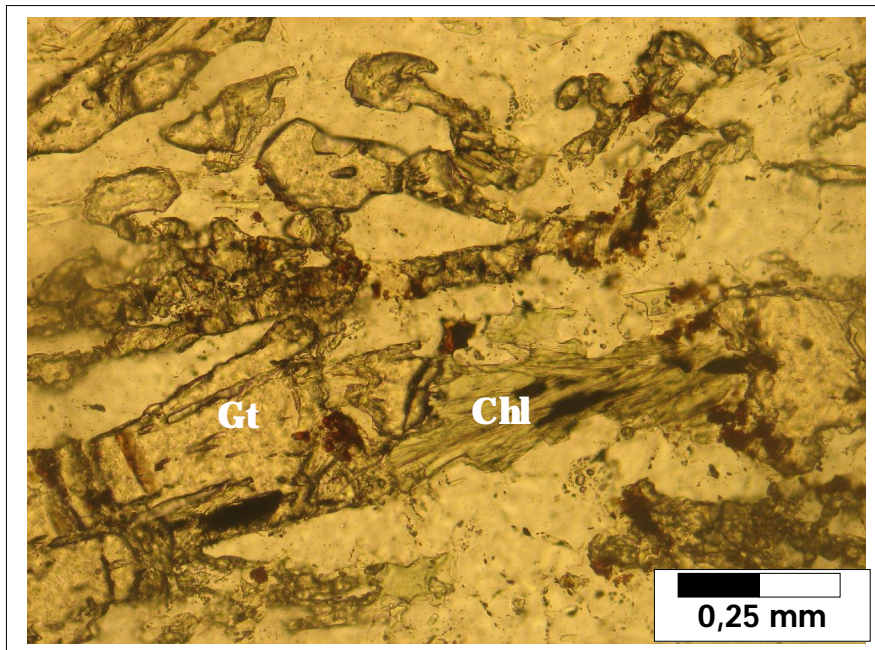


Fig. 41 : Grenat étiré. La chlorite tardif remplit les craquelures

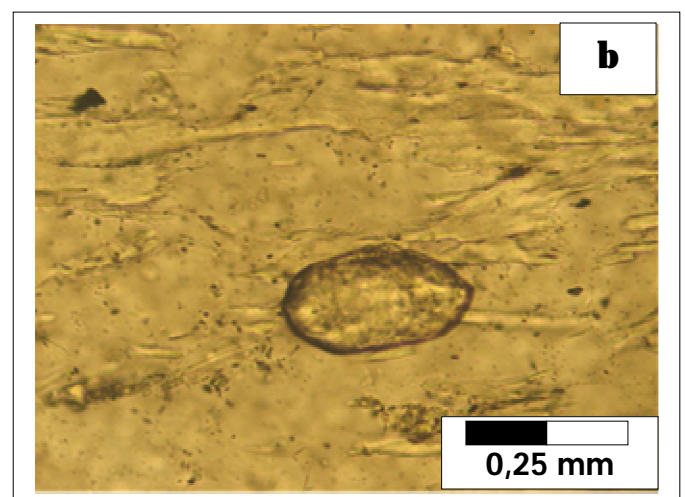
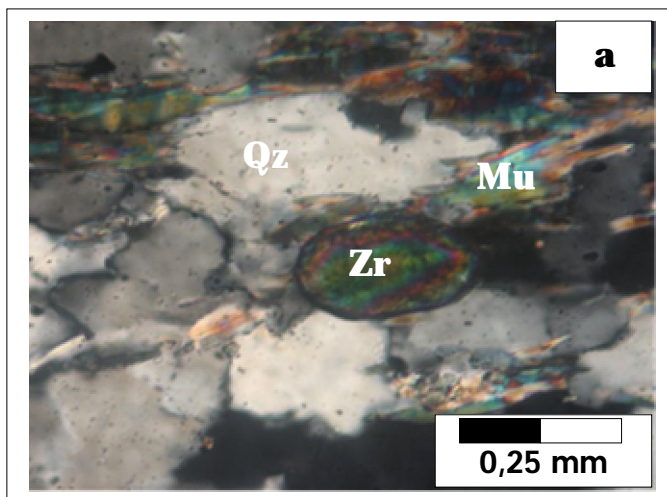


Fig. 42 : Zircon en LP et LN

8-Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont presque toujours associés aux grenats et aux chlorites ou éparpillés dans la matrice, ils sont en cristaux anguleux ou subarrondis.

EN RESUME

Les formations pélitiques sont représentées par des micaschistes à grain fin à microstructure porphyroblastique à grenat, staurotide et disthène. Tous les silicates d'alumine sont des blastes de forme sphérique à allongée sigmoïde, isolés au sein d'amas micacés, le tout nageant dans la matrice à grain fin à quartz, petit plagioclase, ilménite, mica blanc et très peu de biotite brun pâle.

Au coeur des blastes des grenats et vers la portion interne, on observe de petits prismes automorphes de staurotide et des lamelles de mica blanc primaire. Des inclusions primaires de rutile prismatique sont également identifiées. Les coeurs de grenat présentent des reliques de schistosité interne soulignée par une pigmentation charbonneuse.

Les plus gros grenats présentent une zonation de croissance avec un coeur à inclusions de petites lamelles de mica blanc et à rares rutile, passant assez rapidement à une portion plus externe à inclusions de staurotide. Par endroit, la staurotide apparaît au coeur du grenat. Cette observation a été également signalée pour le même type de faciès (thèse Hammor, 1992)

Les micaschistes qui présentent une déformation intense constitués par une alternance de lits de quartz et des lits de micas (muscovite et biotite) présentent une association minéralogique à grenat avec petit plagioclase, disthène, staurotide, rutile prismatique + tourmaline + magnétite.

La foliation est ici à biotite brune, en équilibre avec le plagioclase.

Le disthène : Ce sont de véritables tablettes montrant les deux clivages suborthogonaux caractéristiques du disthène. Il peut être maclé. Dans cette roche très déformée, le disthène est complètement tordu ou plissé et suit le mouvement rotationnel du grenat. Il est en inclusion dans le mica blanc mais jamais dans les grenats.

La staurotide : elle est observée en inclusions à la périphérie des grenats et aussi dans les gros clastes de mica blanc, parfois au coeur des grenats.

La roche montre une paragenèse à quartz, mica blanc, biotite, staurotide, grenat, disthène, ± rutile ± tourmaline typique d'une paragenèse de moyenne température

D'autres roches pélitiques sont très déformées et peuvent représentées de véritable mylonite montrant une paragenèse à **Quartz, calcite, muscovite, grenat, chlorite, biotite + rutile.**

La calcite est associée au quartz est bien exprimée dans la roche sous la forme de veinules tardives. On la retrouve également avec la séricite allongée suivant les plans de foliation ou dans des veinules sécantes à ces mêmes plans.

Dans ces roches complètement mylonitisées, les gros cristaux de grenat sont complètement craquelés. Le produit de remplissage de ces craquelures consiste en de grandes lamelles de chlorite verte à biréfringence bleutée (type pennine).

Le mica blanc : le mica blanc primaire semble être remplacé par un mélange de carbonate et de séricite. Quelques grains de rutile prismatiques conservés dans un plagioclase recristallisé sont également observés

La présence de la calcite inhabituelle dans ces faciès serait la conséquence d'un épisode hydrothermal avec la présence de fluides riche en calcium. Ce calcium pourrait être le résultat de la déstabilisation d'anciens phénocristaux de plagioclase ou bien à la présence de fluides chargés en calcium et de fer lors du lessivage des formations carbonatées affleurant dans la région de Bou-Maïza. La richesse en fer de ces fluides s'expliquerait par la présence de magnétite dans cette roche

Les quartzites :

Les quartzites associées aux micaschistes sont aussi à grenat et disthène, staurotide.

Au microscope, elles montrent une fabrique de quartz très déformée.

La roche est constituée presque de 80% de quartz avec quelques lamelles de micas allongées dans les plans de foliation. Ce sont pour l'essentiel des muscovites.

Dans cette quartzite on note la présence de grenat, staurotide et tourmaline. De beaux cristaux de zircons sont également à signaler.

Conclusion

La Description pétrographique de ces micaschistes à grains fins montre une paragenèse à quartz, mica blanc, staurotide, grenat, disthène, ± rutile typique d'une paragenèse de moyenne température env. 550°C.

La foliation primaire est suivie d'une recristallisation de la biotite brun-pâle microscopique et de lamelles de chlorite statique tardive.

De plus, on observe dans la foliation des veines hydrothermales remplies de carbonate (calcite) et séricite, quartz, grains de magnétite, le long desquelles la biotite a recristallisé en biotite vert-pâle ou en grandes lamelles de chlorite bleue de type pennine. La chloritisation affecte aussi une grande partie des grenats. Ainsi, un épisode hydrothermal de plus basse température 350-400 °C se superpose à la paragenèse métamorphique de plus haute température .

La paragenèse à quartz, mica blanc, staurotide, grenat, disthène, ± rutile est la mieux exprimée dans les métapelites du massif de l'Edough. Elle se caractérise par la transition $Ky+Gt \rightarrow St+Bi$ dans la grille d'Holland et Powell (1980). Les méthodes thermobarométriques appliquées fournissent pour cette réaction une température de 650°C et 8Kbars

Ce pendant les Métapelites de Bou-Maïza ne sont pas soumis à des conditions de température plus élevée (pas de sillimanite), et ils n'ont pas non plus enregistré les conditions de basse pression (pas andalousite, aucune cordiérite).

V-2 Description pétrographique des roches gabbroïques non déformés

V-2-1 Les gabbros 05BM42, 05BM43, O5BM44

V-2-1-1 Métagabbro Peu Déformé à gros grains (05BM42)

Roche à grain moyen (5mm) avec de gros cristaux d'amphiboles, Plagioclase, Zoïsite ou Clinozoïsite et pistaschite + quartz en gouttelettes dans le plagioclase.

1-Plagioclase

Les plagioclases sont très abondantes (35%) dans la roche et ils se présentent sous deux aspects différents : soit en petits cristaux automorphe à xénomorphe sans orientation préférentielle associés avec le quartz, soit en phénoblastes xénomorphes avec des inclusions de quartz et d'épidote dans un plan de macles polysynthétiques croisées.

Les sites des anciens plagioclases magmatiques qui englobent les ferro-magnésiens sont complètement recristallisés en plagioclase acide limpide proche de l'albite à plans de macles complexes. On note aussi des inclusions nombreuses d'épidote, dont la répartition suggère parfois que les cœurs des plagioclases étaient plus calciques probablement de labradorite.

On note aussi la présence de nombreux cristaux de petits plagioclase imbriqués les uns dans les autres et forment une mosaïque comme celle du quartz. Le quartz peu exprimé dans la roche, se trouve en petites gouttelettes libérées par suite de la recristallisation du Ca plagioclase en albite.

La recristallisation des plagioclases en épidotes+quartz+albite±actinote témoigne d'une saussuritisaiton qui propre aux Gabbros

2-Amphibole

De gros cristaux d'amphiboles dans cette roche. Certaines amphiboles sont de teinte jaune-vert, d'autres sont plutôt brunâtres avec des sections basales losangiques de type hornblende avec parfois un zonage. Elles sont le résultat de la déstabilisation des pyroxènes. L'amphibole aciculaire de couleur vert-bleuâtre s'observe en inclusions également dans les plagioclases.

Le calcium du plagioclase et le titane de l'amphibole libérés lors de la recristallisation se retrouvent dans le sphène très bien exprimé.

3- Epidote :

De gros cristaux d'épidote dont la taille varie entre 0,5 mm à de 2 ou 3 mm sont bien visibles avec leur couleur bleuâtre – jaunâtre très caractéristique. Elle se présente sous trois variétés :

Chapitre IV- Pétrographie

La clinozoïsite est souvent associée au plagioclase ou se trouve en inclusions dans les amphiboles. Elle semble être leur produit de déstabilisation

La zoïsite aurait cristallisé bien après le refroidissement du gabbro affecté par le métamorphisme de moyenne pression.

4- Clinopyroxène

Les clinopyroxènes sont représentés par une variété calcique (diopside), il forme des plages millimétriques ou des cristaux trapus.

Ils montrent parfois une bordure réactionnelle correspondant à un déséquilibre qui s'exprime par une ouralitis des pyroxènes, ou le long des clivages

Ces clinopyroxènes s'altèrent parfois aussi en épidotes

5- Sphène

Le sphène est peu répandu, il se présente comme des petits cristaux losangiques de taille d'environ 0,05 à 0,5 mm, il est associé à la zoïsite et à l'amphibole.

6- Chlorite

La chlorite est rarement observée, elle se présente comme des fines paillettes allongées.

7- Quartz

Le quartz se montre comme des gouttelettes dans les plagioclases, si non il est rarement observé.

La zoisite + trémolite-actinote + quartz sont tardifs par rapport à la recristallisation de la roche primaire

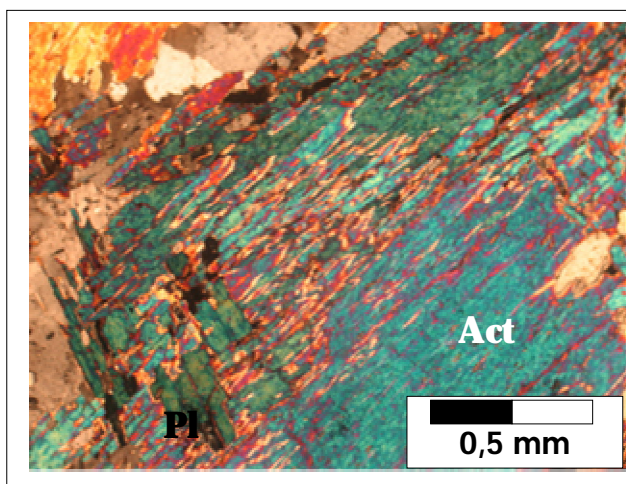


Fig. 43 : Actinote en LP

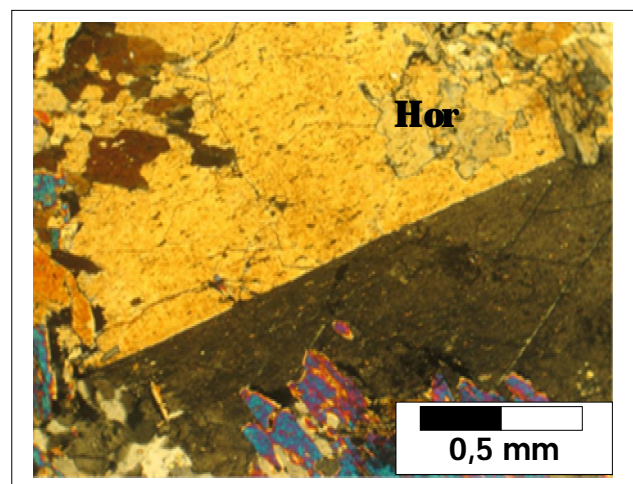


Fig. 44: Hornblende maclée en LP

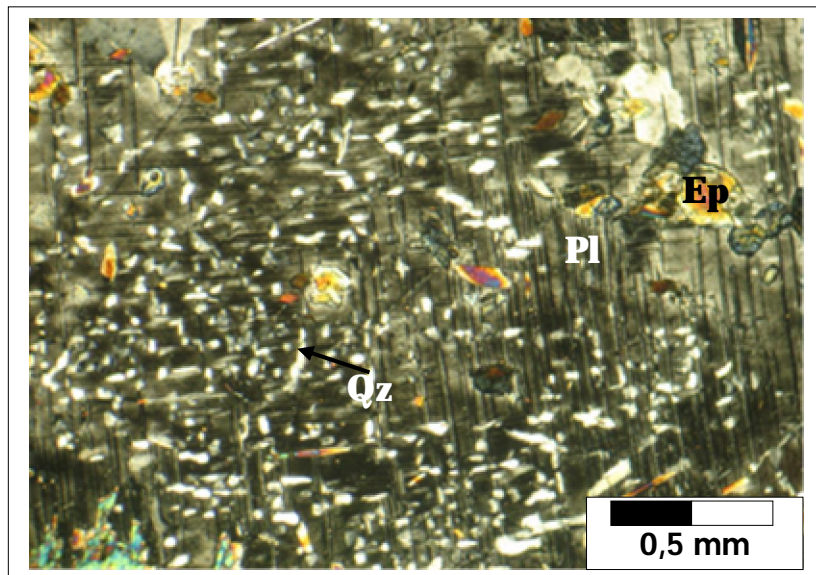
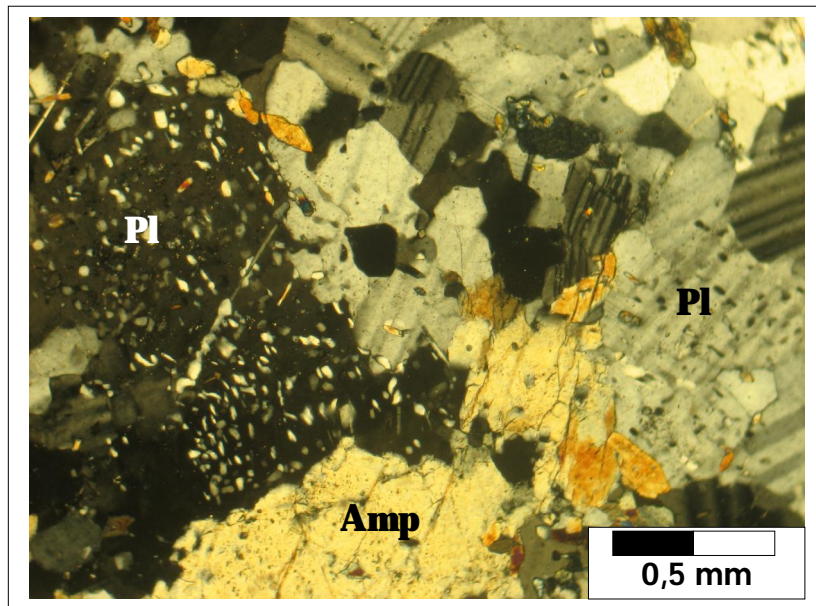


Fig. 46 : Na Plagioclase avec du quartz réactionnel remplaçant un Ca plagioclase avec inclusion d'épidote

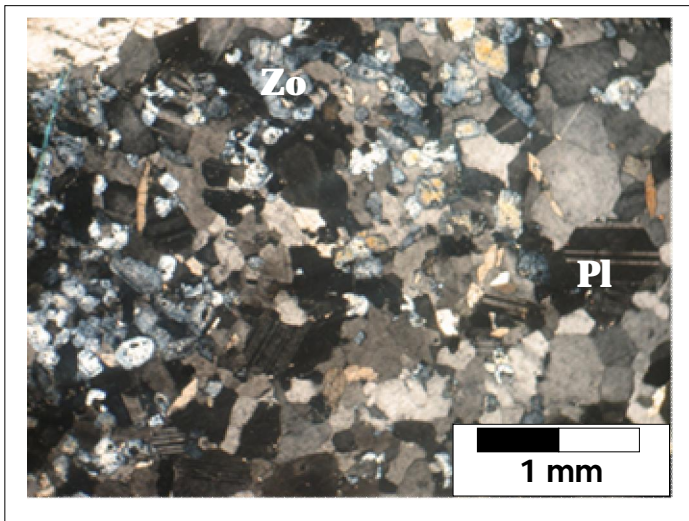


Fig. 47 : Zoisite polycristalline bleu-grise et plagioclase albitique

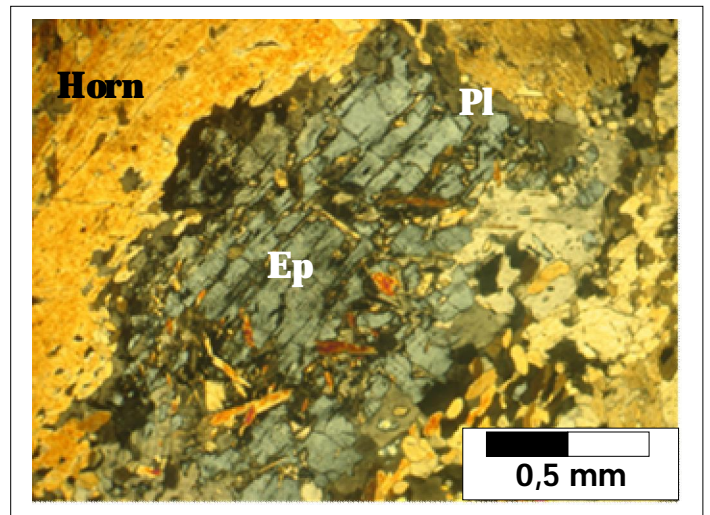


Fig. 48 : Gros cristal de zoisite entouré de hornblende et de plagioclase

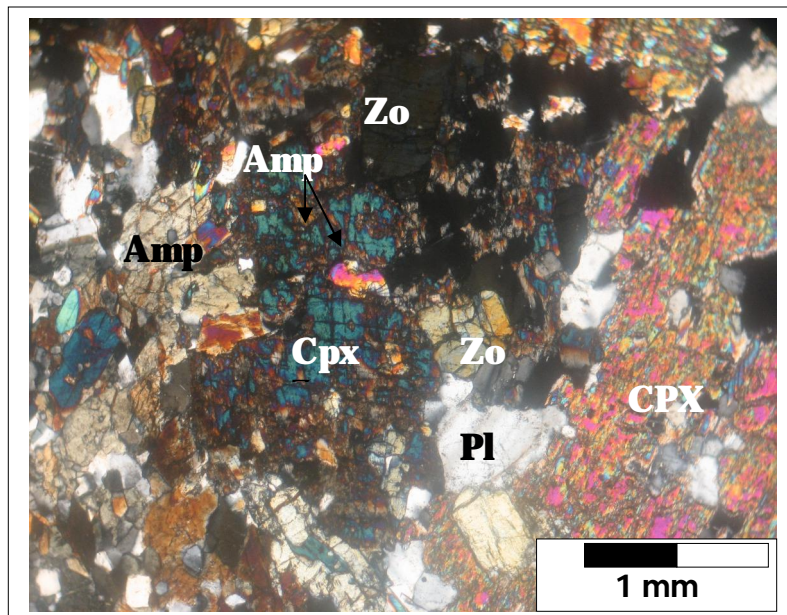


Fig. 49 : Cristal de clinopyroxène associé à l'amphibole et Zoisite

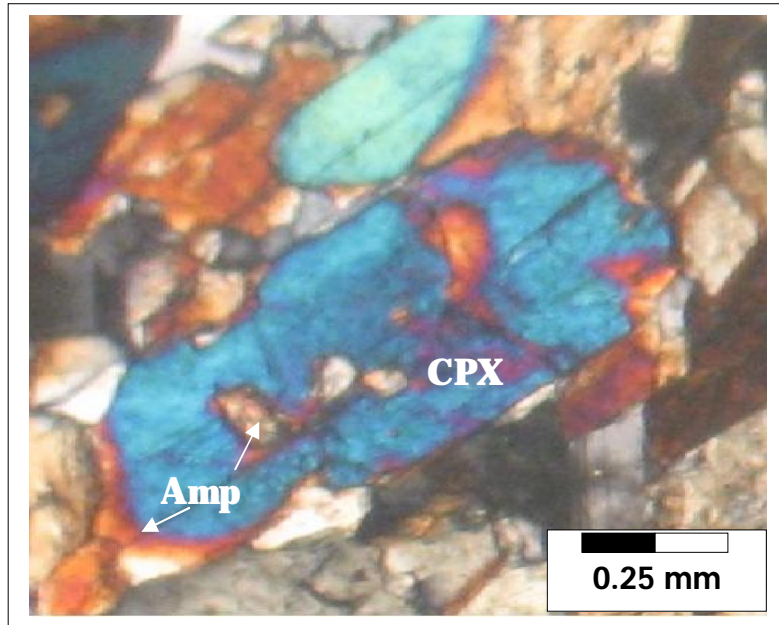


Fig. 50 : Clinopyroxène en voie d'ouralitisation

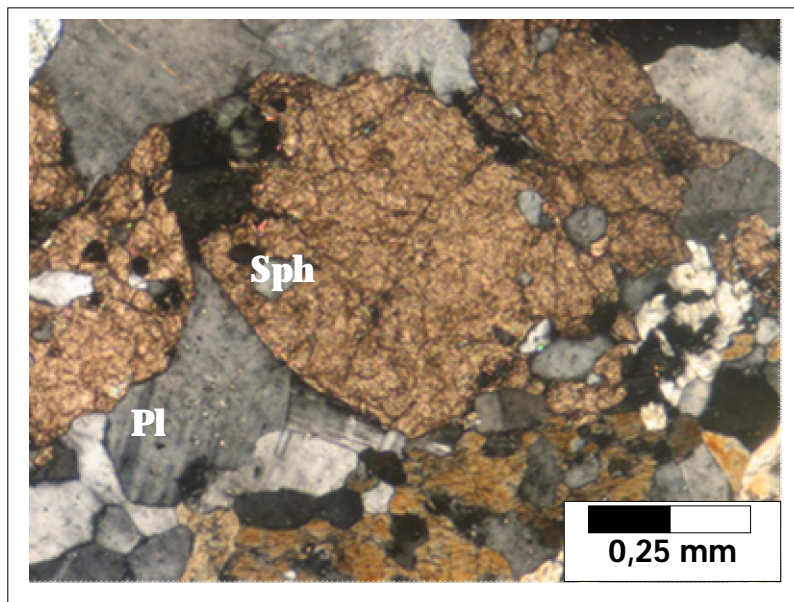


Fig 51 : Gros cristal de sphène

IV-2-2 Métagabbro à hornblende et pyroxène non déformé (05BM43)

Gros cristaux d'amphibole vert-bleu avec les deux plans losangique caractéristiques de l'amphibole. L'hornblende est associée à des plages constituées par des gros et petits cristaux de plagioclase recristallisé en un plagioclase type albitique avec peu de quartz réactionnel.

L'hornblende vert-bleu et le Clinopyroxène remplacent les anciens sites

d'amphibole et de pyroxène magmatique. Dans le coeur du clinopyroxène on trouve l'association amphibole et zoïsite

La zoïsite bien cristallisée se présente sous forme de gros cristaux bien arrondis parfois imbriqués avec les lamelles d'amphiboles. Présence de sphène.

IV-2-3 Métagabbro 05BM44

Cette roche est constituée de 50% d'actinote et 50% de zoïsite.

Gabbro sub-équant à gros grain (env. 2 cm). Les anciens minéraux ferromagnésiens pyroxène ou amphibole sont entièrement épigénisés en gerbes d'amphibole aciculaire de type trémolite- actinote entouré de zoïsite. Cette roche est dépourvue de plagioclase et de quartz. La zoïsite en agrégats prismatiques ou en petits grains serait le résultat d'une épigénisation totale d'un ancien pyroxène ou amphibole calcique non conservé.

C'était donc un ancien gabbro de type tholéïitique

IV-2-4 Métagabbro mylonitique 05BM41

Association minéralogique : **Zoïsite, Amphibole, grenat, sphène ± rutile ± quartz ± sphène ± ilménite.**

70% de la lame est constituée de zoïsite. Ce sont des lits polycristallins de Zoïsite ou de clinozoïsite en équilibre avec des lamelles d'amphibole de type hornblende bleu-vert.

Des clastes ocellés de couleur vert claire sont préservés dans ces lits polycristallins riche en zoïsite.

Des petits cristaux purs, sans aucune inclusions de grenat se trouvent dans ces lits regroupés en îlots parfois isolés parmi la clinozoïte et entouré d'hornblende.

Un petit clinopyroxène se trouve en équilibre avec un grenat.

Des rubans à quartz, sphène, rutile et ilménite sont présents dans cette roche

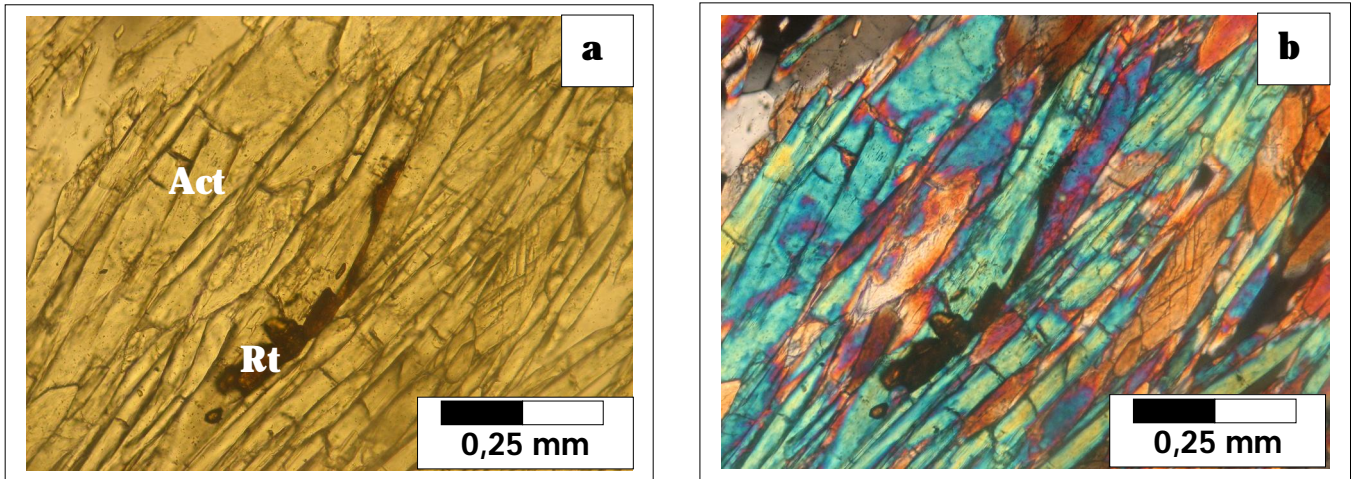


Fig. 52 : Rutile associé avec de l'actinote. a) en LN et b) en LP

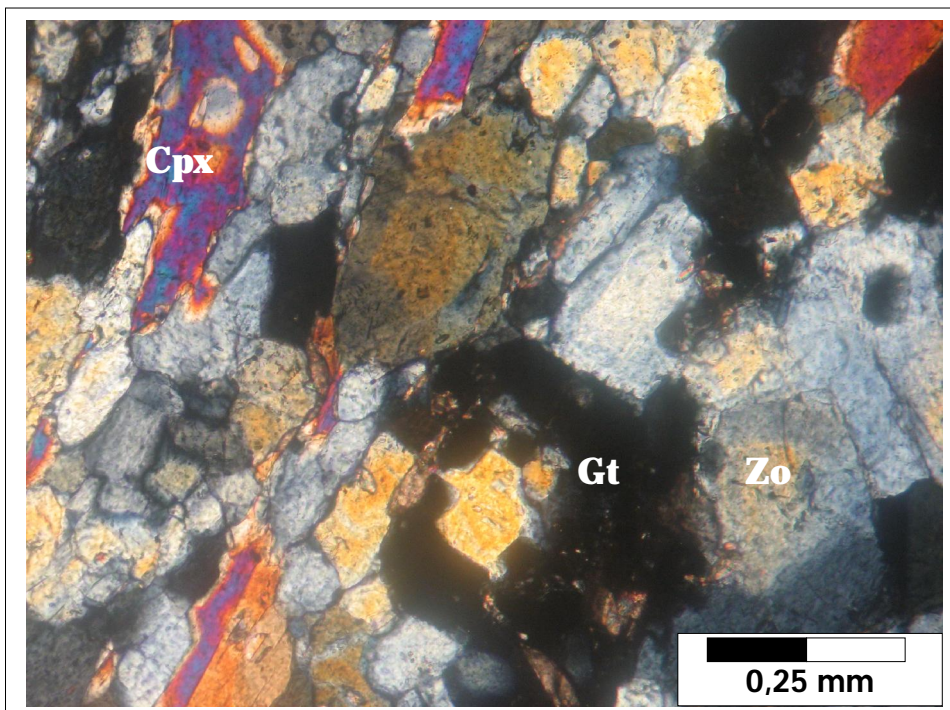


Fig. 53 : Grenat avec du sphène et zoïsite

IV-2 Description pétrographique des amphibolites associées aux gabbros

IV-2-1 Les amphibolites déformées

05BM45, 05BM46, 05BM47, 05BM49, 05BM48 et 05BM50

L'amphibolite à actinote B45 et l'amphibolite mylonitique B46 représentent une association typique des amphibolites en général : Amphibole, plagioclase, zoïsite ± sphène ± rutile + talc + calcite. Ce sont des roches déformées, la O5BM46 est une amphibolite mylonitique.

1- Amphibole

Les amphiboles sont représentées surtout par l'actinote, trémolite et hornblende bleu-vert.

Les deux types ne présentent aucune direction préférentielle et apparaissent en baguettes plurimillimétriques allongées ou en sections losangiques présentant les deux clivages typiques

L'actinote se présente sous forme de grosses gerbes parfois flexueuses et enchevêtrées.

(Fig. 54)

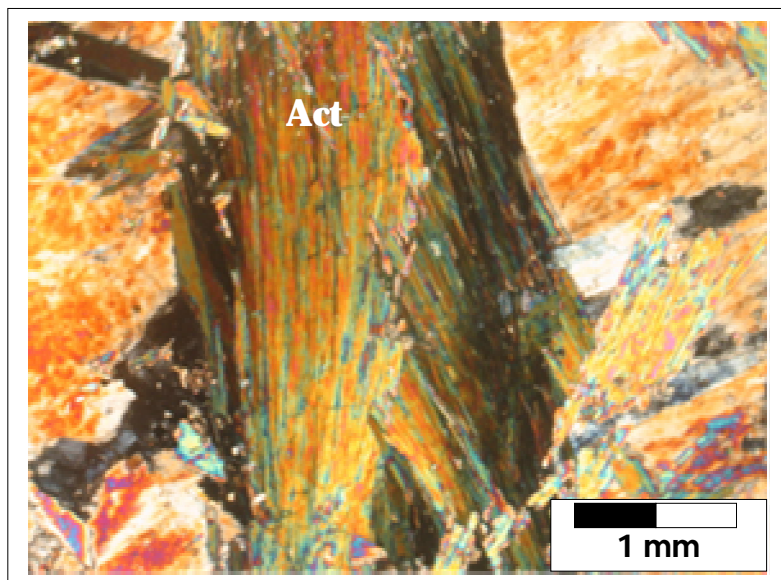


Fig. 54 : Gerbes d'actinotes associées à du plagioclase

2- Zoïsite

Quelques petits cristaux de zoïsite sont à signaler contrairement aux autres roches basiques où la zoïsite est abondante. On note dans cette roche (05BM45) la présence de petits cristaux prismatiques de rutile. **(Fig. 55)**

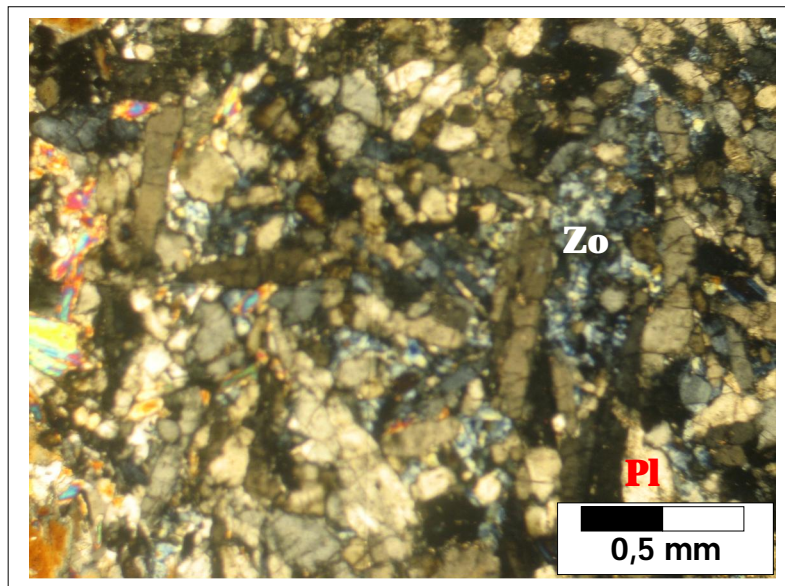


Fig. 55 : Cristaux de zoïsite associés aux plagioclases

3- Plagioclase

Les plagioclases se présentent en petits cristaux subautomorphes associées aux zoïsites et quartz. Le plagioclase calcique magmatique aurait donc été entièrement par de la zoïsite plus abondante au cœur et par l'albite à la périphérie.

4- Sphène

Le sphène est assez abondant, et il se présente en petits cristaux ou en agrégats millimétriques avec des craquelures irrégulières. **(Fig 56)**

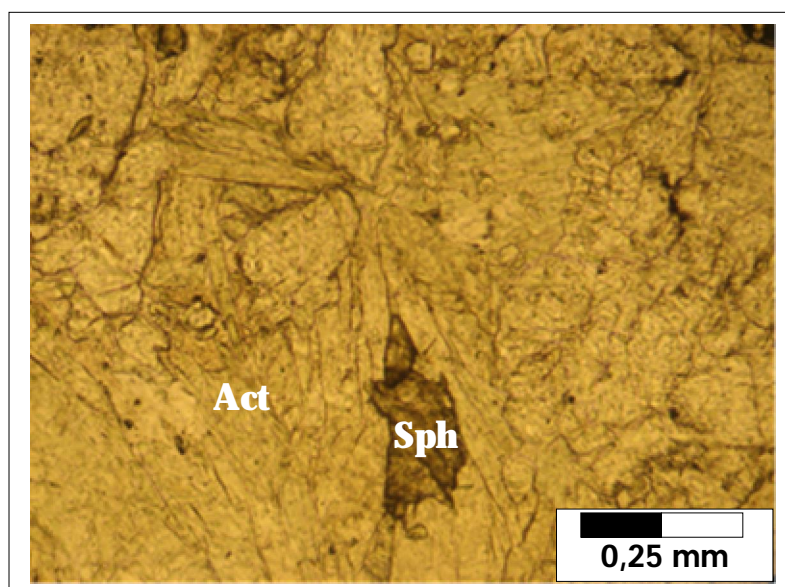


Fig 56 : Sphène dans les cristaux d'actinote en LN

IV-2-2 Amphibolite foliée : 05BM49

La roche possède une structure nématoblastique et une texture orientée. Les minéraux de ces roches sont comme les précédents mais suivent la direction du foliation

1-Amphibole : L'actinote et la hornblende verte sont très bien exprimées. Elles sont soit allongées soit en sections, (**Fig 57**)

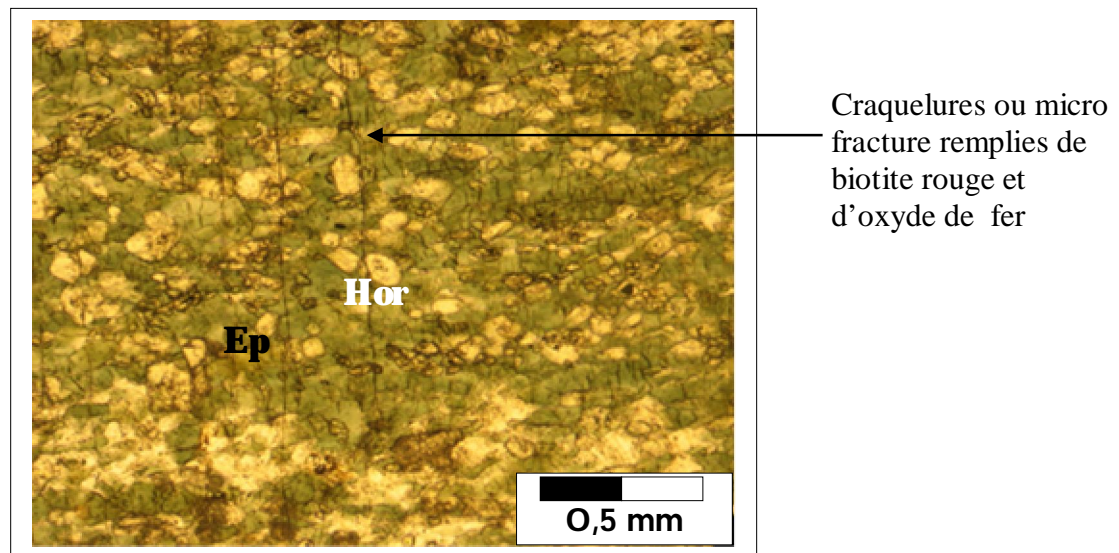


Fig. 57: Hornblende verte dans une amphibolite foliée avec la zoïsite

2-Epidote

Les épidotes sont représentés par la zoïsite et se présentent en petits cristaux xénomorphes, elles sont zonées et présentent une couleur bleu à bleu pâle.

3-Sphène

Il est souvent prismatique parfois xénomorphes de petite taille (0,1mm en moyenne), alignés suivant la schistosité. Il est généralement associé aux amphiboles.

4- Quartz

Il est moins abondant, il apparaît sous forme de petits cristaux xénomorphes à subautomorphe dans les craquelures

5-Biotite

La biotite est très rare, elle se présente en paillettes dans les microfissures d'environ 1 mm de taille. (**Fig. 58**)

6-Les minéraux opaques

Ils apparaissent en cristaux xénomorphes plus ou moins anguleux pris dans la schistosité, ou dans les microfissures. Ces minéraux opaques sont en relation avec les amphiboles et la biotite

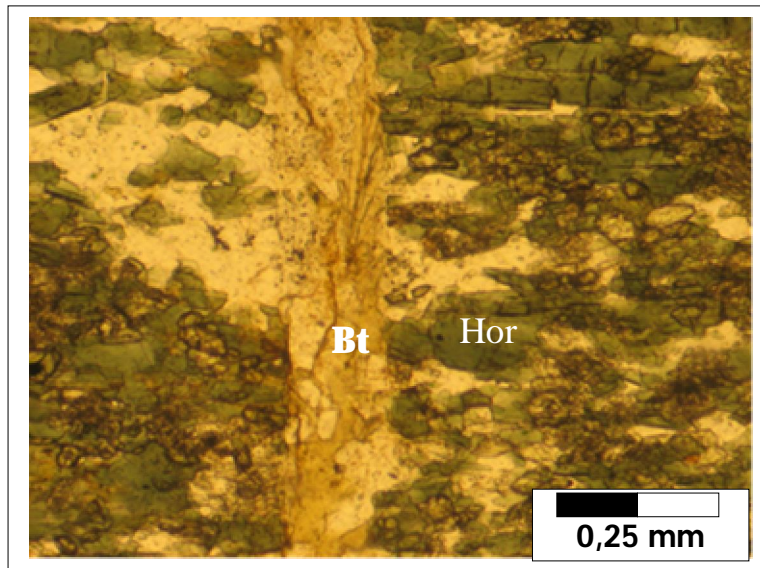


Fig 58 : Biotite dans les microfractures d'amphibolite foliée

IV-2-3 Trémolite

Cette roche correspond aux lames minces N° 05BM48 et 05BM50

C'est une amphibolite constituée essentiellement de trémolite et de chlorite.

70% de trémolite et 30% de chlorite. La chlorite forme dans la roche des amas irréguliers, des nids, d'amas ou de lits biseautés plus ou allongés dans la foliation représentant des pseudomorphoses d'un ancien minéral magnésien. Quelques minéraux opaques probablement sont également à signaler dans la roche.

Cette minéralogie sans plagioclase ni quartz traduit une composition ultrabasique magnésienne probablement une ancienne pyroxénite.

1- Amphibole : Les amphiboles se présentent en prismes aciculaires. Ce sont des trémolites. La détermination s'est faite en se basant sur les caractéristiques optiques de ces minéraux

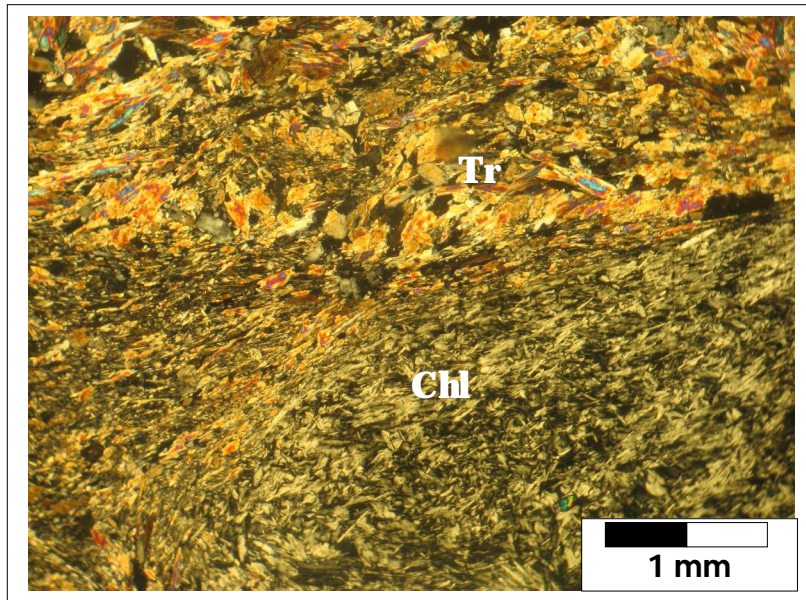


Fig 59 : Nid ou amas de chlorite associé à de la trémolite

2- Chlorite

La chlorite apparaît en fine paillettes enchevêtrées les unes aux autres formant des nids ou des amas allongés suivant l'orientation de la trémolite associée.

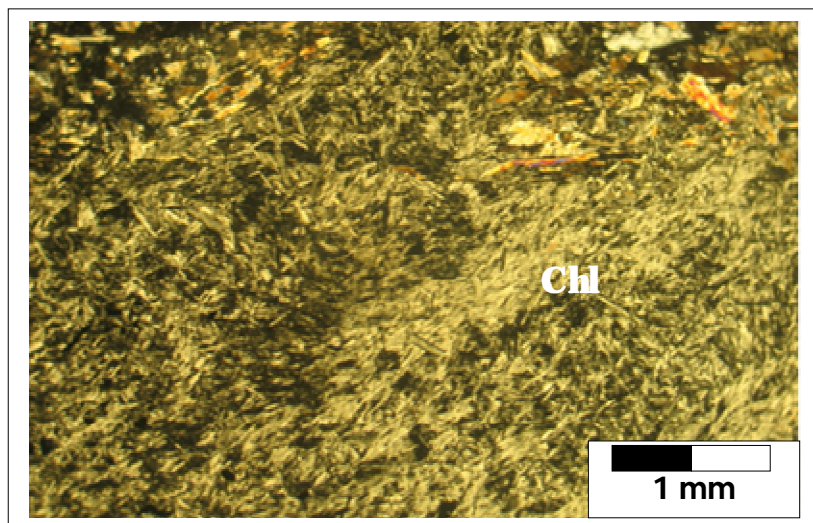


Fig 60: Chlorite en forme amas, de nids ou de lits biseautés plus ou allongés dans la foliation représentant des pseudomorphoses d'un ancien minéral magnésien.

Résumé :

Les formations gabbroïques du massif de Bou-Maïza présentent une paragenèse à amphibole, plagioclase, clinopyroxène, zoïsite ± rutile ± sphène et très peu de quartz réactionnel. L'amphibole est surtout de la hornblende avec de l'actinote. Le plagioclase originel a été totalement détruit en albite et épidote ainsi que le clinopyroxène qui doit être du diopside. L'ensemble des roches gabbroïques étudié sont subéquantes et ne sont pas déformées excepté le métagabbro mylonitique où les clastes ocellés de hornblende sont préservés dans des lits polycristallins de zoïsite.

Les amphibolites sont constituées d'amphibole type actinote-trémolite et hornblende avec surtout zoïsite se présentant sous diverses formes. Beaucoup de plagioclase associé à peu de quartz non réactionnel, sphène et rutile. La plupart des amphibolites sont déformées. Des lits de plagioclasiques avec 90% de plagioclase et 10% de quartz alternent avec des lits de hornblende ou d'actinote. Certaines amphibolites sont biminérales constituées uniquement de trémolite et de zoïsite sans quartz, ni plagioclase. Cette minéralogie traduit une composition originelle très magnésienne et calcique : ex gabbro magnésien ou une ancienne pyroxénite.

L'étude pétrographique des ces roches montrent qu'elles sont le résultat d'une transformation de roches magmatiques qui au départ contenaient du plagioclase calcique qui s'est transformé en épidote, albite et quartz réactionnel (saussuritisation). Le plagioclase calcique magmatique est remplacé par de la zoïsite au cœur et albite à la périphérie. Le pyroxène ou l'amphibole riche en ferro-magnésien se sont transformés à leur tour en amphibole secondaire de type hornblende bleu-vert, actinote et trémolite.

Le pyroxène hornblende verte+ actinote (phénomène d'ouralitisation).

Le calcium du plagioclase et le titane de l'amphibole libérés lors de la recristallisation expliquent la cristallisation du sphène très bien exprimé dans les roches basiques.

Le rutile prismatique est présent aussi bien dans les gabbros et dans les amphibolites il indique bien que ces roches sont passées durant leur évolution métamorphique par un stade de haute pression. La présence du rutile et de la zoïsite associées dans ces roches peuvent indiquer une pression de **l'ordre de 8Kbars**.

Conclusion :

Ces formations gabbroïques et gabbroïques mylonitisés présentent toutes la même paragenèse avec plagioclase secondaire de type albite, amphibole, zoïsite, sphène + rutile + talc+ Mg-chlorite. Elles peuvent dériver d'anciennes roches riches en clinopyroxènes ou de roches provenant de la base de croûte océanique. Cette paragenèse métamorphique est soit statique (dans les cœurs des boudins) soit syncinématique. Ces gabbros représentent des lentilles tectoniques qui sont intimement associés à des métapélites dont la paragenèse est à quartz, biotite, muscovite, grenat, staurotide, disthène et rutile impliquant des conditions de l'ordre de T 550 et P élevée 7-8 kbars.

Ces roches de chimisme tholéïtique représentent soit des fragments de croûte océanique, soit d'anciens sills mis en place dans des métapélites d'âge inconnu pouvant représenter un équivalent d'âge paléozoïque ou jurassique ?

Les dolérites de la carrière de marbres de l'Oued El Aneb (Caby et al., 1992) montrent une paragenèse à trémolite –actinote, plagioclase, clinozoisite –chlorite et sphène semblable à celle de la paragenèse des roches gabbroïques et amphibolitiques de Bou-Maïza.

Les dolérites représenteraient d'anciens sills intrudant une série d'affinité mésozoïque, les métapélites d'Oued el Aneb étant à biotite verte-chlorite-albite-épidote et traduisant des conditions de greenschiste-faciès (T env. 420- 400 °C). Cette unité moins métamorphique surmonte en contact anormal les séries étudiées.

CHAPITRE V

GEOCHIMIE

Chapitre V- Etude géochimique

Au total 7 échantillons (Amphibolites et métagabbros) appartenant aux différentes formations de Bou-Maiza récoltés sur le terrain ont été utilisés dans cette étude. Les analyses chimiques des éléments majeurs contenus dans ces 7 échantillons ont été réalisées par le laboratoire central de l'ORGM de Boumerdes (2007).

Les résultats des analyses des éléments majeurs des métagabbros sont consignés dans le Tableau 1 et ceux des amphibolites sont consignés dans le Tableau 2.

	05BM41	05BM42	05BM43	05BM44
SiO ₂	50,57	53,05	52,12	53,28
Al ₂ O ₃	21,82	19,12	16,88	19,41
Fe ₂ O ₃	8,72	4,51	7,92	6,12
CaO	12,64	12,06	10,93	10,38
MgO	2,81	7,96	7,67	8,33
Na ₂ O	0,05	1,13	1,83	0,56
K ₂ O	0,07	0,06	0,05	0,05
TiO ₂	0,71	0,25	0,54	0,46
MnO	0,31	0,09	0,14	0,11
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,05	0,05
PAF	1,73	1,34	0,92	1,22
TOTAL	98,59	99,57	98,95	99,97

Tableau 1 : Résultats d'analyses chimiques (roche totale) des métagabbros

	05BM 40	05BM 45	05BM 46
SiO ₂	59,82	49,55	51,54
Al ₂ O ₃	21,8	17,67	16,82
Fe ₂ O ₃	1,98	5,92	6,23
CaO	6,57	10,89	11,03
MgO	2,03	11,7	10,79
Na ₂ O	4,11	2,01	1,53
K ₂ O	0,14	0,24	0,16
TiO ₂	1,09	0,17	0,28
MnO	0,04	0,1	0,11
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05
PAF	0,87	1,55	1,19
TOTAL	98,45	99,85	99,68

Tableau 2 : Résultats d'analyses chimiques (roche totale) des amphibolites

V-1 L'altération

Tous les métagabbros et les amphibolites ne présentent aucune trace d'altération et possèdent de faibles teneurs en Na_2O (0.05-4.11%) et CaO (6.57-12%) (Tableau 1) et (Tableau 2). Dans le diagramme discriminant Na_2O vs CaO de Stillman et Williams (1978), les échantillons se reportent dans le domaine des roches non spilitisées (Fig. 61).

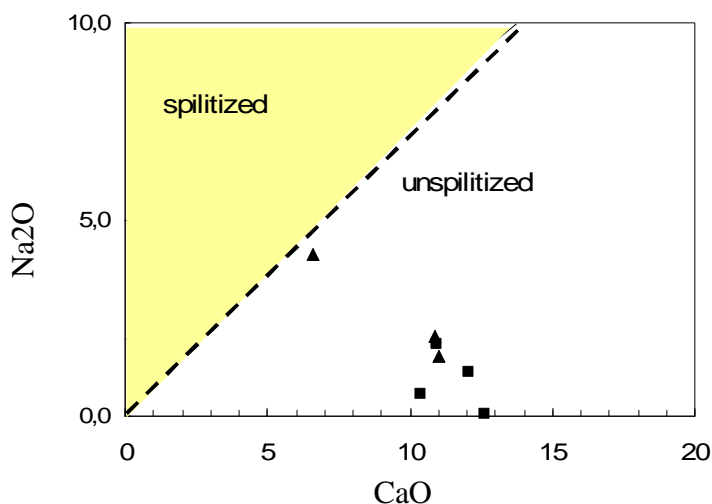


Fig. 61: Position des métagabbros et des amphibolites dans le diagramme de Stillman et Williams (1978). Triangle : Amphibolites, Carré : Métagabbros

- La perte au feu

Le diagramme (Fig.62) présentant les pertes au feu en fonction des teneurs en SiO_2 permet de définir le degré d'altération des roches analysées. En pratique, les échantillons qui ont des valeurs de perte au feu très élevées sont considérés comme altérés. Les valeurs des pertes au feu pour nos échantillons varient entre 0.87 et 1.73 ce qui correspond à de faibles valeurs en moyenne. Aucune corrélation entre la perte au feu et les teneurs en SiO_2 n'est observée. De même on n'observe aucune tendance d'évolution entre la valeur de perte au feu et la teneur en minéraux hydratés des échantillons étudiés. Les faibles valeurs de perte au feu de nos échantillons sont confirmées par l'étude pétrographique des échantillons analysés qui ne révèle aucune trace d'altération significative.

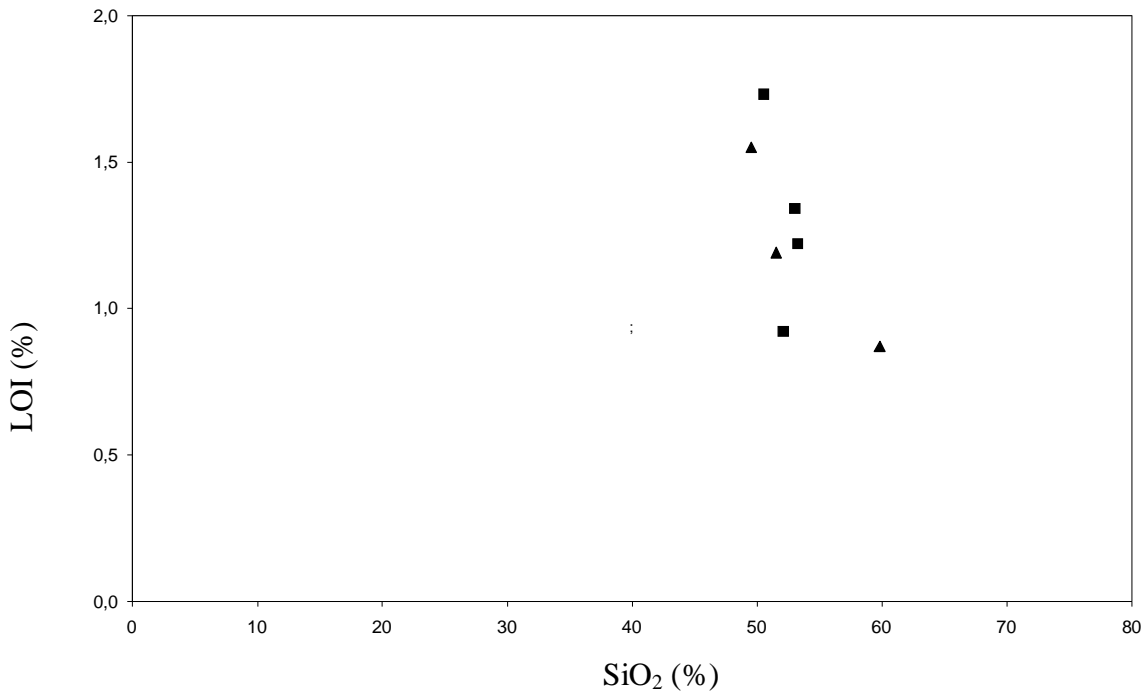


Fig 62 : Diagramme LOI (perte au feu) en fonction de SiO₂ (%).

Pour tester la validité des résultats analytiques obtenus, l'influence de cette altération sur les éléments très sensibles à l'altération tels que K₂O et CaO est considérée. Le report des teneurs du K₂O 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.63), il n'y a donc pas d'altération notable dans ces échantillons. Sur le diagramme CaO en fonction de Al₂O₃ (Fig. 64), aucune corrélation notable n'est observée.

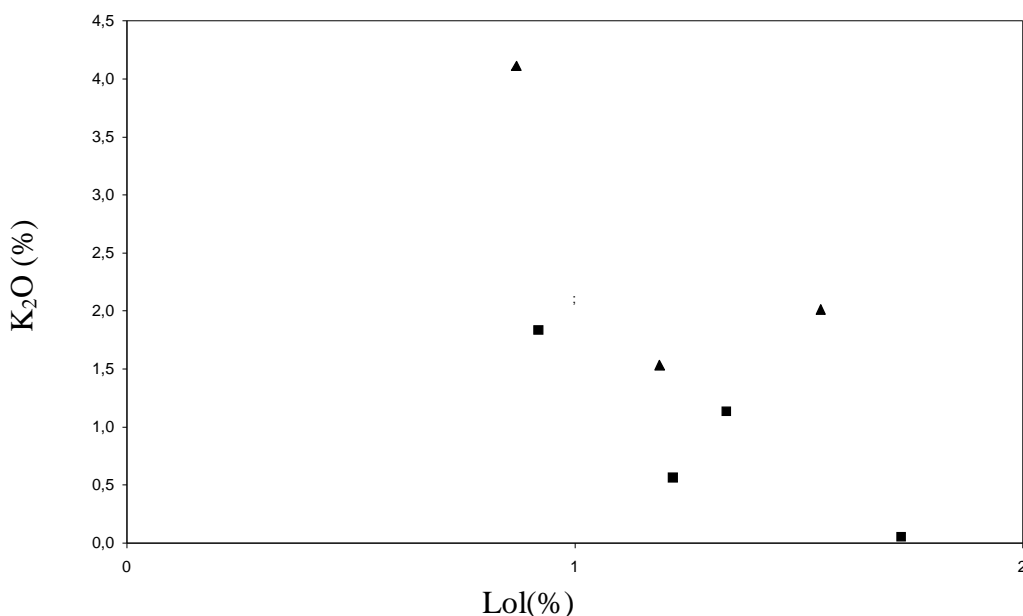


Fig 63: Diagramme K₂O en fonction de LOI (%).

V-2 Affinité géochimique

Sur le diagramme discriminant de Mc Donald et Katsura (1964), les échantillons se projettent dans le domaine des gabbros tholéïtiques. L'absence totale de l'olivine dans toute la paragenèse confirme cette affinité.

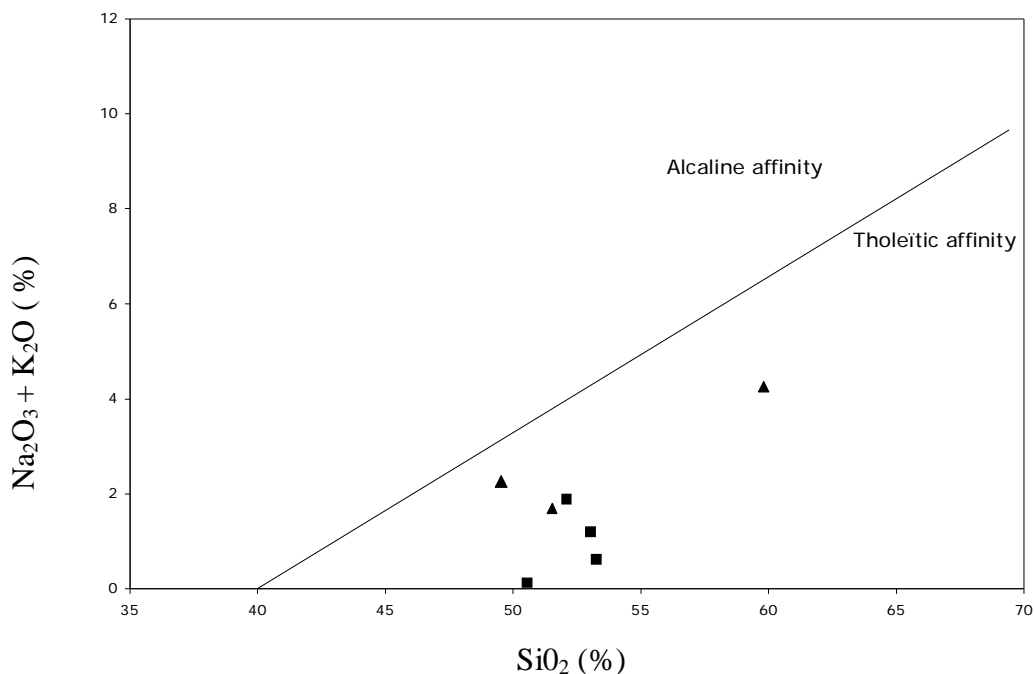


Fig 64 : Position des amphibolites dans le digramme de Mc donald et Katsura (1964)

Presque tous les échantillons excepté un (05BM40 Amphibolite) possèdent des teneurs élevées en SiO_2 et s'étalent entre 50% et 55%, le quartz n'est jamais ou très rarement exprimé minéralogiquement.

Les teneurs en aluminium ne varient que très peu entre les échantillons étudiés, avec une moyenne, d'environ 19.07% directement corrélée aux fortes teneurs en plagioclases des roches de cette étude.

La teneur en fer total (Fe_2O_3) total et la teneur en MgO reste faible pour les roches analysées Le CaO est assez constant excepté pour l'échantillon 05BM40 qui montre encore une plus faible teneur en CaO.

Les teneurs en K_2O sont très faibles pour les échantillons analysés. Elles varient entre 0.05 et 0.24 ce qui dénote bien du caractère basique des échantillons analysés. Par contre, les teneurs en TiO_2 qui devraient être élevées pour ce type de roche restent très faibles.

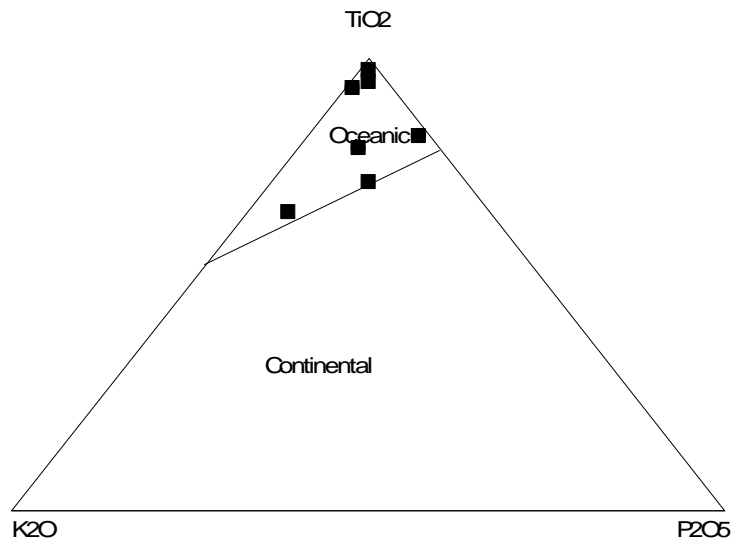


Fig 65 : Position des amphibolites et des métagabbros dans le diagramme de Pearce et al., (1975)

Le diagramme TiO₂-K₂O-P₂O₅ de Pearce et al., (1975) permet de discriminer les roches océaniques des roches continentales. Les roches amphibolites et les métagabbros se projettent toutes dans le champ des roches océaniques

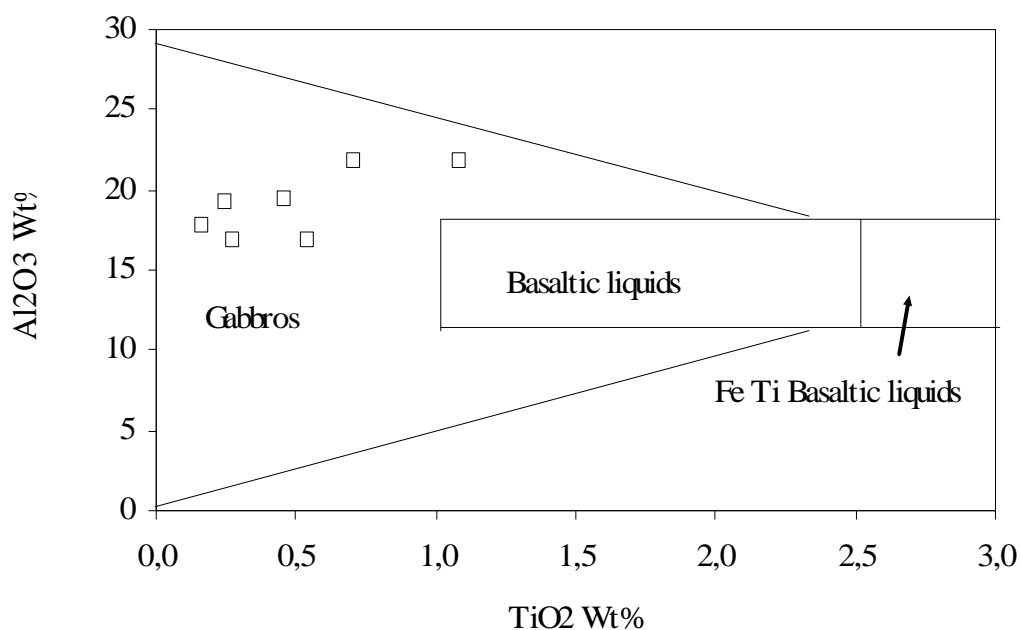


Fig 66 : Position des métagabbros et des amphibolites de Bou-Maiza dans le diagramme de Pearce. J. A (1983)

La projection des échantillons de ces roches dans le diagramme de Pearce. J. A (1983) montre du caractère gabbroïque de ces roches

Conclusion

L'étude géochimique présentée dans ce travail, essentiellement basée sur des analyses en éléments majeurs des échantillons basiques de Bou-Maiza, a permis de déterminer la nature gabbroïque de ces roches (Fig. 66). Le digramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en fonction du pourcentage en SiO_2 (Mc donald et Katsura, 1964) démontre du caractère tholeiitique de ces roches.

Ces roches sont des gabbros de type tholeiitique. Ils pourraient correspondre soit à des fragments de croûte océanique ou bien à d'anciens sills mis en place dans des métapélites d'âge inconnu.

CHAPITRE VI MINERALISATIONS

Généralités

Le massif de l'Edough est caractérisé par un nombre important de gîtes et indices métallifères répartis au Nord, au Centre et au Sud du massif de l'Edough.

En général on observe deux zones métallifères bien distinctes :

- Une zone polymétallique située au nord du massif d'orientation subparallèle au littorale qui regroupe les gîtes filoniens à quartz et sulfures.

- Une zone ferrifère qui s'étend sur une grande partie de Bou-Maïza à l'Ouest jusqu'à Bouhamera à l'Est. Elle regroupe un nombre important de gisement de fer orienté E-W

Toutefois, il faut noter la présence de quelques filons et indices isolés répartis dans l'aire séparant les deux zones.

VI-1 La minéralisation polymétallique du Nord de Massif de l'Edough :

Les minéralisations de cette zone sont localisées, en général, dans le socle métamorphique et recourent la couverture allochtone parfois même elles recourent la nappe numidienne. C'est le cas du gisement filonien de Ain Barbar qui est localisé dans les flyschs sénonien. Ce gisement est largement étudié et exploité depuis la période coloniale pour ces minéralisations plombo-zincifère et de cuivre. Ces minéralisations ont été largement décrites par Aïssa (1986, 1996) et Marignac (1976, 1983) qui les associent sur le plan génétique au magmatisme tertiaire intrusif représentés par les microgranites et les rhyolites et aux altérations hydrothermales qui les affectent.

Dans ce travail nous donnons une brève description des différents types de minéralisations :

1) - Le gisement filonien de Ain Barbar .

Il s'agit d'un champ filonien de minéralisation polymétallique riche en Cu-Zn-Pb associé aux microgranites sub-alkalins. Les filons polymétalliques d'Ain Barbar sont orientés N130°-175° avec un pendage de 65°E et tous encaissés dans les flyschs maestrichiens et dans les cornéennes.

Les successions minérales rencontrés dans ce gisement se résume comme suit :

- Un stade précoce avec des phénomènes de chloritisation et d'épidotisation intenses pouvant aboutir à la formation de chloritites et d'épidotites dans les fissures.

- Un stade principal correspondant au dépôt des sulfures présents dans le gisement. Ce stade se subdivise en trois épisodes séparés par des réorganisations importantes du dispositif structural avec un épisode à sphalérite dominante associée à de la pyrrhotite hexagonale et de la galène

Chapitre VI- Minéralisations

puis un stade de silicification complexe où se déposent un peu de sphalérite, galène et hématite et enfin un épisode à chalcopyrite.

La mise de dépôt de veines polymétalliques (Fe-Zn-Cu-Pb) d'Ain Barbar sont le produit d'une activité paléogéothermique d'âge Langhien.

Il ressort de l'étude réalisée par Aïssa (1996) sur ce gisement que la minéralisation polymétallique du champ filonien d'Ain Barbar est du type hydrothermale. Elle résulterait probablement d'une circulation convective des fluides hydrothermaux de basse température. La température de ces fluides serait de l'ordre de 250°C en se basant sur l'étude des inclusions fluides réalisées par Marignac (1985, 1988). L'activité hydrothermale très intense est matérialisée par des phénomènes de chloritisation, séricitisation et silicification des filons et amas et leurs roches encaissantes.

Dans son voisinage d'autres filons polymétalliques plus ou moins importants sont associés aux fractures d'orientation NE-SW et NW-SE dites failles conjuguées ou failles d'extension tels que les filons de Mellah, Berda, Guelâa, Safsaf, Eddikra ; à vocation polymétallique et les filons à Pb-Zn-W-F-Sb affleurant à proximité des corps intrusifs (K. Fedjel, Guelâa) d'orientation N150°-175°, à pente raide. La minéralisation est de texture disséminée à massive a une gangue quartzitique et calcédonieuse essentiellement liée aux épontes des filons. Elle est associée aux filons de quartz, aux zones bréchiques des failles et dans les contacts tectoniques des nappes.

Un second type de minéralisation est également décrit dans le nord du massif de l'Edough. Ce sont les minéralisations antimonifères décrites par Aïssa (1996, 1998) et Toubal (2004). Les principaux indices antimonifères sont : Zellizelle, Koudiat El Kébira et Koudiat El Ahrach. Nous retiendrons pour cette étude le gisement de Koudiat el Ahrach qui a fait l'objet d'une étude détaillée.

L'indice de Koudiat el Ahrach se situe à une dizaine de kilomètres au Nord-ouest de la ville de Annaba. Il consiste en deux filons de quartz pauvres en sulfures encaissés dans une zone de contact bréchifiée rhyolites_gneiss ocellés à sillimanite, proche des affleurements d'amphibolites de la Voile –Noire.

La minéralisation se compose de : marcasite, arsénopyrite, pyrrhotite ± sphalérite ± de galène. Ces filons remanient aussi bien la minéralisation polymétallique que des aiguilles de minéraux antimonifères. La gangue de ces minéralisations est représenté par un quartz microcristallin qui se met en place surtout au sein d'un quartz calcédonieux et géodiques intensément fracturés et bréchifiés. (Aïssa, 1996)

L'étude à la microsonde électronique des arsénopyrites a révélé la présence d'or réparti surtout au cœur et sur les bordures dans le réseau cristallin des arsénopyrites et l'existence d'or libre dans la matrice siliceuse (Aïssa, 1998).

Ces minéralisations sont du type épithermal et rattachées à l'épisode de volcanisme rhyolitique de la fin du Langhien. En se basant sur l'association minérale, présence de polymétaux aurifères et le contexte subvolcanique récent, l'indice de Koudiat El Ahrach présenterait beaucoup de similitude avec celui d'El Goudi. (Toubal, 2004).

C'est une minéralisation assez pauvre, associée aux différents types de fractures et filons. A vrai dire elle se concentre dans la partie NE du massif. Les indices les plus importants sont : Tenfous, Safsaf, Mokhta Marouania, Kef Fedjel et Djehaf.

En générale il s'agit d'une dissémination d'aiguilles de stibine dans les filons de quartz et druses des roches se trouvant au voisinage des affleurements rhyolitiques et quelques veinules sécantes dans les gisements de fer (Mokhtat et Djehaf).

D'autres minéralisations sont situées au sud du massif, dans le massif du Béléliéta. C'est une minéralisation à étain-wolframe associée aux skarns de Karézas encaissés dans les gneiss à deux micas et gneiss à biotite de l'unité intermédiaire.

Ce gisement a été exploité par les français en 1928 pour l'arsenic (löllingite) et en 1942 pour le tungstène (Scheelite). La minéralisation se localise essentiellement dans le contact marbre-granodiorite du Précambrien Caillère et al., (1947). Les travaux de Aïssa, (1986) montrent que la minéralisation sulfurée est antérieure au métamorphisme et une autre introduite lors des phases hydrothermales et pneumatolitiques (As,W). La phase ayant déformé la pyrrhotite précoce, ainsi que les manifestations hydrothermales post-formation des skarns sont probablement responsables de la remobilisation et témoignent en outre de l'implication de l'activité magmatique discrète d'âge vraisemblablement tertiaire

- Indice de Bouzizi : cet indice de Sn-W se localise dans la partie centrale du massif. La minéralisation d'étain est liée aux roches vertes et gris-cendre du type skarn. La scheelite et cassitérite se rencontrent en grain fin et plages millimétriques. Les skarns à pyroxène, grenat et amphibole surmontant les gneiss sont percés par des dykes de leucogranites.

L'orientation des corps est N 90-120° avec une pente douce de 20 à 25°.

La comparaison des minéralisations et leurs roches encaissantes (skarns) avec celles de Karézas montre une grande ressemblance, surtout pour la présence de la pyrrhotite précoce, de la magnétite ainsi que la scheelite-molybdénite. La différence est l'absence de l'étain à karézas.

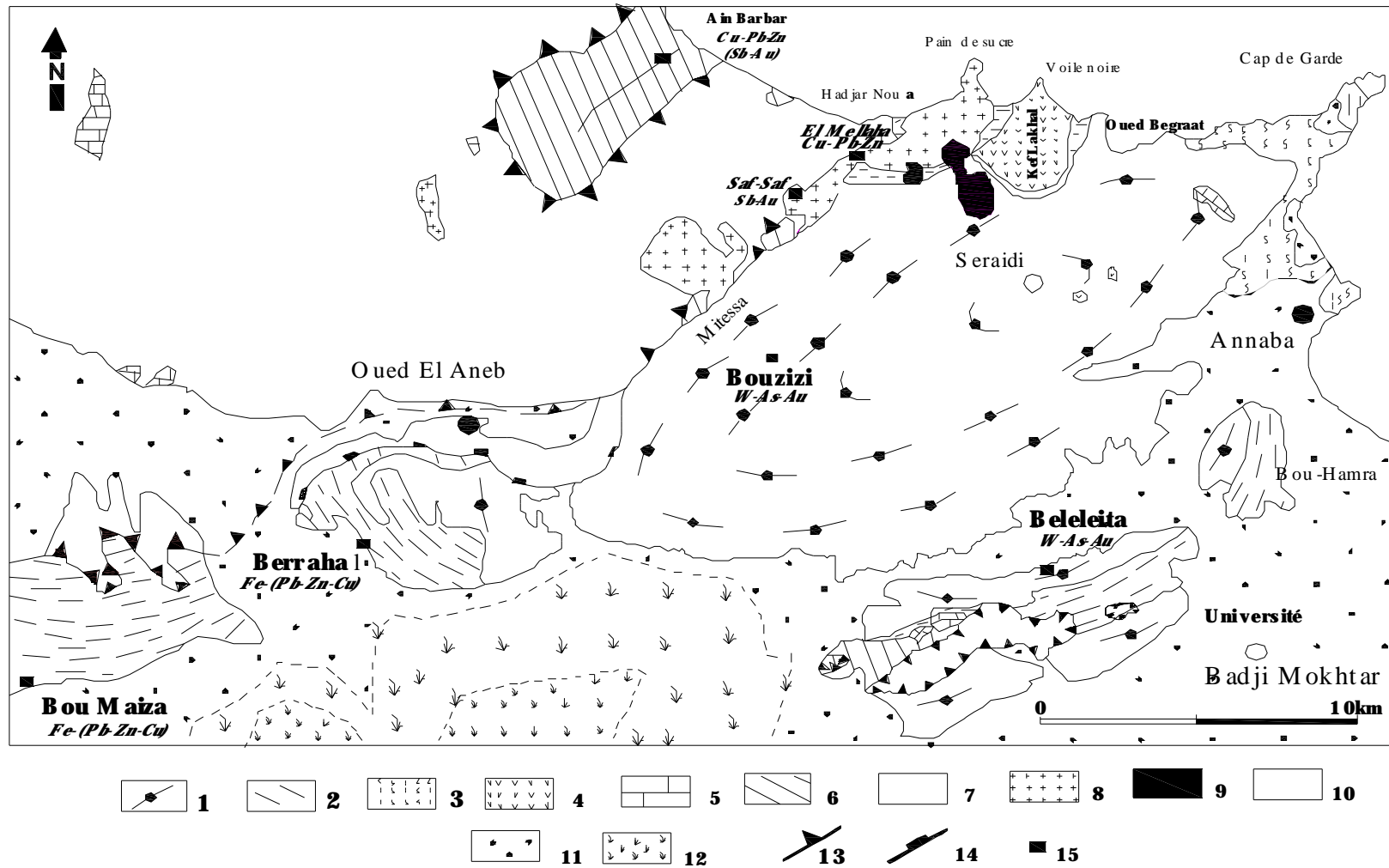


Fig. 67 Carte géologique schématique de l'Edough et position des principales minéralisations ((D'après Hilly, 1962., Vila, 1980., Hammor 1992., et Laouar et al 2002). Même légende que la figure 4 avec, (15) Minéralisations

VI-2 Les gisements ferrifères du massif de l'Edough

Le massif de l'Edough est célèbre par la présence d'anciens gisements de Magnétite dont certains ont été exploités et d'autres ont fait l'objet de réévaluation. Ces gisements se répartissent sur plusieurs kilomètres de Bou-Hamra, Béliéliéta et Berrahal jusqu'à Bou Maïza. Les corps minéralisés à magnétite \pm hématite sont intercalés entre les micaschistes à grenat staurotide et disthène et les intercalations des niveaux de marbre. Ce sont des couches stratiformes \pm lenticulaires composés par des roches calcitiques et calcosilicatées qui suivent la direction moyenne d'allongement minérale à l'échelle régionale (Henni ,2007)

La description de ces minéralisations est décrite par plusieurs auteurs et la plus détaillée est celle réalisée par Henni (1994, 2002, et 2007) sur la région de Berrahal. Ce sont ces minéralisations ferrifères caractéristiques de la région que nous proposons d'étudier.

La minéralisation ferrifère de la région de Berrahal est encaissée dans des schistes à disthène, staurotide et grenat au contact des niveaux de marbre tout comme les gisements ferrifères de Bou-Maïza. Elle est essentiellement liée à des roches calco-silicatées.

A l'affleurement les corps minéralisés se présentent sous forme de lentilles ou de couches stratiformes dans les roches encaissantes.

L'étude des corps minéralisés a permis de distinguer trois types de faciès :

- Minerai carbonaté (Mc) : c'est un minerai à gangue essentiellement carbonaté, caractérisé par une alternance de bandes à calcite et de bandes à calcite + magnétite.

- Minerai silicaté (Ms) : ce faciès est caractérisé par un minerai à gangue essentiellement silicaté (olivine + pyroxène). La composition minéralogique est essentiellement à : Fayalite, hédénbergite, magnétite \pm quartz.

- Minerai intermédiaire : C'est un minerai caractérisé par de faible teneur en silice par rapport au minerai silicaté. Les textures de ces différents corps minéralisés sont comparables mais le rubanement est plus net. La magnétite est nettement plus abondante. La gangue correspond essentiellement à l'olivine. La composition minéralogique est la suivante : Fayalite, magnétite \pm hédénbergite , \pm calcite, hornblende ferroédentique et hastingsitique.

La magnétite constitue un minerai de texture assez variées : massive, disséminée et plus fréquemment rubanée. La forme des cristaux de magnétite est généralement allongée et étirée suivant le plan de foliation.

Les analyses chimiques des éléments majeurs et traces des échantillons des corps minéralisés de Berrahal et du Béliéliéta et celles effectuées sur carottes de sondage de Bou-

Maïza montrent de grandes similitudes entre les tendances géochimiques globales et les similitudes pétrographiques de ces trois régions qui constituent le flanc Sud du massif de l'Edough.

Les résultats de ces analyses montrent des teneurs très importantes en Fer et reflètent la richesse du minerai en cet élément. Les teneurs en CaO sont aussi variables d'un faciès à un autre. Il existe entre le FeO et le CaO une corrélation variable suivant la nature des échantillons dans les proportions de la gangue carbonatée par rapport au minerai. La projection des échantillons représentatifs des corps minéralisés à magnétite de Berrahal et de Bou-Maïza dans le diagramme de Beukes (1973) montre une affinité avec des formations ferrifères (IRON formations) (Henni, 2007)

De plus les rapports Al_2O_3/TiO_2 habituellement inertes lors des processus métamorphiques et d'altérations hydrothermales restent constants aussi bien dans les faciès carbonatés que silicatés ce qui suggère que ces constituants proviennent de métasédiment type shales plus au moins abondante dans les formations ferrifères initiales à l'origine des corps minéralisés (Gross, 1980 ; Klein et beukes, 1989, Henni, 2007). De plus la bonne corrélation entre l'alumine et le titane est bien connue dans les shales et s'explique par une incorporation en substitution du TiO_2 dans l'argile et varie en fonction du type d'argile. La bonne corrélation entre Al_2O_3/TiO_2 au niveau des différents corps minéralisés indique que la minéralisation ferrifère du massif de l'Edough est d'origine métasédimentaire.

Ces minéralisations ferrifères sont héritées de protolithes à caractère sédimentaire ou volcano-sédimentaire. Elles sont localisées dans le socle cristallin du massif de l'Edough.

VI-3 Les gisements polymétalliques et ferrifères de Bou-Maïza

VI-3-1 Minéralisation polymétallique :

La minéralisation polymétallique est localisée dans les formations métamorphiques amphibolites-micaschistes et marbres sous formes de filons, de brèches tectoniques et des lentilles stratiformes. Les niveaux minéralisés sont riches en Pb-Zn-Cu interstratifiés d'âge précoce par rapport à celle de la minéralisation filonienne.

Les niveaux plombo-zincifère à teneur élevée, sans association avec le Zinc, sont probablement liés à une phase de sulfures en liaison avec la cristallisation de la magnétite de première ou deuxième génération (Hamzaoui, 1997) ce qui a permis leur interstratification et orientation suivant la direction des plans de schistosité des roches encaissantes.

La blende et la galène se présentent en cristaux automorphes et en masse granulaire de taille millimétrique, alors que la chalcopryrite se présente en plages centimétriques.

L'observation macroscopique et microscopique du minerai polymétallique montre les caractéristiques suivantes :

- Les niveaux les plus riches en sphalérite et marmatite se trouvent presque en subsurface. Par contre les niveaux riches en galène se rencontrent en dessous des niveaux de magnétite
- Présence de bismuth et de magnétite automorphe dans les cavités miarolitiques.

Les paragenèses minérales déduites à partir de l'étude détaillée de la minéralisation par Hamzaoui, 1997) sont les suivantes :

- Galène (1), Sphalérite et marmatite, galène (2) ± Chalcopryrite (Cas de minéralisation fissurale)
- Sphalérite (marmatite), Galène, Chalcopryrite-Arsenic ± pyrite ± Arsénopyrite (cas des niveaux et zone de broyage)
- Sphalérite, galène, Chalcopryrite ± Arsénopyrite ± pyrite ± Ankérite ± Quartz (cas de certaines fissures)

VI-3-2-Minéralisation ferrifère

La minéralisation ferrifère de Bou-Maïza est associée à plusieurs type de roches aux marbres, aux métasomatites, schistes et aux amphibolites

Le premier type, il s'agit de la magnétite qui est associé aux marbres de l'unité métamorphique intermédiaire de l'Edough.

Le corps minéral situé à une profondeur de 700 m environ est surmonté par une série épaisse de schiste et schistes amphibolitiques dépassant les 600 m de puissance.

Le corps de minéral présente une forme elliptique avec un grand axe de 600 m et petit axe de 100 m de longueur dont l'épaisseur est environ de 10 m.

La magnétite se présente en lentille massive et en lits centimétriques donnant l'aspect rubané à la roche encaissante.

Un autre indice de magnétite est situé au Nord de la région, il s'agit de Tobeïga.

Ce gisement de magnétite présente les caractéristiques des gîtes de skarn.

La minéralisation de magnétite se développe un peu partout en dissémination fine dans les schistes, séricitoschistes, amphibolites, talc-schistes et niveaux de marbres au contact des corps de minéral.

Les niveaux identifiés sont rangés parmi les skarns magnésiens et calciques. Ce sont de véritables lentilles de forme elliptique ou de strates concordantes et interstratifiées dans les formations métamorphiques encaissantes (Fig., 67 et Fig., 68)

Il s'agit en effet de colonnes métasomatiques regroupant plusieurs zones de skarns développés aux contacts des roches de lithologie différente et dans les zones de faible compétence et plus perméables. Les niveaux les plus épais s'observent au contact des marbres et niveaux basiques amphibolites riches en olivine, pyroxène, amphibole, grenat, biotite verte et chlorite (Hamzaoui, 1997)

L'étude métallographique des minéralisations montre qu'il s'agit d'une magnétite xénomorphe à automorphe aplatie sans étirement de taille 0.01-2.5 mm. Elle représente 10 à 60 % de la roche à inclusion de pyrrhothite et carbonate.

Elle s'est mise en place en trois phases : précoce, métamorphique et hydrothermale tardive, confirmé par les isotopes du soufre et le rapport (Ni/Co) élevé des corps de minéral et leur encaissant immédiat. (Hamzaoui, 1997)

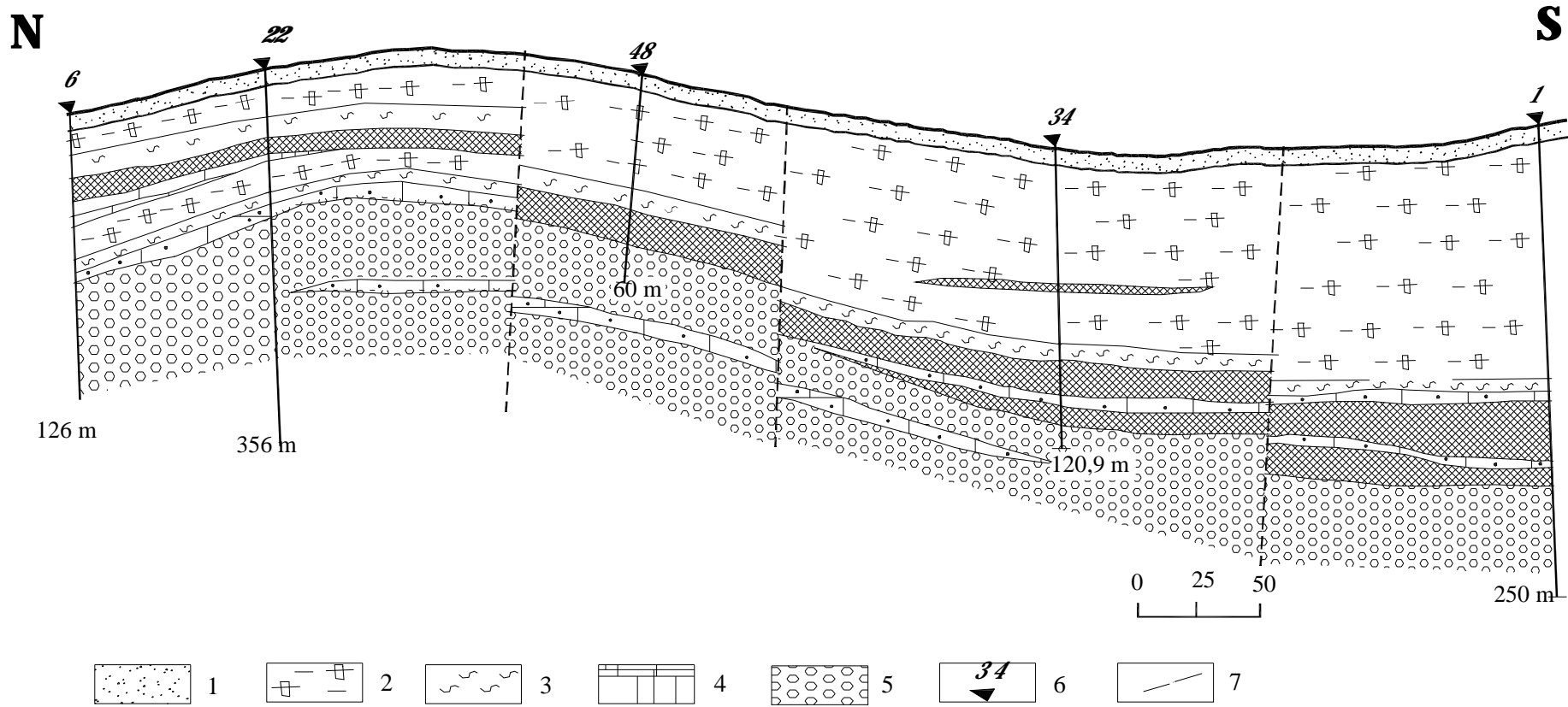


Fig. 69 : Coupe géologique schématique du gisement de Tobeïga

1. Argiles et sables, 2. Séricitochistes à grenat, 3. Schistes à grenat, 4. Marbre à magnétite, 5. Schistes à grenat et staurotide, 6 Sondage, 7. Failles

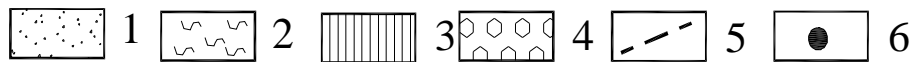
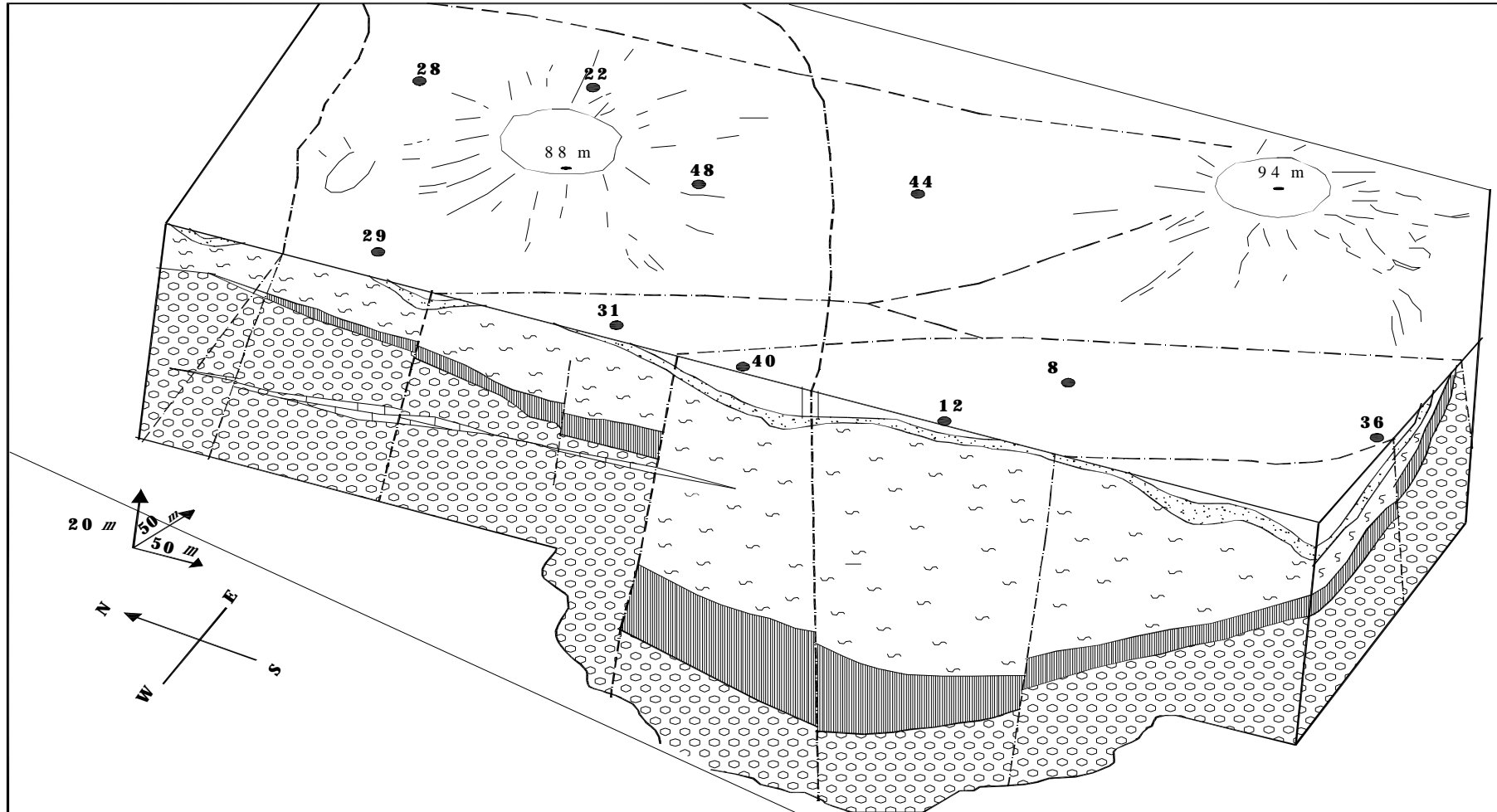


Fig. 68 : Bloc diagramme du gisement de Tobeiga :

1. Argile et sable rouge, 2. Schistes à grenat, 3. Minerai de magnétite (dans les amphibolites-marbres-schistes), 4 Schistes à grenat et staurotide, 5. Failles, 6 sondages

Chapitre VI- Minéralisations

Le troisième type de minéralisation, c'est la magnétite et la sidérite qui sont liées aux amphibolites ;

a- La magnétite

La roche encaissante est une amphibolite verte, altérée et grossièrement litée, intercalée dans les schistes à sillimanite.

Dans les amphibolites à pyroxène, la magnétite se trouve, finement disséminée, et les minéraux sont orientés suivant les plans de schistosité ces roches.

Les schistes à sillimanite qui encaissent ce type de roches dans d'autres endroits sont aussi minéralisés en magnétite (20%), talc schistes (5-10%) et dans les amphibolites foliées une faible dissémination des cristaux de magnétite subautomorphe à automorphe est observé. (Hamzaoui, 1997., Bouabid et Khama 1988).

Un fait particulier est la présence de texture squelettique propre à la magnétite baignant dans des baguettes de trémolite. Quant à la martite elle pseudomorphose la magnétite suivant les clivages et la périphérie.

Cependant la présence de la magnétite subautomorphe, et en cristaux fuselés alignés suivant les plans de la schistosité des roches, ainsi que l'altération de l'hypersthène en hornblende verte ; permettent de conclure qu'il s'agit d'anciennes fractures ouvertes ayant servi pour la remontée du matériel volcanique riche en fer. Ce dernier s'est transformé en véritables lentilles ou colonnes minéralisées en magnétites et sulfures par le métamorphisme et les phases des transformations tardives. (Hamzaoui, 1997)

b- La sidérite

Le filon de sidérite (Bouabid, 1988), de couleur brun-rougeâtre, est généralement finement cristallisé et encaissé dans les amphibolites foliées. Il s'agit de sidérite d'orientation N10°E, de pendage 60-50°S, d'extension horizontale visible 40 m et de puissance métrique. La roche minéralisée est constituée de sidérite, ankérite, calcite et oxyde de fer.

La sidérite constitue 70% de la roche et se présente en plage ou en cristaux brunâtres.

Ce type de minéralisation serait par la substitution de la calcite en sidérite qui plutard s'est transformée en hématite, goethite-limonite par processus d'altération supergène.

Selon les auteurs qui ont étudié ce type de minéralisation aux Pyrénées française ; il s'agit d'un fer magmatique distribué par les solutions hydrothermales accompagnant la mise en place des corps intrusif en profondeur, liés spatialement aux grandes failles régionale ce qui est le cas à Bou-Maïza.

Chapitre VI- Minéralisations

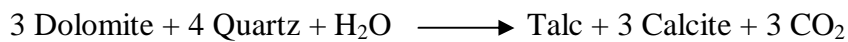
530°C se trouve détruit par une température dépassant les 600° ? et même 700°C (Présence d'inclusion de pyrrhotite et titanomagnétite dans les plages de magnétite)

3- Phase tardive à sulfure :

Les transformations hydrothermales dans les zones à porosité intergranulaire et fissures ouvertes, qui ont piégé les fluides minéralisateurs riches en sulfures, silice et carbonates se superposent.

Ces niveaux poreux de skarns exposé à ce front remobilisée q'on appellera de troisième génération accompagnée de sulfures et métaux rares et précieux.

Le talc et le Kaolin sont formés pendant cette phase : la formule de réaction est la suivante :



4- Phase d'altération supergène :

Cette dernière a pu développé une minéralisation typique des zones d'oxydation dans les niveaux affleurant des corps de mineari et à proximité des failles ayant joué un rôle dans l'oxydation de la magnétite à des niveaux profonds, sous l'influence de la circulation des eaux météoriques réchauffées.

Les minéraux les plus importants développés sont Hématite², Covéllite, Chalcosine, marcasite, goethite.....etc.

Outre les minéralisations de magnétite et sidérite connue dans la région et la présence de quelques indices polymétalliques (Pb, Cu, Zn) , on note également la présence d'un ancien gisement de talc exploité dans la région à l'époque coloniale.

Conclusion

Les minéralisations du socle du massif de l'Edough présentent des associations minérales rares et complexes comportant du Sb, As, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co mais aussi des métaux précieux Au et Ag.

Ces minéralisations polymétalliques sont liées à un hydrothermalisme d'âge 15.1 Ma (Marignac et al., 1983) induit par un magmatisme tertiaire d'affinité calco_alcaline daté par la méthode K/Ar à 15.7 ± 0.8 (Bellon et al., 1977). Les métaux rares Bi, W, Sb, Sn, Ni, Co ...présents pourraient être liés à certains niveaux d'amphibolites notamment ceux de la Voile-Noire. La source de ces métaux peut être cherchée dans les roches basiques avoisinantes. Il existe une relation au moins spatiale entre les minéralisations antimonifères et les roches basiques (Toubal, 2004).

L'ensemble de ces minéralisations apparaît comme tardive par rapport aux minéralisations ferrifères du socle de l'Edough.

En ce qui concerne les minéralisations ferrifères, elles sont héritées de protolithes à caractère sédimentaire ou valcano-sédimentaire et localisées dans le socle cristallin du massif de l'Edough.

Si son origine est métasédimentaire comme le prouve les analyses géochimiques, l'âge probable de cette minéralisation serait identique à l'âge minimum de la composante héritée à 1.6 Ga obtenu par la méthode U/Pb sur fraction de zircon d'un paragneiss situé au sud du Massif (Hamor, 1998). Ou bien elles peuvent être si elles sont liées au métamorphisme d'âge panafricain ou hercynien ? Cette minéralisation est bien précoce par rapport à la minéralisation polymétallique liée à la mise en place des plutons granitiques et à l'hydrothermalisme qui lui est associé.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Le secteur de Bou-Maïza situé à l'extrémité Sud-Ouest du massif de l'Edough est constitué principalement par deux types de roches :

- Une formation métapélitique constituée par des micaschistes à grenat alternant avec des bancs de marbres centimétriques à métriques minéralisés et de lits quartzitiques très déformés
- Une formation basique représentée par des amphibolites et des roches basiques recristallisées qui représenterait des métagabbros et des gabbros déformés appelés flazer Gabbros .

Du point de vue tectonique, ce massif est caractérisé par une tectonique souple se traduit par des plissements et des microplissements semblable à celle du cap de garde et une tectonique cassante reflétée par des failles de direction NNW-SSE et des failles de direction NE-SW.

Sur le plan pétrographique, nous nous sommes intéressés à l'étude des formations métamorphiques notamment aux roches basiques associées aux roches pélitiques dans le but de caractériser la nature de ces roches et de retracer leur évolution tectonométamorphique.

Une étude pétrographique, menée sur ces formations basiques, associée à une étude géochimique montre que ces roches sont d'origine magmatique gabbroïques type tholeiitique.

La présence de rutile, de pyroxène, d'amphibole bleu, de grenat et de zoïsite laisse à penser que ce sont des roches qui ont cristallisées dans des conditions de HP au moins (8Kbars) et une température de l'ordre de 550°C.

Les roches pélitiques associées à ces formations gabbroïques montrent une paragenèse primaire à quartz, mica blanc, grenat , staurotide, disthène et rutile très bien exprimée. L'estimation P/T de cette paragenèse primaire se situe aux environs de 8 Kbars pour une température de 650°C (Hammor, 1992, Caby et al., 2001).

L'étude géochimique présentée dans ce travail, essentiellement basée sur des analyses en éléments majeurs des échantillons basiques de Bou-Maïza, a permis de déterminer la nature gabbroïque de ces roches. Le digramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en fonction du pourcentage en démontre du caractère tholéiitique de ces roches.

Ce sont des gabbros de type tholéiitique qui pourraient correspondre soit à des fragments de croûte océanique ou bien d'anciens sills mis en place dans des métapélites d'âge inconnu.

D'autres part, le massif de Bou-Maïza, tout comme le massif de l'Edough, présente des associations minérales rares et complexes comportant des minéralisations polymétalliques et des minéralisations ferrifères. Plusieurs types de minéralisations ont été étudiés à Bou-Maïza.

Il y a tout d'abord la minéralisation polymétallique à Pb-Cu-Zn localisée sous formes de filons, de brèches tectoniques ou de lentille stratiforme encaissés dans les formations métamorphiques. L'origine de ces minéralisations polymétalliques du sud est identique à celles décrites dans le Nord du massif (Aissa, 1996 ; Marignac, 1988 Hamzaoui, 1998 et Toubal 2004). Elle est comme, la minéralisation polymétallique située au nord du massif, à relier à hydrothermalisme associé et à la mise en place des granites et des rhyolites miocènes affleurant dans la partie NW du massif de l'Edough. Elles sont donc tardives par rapport aux minéralisations ferrifères.

Puis, la minéralisation ferrifère avec magnétite \pm hématite intercalée entre les micaschistes à grenat, staurotide, disthène et les intercalations des niveaux de marbre passant parfois à des skarns et des pyroxénites grenatifères. Elle est essentiellement liée à des roches calcosilicatées. L'étude pétrographique montre l'existence de trois faciès de minerais : carbonaté, silicaté et intermédiaire (Henni et al., 2007)

L'étude basée sur les éléments majeurs et traces menée par (Henni et al., 2007) montre que cette minéralisation ferrifère a une origine métasédimentaire. La concordance des corps minéralisations avec la direction de la foliation régionale. L'étendue régionale de la minéralisation ferrifère puisqu'elle montre une continuité des corps minéralisés sur plusieurs kilomètres dans la partie méridionale du massif de l'Edough milite en faveur de cette origine métasédimentaire. Des veinules et des lentilles de stibine sont signalés dans la région et sont localisés au toit d'un des niveaux minéralisés en magnétite. Cette minéralisation antimonifère recoupe le skarn et serait postérieure à la minéralisation ferrifère qui elle est liée au skarn (Toubal, 2004).

Les conditions de mise en place de cette minéralisation sont de l'ordre de 600° à 700°c et correspondent à la présence d'inclusion de pyrrhotite et titanomagnétite dans les plages de magnétite décrite par (Hamzaoui, 1997). La magnétite ocellée et lamellaire en association avec la pyrite, löllingite, pyrrhotite témoignent également de la haute température des fluides minéralisateurs (Hamzaoui, 1997). Le rapport élevé (Ni/Co) montre l'existence d'un stade

Bibliographie

- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1992.** The composition and origin of Kef Lakhhal amphibolites and associated amphibolite and olivine- rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *Min. Mag.* 56, 459– 468.
- Ahmed Said, Y., Leake, B. E. et Rogers G., 1993.** The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Science*, 17, (n°1), 111-123.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1995.** The petrogenesis of the Edough orthogneisses, Annaba, northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 21, 253– 269.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1997.** The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria; two unrelated basic magmas and the lherzolite – harzburgite residue of a possible magma source. *Mineral. Petrol.* 59, 207– 237.
- Aissa, D. E., 1985.** Etude des indices et gisements métallifères du massif de l'Edough. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle. USTBH. Université d'alger*
- Aissa, D.E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Marignac, Ch., 1995.** Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis : The Edough case (NE Algeria). *Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts. Balkema, Rotterdam. p23-26.*
- Aissa, D. E., 1996.** Les minéralisation du massif de l'Edough Annaba (Sb, AU, ZN, PB, Bi, W, Sn, Li, F, REE, Fe) : caractérisation géologique, gîtologique, géochimique, minéralogique, métallogénique, et évolution des phases fluides mises en jeu. *Thèse Doct d'état, USTBH Alger*
- Aissa, D.E., Marignac, Ch., Cheilletz, A., Gasquet, D., 1998.** Géologie et métallogénie sommaires du massif de l'Edough (NE Algérie). *Mem. Serv. Geol. Alg.* 9, 7– 55
- Aissa, D. E., Marignac, C ; Cheilletz, A et Dominique G. 1999.** Le skarn à sheelite de Karézas (Annaba N-E Algérie) un skarn polycyclique d'âge Burdigalien. *Bulletin de service géologique de l'Algérie. Vol. 10, n°1, pp. 3-53, 34 fig. 1 tab ; 4 pl.*
- 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.

- Andrieux, J., Djellit, H., 1989.** Structure de la Petite Kabylie occidentale (Algérie): flyschs "ultra" et flyschs externes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, 1191– 1196.
- Bellon, H., Brousse, R., 1977.** Le Magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la société géologique de France*, n° 7, t. XIX., 469-480.
- Bolfa, J., Hilly, J., Roublaut, M., 1952.** Massifs cristallins du Nord- Constantinois. *XIX^e congrès de la géologie interne, Alger, Monogramme régional. 1^{ère} série, Algérie, n° 23.*
- Bossière, G., 1978.** Etude des paragenèses post-cinématique dans les métapelites de la couverture du socle de Grande Kabylie (Algérie). Mise en évidence d'un métamorphisme de basse pression. *Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n° 3, p. 289-298.*
- Bossière, G., Collomb, P., Mahdjoub, Y., 1976.** Sur un gisement de péridotite découvert dans le massif de l'Edough (Annaba, Algérie) *C.R.A.S. Sci. Paris, 283, série D, p. 885-888.*
- Bouabid, M. A., Khama, A., 1988.** Etude géologique des minéralisations à magnetite-siderite et talc du secteur de Bou-Maïza (sud-ouest du massif de l'Edough) Annaba. *Mémoire d'ingénieur*
- Bouillin, J.-P., Kornprobst, 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 (Algérie). *Thèse. doct, Univ. Paris VI, 509 pp.*
- Bouillin, J.-P., 1979.** La transversale de Collo et d'El-Milia (Petite Kabylie): une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mémoire de la Société Géologique de France, (n.s.) 57,* 135, 84p
- Bouillin, J.-P., 1983.** Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 296, Série II, p.1329-1332.*
- Bouillin, J.-P., 1984.** Nouvelle interprétation de la liaison Apennin- Maghrébides en Calabre; sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique. Vol. 25, Fasc. 5, p. 321-338.*
- 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.
- Brunel, M., Hammor, D., Misseri, M., Gleizes, G Bouloton, J., 1988.** Cisaillements synmétamorphes avec transport vers le Nord-Ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie) : Une faille normale ductile hercynienne ? *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 306, Série II, p.1039-1045.*

Caby, R., Hammor, D., 1992. A New occurrence of the peridotite-kinzigite association in the Edough Massif, betico-Magrebide chain, Algeria (*Abstr.*) *Terra, 1, p.266.*

Caby, R., Hammor, D., 1992 : Le massif de l'Edough (Algérie) : Un "Métamorphic Core Complex" d'âge miocène dans les Maghrébides. *C. R. Acad. Sci. Paris, t.314, Série II, p. 829-835.*

Caby, R., Hammor, D., Delor. C., 2001. metamorphic evolution, partial melting and miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics, 342, 239-273*

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the oligo-miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics, 68, 283-311*

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.*

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 Bérberie. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 39.*

Durand-Delga., 1971. Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El-Milia à Tékenna (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*

Hadj-Zobir, S., 2007 Les formations ultrabasiques-basiques de sidi mohamed (massif de l'Edough, Annaba, NE Algérien) : caractéristiques pétrologiques et géochimiques. *Thèse Doct. UBM. Annaba, Algérie.242P*

Hamzaoui. A., 1994 Etude des minéralisations ferrifères du flanc sud du massif de l'Edough (tobeiga) mise en évidence de skarns à minéralisation polyphasée liée à l'activité magmatique. *Mémoire de magister. UBM. Annaba*

Hamor, D., Lancelot, J., 1998: Métamorphisme miocène de granites panafricain dans le massif de l'Edough (Nord-Est de l'Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 327, p. 391-396.*

Hamor, D., 1987 : Etude pétrostructurale du massif de l'Edough. NE de l'Algérie. *Diplôme d'Etudes approfondies Montpellier.*

Hamor, D., 1992. Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évolution polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie nord-orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). *Thèse Doct. Univ. Montpellier, France.*

Henni, B., Bernard, G., Aïssa, D.E., Garcia, D., 2002. les gisement et indices de magnétite de la région de Berrahal (Massif de l'Edough, nord-est algérien). Environnement géologique et données pétrographique. *Bulletin du service géologique de l'Algérie, vol. 13, n°1, pp33-48.*

Henni, B., Aïssa, D.E., 2007. Géologie et géochimie des formations ferrifères de l'Edough. *Bulletin du service géologique de l'Algérie, vol. 18, n°3, pp297-314.*

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). *Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie, Nouvelle série, n° 19.*

Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 881-884.*

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

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.*

Gélard, 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.*

- Géard, 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.
- Glangeaud, L., 1933.** Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes, Soc. Linn. Bordeaux*, 85, p1- 48 .
- Gleizes, G., Bouleton, J., Bossière, G. et Collomb P., 1988.** Données lithologiques et pétrostructurales nouvelles sur le massif cristallophyllien de l'Edough (Est Algérien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 306, (II), 1001-1008.*
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1999.** Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics, 315, 73-108*
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., and Delplanque, A., 2005.** Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences, Volume 43, Issues 1-3, Pages 83-143*
- 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.
- Kornprobst, J., 1969.** Le massif ultrabasique des Beni-Boussera (Rif interne, Maroc) : Etude des péridotites de HT et HP et des pyroxénolites à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. *Contrib. Mineral.Petrol.* 23, p. 283-322.
- Lahondère, J.-C., Feinberg, H., Haq, B.U., 1979.** Datation des grès numidiens d'Algérie orientale. *Compte Rendu de L'Académie des Sciences, t289*, 383 -3886.
- Laouar, R., 2002.** Petrogenetic and metallogenetic studies of the Tertiary igneous complexes of northeast Algeria: A stable isotope study. *Thèse Doct d'état, UBM Annaba, 179 p.*
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002.** Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences*
- Latouche, L., Bossiere, G., Conqueré, F., 1978.** Le socle et les roches ultrabasiques du massif de l'Edough. Comparaison avec une série charnokitique éburnéenne de l'Ahaggar central (Algérie).
6° RAST Orsay, 234p.

- 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.
- Leblanc, A., Temagoult, A., 1989.** Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria). evidence of oceanic type mantle rocks along the west Mediterranean Alpine belt. *Lithos*, 23. p. 153-162.
- 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.
- 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., 1976.** Etude des successions paragénetiques dans les minéralisations filonniennes polymétalliques d'Aïn Barbar (Wilaya d'Annaba, Algérie) *thèse de 3^{eme} cycle*.
- Marignac, Ch., et Zimmermann, J. L., 1983.** Age K-R de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé Miocène d'Ain Barbar (Est Constantinois). *Mineralium Deposita*, 18, 457-467
- Marignac, Ch., 1985.** La minéralisation filonienne d'Ain Barbar. Un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Algérie du nord. *Thèse de doctorat d'état 2 tomes. I. N. P, Lorraine Nancy*.
- Maurice, B., et al 1988.** Cisaillement synmétamorphique avec transport vers le Nord-Ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba): une faille normale ductile hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 306, Série II, p. 1039-1045*.
- Maury, R.C., et al 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus del'Académie des Sciences - Série IIA - Earth and Planetary Sciences*, 331 : 159-173

McDonald, G.A., Katsuma, T., 1964. Eruption of Lassen Peak. Cascade Range, California in 1915: example of mixed magma. *Geol. So. Am. Bull.*, **66**, P475-482

Michard, A., Feinberg, H., Al-Azzab, D., Bouybaouene, M., Saddiqi, O., 1992. A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni-Malek massif, External Rif, Morocco.

Earth Planet. Sci. Lett. **113**, 435–442.

Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylie, Algérie). Données radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 571-584.

Otten, M. T., 1984. The origine of brown hornblend in the Artssjallet gabbros and dolerites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **86**, P. 185-199

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

Pearce, J., Carne, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300

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

Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to Southeastern Asia. *Geodin. Acta, Paris* **7** (4), 169-218

Raoult, J.-F., 1966. 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., 1969. 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). *Mem. Soc. Géol. France*, **53**. p. 121-163

- Rebault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1985.** The western Mediterranean basin. In: D.J. Stanley and F.C. Wezel (Editors), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. *Springer, New York, pp. 101-130.*
- 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*
- Satouh, A., 2007.** Pétrogéochimie et minéralisations des roches magmatiques de la région de Collo (NE algérien). *Mémoire de magister. Université de Annaba. 116p*
- Saadallah, A., et Caby, R., 1996.** Alpine extensional detachment tectonics in the grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics 267, 257-273*
- Suzzoni, J.M., Aïte M.R., Gérard, 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., B14, Série,II, p821 -827.*
- Tapponier, P., 1977.** Evolution tectonique du système alpin en méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la société géologique de la France., (7) XIX, P. 861-874.*
- Toubal, A., 1984.** Contribution à l'étude des minéralisations antimonifères du nord-est algérien ; une province métallogénique hétérochrone. *Doc. 3^{me} cycle. Univ P.M.C., France 141 P*
- Toubal, A., 1986.** Découverte d'une lherzolite Oued Begraa. M. Edough. *6^{me} sém. de sci. terre. Alger P105*
- Tribuzio, R., Riccardi, M. P. ET Messiga, B., 1997.** Amphibolitization of Mg- and Fe-rich gabbroic dykes within mantle-derived serpentinites (Northern Apennine ophiolite, Italy). Evidence for high temperature hydration of the oceanic lithosphere. *Ophioliti, 22, (1), 71.*
- Vila, J. M., 1970.** Le Djebel Edough: un massif cristallin externe du N.E. de la Berbérie. *Bulletin de la Société Géologique de France, 7, (XII), 805-812.*
- Wildi, W., 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie-Maroc-Tunisie) : Structures stratigraphiques et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol.dyn.Geographie. Phys., 24. p. 201-297*
- 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.*

Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics* 254, 1-16

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.*

Ces conditions de mise en place de la minéralisation ferrifères, si elles sont confirmées, correspondent bien aux conditions de métamorphisme régional qui affectent les formations du massif de Bou-Maïza (550°C et 650°C).

Le lien génétique prouvé entre les minéralisations ferrifères et les formations métamorphiques permet d'affirmer que ces minéralisations sont précoces et du même âge que les protolithes à caractère sédimentaire ou valcano-sédimentaire.