

GEO IR.M.G.04/15

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

جامعة محمد الصديق بن يحيى جيجل

Université de Mohammed Seddik Ben Yahia-Jijel

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



كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم علوم الأرض و الكون

جامعة محمد الصديق بن يحيى
مكتبة علوم الطبيعة و الحياة
المكتبة
رقم التوثيق: 9957

Mémoire de fin d'études

Présenté en vue de l'obtention du diplôme: Master académique en géologie

Option : Ressources Minérales et Géomatériaux

Thème

*Structure, pétrographie et altération hydrothermale du
complexe volcano-sédimentaire de la région de Texenna (NE-
Algérie).*

Membres du Jury

Président : Bouzenoune. A

Examineur: Lakoui. A

Encadrant : Boukaoud. E

Présenté par :

Assam Imene

Amira Lamya

Année Universitaire 2014-2015



Numéro d'ordre (bibliothèque) :

Remerciement

*Tout d'abord, Nos remerciements adressent en premier lieu à **ALLAH** le Tout Puissant pour la volonté, la santé et la patience qu'il nous a données durant la réalisation de ce modeste mémoire ainsi que le long de notre cursus d'étude*

Au terme de ce travail, nous tenons à exprimer notre reconnaissance à toutes les personnes qui, de près ou de loin, nous ont aidé d'une manière ou d'une autre à l'accomplissement de ce travail

*Nous tenons à témoigner notre gratitude et notre profond respect au professeur monsieur **Bouftouha Youcef** pour sa contribution à notre formation, dont on a profité de son expérience et de son savoir sur terrain, nous ne le remercierons jamais assez pour ses conseils précieux*

*Notre reconnaissance et notre profond respect à monsieur **Boukaoud El Hachemi** ce fut pour nous un grand honneur de travailler sous sa direction, et d'avoir dirigé ce travail de fin d'étude, son aide pratique et pédagogique, Nous aimerions aussi le remercier pour l'ouverture de son bureau et d'avoir mise à notre disposition les moyens de la réussite de ce travail, ainsi que pour la gentillesse*

*Nous aimerons ensuite remercier notre enseignant **Mr. A. Lekoui**, pas seulement pour nous avoir aidé à mieux structurer ce mémoire, mais aussi pour la formation de toutes les cinq années passées*

*Nous aimerons également et profondément dire un grand merci à monsieur Alam
Jaafar ingénieur de laboratoire de l'université de Badji Mokhtar de Annaba de
nous avoir accueilli dans leur laboratoire et de bonne humeur*

*Nous remercier tous les enseignants du département de géologie de l'université de
Jijel pour leurs aides, aussi l'ensemble d'ingénieur de laboratoire*

*Nos vifs remerciements vont également aux membre du jury pour l'intérêt qu'ils
ont porté à notre recherche en acceptant d'examiner notre travail et de l'enrichir
par leurs propositions*

*Enfin nous tenons à exprimer notre sincère salutation à nos amies et à tous les
collègues pour les soutiens moral*

Dédicace

Je dédie ce modeste travail A Mes très chers parents

*AKILA et ABDELHAFID, qui m'ont encouragé durant toutes mes études
c'est grâce à eux si je suis arrivée à ce résultat et à qui je m'adresse
à ALLAH les vœux les plus ardents pour la conservation
de leur santé et de leur vie.*

A mes chères sœurs Bariza, Radia, Nassira, Meriem, Hacina, Saliha et Aya

A Mes chers frères Badiss, Sabre, Abed Erzak, et Youcef

A mon prince et mes yeux ISHAQ

À mon binôme de travail : 'IMENE'

*A mes amies KHADIDJA, HAYAT, IBTISSEM et ZAHIA qui n'ont cesse
de m'encourager tous les jours. Mes collègues, IMENE, ROKAIA, SARA,
ROUFAIDA, SALIMA, WAHIBA, MERIEM, SALEMA, ABLA,
NADJIA, RACHIDE, MOUHAMED et Sans oublier toute la promotion
mastère II eau et environnement et génie géologie 2014/2015.*

LAMIA

Dédicace

Je tiens à dédier ce modeste travail à ce qui le responsable de mon
Soin depuis mon arrivée au monde et qui est représenté pour moi le symbole de la patience par
excellence, honorable, aimable, la source de la tendresse à mon chère mère djamila laib merci pour
m'encourager et de prier pour moi ta prière pour à bien mes études

Mon chère et précieux père el hassen , je dis à toi papa aucune dédicace ne serait exprimer
l'amour et le respect que j'ai toujours eu pour toi, merci pour les efforts fournis jour et
nuit pour mon éducation et mon bien être

Merci pour vous et que dieu les bénissent à nous

À ma seul adorable sœur sihem, à mon frère abde alatif et à mes yeux et mon cœur mon prince mon
petit frère mido (ahmed), je vous souhaite à vous un avenir plein de joie et de réussite

À tous ma famille

Et maintenant sans transition la partie de mes collègue sara , roufaida, imene, salima, wahiba,
à mes frères mohamed et rachide , à sarhan ibyas pour tes aide et surtout rakqi et ibtissam

À mon binôme lamia

Spécial dédicace à mes sœurs qui j'ai passé avec lui tout les cinq ans passé l Salma Z, abla M, nadjia B,
meryeme K, amel S, rabiha S

À ce celui avec qui je continué et partager le reste de ma vie mon fiancé Ibrahim, Merci pour ton
encouragement, ton aide et tes soutiens moraux

À toutes la promotion de 2015

Viola je pense n'avoir oublié personne et enfin merci à tous qui en lu ou liront ce
mémoire À tous ceux qui m aiment

IMENE

Sommaire

Chapitre I : Introduction et cadres géologiques régional et local

I.1.Introduction.....	01
I. 2. Présentation du secteur d'étude.....	02
I. 2.1. Situation géographique.....	02
I. 2. 2. Climat.....	03
I. 2. 3 .Végétation.....	03
I. 2.4 .Réseau hydrographique.....	03
I. 3. Géologie régionale.....	04
I. 3. 1. Introduction.....	04
I. 3. 2. Formations du domaine interne.....	04
I. 3.2 .1 . Socle Kabyle.....	05
I. 3. 2. 2. La Dorsale Kabyle ou « Chaine Calcaire ».....	05
I. 3. 2 .3 . Les Formations de l'Oligo-Miocène Kabyle (OMK) et les Olistostromes.....	05
I. 3. 3. Formation du domaine médian.....	06
I. 3. 4. Formation du domaine externe.....	07
I.3 .5 . Flysch Numidien.....	07
I. 3 .6 . Formation Mio-pliocène (ou formation post-nappes).....	08
I. 3.7. Formations quaternaires.....	08
I. 1. 8. Le magmatisme.....	08
I. 1. 9. Cadre tectonique succinct.....	09
I. 1. 9. 1. Les phases tectoniques mésozoïques.....	09
I. 1. 10. Les phases tectoniques tertiaires.....	09
I. 1. 11. La tectonique récent.....	10
I. 1. 12. Aspect structural de la partie occidentale de la petite Kabylie.....	10
I. 1. 12.1. Tectonique Antée-Oligocène.....	10
I. 1. 12.2. Tectonique Miocène.....	10
I. 4. Cadre géologique locale.....	11

I. 4. 1. Caractéristiques lithologiques de la région étudiée	11
I. 4. 1. 1. Les formations cristallophylliennes de Socle Kabyle.....	12
I. 4. 1. 2. Le Trias.....	12
I. 4. 1. 3. Le complexe volcano-sédimentaire.....	12
I.4.1.4. les formations de type flysch.....	12
I. 4. 1. 4. 1. Les formations du flysch Massylien.....	13
I. 4. 1. 4. 2. Les formations du flysch Maurétanien.....	13
I. 4. 1. 5. Les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle.....	13
I. 4. 1. 6. Les formations quaternaires.....	13
I. 4. 2. Tectonique de la région d'étude.....	13
I. 4. 2. 1. La tectonique syn-métamorphique.....	13
I. 4. 2. 2. Déformation post-tectonique.....	13
Chapitre II : Cartographie et description macroscopique des facies	
II. 1. Introduction	14
II. 2. Description géologique des formations de terrain d'étude.....	15
II. 2. 1. Les Formation du Socle Kabyle.....	15
II. 2. 1.1. La Kinzigite.....	15
II. 2. 1.2. L'Aplite à grenat.....	16
II. 2. 2. Le complexe volcano-sédimentaire de la région d'étude	18
II. 2. 2. 1. Lherzolite.....	19
II. 2. 2. 2. Le Gabbro.....	20
II. 2. 2. 3. Les serpentines	21
II. 2. 2. 4. Les calcschistes	23
II. 2. 3. Les flysch massylien.....	24
II. 3. Conclusion	26

Chapitre III : étude pétrographique

III. Etude pétrographique.....	27
III.1. Etude microscopique des roches.....	27
III.1. 1. Kinzigite.....	27
III.1. 2. Aplite à grenat.....	32
III.1. 3. Lherzolite.....	35
III.1. 4. Les serpentinites.....	39
III.1. 5. Le gabbro.....	41
III.1. 6. Les calcschistes.....	45
III.2. L'altération.....	46
III.2.1.Serpentinisation.....	47
III.2.2. Ouralitisation.....	48
III.2.3. Chloritisation.....	48
III.2.4.damouritisation.....	50
III.3. conclusion.....	51
IV. Conclusion générale.....	52

Abréviation.

Listes de figures.

Références bibliographiques.

Résumé.

LISTE D'ABRÉVIATIONS

Am	Amphibole
An	Antigorite
Bio	Biotite
Ca	Calcite
Chl	Chlorite
Cry	Crysotile
Dam	Damourite
Gt	Grenat
Mic	Microcline
Ol	Olivine
Op	Opaque
Ort	Orthose
Plg	Plagioclase
Pyx	Pyroxène
Qz	Quartz
Sph	Sphène
Zr	Zircon
Cor	Cordiérite
Dis	Disthène
Ep	épidote

Liste de figures

Fig. I.1 : Carte topographique de la wilaya de Jijel 1 /25000.....	02
Fig. I. 3. 2 : Schéma structural de la méditerranée occidentale.(M. Durand Delga, 1969).....	04
Fig.I . 4 .3 : Esquisse géologique de l'extrémité de la Petite Kabylie (Andrieux et Djellit, 1989) légèrement modifiée.....	11
Fig. II.1: Carte géologique schématique de la région de Texenna (Djellit ; 1987)...	14
Fig. II.2 : Image Google Earth illustrant la position des échantillons étudiés	14
Fig. II. 3: Carte géologique schématique de la région de Texenna (Djellit ;1987).....	18
Fig. II.4 : Image Google Earth illustrant la position des affleurements étudiés.....	18
Fig. II.5. Coupe géologique du complexe volcano-sédimentaire de la région d'étude.....	19
Fig.II.6: Carte géologique schématique de la région de Texenna (Djellit ; 1987)...	22
Fig.II .7 : Image Google Earth illustrant la position des serpentines du Dj. Sendouah en bandes C/S.....	22

Liste des planches

Planche.II.1: Aspect macroscopique des Kinzigite.....	16
Planche.II.2: Aspect macroscopique des Aplites à grenat.....	17
Planche.II.3: Aspect macroscopique des herzolites.....	20
Planche.II.4: Aspect macroscopique des gabbros.....	21
Planche.II.5: Aspect macroscopique des serpentinite.....	23
Planche.II.6: Aspect macroscopique des calcschistes.....	24
Planche.II.7: aspect macroscopique des flysch massylien.....	25
Planche. III.1: Aspect microscopique de la Kinzigite	30
Planche. III.2: Aspect microscopique de la kinzigite.....	31
Planche. III.3.: Aspect microscopique de l'Aplite à grenat	34
Planche. III.4.: Aspect microscopique de lherzolite.....	37
Planche. III.5 : Aspect microscopique de différent phénomène dans l'herzolite.....	38
Planche. III.6: Aspect microscopique de Serpentine.....	40
Planche. III.7: Aspect microscopique du Gabbro.....	43
Planche. III .8: Aspect microscopique des Gabbros.....	44
Planche. III.9.: Aspect microscopique des calcschistes.....	46
Planche. III.10 : Aspect microscopique d'une serpentinitisation.....	47
Planche. IV .11 : aspect microscopique de l'ouralite.....	48
Planche. III .12 : Altération des différente faciès par la chlorite.....	49
Planche.III .13: aspect microscopique de l'altération partielle des plagioclases par la Damourite.....	50

Résumé

La région d'étude à Texenna est représentées par l'association des kinzigites et du complexe volcano-sédimentaire formé par des calcschistes et de roches mantelliques de Lherzolite de serpentinite et du gabbro.

Ce complexe est affecté par un métamorphisme épizonal du faciès schiste vert associée à une altération hydrothermale représentée par une serpentinitisation puis une chloritisation dans les serpentinites et les lhezolites, une ouralitisatation et une damouritisatation dans les gabbros et les kinzigites.

Mots clés : Texenna, kinzigite, lherzolite, schiste vert, altération hydrothermale.

Abstract

The area of study Texenna is represented by the Association of kinzigites and volcano-sedimentary complex formed by calcschists and mantle rocks Lherzolite serpentinite and gabbro.

This complex is affected by épizonal greenschist facies metamorphism associated with hydrothermal alteration represented by a serpentinitization then a chlorite in serpentinite and lhezolites a ouralitisatation and damouritisatation in gabbros and kinzigites.

Key words: Texenna, kinzigite, lherzolite, green schist, hydrothermal alteration.

المخلص

الإقليم الدراسي لتاكسنة مُمثلة عن طريق ارتباط الكانزيجيت ومجمع الصخور البركانية الرسوبية المكونة من الكالكشيسيت وصخور الرداء: سربنتينيت، أرزوليت والجابرو.

هذا المجمع يتأثر من قبل تحولات إبيزونال لنوع الشيسيت الاخضر هذه التحولات مرتبطة بتاكلات و بتغييرات مائية حرارية و المُمثلة في ساربونتينيذاسيون ثم كلوريتيذاسيون، في السربنتينيث و الأرزوليت ، أوراليتيذاسيون و داموريتيذاسيون ظهرت على مستوى صخور الجابرو والكانزيجيت.

الكلمات المفتاحية: تاكسنة، الكانزيجيت ، الأرزوليت، الشست الاخضر، المائية التغيير .

CHAPITRE I :
INTRODUCTION ET CADRE
GEOLOGIQUE REGIONAL ET
LOCAL

I.1.Introduction

Le présent mémoire rentre dans le cadre de la préparation des projets de fin d'étude de Master Ressources minérales et géomatériaux. L'objectif de ce travail consiste à contribuer à une étude géologique, pétrographique et structurale des filons de serpentinite et d'apparitions les modalités de leur origine dans la région de Texenna.

Le massif de la Petite Kabylie fait partie des zones internes de la chaîne des Maghrébide (Durand Delga, 1955, 1969, 1980 ; Bouillin ; 1977 et 1983 ; Wildi, 1983). Il s'étale sur plus de 150Km, le long du littoral,

Texenna est une commune de la wilaya de Jijel qui fait partie du massif de la Petite Kabylie, elle fait partie des zones internes de la chaîne des Maghrébide. Les formations qui affleurent dans la région de Texenna et au Djebel Sendouah sont des roches basiques et ultrabasiques dont certains auteurs les ont considérés comme des ophiolites ou des structurations des flysch ou un ancien planche océanique de la chaîne alpin d'Algérie orientale.

Le complexe de Texenna est unique par ses caractéristiques dans la Petite Kabylie. Aucune étude détaillée ne lui a été consacrée sur le plan pétrographique géochimique et structurale. Une telle étude peut apporter beaucoup d'information concernant ce complexe, et concernant toute la géologie de la chaîne alpine des Maghrébide.

Pour cela nous avons suivi des étapes pour la réalisation de ce travail qui sont les suivantes : faire des sorties sur terrain pour faire la cartographie du terrain, suivi par l'établissement des coupes géologiques avec échantillonnage des différentes formations pour la réalisation des lames minces pour l'étude et traitement au laboratoire.

I. 2. Présentation du secteur d'étude

I. 2.1. Situation géographique

La commune de Texenna est limitée au Nord par la commune de Kaous, au Sud par les communes de Djimla et Beni-Yadjis à l'Est par les communes de l'Oudjana et Emir Abdelkader, et à l'Ouest par les communes du El Aouana et Selma Ben Ziada (Fig. I. 1). La superficie de la commune de Texenna est de 168 km². Cette région est desservie par la route nationale n° 77 qui traverse le territoire de la commune et qui relie la wilaya de Jijel aux wilayas de Sétif et Mila.

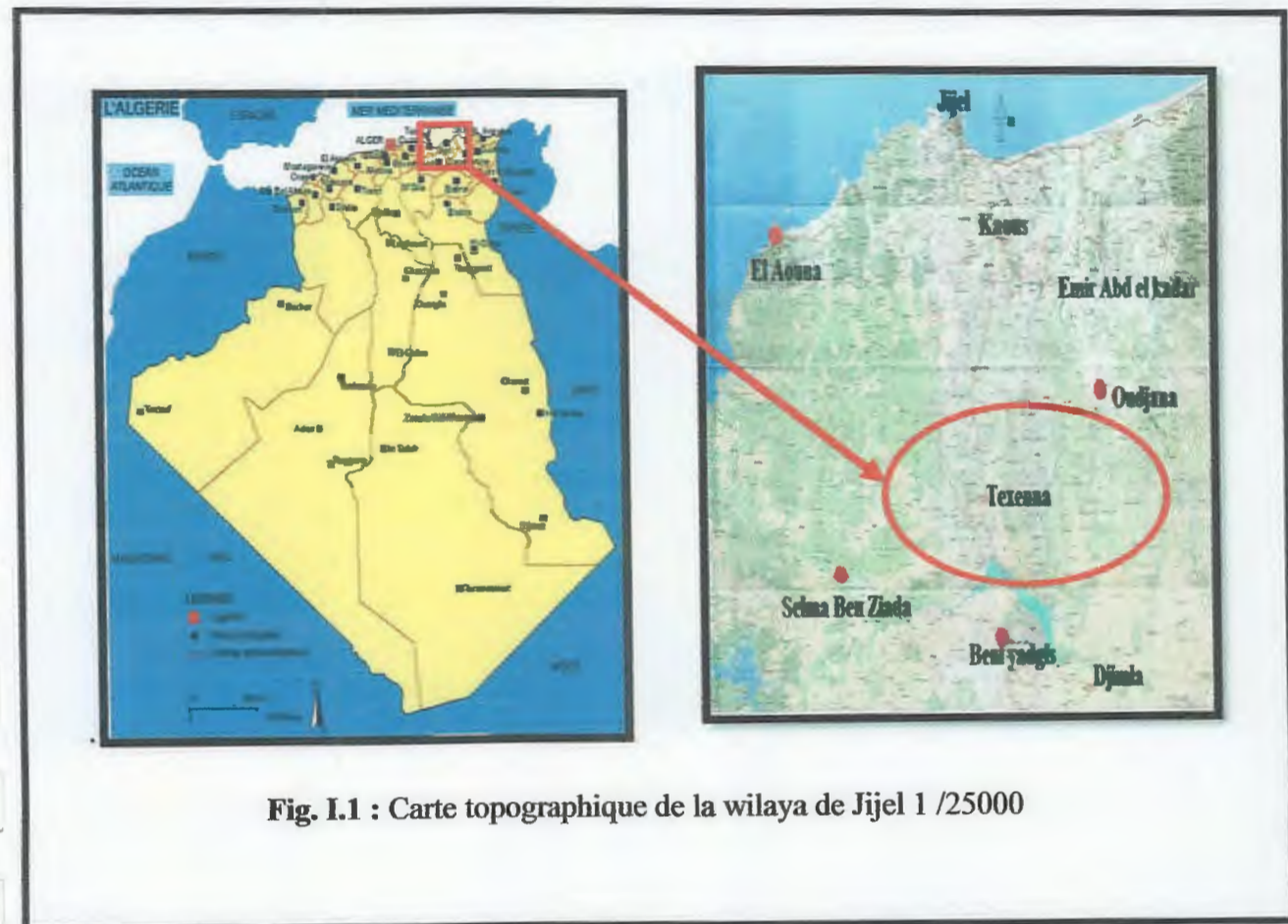


Fig. I.1 : Carte topographique de la wilaya de Jijel 1 /25000

I. 2. 2. Climat

La région d'étude est caractérisée par un climat méditerranéen subissant l'influence de la mer méditerranéenne au Nord, et des reliefs au Sud. Ces deux raisons font que le climat de la région est tempéré, avec des températures élevées en Eté et basse en Hiver.

Les précipitations d'eaux annuelles varient entre 900 et 1300 mm/an. Cette pluviométrie classe cette région parmi les zones les plus arrosées de l'Algérie. Cette dernière révèle un potentiel hydrique très important. Ce potentiel hydrique se manifeste par l'émergence de nombreuses sources d'eau de très bonne qualité. En plus d'une importante pluviométrie, la région d'étude est souvent recouverte par d'importantes quantités de neige.

I. 2. 3 .Végétation

La région d'étude est caractérisée par une couverture végétale assez dense. Cette dernière est favorisée par l'importance des précipitations. Les conditions climatiques et la nature des terrains de la région ont permis le développement de forêts très denses. En général, ce potentiel forestier confère à la région une vocation agricole et forestière.

I. 2.4 .Réseau hydrographique

La région d'étude est caractérisée par un réseau hydrographique assez important en relation surtout avec la lame d'eau précipitée durant l'année. Ce réseau est représenté par les différents drains, alimentés surtout par les ressources et les ruissellements de surface en liaison surtout avec la fonte des neiges des reliefs élevés.

I.3. Géologie régionale

I.3.1. Introduction

La région d'étude fait partie de la chaîne alpine d'Algérie orientale. Cette dernière est l'un des segments de la chaîne des Maghrébides qui s'étale sur plus de 2000km, de la Calabre à la Sicile (fig. I.3.2). Cette chaîne comprend du nord au sud : le domaine interne, le domaine médian et le domaine externe. Ces domaines sont empilés les un sur les autres sous forme de nappes de charriages à vergence sud.

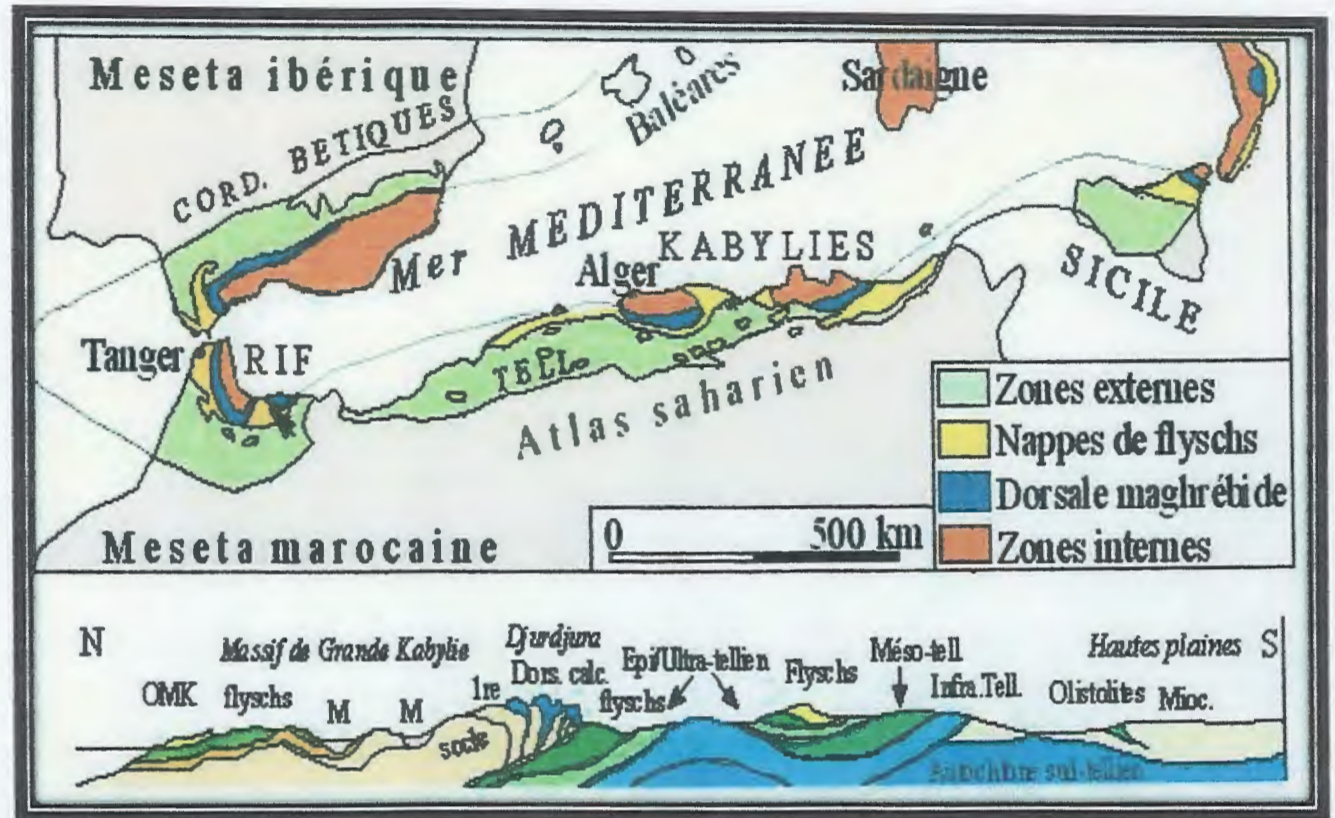


Fig. I.3. 2 : Schéma structural de la méditerranée occidentale.(M. Durand Delga, 1969)

I.3.2. Formations du domaine interne

Le domaine interne de l'orogène alpin d'Algérie orientale ou domaine Kabyle, comprend les formations cristallophylliennes du socle kabyle et la couverture ou dorsale Kabyle.

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET CADRES GEOLOGIQUES REGIONAL ET LOCAL

I. 3. 2. 1. Socle Kabyle

Le socle de la petite Kabylie est composé de deux grands ensembles : (Djellit, 1987),
ensemble supérieur, ensemble inférieur

A. Ensemble supérieur

C'est un ensemble décrit pour la première fois par Ehrmann (1928) et ensuite par Durand Delga (1955), il comporte de bas en haut :

- Des schistes noirâtres qui surmontent, parfois, des conglomérats remaniant les formations sous-jacentes.
- Des psammites rouges et vertes à graptolites.
- Des grés calcaireux à tentaculites.
- Calcaires à orthocères.

B. Ensemble inférieur

Il est constitué de gneiss fins, traversé parfois par des dalles de gneiss œillés avec des intercalations de marbre et d'amphibolites. Les termes de base de cet ensemble conservent des assemblages reliques du faciès des granulites. (Djellit, 1987)

I. 3. 2. 2. La Dorsale Kabyle ou « Chaine Calcaire »

La Dorsale Kabyle ou « Chaine Calcaire » est représentée par des affleurements étroits et discontinus le long de la bordure méridionale du socle kabyle. Elle est constituée par des formations, allant du Permo-Trias au Lutétien (Raoult, 1969) et admet une couverture grésomiacée d'âge Priabonien à Oligocène supérieur (Durand Delga, 1955). En Petite Kabylie, elle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités : interne, médiane et externe (Raoult, 1974).

I. 3. 2. 3. Les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle (OMK) et les Olistostromes

A. Oligo-Miocène Kabyle

Il forme la couverture sédimentaire transgressive du socle kabyle (Raoult, 1974 ; 1975, Bouillin, 1977), L'Oligo-Miocène Kabyle est constitué par des formations détritiques comportent trois termes : Un terme de base formé de conglomérats grossiers polygénique reposant en discordance sur le socle kabyle, Un terme médian, comportant des grés micacés à débris de socle associés à des péllites micacés, Un terme sommital formé de silexites. (Bouillin, 1977).

B. Olistostromes

Les Olistostromes sont des formations tectono-sédimentaires à débris de flysch maurétanien et massylien reposant sur les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle, Ces formations, ont été décrites pour la première fois en Petite Kabylie par (Raoult et Bouillin, 1971), L'âge de ces formations selon ces derniers auteurs, est supposé Aquitain à Burdigalien inférieur probable (Raoult 1974 ; Bouillin et al., 1973 ; et Bouillin, 1977).

I. 3. 3. Formation du domaine médian

Les flyschs sont classiquement subdivisés en deux types principaux montrant des termes allant du Néocomien à l'Eocène : le flysch Maurétanien (Unité de Guerrouch) et le flysch Massylien (Bouillin. et al, 1969).

I. 3. 3. 1. Flysch Maurétanien

Comporte de bas en haut :

Un pré-flysch calcaire du Tithonique-Néocomien constitué d'une alternance de marnes grises et de turbidites calcaires, Un ensemble (300m) de grés homométriques à cassure verte (flysch de Gerrouch) attribué à l'Albo-aptien, Localement, des phtanites rouges et blancs du Cénomanién supérieur, Un Sénonien micro-bréchiq. Les micro-brèches à ciment spathique riche en quartz détritiques, peuvent être quelque fois remplacées par des micro- conglomérats, Enfin, au sommet des conglomérats puis des grés micacés Tertiaires (Eocène à Oligocène) (Djellit, 1987).

II. 3. 3. 2. Flysch Massylien

Il présente une série allant du Néocomien au Lutétien terminal et regroupe trois ensembles :

A la base, le classique " Flysch Albo-aptien " composé d'argiles et de grés quartzitiques, vert-olivâtre, en barres minces (10-30cm), des grés légèrement calcaireux, rosés à violacés et très localement des niveaux conglomératiques à Orbitolines, Ensuite, vient un ensemble comprenant des marnes et calcaires fins, jaunâtres du Vraconien, du Cénomanién inférieur-moyen., des calcaires fins, noirâtres, auxquels s'associent souvent des phtanites noirs du Cénomanién supérieur, Enfin, au sommet, un flysch à marnes microbréchiq. riches en Globotruncana du Turonien Maestrichtien; sa base montre des bancs calcaires jaunes à roses à microfaune pélagique du Turonien-Coniacien. Cet ensemble est surmonté par des argiles rouges et microbrèches calcaires bioclastiques à Nummulites de l'Eocène (Djellit, 1987)

I. 3. 4. Formation du domaine externe

Le domaine externe ou domaine tellien, est représenté par des séries épaisses à dominante marneuse du sillon tellien. Il est subdivisé en trois grandes unités : l'unité ultra tellienne, l'unité tellienne au sens strict et l'unité péni-tellienne (Vila, 1980).

I. 3. 4. 1. L'unité ultra-tellienne

Ces séries comportent au Lias des dolomies puis des calcaires à silex; le Malm montre des calcaires fins et de minces radiolarites verdâtres. Le Néocomien-Barrémien se présente sous forme de marno-calcaires à Ammonites pyriteuses, discordant sur le Malm.

L'Albo-Aptien et le Cénomaniens, réduits ou absents sous un Sénonien discordant et transgressif, est marneux à niveaux conglomératiques. Il est souvent rencontré sous forme de klippes sédimentaires. La série se termine par un Eocène marneux ou argileux. Les séries ultra-telliennes sont généralement caractérisées par des faciès à couleur claire.

I. 3.4. 2. Séries telliennes au sens strict

Ces formations sont caractérisées par un Crétacé inférieur moins riche en dépôts terrigènes, un Paléocène marneux, des calcaires gris à noirs à silex d'âge Eocène inférieur et des marnes à boules jaunes d'âge Lutétien.

I. 3. 4.3 .Séries péni-telliennes

C'est l'espace paléogéographique situé entre les séries néritiques franches à sédimentation calcaire du Crétacé supérieur et les formations du domaine tellien au sens strict à dominante marneuse (Vila, 1980). Elles se caractérisent par un Jurassique et un Crétacé inférieur plus ou moins carbonatés d'où leur affinité avec les séries néritiques. À partir du Crétacé moyen la sédimentation passe à des formations à prédominance marneuses, ceci leur donne un cachet plus tellien.

I. 3 .5 . Flysch Numidien

Le flysch numidien occupe la position la plus haute dans l'édifice structural de la région. Il est constitué de quatre termes lithologiques comprenant de bas en haut :

- 50m d'argile aux teintes variantes : vertes, rouges, jaunes et grises, à intercalation calcaro-gréseuses.
- 10 à 20 m d'une alternance de péllites bleutées et de marnes à intercalation gréseuses décimétriques, soit en niveaux continus soit lenticulaires et à figures de base (Les flutes castes, figure de charge...).

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET CADRES GEOLOGIQUES REGIONAL ET LOCAL

- Un ensemble (150 à 160 m) gréseux en bancs épais (2 à 3m), faciès Numidien composé essentiellement de teintes jaunes blancs (rouille d'altération), à grains grossiers de quartz roulés (dragées de quartz).
- 10 à 15 m de bancs de calcaires gréseux associés à des marnes calcaires terminant cette succession. (Djellit, 1987).

I. 3.6. Formation Mio-pliocène (ou formation post-nappes)

Comprenant des formations marneuses du Miocène et des conglomérats grossiers d'âge Pliocène.

I. 3.6.1. Marnes du Miocène

Elles reposent en discordance sur le socle kabyle et les terrains sous jacents de l'OMK. L'âge Tortono-Messinien est attribué à ces formations qui sont constituées de marnes bleues à passées calcareuses discontinues (miches calcaires) (Djellit, 1987).

I. 3.6.2. Formations détritiques du Pliocène

Représentés par des dépôts détritiques, galets poudingues et argiles d'origine continentale. L'épaisseur de cette formation varie de 30 à 50 m.

I. 3.7. Formations quaternaires

Elles sont représentées par les dunes de sables et les alluvions

I. 3.8. Le magmatisme

Le magmatisme de la Petite Kabylie est de différent type ; magma basique et ultra basique, magma intermédiaire et magma acide La mise en place de ces corps magmatiques est variée dans le temps et l'espace. On les reconnaît dans plusieurs endroits en Petite Kabylie avec des âges allant du Permien au Miocène :

- *le magmatisme hercynien*: ou granite d'anatexie hercynien d'âge Permien (Mahdjoub, 1991). Ce magmatisme forme le cœur du socle de la Petite Kabylie, il est situé à Sidi Kember à Oum Ettoube, wilaya de Skikda, NE algérien (Mahdjoub, 1991).
- *le magmatisme secondaire* : ou les ophiolites d'âge probable Jurassique terminal-Crétacé (Durand delga, 1955). Ce magmatisme est localisé dans la région de Texanna.

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET CADRES GEOLOGIQUES REGIONAL ET LOCAL

- *le magmatisme tertiaire* : Ce magmatisme d'âge Miocène présente plusieurs type de magma entre ultra-basique et acide d'âge 15ma à 16,7ma (Bellon, 1976 ; Penven et Sabate, 1980 ; Penven et Zimmermann, 1986).

Il recoupe à la fois le socle et les unités mésozoïques. Ce magmatisme affleure dans plusieurs endroit tel que ; Oued Amizour, El Aouana, Beni Toufout, El Milia, Cap Bougaroun, Collo, Filfila.... (Ouabadi, 1994, Semroud, 1970 ; Fabrie, 1979, Bouillin, 1983 ; Bouftouha, 2000).

I. 3. 9. Cadre tectonique succinct

Si la période pré-tectogénique a commencé dès le Trias, la chaîne alpine d'Algérie s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs qui s'est faite suite à plusieurs phases tectoniques.

I. 3. 9. 1. Les phases tectoniques mésozoïques

Le Mésozoïque correspond à une période de distension généralisée, parfois marquée par un volcanisme basique contemporain de la sédimentation argilo-gypseuse du Trias (Bureau, 1970 ; Vila, 1980 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980). Au Jurassique inférieur, la distension a provoqué une subsidence différentielle qui a persisté jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration paléogéographique générale Est-Ouest caractéristique du bassin maghrébin.

La tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires. Cependant, un épisode compressif du Sénonien a été signalé localement dans les Babors (Obert, 1986 ; Djellit, 1987) et à Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).

I. 3. 10. Les phases tectoniques tertiaires

I. 3. 10. 1. La phase fini-lutétienne

Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (Guiraud, 1973 ; Vila, 1980), fini Lutétienne (Durand-Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Vila, 1980) ou Priabonienne (Vila, 1980). Cette phase aurait structuré la chaîne calcaire, les flyschs et les séries telliennes en grandes lames ou en plis couchés à vergence sud, avec les unités les plus internes en position plus haute.

I. 1.10. 2. La phase miocène

Caractérisée par une direction de raccourcissement Nord-Sud, elle aurait débuté plutôt dans les zones septentrionales (Burdigalien moyen) que dans les contrées méridionales (Langhien inférieur) (Vila, 1977 ; Vila, 1980). Pour J.M. Vila (1980), c'est la phase tortonienne à vergence sud

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET CADRES GEOLOGIQUES REGIONAL ET LOCAL

qui est responsable de la genèse de la nappe « néritique constantinoise », des « unités allochtones des Sellaoua », de « l'ensemble Sud- Sétifien » et des unités méridionales à nummulites.

I. 3. 11. La tectonique récente

Dans le constantinois, J.M. Vila (1980) considère que les déformations de la tectonique récente sont représentées par des failles normales de directions variables, en bordure des massifs calcaires jurassico-crétacés.

I.3. 12. Aspect structural de la partie occidentale de la petite Kabylie

La structuration géologique du massif de la petite Kabylie est le résultat de plusieurs phases tectoniques :

I. 3. 12.1. Tectonique anté-Oligocène

La tectonique anté-Oligocène est particulièrement caractérisées par de grands accidents cassants d'ampleur régionale est de direction variée : Nord- Sud, Est-Ouest, Nord- Est, Sud- Ouest et Nord Ouest- Sud Est.

Cette tectonique cassante semble être à l'origine de la structuration du massif de petite Kabylie en horst et grabens.

Par ailleurs, ces grands accidents tectoniques cassants (accidents du socle) semblent avoir guidé la mise en place des roches magmatiques (Bouillin, 1977).

I. 3. 12.2. Tectonique Miocène

La tectonique Miocène semble être responsable de la structuration géologique actuelle du massif de la Petite Kabylie. Cette tectonique s'est manifestée par des plissements des charriages et une reprise des jeux de failles qui ont surtout rejoué en faille décrochantes (NO-SE dextre et NE-SO senestre).

Par ailleurs, ces jeux de faille semblent avoir eu un rôle important dans la mise en place des roches magmatiques miocènes et la remontés par des diapirs du Trias (Boufatouha, 2005).

Au Néogène, la tectonique est marquée par le retrait de la mer de la plus grande partie des terres émergées .Les invasions marines ne vont atteindre que des aires limitées, notamment les dépressions côtières (bassin de Jijel) ou vont se déposer les marnes bleues du Miocène terminal.

Les zones montagneuses émergées ont subi une intense érosion et modelage qui leur ont donné l'aspect actuel (Bouillin, 1977).

I. 4. Cadre géologique local

I. 4. 1. Caractéristiques lithologiques de la région étudiée

D'après les travaux de Durand Delga (1955), et Djellit (1987) dans la région de Texenna les différents formations géologiques de cette région peuvent être résumées des plus anciennes au plus récents comme suit :

- les formations cristallophylliennes du Socle Kabyle (Précambrien et Primaire).
- Les formation du Trias.
- le complexe volcano-sédimentaire (Jurassique-Crétacé).
- les formations de type flysch (Crétacé à Oligocène).
- les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle.
- Les formation du quaternaire.

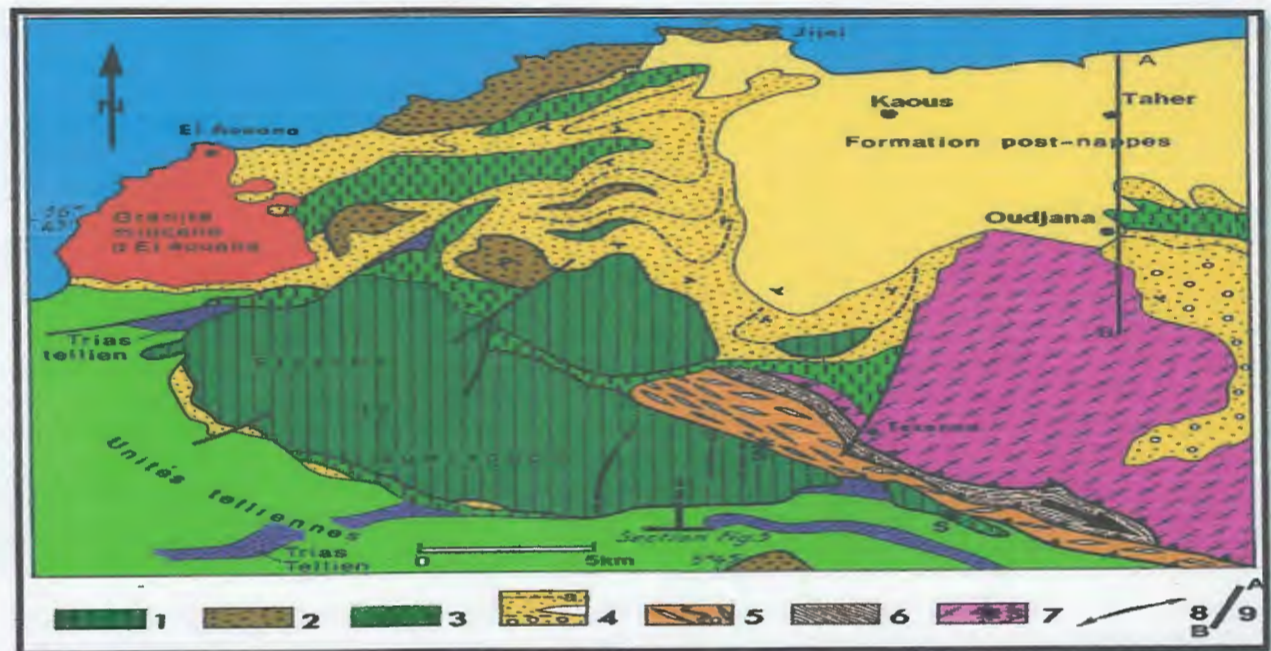


Fig. I.4.3 : Esquisse géologique de l'extrémité de la Petite Kabylie (Andrieux et Djellit, 1989) légèrement modifiée.

Légende : Unité supra-Kabyle : 1-nappe de Guerrouch ; 2-Numidien ; 3-unité du flysch dissocié ; 4-Oligo-Miocène Kabyle (a, stratification ; b, Olistolite majeur) ; unités infra-Kabyle ; 5-unité du flysch schisto-gréseux (a, Cénomano-Turonien) ; 6-unité Volcano-Sédimentaire (la flèche dans cette unité indique la direction de cisaillement) ; 7-Socle Kabyle (S, copeaux de socle à la base des unités supra-kabyles) ; 8-plis N-S dans la nappe de Guerrouch.

I. 4. 1. 1. Les formations cristallophylliennes du socle Kabyle

Les formations cristallophylliennes du socle de Texenna, sont représentées essentiellement par des métapelites, traversées parfois par des quartzites et d'autre fois par des masses de marbre. Ces métapelites sont souvent intrudées par des orthogneiss, des léptynites, des tourmalinites sous forme de dalle, de filon, de lentille...etc.

Au Djebel Sendouah le socle est constitué par des terrains métamorphiques presque isolés de la masse principale de la Petite Kabylie. L'âge Précambrien probable est attribué à ces formations (Durand Delga, 1955).

I. 4. 1. 2. Les formations du Trias

On rencontre parfois du Trias diapirique comportant du gypse, des marnes gypsifères, des argiles bariolées, et des argiles de couleur lie de vin. Ces formations triasiques pénètrent les formations telliennes.

I. 4. 1. 3. Le complexe volcano-sédimentaire

Il est représenté essentiellement par des roches magmatiques basiques et ultra basiques associées à des calcschistes et par endroit à des radiolarites. Les roches magmatiques du complexe du Sendouah sont souvent altérées en serpentine, amphibole, actinote, épidote, chlorite...et confèrent à ces roches une couleur verte d'où le nom de roches vertes.

Ces formations reposent par un contact anormal sur les formations du flysch Massylien. Pour Bouillin (1979), le « complexe volcano-sédimentaire » de Texenna représente le substratum Jurassique du flysch Maurétanien.

I.4.1.4. les formations de type flysch

I. 4. 1. 4. 1. Les formations du flysch Massylien

Elles sont caractérisées par une alternance des argiles plus ou moins schisteuses et des bancs de grès quartzitiques décimétriques à centimétriques. L'âge attribué à ce flysch est l'Albo-Aptien (Durand Delga, 1955).

I. 4. 1. 4. 2. Les formations du flysch Maurétanien

Elles sont formées essentiellement par une alternance de bancs de grès homométriques à cassure verdâtre et des argiles. Le Maurétanien de la région d'étude est situé au Sud-Ouest de Texenna, à Selma. L'âge albo-aptien, a été attribué à ce type de formation (Durand Delga, 1955).

I. 4. 1. 5. Les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle

Les formations de l'Oligo-Miocène Kabyle sont représentées essentiellement par des grès en petits bancs, glauconieux et ferrugineux, alternant avec des argiles et des marnes vertes. Ces formations affleurent largement dans la région d'El-Gheriana et reposent en discordance sur les formations du socle Kabyle.

I. 4. 1. 6. Les formations quaternaires

En majorité, elles sont représentées par une tranche de terre végétale, parfois des argiles à blocs, dans les quelles sont noyés des blocs de grès micacés de taille variable.

I. 4. 2. Tectonique de la région d'étude

Au niveau de la région d'étude qui constitue la terminaison occidentale de la petite Kabylie, plusieurs événements tectoniques ont contribué à la structuration de cette région. Les différents aspects tectoniques régionaux sont résumés une tectonique syn-métamorphique qui a formé le socle et une tectonique post-métamorphique qui a affecté aussi bien le socle et les formations sédimentaires sus-jacentes.

I. 4. 2. 1. La tectonique syn-métamorphique

Le socle de la région d'étude possède un métamorphisme polycyclique d'âge Précambrien et Ordovicien (Durand delga, 1955). Il montre au moins deux générations de plis P1 : N70 et P2 N160 attribués à la phase bretonne (Bouillin, 1978). Les plis P1 et P2 replissent une ancienne schistosité visible uniquement dans les gneiss et les micaschistes...

II. 4. 2. 2. Déformation post-tectonique

Elles sont marquées par les rejeux de grands accidents tectoniques d'ampleur régionale, qui ont affecté aussi bien le socle Kabyle que les formations récentes. Cette déformation est traduite par des failles, des plis de différentes directions N-S, NE-SW, NW-SE et E-W et des nappes de charriage à vergence sud du socle et des flyschs Massylien et Maurétanien.

CHAPITRE II :
CARTHOGRAPHIE ET
DESCRIPTION
MACROSCOPIQUE DES FACIES

CAPITRE II : CARTOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES FACIES

II. Géologie du terrain d'étude

II. 1. Introduction

La région d'étude à Texenna comprend un ensemble gneissique précambrien (Durand delga, 1955, Djellit, 1987) chevauchant les unités infra-kabyles du complexe volcano-sédimentaire jurassique présumé (Durand delga, 1955) et de leur couverture flysch schisto-gréseux Crétacé ou Massylien des auteurs (Bouillin et al. , 1970).

Les faciès examinés sur terrain sont représentés par des kinzigites du socle, associés aux calcschistes et aux roches mantéliques des péridotites, des serpentinites et des gabbros...etc (Fig. II.1, Fig. II.2).

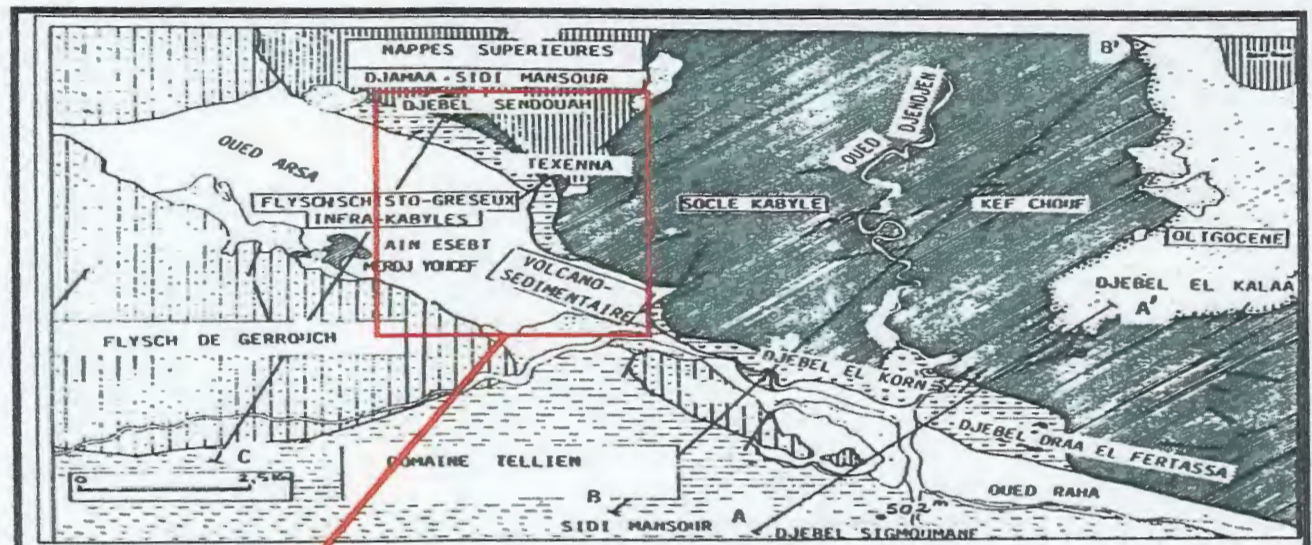


Fig.II.1: Carte géologique schématique de la région de texenna (Djellit ; 1987).



Légende :

- 340 : Limite par décrochement socle-CVS
- 339 : Complexe volcano-sédimentaire
- 306-312 : Calcschiste
- 313-314 : Péridotite
- 314-327 : Serpentine
- 328-330 : Flysch massylien

Fig. II.2 : Image Google Earth illustrant la position des échantillons étudiés. La zone d'échantillonnée est représentée sur la figure II.1 par le carré rouge.

II. 2. Description géologique des formations de terrain d'étude

II. 2. 1. Les formations du socle Kabyle

II. 2. 1.1. La Kinzigite

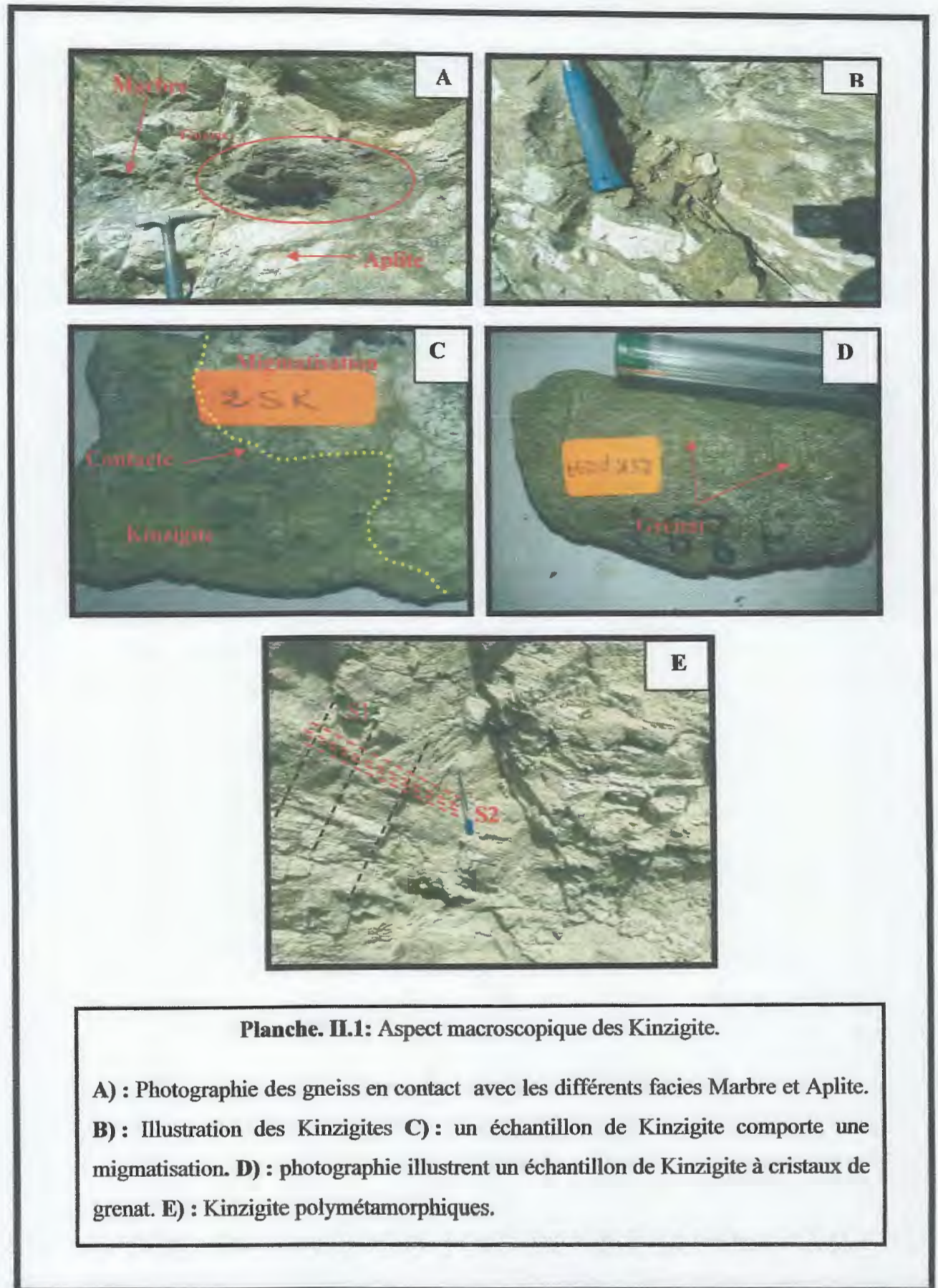
Les kinzigites de la région d'étude sont spatialement liées au complexe volcano-sédimentaire de la région d'étude, elles sont situées au Nord de celle-ci à Sendouah et à Bouzentar et au Sud sur la rive droite de oued Djendjen. Cette intime association est souvent observée dans plusieurs endroits de l'édifice alpin à Collo en Algérie, à Béni Bousera du Rif interne au Maroc, aux zones internes bétiques sur la transversale de Rhonda au sud de l'Espagne et à Saleix au Pyrénées...etc.

Ces kinzigites sont représentées par des parties mélanosomes dominantes traversées par des parties leucosomes à épaisseur centimétrique à métrique. La partie mélanosome qui reflète la couleur sombre de ces roches sur terrain est formée par de petits grains sombres de minéraux réfractaires de biotite, grenat, cordiérite, disthène et sillimanite qui n'ont pas fondu, le mélanosome ayant peu conservé la structure métamorphique de la roche initiale, contrairement à la précédente est une zone de gros grains clairs quartzo-feldspathiques, issus du liquide recristallisé, formant un résidu d'anatexie.

L'association sillimanite-disthène-grenat et la migmatisation examinées dans ces Kinzigites témoignent d'un métamorphisme de haut degrés du faciès granulite des roches gneissiques anhydres.

Ces roches sont affectées par un métamorphisme polyphasé S1 N100 et S2 N 10 (Planche. II. 1) La dernière foliation « S2 » d'après Djellit, 1987 est liée à une dégranulitisation de ces roches dans le faciès des Amphibolites.

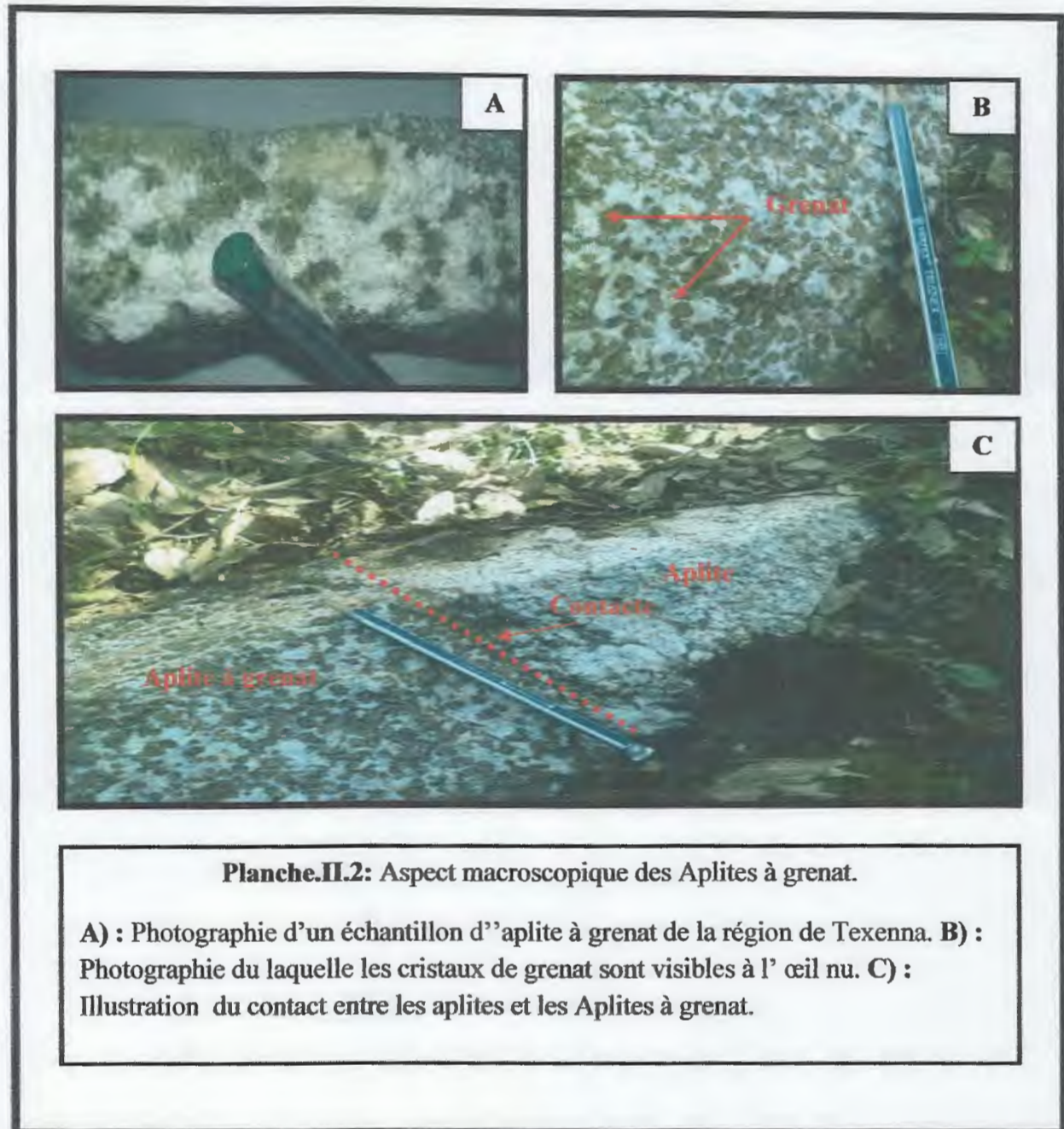
PLANCHE.II.1



II. 2. 1.2. L'Aplite à grenat

L'aplite à grenats sont intrudés sous forme de filon dans les kinzigites de la région d'étude. Ces corps à indice de coloration leurocrate sont formés essentiellement de quartz et de feldspath de petite taille à texture grenue. Certains affleurements montrent une zonalité dans ces aplices avec un développement de grenat de tailles centimétriques (Planche. II.2).

PLANCHE.II.2



CAPITRE II : CARTOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES FACIES

II. 2. 2. Le complexe volcano-sédimentaire de la région d'étude

Principalement observé à Djebel. Sendouah et à la rive droite d'oued Djendjen entre le village de Texenna et le barrage Tabellout. Les affleurements examinés dans ce complexe sont des calcschistes, des roches mantelliques des lherzolites, des serpentinites et des gabbros.

Ce complexe volcano-sédimentaire présente des déformations ductiles plano-linéaires orientées sensiblement est-ouest du faciès schiste vert (Durand delga, 1955, Djellit, 1987). Ces déformations ductiles sont nettement observées sur terrain qu'au microscope. Le contact entre ce complexe et les terrains avoisinants du socle est matérialisé par des cisaillements plats ou par des décrochements dextres de direction N-S à NW-SE (Fig. II.4), (Fig. II.5). Quant-aux flyschs massylien, ce contact est matérialisé par des chevauchements ou par des failles.

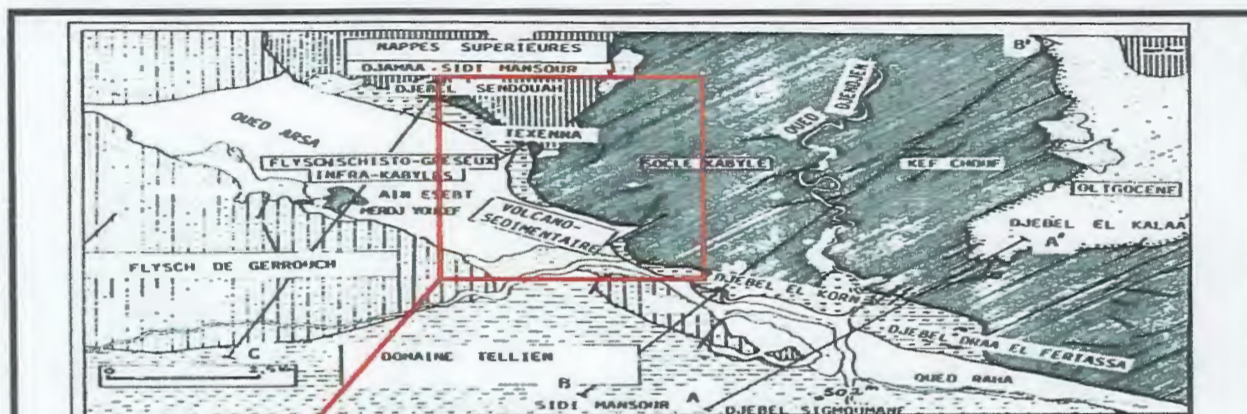


Fig.II. 3: Carte géologique schématique de la région de Texenna (Djellit ; 1987).



Fig.II.4 : Image Google Earth illustrant la position des affleurements étudiés.

La zone des affleurement est représenté sur la figure II.3 par la carré rouge .

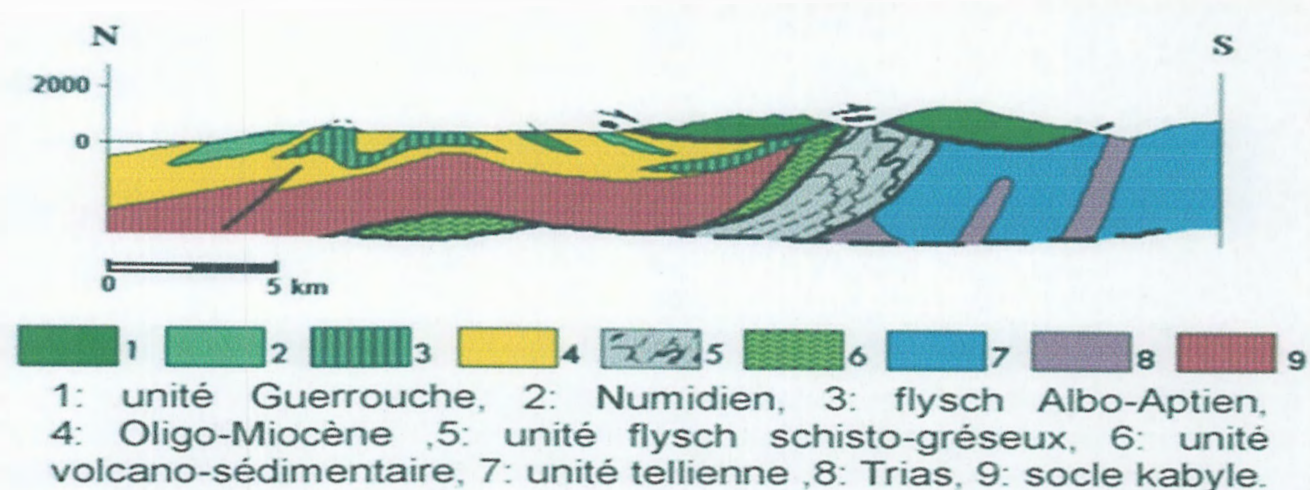


Fig. II.5. Coupe géologique du complexe volcano-sédimentaire de la région d'étude (Andrieur et Djellit, 1989).

II. 2. 2. 1. Lherzolite

Lherzolite est située sur la rive droite de l'oued Djendjen à Ras Boufrouk, ces roches sont constituées majoritairement d'olivine et de pyroxènes à cassures fraîches noir à vert-olive caractéristique de l'olivine, holomélanocrate. Sur le plan pétrographique, cet affleurement constitue la roche la plus importante des termes ultrabasiques du cortège ophiolitique de Texenna. Il préserve avec clarté la paragenèse primaire d'origine mantellique. Ces lherzolites montrent dans les lames minces une orientation préférentielle de la paragenèse essentielle sans modification minéralogique importante témoignant d'une schistosité épizonale de direction N80 du faciès schiste vert, de texture porphyroclastique à gros grains. Cette orientation est bien exprimée par les lits de la magnétite inaltérable issue du phénomène pression dissolution (Planche .II.3).

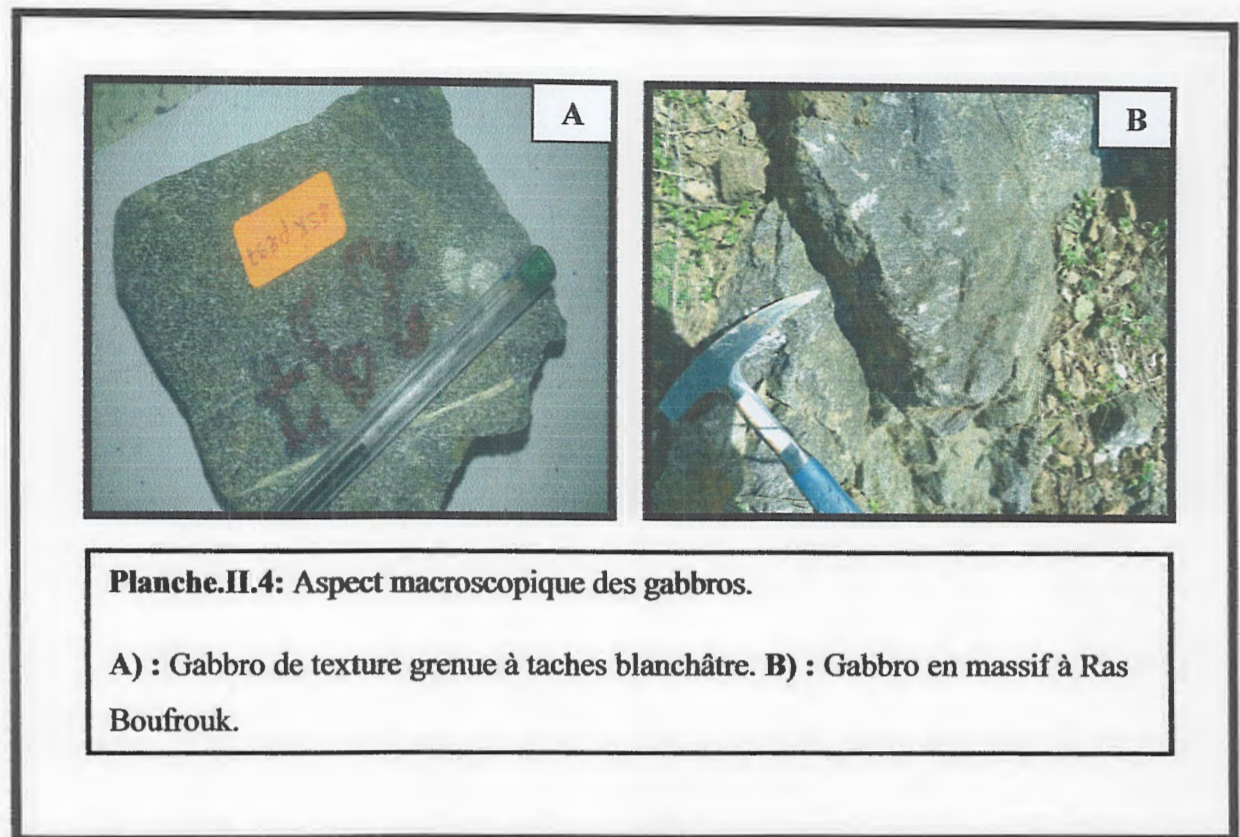
PLANCHE.II.3



II. 2. 2. 2. Le Gabbro

Les gabbros de la région d'étude sont situés à proximité de lherzolite de Ras Boufrouk. Ces roches affleurent soit sous forme d'un massif (Planche.II.4) ou bien, sont intrudés dans les kinzigites. Ces Gabbro sont à texture grenue et à indice de coloration mélanocrate. Sur terrain, ces roches sont facilement distinguées de lherzolite, par ces taches blanchâtres de plagioclase. Au microscope, ce sont les minéraux de pyroxène et d'ouralite qui confèrent à la roche la couleur sombre.

PLANCHE.II.4



II. 2. 2. 3. Les serpentines

L'affleurement des serpentinites examinées à Dj Sendouah est orienté sensiblement ESE-WNW. Il est long de 770m et puissant de 50m. Cet affleurement recoupe le Dj. Sendouah sur son flanc SW, depuis la crête vers l'aval sur une dénivelé de 325m (Planche.II. 5). Ces serpentinites apparaissent en aspect compacts, de couleur vert-olive dominante à antigorite finement cristallisée, recoupé par des vénules blanchâtres à chrysotile, donnant un aspect d'une peau d'un serpent.

A son aval WNW, Les serpentinites présentent de beaux affleurements de chrysolite fibreuse de sections de 20 à 30 cm² et de minces filons de dolérite qui traverse ces roches en question (Planche.II.5.).

Nous avons étudié la bordure ESE du filon du Sendouah (Eponte ESE, sur le sentier forestier principal). Au contact des calcschistes encaissants, on trouve une serpentine typique, ensuite, vers l'intérieur du filon, des roches très riches en chlorite.

CAPITRE II : CARTOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES FACIES

L'affleurement des serpentinites à Sendouah qu'on a suivi avec précision par GPS, montre une structure sigmoïde en « S » (Fig. .II .6)

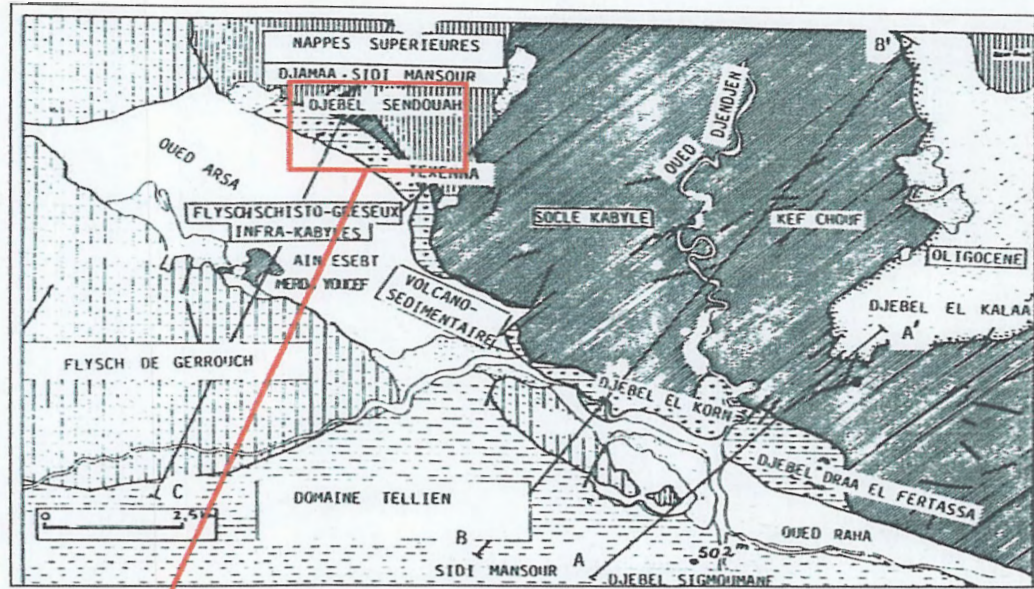


Fig.II.6: Carte géologique schématique de la région de Texenna (Djellit ; 1987).

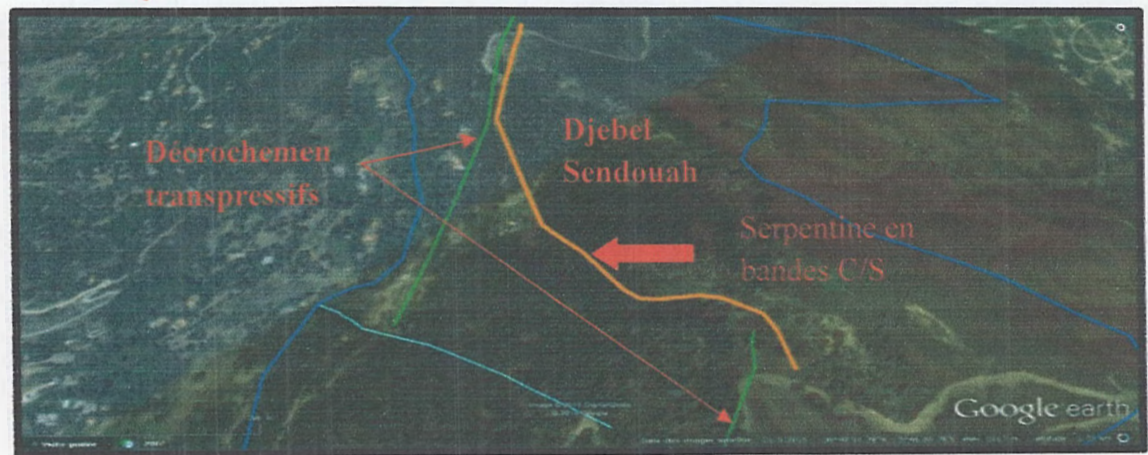
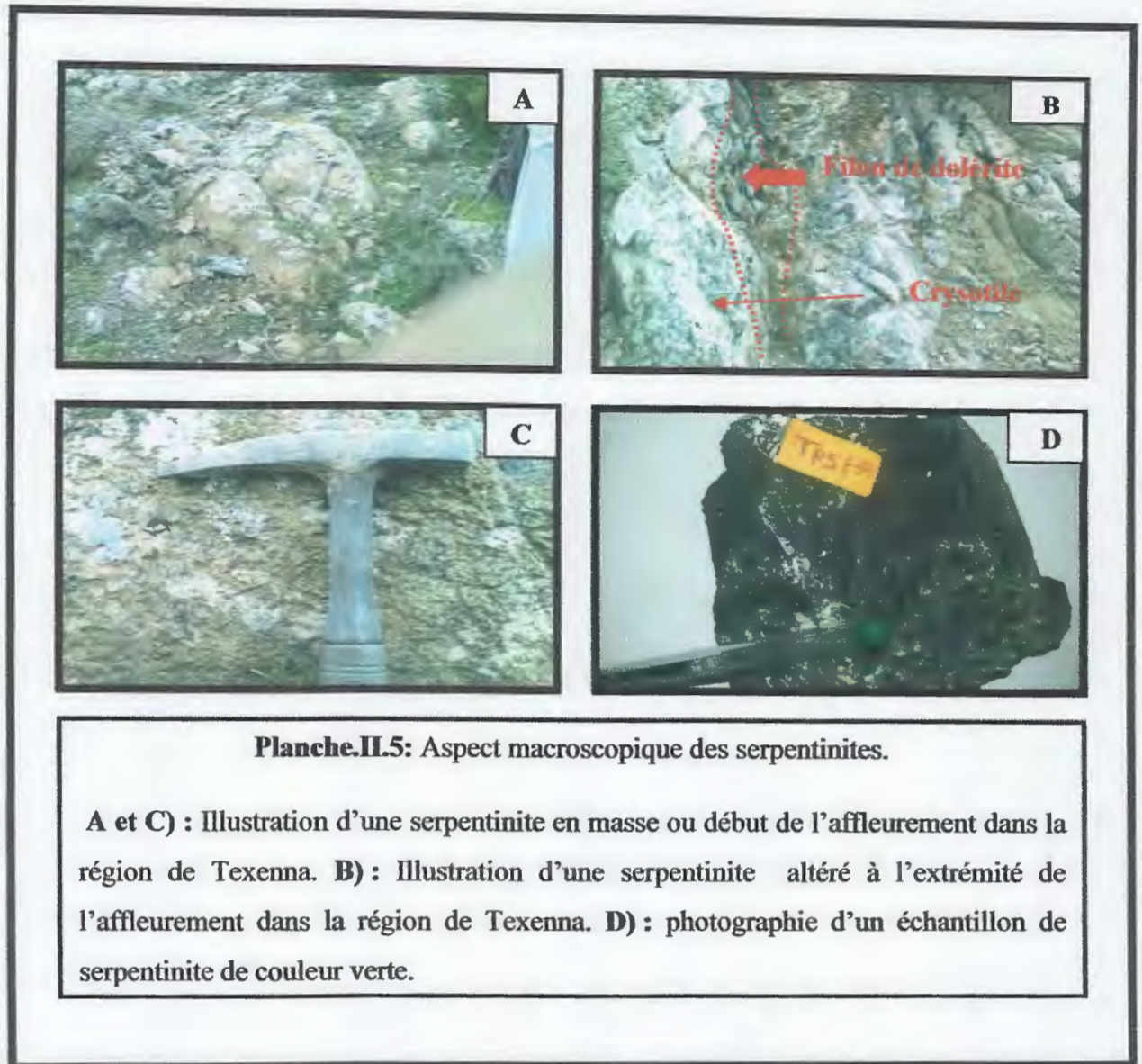


Fig.II .7 : Image Google illustrant la position des serpentines du Dj. Sendouah en bandes C/S .

Sur terrain nous avons pu cartier de grands décrochements dextre N-S à NW-SE qui sont à l'origine de cette structure (Fig. II.6) sous forme de bande C/S. Sous microscope les minéraux de serpentine conservent souvent des reliques d'olivine, minéral d'origine. L'association olivine-serpentine montre un thermo-baromètre de basse pression-basse température (250° à 300°C). Ces observations viennent confirmer l'origine métamorphique de ces roches dans le faciès des schistes vert et la transformation par déformation ductile plano-planaire en présence de la phase fluide.

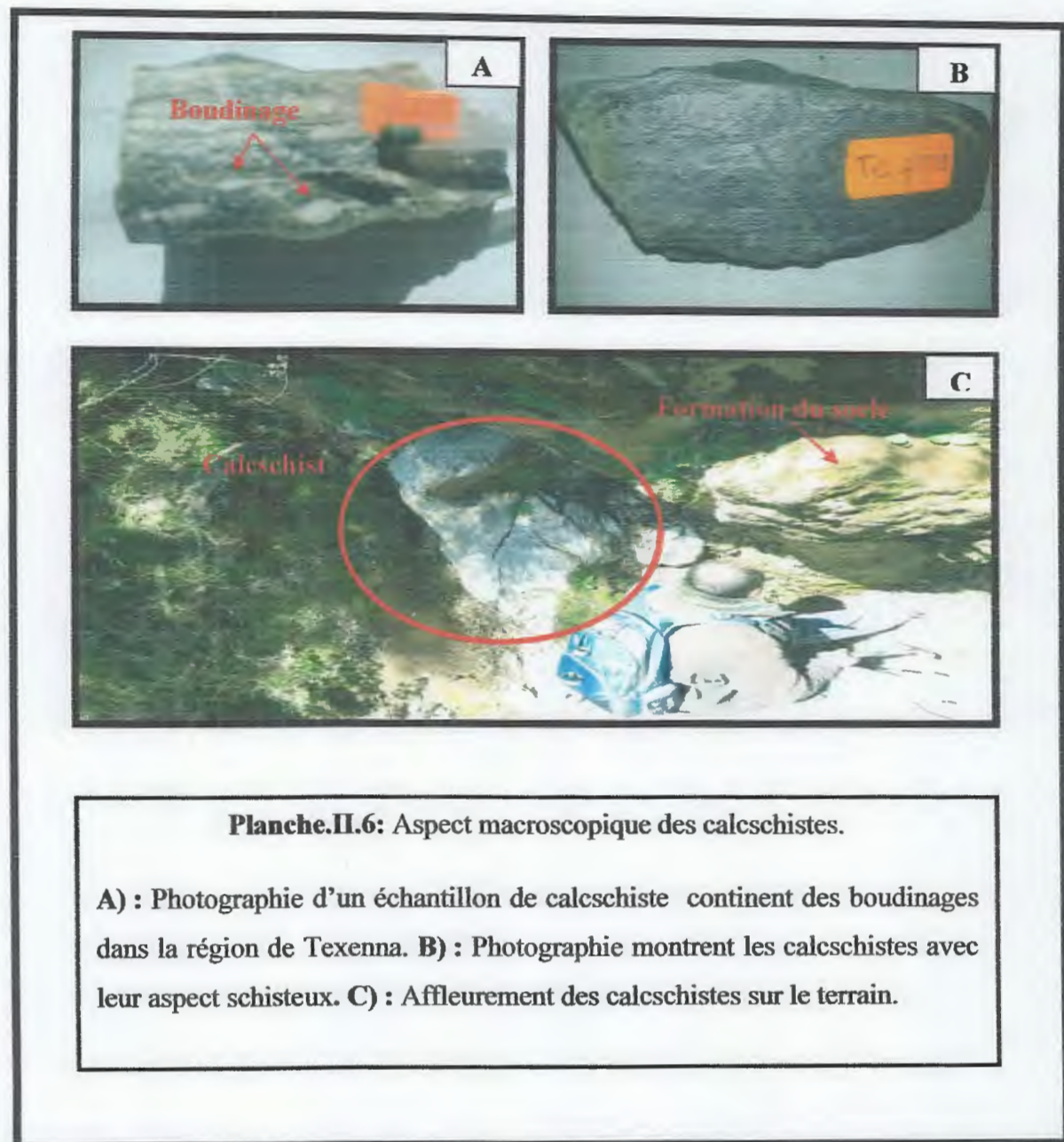
PLANCHE.II.5



II. 2. 2. 4. Les calcschistes

Ils affleurent dans la région de Texenna au niveau de Djebel Sendouah et à Ras Boufrouk, ce sont les formations les plus dominantes du complexe volcano- sédimentaire. Les calcschistes sont de couleur grisâtre s'ils sont à dominance carbonaté et sont de couleur verdâtre s'ils sont à dominance pélitiques. Ces roches sont feuilletées et affectées par une schistosité du faciès schiste vert. L'orientation des plans de schistosité est de l'ordre de N80°. Les calcschistes de Dj. Sendouah sont intercalés par des lentilles décimétriques de grès ressemble à celles d'El Achaïche décrite par (Durand Delga, 1955). (Planche.II.6).

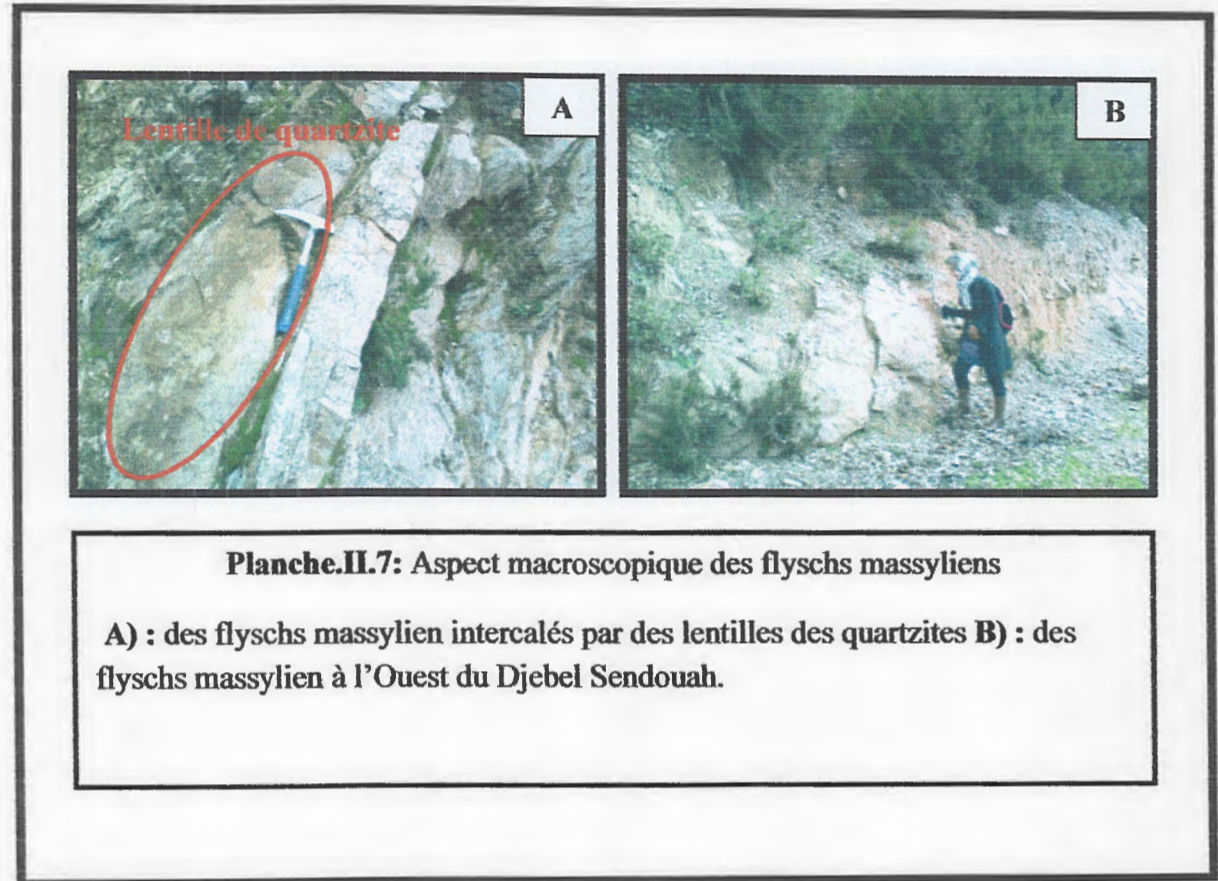
PLANCHE.II.6



II. 2. 3. Les flyschs massyliens

Ils sont caractérisés par une alternance des schistes et des bancs de grés quartzites, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Le flysch massylien se trouve chevauchant par le complexe volcano-sédimentaire ou en contact par faille avec ce dernier.

PLANCHE.II.7



II. 3. Conclusion

L'édifice structural de la région d'étude montre au sud en position structurale inférieure le flysch massylien, par-dessus, le complexe volcano-sédimentaire et enfin le socle kabyle qui les chevauche obliquement. Vers le nord, ces unités sont recouvertes par des Olistostromes (Fig. II.4), (Fig. II.5). Cette déformation qui caractérise les formations de Texenna est liée au fonctionnement du contact tectonique frontal sud Kabyle au cours du télescopage en bloc du socle Kabyle sur la marge thétyssienne africaine.

Le complexe volcano-sédimentaire de Texenna a subi une tectonique syn-métamorphique du faciès schiste vert. Les structures en bande C/S et les décrochements dextres qui jalonnent ce complexe et forme une limite immédiate entre celui-ci et le socle Kabyle sont également des déformations associées à la ligne de dislocation crustale majeure sud Kabyle, témoignent (Andrieux et Djellit, 1989) d'un jeu en décrochement dextre compressif (transpression dextre).

L'histoire tectonique du contact frontal sud Kabyle est encore plus complexe, car elle remonte encore dans le temps depuis l'orogénèse alpine. Cet accident en a effet joué un rôle très important au cours des différentes phases extensives Trias-Jurassique (par décrochements transtensionnels senestres) qui ont conduit à la formation des bassins telliens et les bassins des flyschs et à un amincissement crustal expliquant et justifiant l'injection magmatique basique du complexe volcano sédimentaire (Durand delga et Fontboté, 1980 ; Bouillin 1986). L'ouverture de l'Atlantique Nord, provoque au Tertiaire une inversion tectonique entre le Socle Kabyle et la marge thétyssienne africaine, et a transformé le régime extensif actif durant le Secondaire, en un régime compressif où le contact sud Kabyle est sollicité comme une méga faille.

CHAPITRE III :
ETUDE PETROGRAPHIQUE

III. Etude pétrographique

III.1. Etude microscopique des roches

Ce chapitre présente une étude pétrographique effectuée grâce à des moyens d'observation microscopiques des différentes lithologies constituant la zone d'étude, formées essentiellement de roches volcano-sédimentaires associées aux roches du socle cristallophyllien.

Nous avons traité une trentaine de roches pour examiner les roches du socle, Kinzigite et aplites à grenat et les roches volcano-sédimentaires ; lherzolite, serpentinite, gabbro et calcschiste.

III.1. 1. Kinzigite

La Kinzigite du complexe volcano-sédimentaire porte un tissu à texture porphyroblastique à granoléoblastique. L'association minéralogique à : Biotite + Grenat + Quartz + Plagioclase ± Disthène ± Cordièrite ± zircon, témoigne de la haute température de la genèse de ces roches dans le faciès des granulites.

III.1. 1.1. Les minéraux essentiels

A). Biotite

C'est le principal minéral constituant de la trame (50%), il apparaît en longue lamelle ou bien sous forme de faisceau de lamelles souvent allongées et rallongées les uns avec les autres, de taille généralement constant. Dans nos échantillons la biotite montre une forte proportion en fer et apparaît en couleur rouge brique. Certains individus de la biotite sont chloritisés.

B). Plagioclase

Les plagioclases présentent des morphologies sub-automorphes à automorphes de forme rectangulaire. Ce minéral est le seul feldspath ou presque qui constitue la roche, il se trouve tantôt en petite taille de 0,9mm soulignant la schistosité et tantôt en grandes plages de 3 mm associés aux quartz pour former le résidu d'anatexie. Les plagioclases sont parfois altérés en damourite et d'autre fois portent du zircon et du quartz en inclusion. La proportion des plagioclases est environ 25%.

C). Quartz

Ce minéral est peu abondant environ 15% de la roche et se présente sous plusieurs aspects, soit en phénocristaux xénomorphes de taille allant jusqu'à 6 mm associés aux feldspaths, soit en petite taille disséminé dans la roche ou encore en inclusion dans les grenats et les feldspaths sous forme de gouttelettes. Les porphyres cristaux de quartz conservent mal la foliation et forment les premiers cristaux fondus de la migmatite de la roche. Les deuxièmes de petite taille soulignent parfaitement la foliation de la roche.

III. 1. 1. 2. Les minéraux accessoires

A). Grenat

Il est commun dans les kinzigites de la région d'étude, coloré en rouge-rose, il est de taille variable, abondant localement jusqu'à 15% du volume totale de la roche. Au microscope, le grenat dans nos échantillon apparaît sous sa forme habituelle sub-arrondie à arrondie de moyens à grands cristaux de taille comprise entre 1 à 3mm. Ces grenats montrent une ultime relation à la biotite, qui se développe soit le long des craquelures, soit envahis totalement les grenats de la périphérie vers le centre.

B). Cordiérite

La cordiérite apparaît en grandes plages à contours irréguliers tardivement pseudomorphosées par de la pinnite à macles polysynthétiques typiques de la cordiérite qui s'enfoncent en coins. Ce minéral représente une proportion de 12% de la roche et apparaît sous forme de cristaux xénomorphes de taille comprise entre 0,7 mm à 1mm. Ces cordiérites apparaissent avec macle ces cristaux comporte des inclusions des cristaux de la biotite.

C). Disthène

Le disthène est dans tous les cas, antérieur aux autres formes des silicates d'alumine et appartient très vraisemblablement à la plus ancienne paragenèse observable, il se présente en grands cristaux sains à deux plans de clivage sub-orthogonaux, sous forme des cristaux prismatiques allongés. Les cristaux de disthène sont de taille d'environ 1mm et d'une proportion d'environ 8%. La destruction du disthène par altération au profit de la formation de la pinnite est surtout observable le long de ces clivages.

D). zircon

Il se représente sous forme des petits grains allongés de différente taille comprise entre 0,2 mm à 0,5 mm, à forte biréfringence et un relief très fort caractéristique. Le zircon est souvent inclus dans les plagioclases.

III. 1. 1. 3. Les minéraux d'altération

A).chlorite

En forme généralement de faisceau de couleur verte, parfois vert-rouge brique, conséquence de leur contenu en fer. La chlorite est très rare dans la roche, et apparait toujours associée à la biotite son minéral primaire.

PLANCHE.III.1

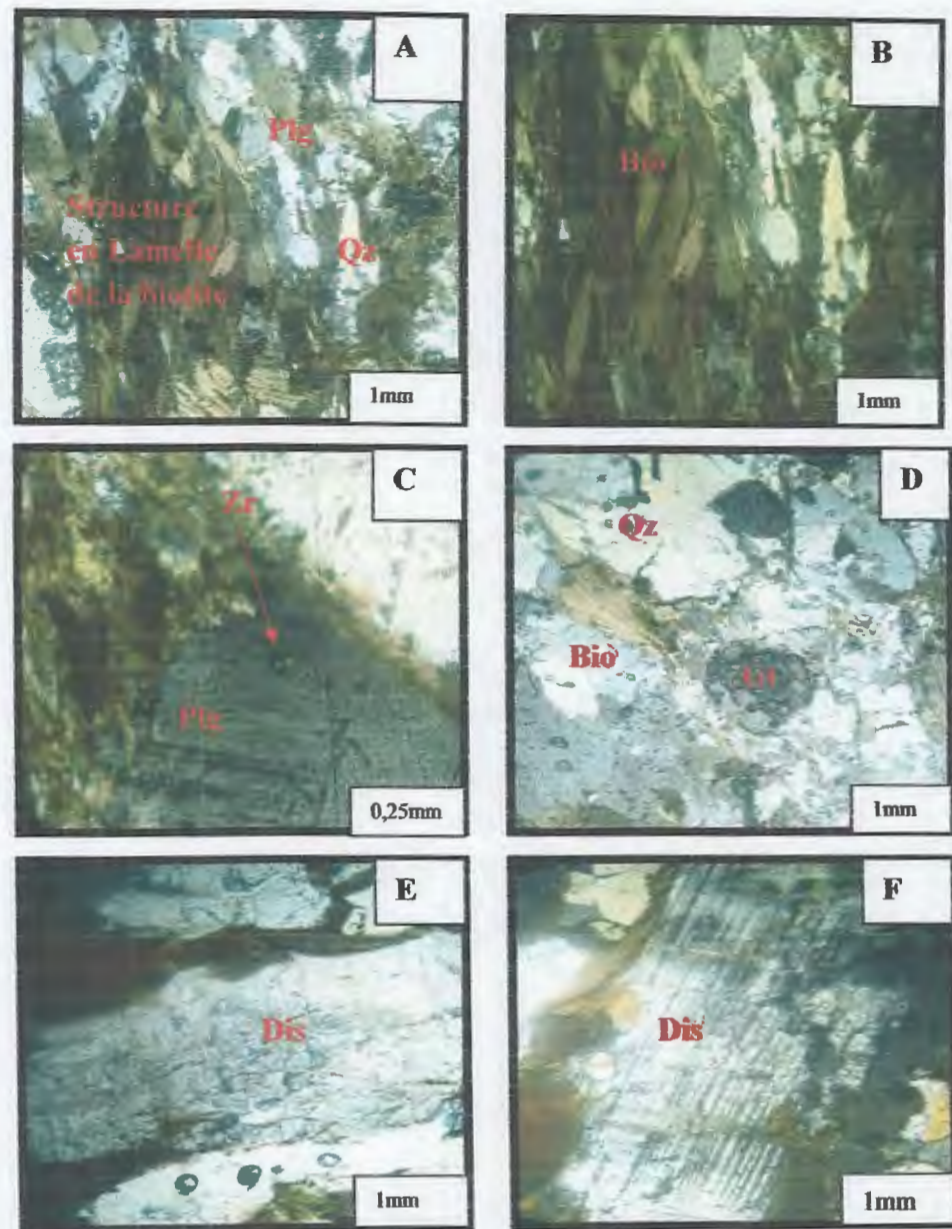


Planche .III.1: Aspect microscopique de la Kinzigite

- A) : Relation texturale entre minéraux des kinzigites (LPA. G x 5).
- B) : Biotite, illustration de la structure l'épidoblastique des Kinzigite. (LPA.G x 5).
- C) : Zircon inclut dans le plagioclase (LPA.G x20).
- D) : Grenat, Quartz et Biotite (LPNA.G x 5).
- E) : Disthène (LPNA .G x5).F) : Disthène (LPA.G x5).

PLANCHE.III.2

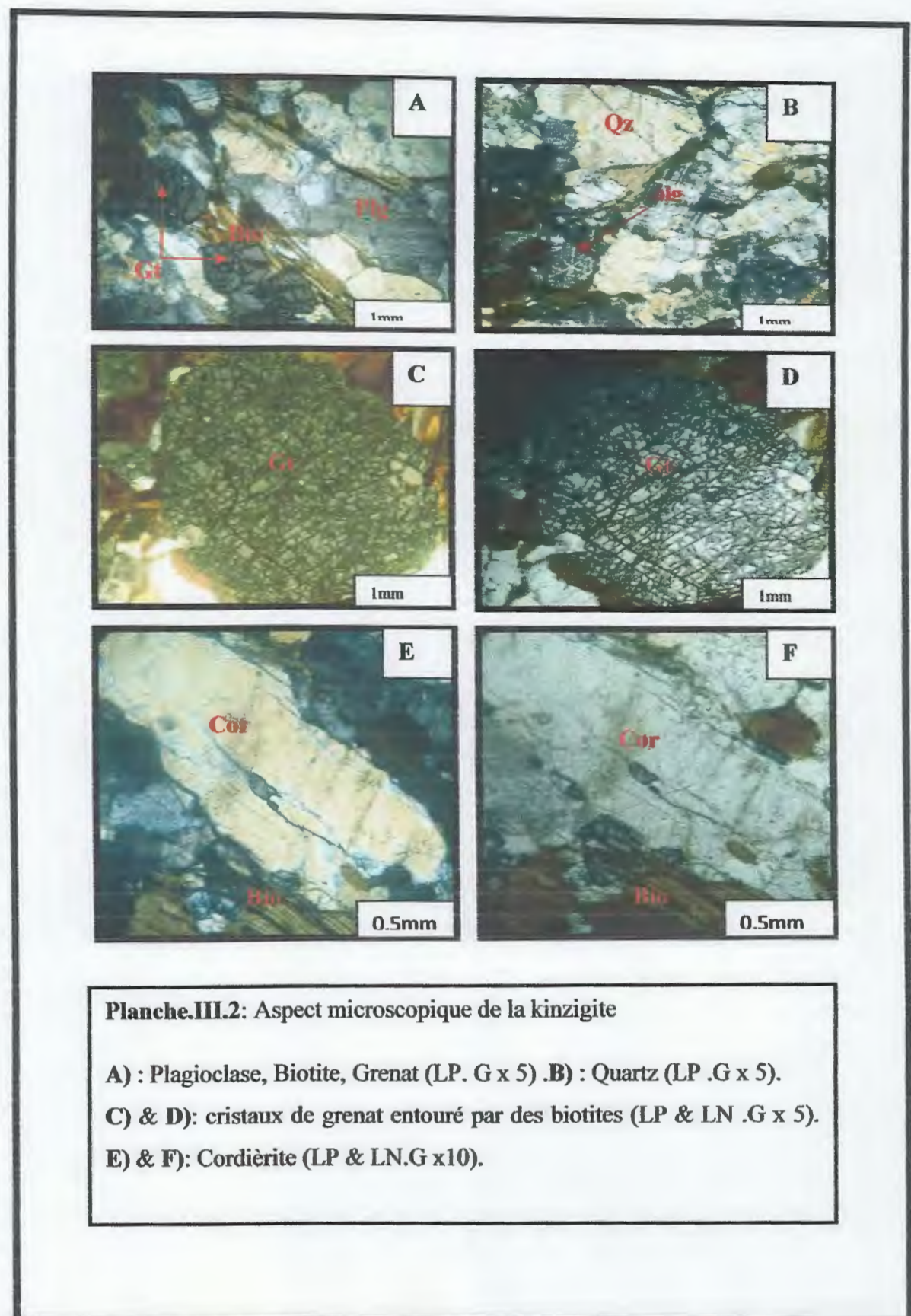


Planche.III.2: Aspect microscopique de la kinzigite

- A) : Plagioclase, Biotite, Grenat (LP. G x 5) .B) : Quartz (LP .G x 5).
 C) & D): cristaux de grenat entouré par des biotites (LP & LN .G x 5).
 E) & F): Cordièrite (LP & LN.G x10).

III.1. 2. Aplite à grenat

L'aplite à grenat est une roche de couleur blanchâtre de texture grenue, cette roche est formée généralement des grains de moyenne taille, riche en grenat. Elle contient comme minéraux essentielles : quartz, plagioclase, microcline et orthose, Les minéraux accessoires sont grenat et zircon et les minéraux d'altération sont représentés par des chlorites.

III.1. 2.1. Les minéraux essentiels

A). Quartz

C'est un minéral essentiel dans la composition des Aplites, il apparait en grains de morphologie xénomorphe et se distingue par la présence d'extinctions roulantes (ou onduleuses). Les sections de quartz sont de petite taille équidimensionnelles d'environ 2mm. Ce minéral est de l'ordre de 35% de la roche.

B). Plagioclase

Les Plagioclases présentent une morphologie automorphe à sub-automorphe de forme en baguettes avec des macles polysynthétiques typiques. Du fait de ces différents habitus, la taille des plagioclases varient au sein des échantillons mais également entre les échantillons avec des valeurs comprises entre 0,8 mm et 4 .16 mm. Les lattes de plagioclase forment une grande partie de cette roche donc il est dominant dans cette roche, les sections de plagioclase possèdent parfois des inclusions de petits cristaux du zircon.

C). Microcline

C'est une variété de feldspath potassique, le microcline apparaît toujours d'une morphologie de section sub-automorphe à automorphe, il possède des grains de moyenne taille, avec une macle à quadrillage caractéristique, Dans cette roche, ce minéral représente environ 10 % du volume de la roche.

D). Orthose

Il se représente sous forme des cristaux sub-automorphes à automorphes de taille généralement millimétrique mais ils varient beaucoup d'un minéral à autre et d'un échantillon à autre. Ce minérale est caractérisé par la macle de Carlsbad, abondant de 5% du volume totale la roche.

III.1. 2. 2. Les minéraux accessoires

A).Grenat

Les observations sur terrain et des lames minces de ces grenats, indiquent qu'ils se présentent soit en forte proportion (30%) du volume totale de la roche avec des sections larges de 1 cm, soit en petites sections (2mm) et un pourcentage minime (8%). Cette différence de taille et de pourcentage de façon brusque désigne qu'une zonalité a affecté cette roche dûs à des transformations hydrothermales possibles.

B).Zircon

Le zircon se présente toujours en petits cristaux aciculaires de forme ovoïdes ou plus ou moins allongés reconnu par sa biréfringence élevée et son relief extrêmement fort. Ces cristaux sont de taille comprise entre 0.08mm et 0.8mm. Les sections de zircon sont incluses dans les plagioclases.

III.1. 2. 3. Les minéraux d'altération

A).Chlorite

La chlorite sont toujours associée à des cristaux de grenat, ils sont distribuée au tour du ces grenat, Elle est observés généralement avec une forme sub-automorphe en plage allongés et d'une couleur jaune verdâtre en lumière LPNA avec la présence d'un clivage parfait d'un seul plan, elle est possède un structure plus ou moins ondulée suivant le clivage.

PLANCHE.III. 3

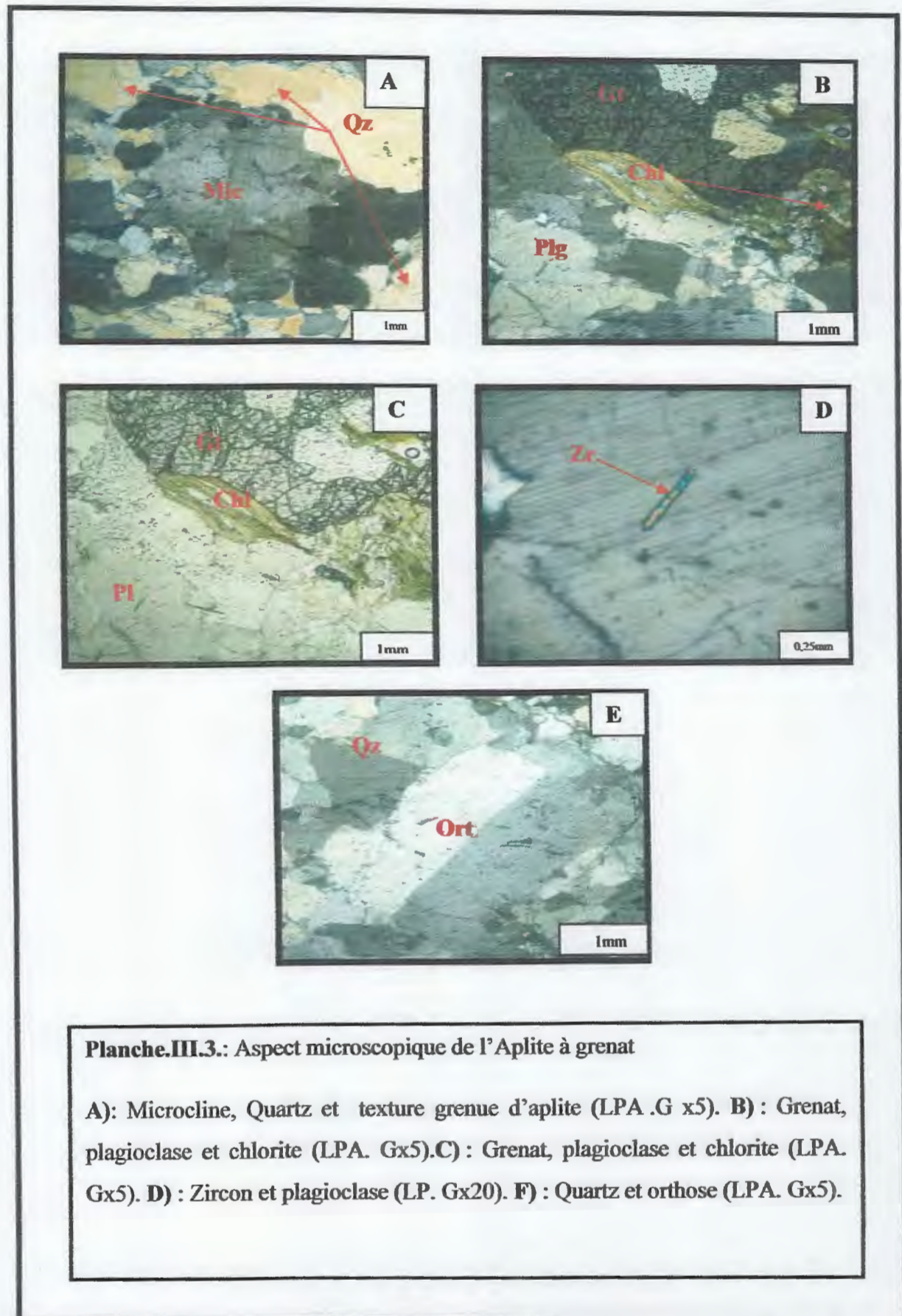


Planche.III.3.: Aspect microscopique de l'Aplite à grenat

A): Microcline, Quartz et texture grenue d'aplite (LPA.G x5). B) : Grenat, plagioclase et chlorite (LPA. Gx5).C) : Grenat, plagioclase et chlorite (LPA. Gx5). D) : Zircon et plagioclase (LP. Gx20). F) : Quartz et orthose (LPA. Gx5).

III.1. 3. Lherzolite

Ces roches sont constituées majoritairement d'olivine et de pyroxènes. Dans la région de Texenna ces roches sont de couleur noirâtre à vert olive très foncé, holomélanocrate. Les Lherzolites de la région d'étude sont parfois serpentines et ont une texture porphyroclastique à schistosité épizonale du faciès schiste vert.

III.1. 3. 1. Les minéraux essentiels

A). olivine

Lorsque l'olivine se présente elle apparaît le plus souvent en cristaux xénomorphes parfois sub-automorphes en position interstitielle entre les minéraux. L'olivine s'organise le plus souvent en cristaux ou en amas disséminés dans la roche. La taille des grains d'olivine est généralement variable au sein d'un même échantillon et varie beaucoup d'un échantillon à l'autre avec des valeurs allant de 1mm à 2,5 mm, elle est caractérisée par des craquelures, souvent entourée par des pyroxènes et parfois par des amphiboles, et parfois elle se trouve altérée en serpentine.

B). Clinopyroxène

Le Clinopyroxène est toujours présent dans les lherzolites échantillonnées mais il présente différents habitus. Généralement il montre des cristaux sub-automorphes à automorphes, et d'un clivage de deux plans orthogonaux caractéristiques. Des cristaux sont de taille d'environ 2 mm. Lorsque le degré d'altération est faible, ces pyroxènes se transforment en amphiboles secondaires (souvent actinote/trémolite) qui se développent soit aux bordures, soit le long des clivages des pyroxènes. Lorsque le degré d'altération est accentué, on observe des sections de chlorite.

C). Orthopyroxène

Ce minéral s'observe sous différents habitus et montre une morphologie sub-automorphe à xénomorphe tout comme les Clinopyroxènes. On les observe généralement au contact des Clinopyroxènes soit en fines bordures, soit en petits cristaux interstitiels ou englobant les Clinopyroxènes et les Plagioclases. Ils sont généralement de petites tailles comprises entre 1 mm et 2mm.

III.1. 3. 2. Les minéraux d'altérations

A). Amphibole

Ces cristaux sont en forme losangique parfois sub-automorphe et possèdent deux plans de clivage losangique, parfois on trouve ces cristaux colorés en vert ou brun. Les amphiboles sont en position interstitielle entre les autres minéraux. La taille de ces cristaux est comprise entre 0,84 mm et 2,8mm. Les amphiboles sont peu abondantes par rapport aux pyroxènes.

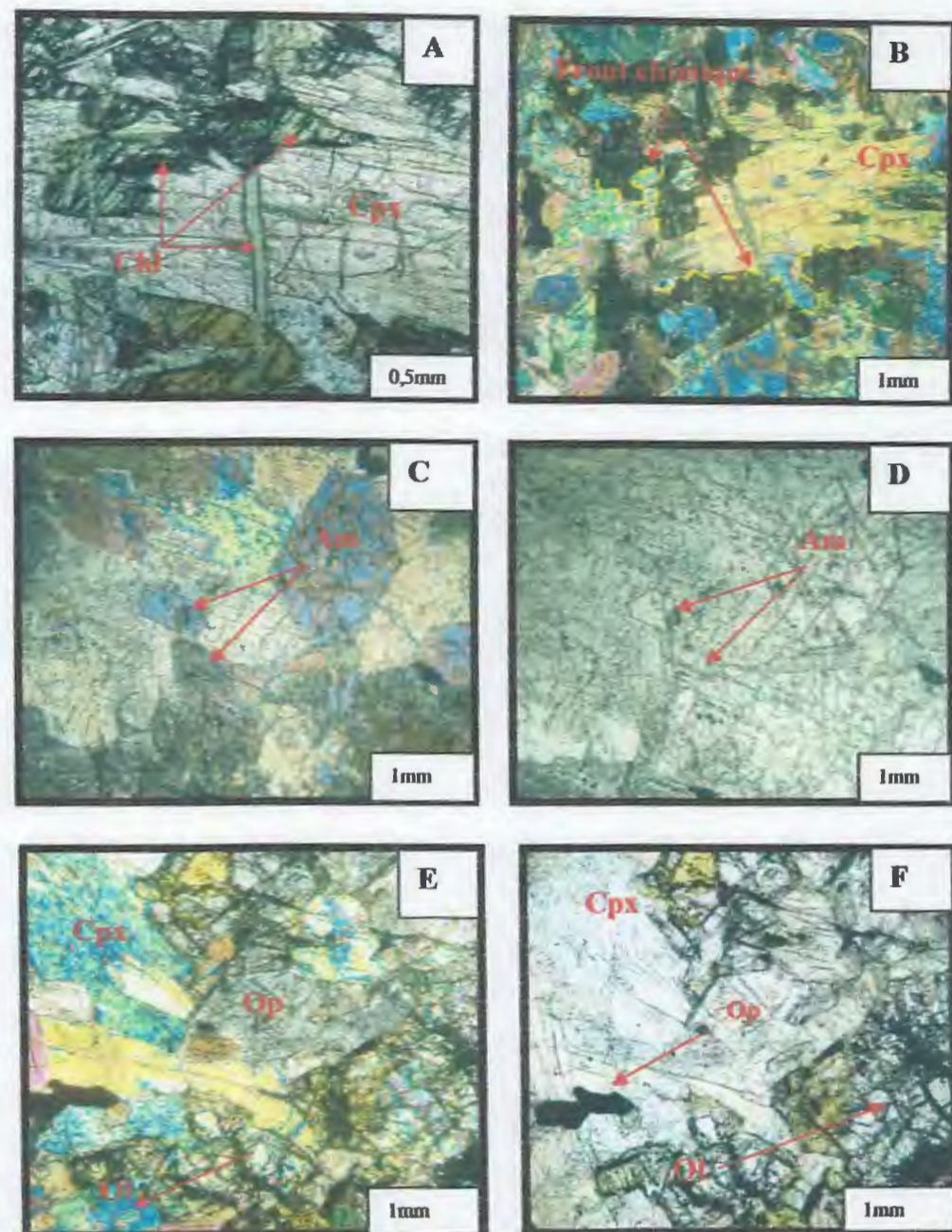
B). Chlorite

Elle apparait sous forme de lamelles flexibles de couleur verte à jaune verdâtre. Ces chlorites sont le résultat de l'altération de divers minéraux qui sont les pyroxènes, les amphiboles et les olivines. La chlorite est peu abondante, parfois elle admit des accumulations d'oxydes de fer.

C) .Les minéraux opaques

La Lherzolite est riche en minéraux opaques sous forme de petits grains xénomorphes disséminés, de taille environ 1,5 mm. Ces opaques notamment la magnétite, trace avec soin les plans de schistosité de lherzolite.

PLANCHE.III. 4

**Planche. III.4.:** Aspect microscopique de lherzolite

A) : Clinopyroxène et chlorite remplit une veinule (LPA.G x10). **B)** : Section du Clinopyroxène avec front chimique (LPA. G x 5). **C)** : section d'amphibole (LPA. G x 5). **D)** : section d'amphibole (LPNA. G x 5). **E)** : Chlorite, Olivine, Clinopyroxène (LPA. G x5). **F)** : Des sections des Clinopyroxènes et des olivines et de minéralisation sous formes des opaque

PLANCHE.III.5

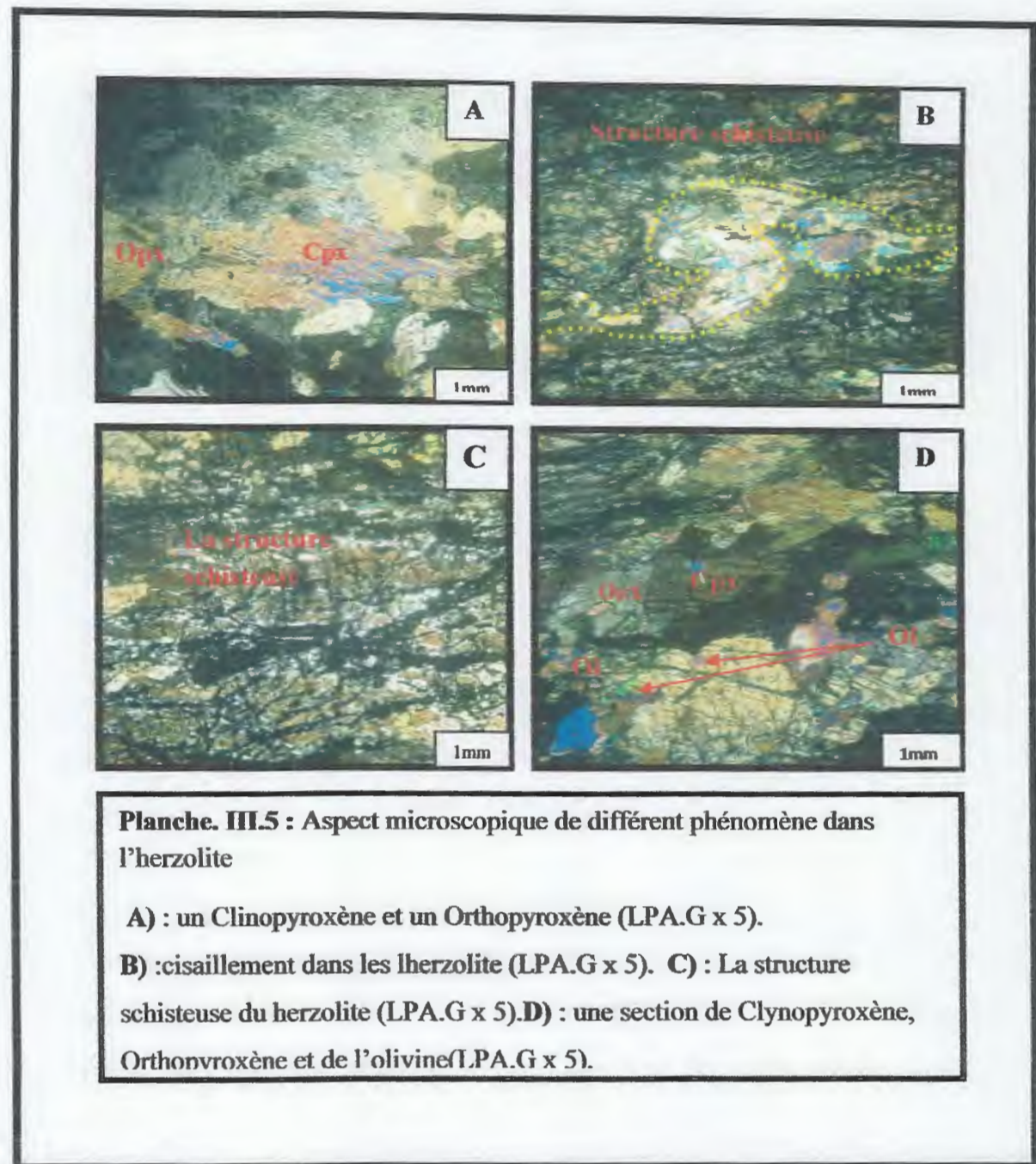


Planche. III.5 : Aspect microscopique de différent phénomène dans l'herzolite

A) : un Clinopyroxène et un Orthopyroxène (LPA.G x 5).

B) : cisaillement dans les lherzolite (LPA.G x 5). **C)** : La structure

schisteuse du herzolite (LPA.G x 5). **D)** : une section de Clynopyroxène, Orthonvroxène et de l'olivine(LPA.G x 5).

III.1. 4. Les serpentinites

Elle sont constituées essentiellement d'antigorite et de Chrysolite, la minéralisation apparait sous forme d'opakes.

III.1. 4.1. Les minéraux essentiels

A).Antigorite

L'antigorite est la variété de serpentine la plus abondante. Plus 2/3 des roches examinées sont formé d'antigorite. Se représente sous forme de grandes sections et apparaissent avec un aspect typique composé d'une matrice noire à texture maillée.

B) : Chrysotile

Le Chrysotile forme la variété de la serpentine qui se présente généralement sous une forme de petites veinules millimétriques, voire localement centimétriques portant un aspect soyeux ou fibreux caractéristique. Le Chrysotile se présente en faible biréfringence, il recoupe souvent l'antigorite, en montrant parfois des structures sigmoïdes.

C).Le pyroxène

Les pyroxènes dans ces roches restent primaires, ils s'observent principalement en petits cristaux sous forme xénomorphe, avec un clivage orthogonal parfait. Ils sont de taille d' environ de 1mm. Ces pyroxènes sont toujours en contact avec les minéraux de serpentine.

Les pyroxènes portent en inclusion des minéraux accessoires qui sont le Sphène et le Zircon.

III.1. 4.2. Les minéraux accessoires

A). Sphène

Il se présente en petits cristaux de forme sub-automorphe en "chapeau de gendarme", avec une teinte rose, de réfringence assez forte. Le sphène est développé le long de clivages des pyroxènes.

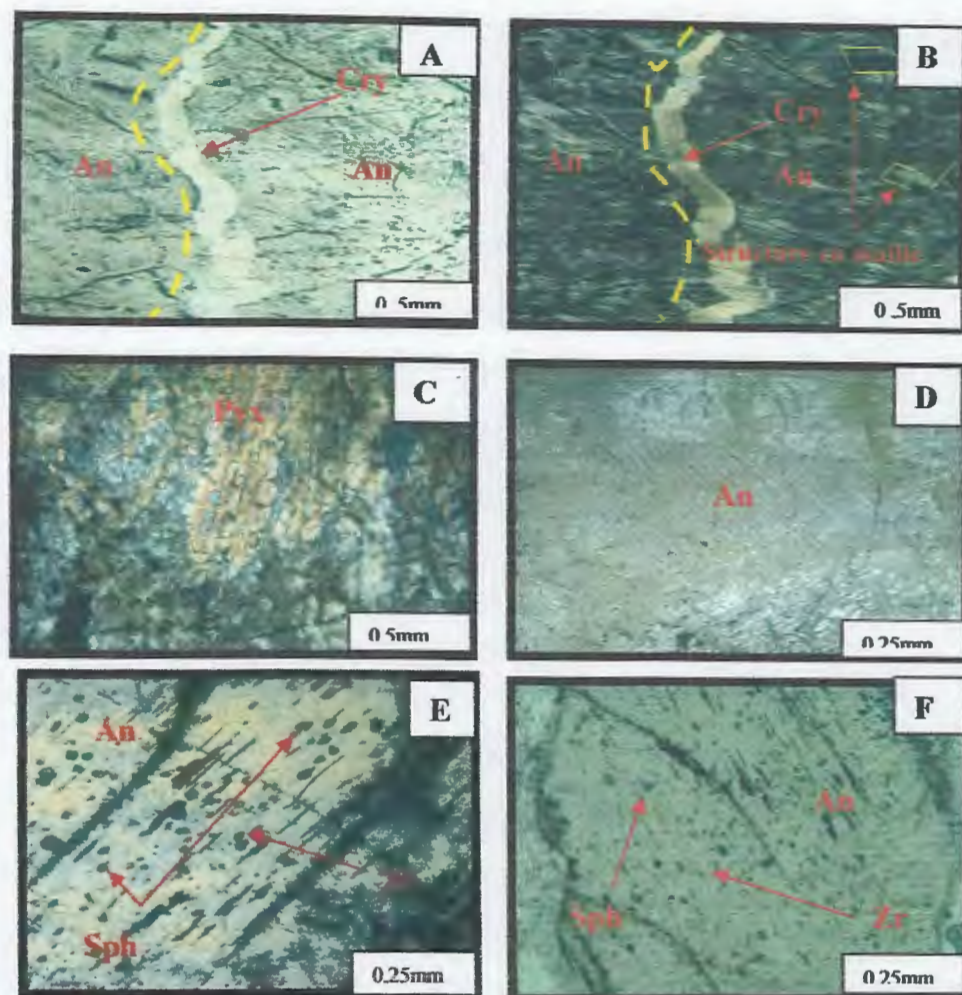
B). Zircon

Il apparait en petits cristaux de morphologie sub-automorphes de taille d'environ 0,3 mm à 0,5mm caractérisés par leur réfringence et biréfringence très fortes.

C). Les minéraux opaques

Les opaques sont observés en deux morphologies xénomorphe et automorphe. Ils sont souvent disséminé dans la roche, parfois allongés le long des craquelures de l'olivine. La taille de ces opaques est comprise entre 0,6mm et 2,8mm.

PLANCHE.III.6

**Planche . III.6: Aspect microscopique des Serpentinites**

A): Chrysotile de forme sigmoïde recoupe l'Antigorite, (LPNA .G x10).
B): Antigorite à structure en maille, Crysoïle (LPA. Gx10).
C): Pyroxène (LPNA. Gx10).
D): Antigorite (LPA. Gx20).
E): Cristaux de la Sphéne et de Zircon inclu dans l'antigorite (LPA. Gx20). **F):** Cristaux de la Sphéne et Zircon inclu dans l'antigorite (LPNA. G x20).

III.1. 5. Le gabbro

Ce sont des roches magmatiques de couleur noirâtre, mélanocrates, montrent une minéralogie essentielle à pyroxène, plagioclase, des minéraux d'altération défini par l'amphibole, l'épidote, la damourite, et la chlorite. Cette association minéralogique forme un tissu à texture grenue de taille de grain généralement millimétrique.

III.1. 5.1. Les minéraux essentiels

A) . Pyroxène

Il est abondant, il représente une proportion presque de 45 % du contenu de la lame mince. Les sections de pyroxène n'ont pas une forme régulière de dimension moyenne et presque constante comprise entre 1, 2 à 4mm.

Les pyroxènes au contact des plagioclases présentent des fronts chimiques nets marqueurs d'une transformation au profit de la formation des ouralites.

B). Plagioclase

Les plagioclases sont abondants et forment 30% de la roche. Lorsqu'ils sont présents, ils apparaissent le plus souvent en cristaux sub-automorphes à automorphes, de forme rectangulaire en position interstitielle entre les pyroxènes. Ces plagioclases sont caractérisés par des macles polysynthétiques nettes. La taille des grains est comprise entre 2,8 mm et 0,56mm.

En présence d'une phase hydrothermale, certains plagioclases rentrent en déséquilibre chimique devant les pyroxènes pour former l'ouralite. Parfois, les plagioclases sont altérés en aiguilles de damourite.

III.1.5.2. Les minéraux d'altération

A). Amphiboles

Sont représentés par des hornblendes brunes ou par l'ouralite. Les hornblendes brunes constituent avec le pyroxène et le plagioclase la paragenèse essentielle de la roche. Quant aux ouralites, leur cristaux sont peu abondance, elle forment le résultat de l'altération hydrothermale des pyroxènes et plagioclases. La taille des amphiboles est d'environ 2 mm,

B). Damourite

La damourite est le produit de l'altération du plagioclase par phénomène de damouritisation, elle se représente en très fines paillettes ou bien sous forme des prismes allongé sub-automorphes.

C). Epidote

Elle se présente en plages xénomorphes, de taille plus ou moins petite et constante, elle se manifeste en section de teinte de polarisation vive et variée donnant un aspect d'un "manteau d'arlequin". L'épidote est généralement juxtaposée aux plagioclases et pyroxènes.

D) .Chlorite

La Chlorite est souvent issu de l'altération des pyroxènes. Elle se présente sous forme de cristaux de taille d'environ 1mm.

E) .Minéraux opaques

Ils se représentent sous forme de cristaux cubiques et parfois rectangulaires disséminés sur toute la plage de la lame mince, ces cristaux sont généralement de taille de quelques millimètres.

PLANCHE .III .7

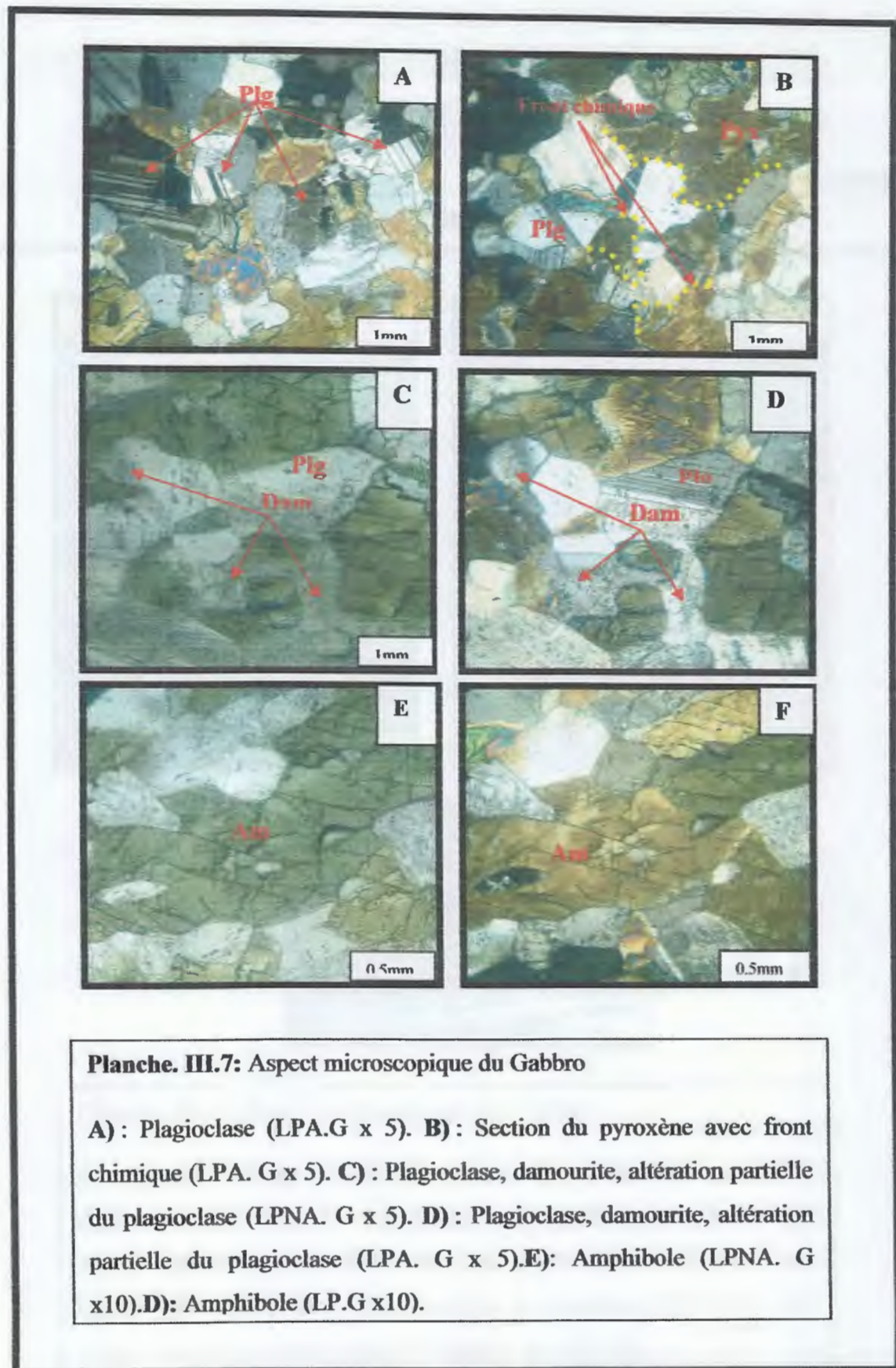


Planche. III.7: Aspect microscopique du Gabbro

A) : Plagioclase (LPA.G x 5). **B)** : Section du pyroxène avec front chimique (LPA. G x 5). **C)** : Plagioclase, damourite, altération partielle du plagioclase (LPNA. G x 5). **D)** : Plagioclase, damourite, altération partielle du plagioclase (LPA. G x 5). **E)**: Amphibole (LPNA. G x10). **F)**: Amphibole (LP.G x10).

III.1. 6. Les calcschistes

Les calcschistes sont formés essentiellement de la calcite et du quartz, de texture granoblastique.

A) Calcite

Elle est caractérisée par des teintes typiques blanche-grisâtres et des irisations multicolores (rose et verte) mais toujours de nuances délavées. La calcite apparait avec une forme sub-automorphe et automorphe, à sections toujours clivées et maclées. La taille de ces cristaux est variable et comprise entre 0,68 mm et 1,6 mm. Toutes ces morphologies peuvent s'observer au sein d'un même échantillon, ce qui reflète un étalement de la cristallisation de la calcite dans le temps.

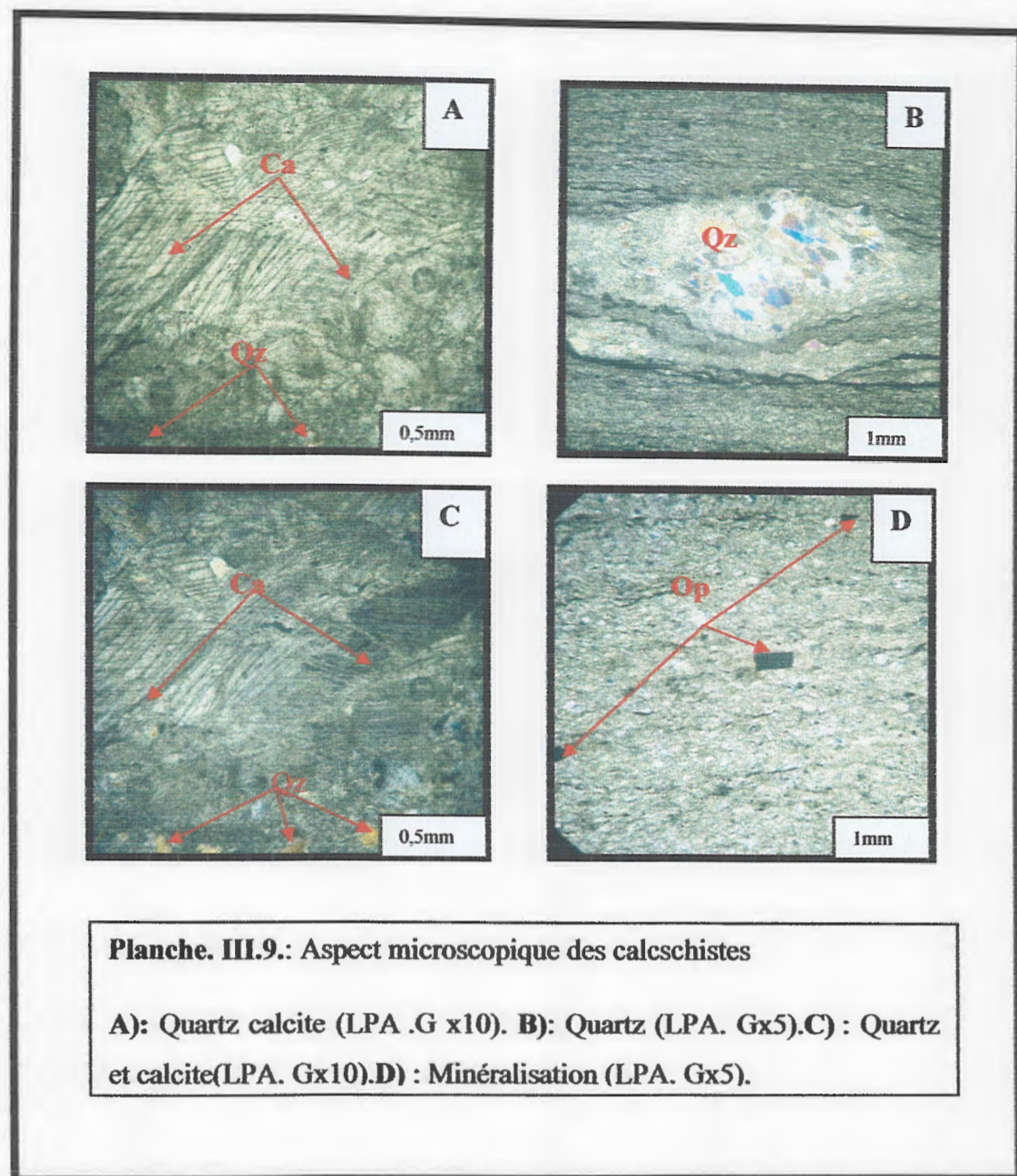
B). Quartz

Le quartz se présente sous forme de cristaux généralement xénomorphes, ou bien sous forme de veinules dans la roche. La taille des grains est comprise entre 0,4 mm à 2 mm

C) .Les minéraux opaques

Ils sont visibles soit en grains automorphes rectangulaires de taille varient de 0,52 mm à 1,2 mm, soit en petits cristaux xénomorphes disséminés.

PLANCHE. III.9

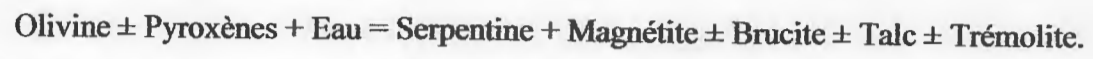
**III.2. L'altération**

Les faciès de la région d'étude sont affectés par une altération hydrothermale d'intensité variant d'une roche à une autre. La variété actuelle de ces roches masque ainsi leurs ressemblances initiales. Cependant plusieurs minéraux sont fréquents dans ces formations : les plagioclases, les pyroxènes, la biotite, et la chlorite. Généralement les changements qu'ils ont subis sont remarquables à l'échelle microscopique.

Les principales altérations rencontrées sont : serpentinitisation, chloritisation, damouritisation, ouralitisation.

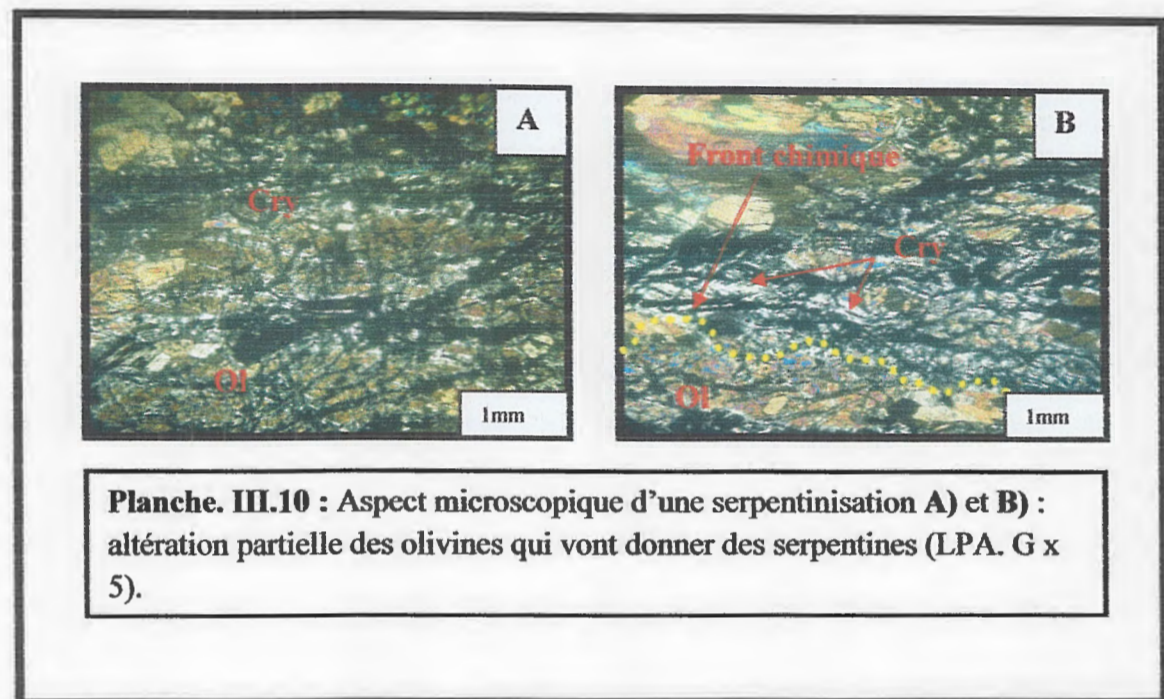
III.2.1.Serpentinisation

L'hydratation des minéraux ferromagnésiens en serpentine entraîne également la formation de minéraux secondaires associés à celle-ci. Compte tenu du fait que la minéralogie des roches ultrabasiqes est relativement constante, l'hydratation de ces dernières donnera des assemblages minéralogiques globalement similaires. La réaction de serpentinisation peut alors être résumée de la manière suivante:



Au Djebel Sendouah, ce phénomène est observé dans les péridotites, elle est généralement représentée par une transformation complète de l'olivine qui a donné de l'antigorite et du chrysotile.

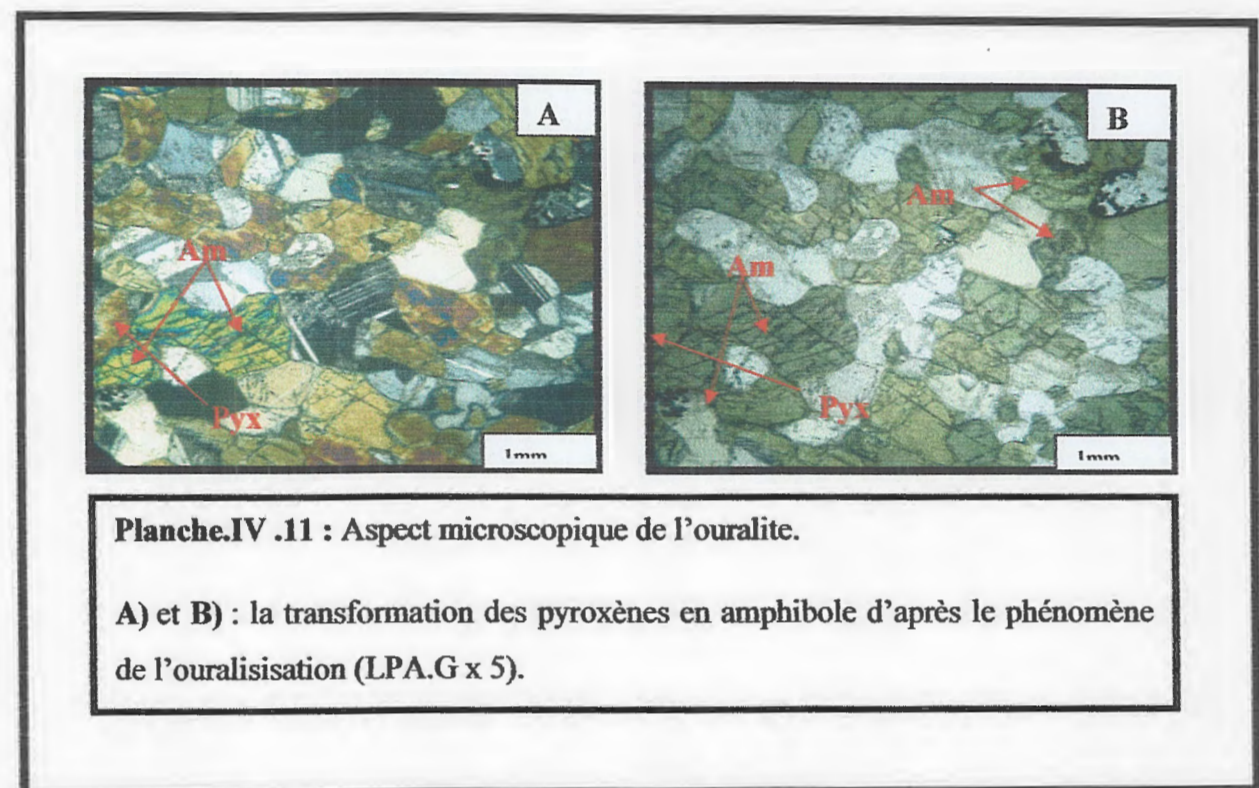
PLANCHE.III.10



III.2.2 .Ouralitisation

Le phénomène de l'ouralitisation a affecté les roches basiques représentées par des gabbros. Il est caractérisé par la transformation des pyroxènes au contact des plagioclases avec l'adjonction des eaux thermales en ouralite de la famille des amphiboles, autrement dit l'ouralite est un mélange d'amphibole vert pale (actinote a hornblende). Les extrémités des prismes d'ouralite sont effilochées et détachent de fines aiguilles dans les minéraux voisins, en particulier dans les feldspaths.

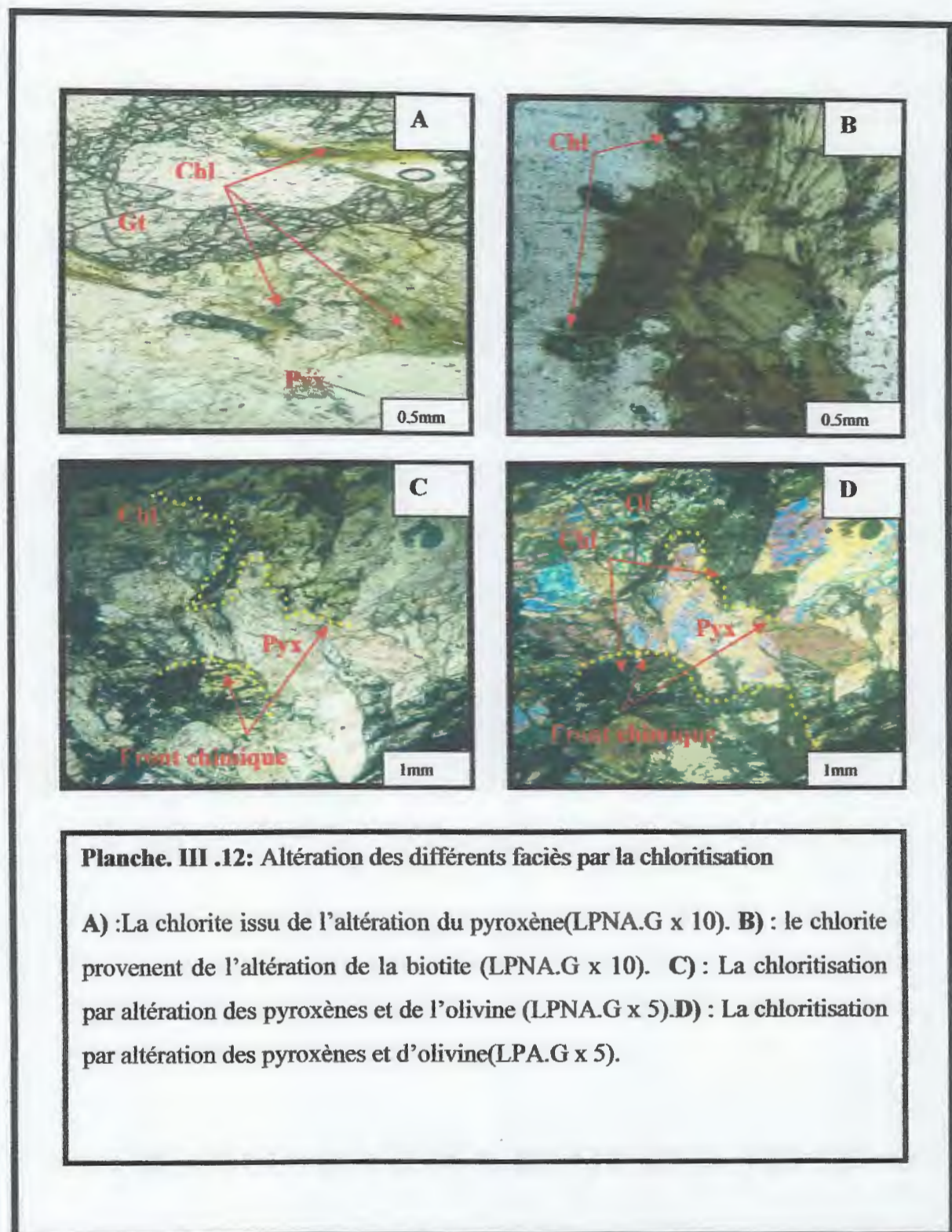
PLANCHE.III.11



III. 2. 3. Chloritisation

Généralement c'est un phénomène de formation de chlorite à partir de divers minéraux, autrement dit c'est un processus de dégradation des roches magmatiques ou métamorphiques au cours duquel il y'a remplacement du potassium (K) par de l'aluminium (Al) chez les micas et libération du (Ca) dans les minéraux ferromagnésiens, au contact de l'oxygène. La chloritisation examinée sur terrain et au microscope est mieux observée dans les Kinzigites et les serpentinites, elle en résulte de la transformation partielle ou totale de la biotite, du pyroxène et de l'amphibole.

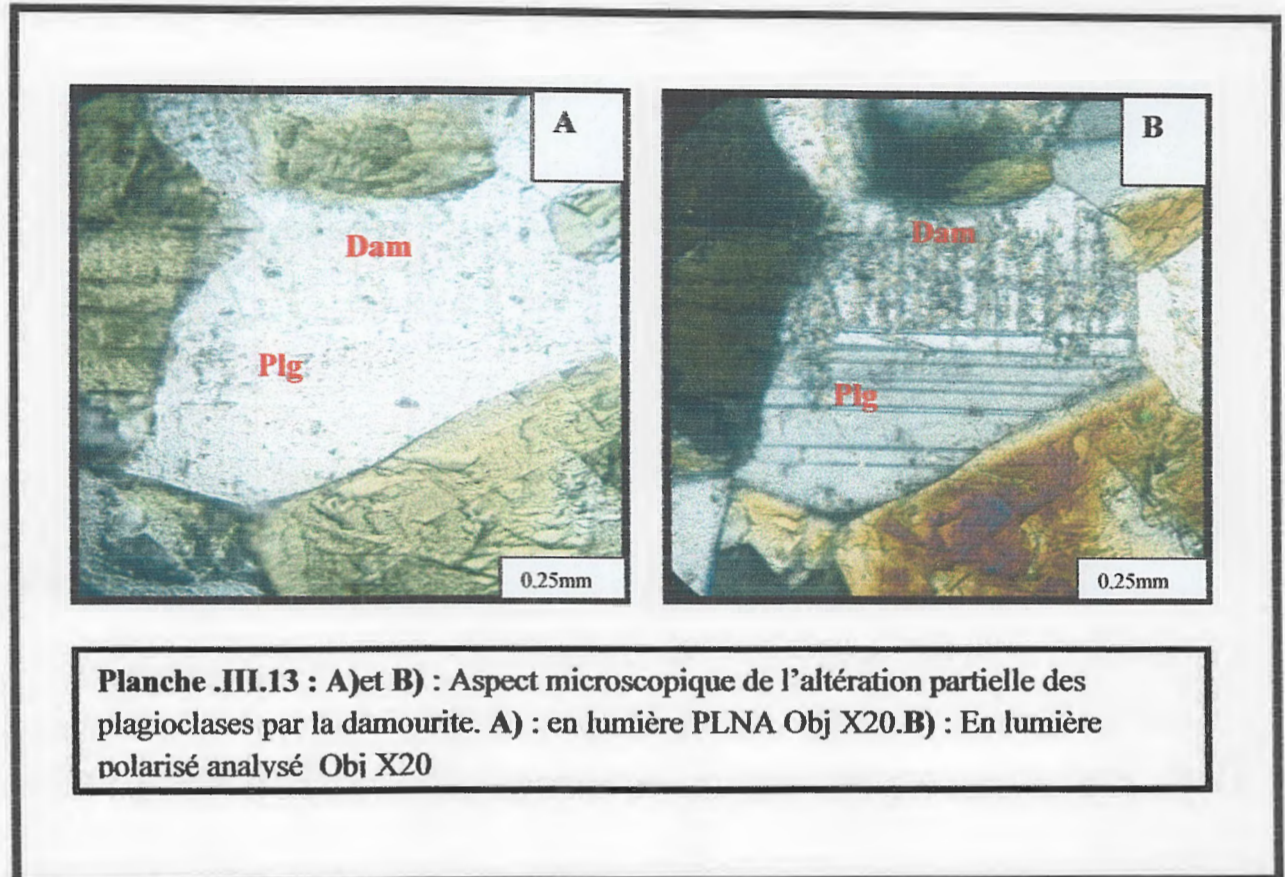
PLANCHE.III.12



III.2.4. Damouritisation

C'est un phénomène qui permet la transformation des plagioclases en damourite, variété du mica blanc hydraté. La damourite est généralement représentée sous forme de paillettes aciculaires, surtout remarquable dans le gabbro.

PLANCHE.III.13



III.3. conclusion

La région étudiée comporte différentes roches, ces roches ont des aspects et des contenus minéralogiques aussi différents d'une roche à l'autre, parfois elles sont affectées par des altérations de leur contenus minéralogiques. Le tableau suivant résume les différentes lithologies de notre secteur d'étude.

Tableau 2.1. Tableau synthèse des observations pétrologique des différentes lithologies du secteur d'étude.

Lithologies	Codage de lame mince	Le contenu minéralogique et texture
Kinzigite	Lame mince N : 14 -18	Biotite+Plagioclase+Quartz±Cordiérite±Disthène±Chlorite±Grenat±Zircon. De texture granolépidoblastique
Aplite à grenat	Lame mince N : 13	Quartz+Plagioclase+Pyroxène+Microcline+Ortthose ±Chlorite±Grenat±Zircon. De texture grenue
Lherzolite	Lame mince N : 21 -20 - P295	Olivine+Clynopyroxène+Orthopyroxène±Amphibole ±Chlorite±Minéraux Opaques. De texture porphyroblastique.
Serpentine	Lame mince N : 1- 2- 24- 5- 3- 4- 17	Crysotile+Antigorite+Pyroxène±Sphène±Zircon±Minéraux Opaque. De texture grenue
Gabbro	Lame mince N : 8- 15	Pyroxène+Plagioclase+Amphibole±Damourite±Epidote± Chlorite± Minéraux Opaques. De texture grenue
Calcschiste	Lame mince N : 11- P322-9-23	Calcite+Quartz± Minéraux Opaques. De texture grenue

IV. Conclusion générale

Les formations géologiques de la région d'étude à Texenna font partie de la Petite Kabyle de Jijel. Elles sont représentées par l'association des kinzigites et le complexe volcano-sédimentaire formé des calcschistes et de roches mantelliques de Lherzolite de serpentinite et de gabbro.

Cette association traduit le collage pendant le Tertiaire par la flexure frontale sud-kabyle, du socle provient du nord et l'unité infra-kabyle du complexe volcano-sédimentaire situées immédiatement au sud.

Les kinzigites sont affectées par un métamorphisme polyphasé S1 N110 et S2 N10, son contact frontal avec le complexe volcano-sédimentaire est toujours matérialisé par des décrochements transpressifs crustaux dextres et syn-métamorphiques de direction N-S dominante. Ces mêmes accidents affectent le complexe volcano-sédimentaire et sont bien observés au niveau de l'affleurement en forme de « S » des serpentinites du Sendouah, d'où le nom bande C/S.

En lames minces les déformations syn-métamorphiques du faciès schiste vert affectant ce complexe sont représentées par la schistosité des calcschistes, par l'association olivine-serpentine de basse température et par la texture propyroclastique de basse température, de la lhezolite.

L'altération hydrothermale des roches basiques et ultra basiques est représentée par une serpentinitisation puis une chloritisation, une ouralitisation et une damouritisation.

La paragenèse des formations du Sendouah est la suivante :

1) Socle

Kinzigite = Biotite + Plagioclase + Quartz ± Le grenat ± La cordiérite ± Disthène ± La chlorite ± Le zircon

Aplite à grenat = Quartz + Plagioclase + Microcline + Orthose ± Pyroxène ± Grenat ± Zircon

2) Complexe volcano sédimentaire

Lherzolite = Olivine + Clinopyroxène + Orthopyroxène ± Amphibole ± Chlorite

Serpentinite = chrysotile + antigorite ± pyroxène ± zircon ± sphène

Gabbros = pyroxène + Plagioclases ± Amphibole ± La damourite ± Chlorite ± Epidote

Calcschistes = Quartz + Calcite

La région de Texenna appartient à la partie occidentale du massif de Petite Kabylie qui fait partie intégrante des Maghrébines qui sont formées essentiellement par des formations du socle kabyle (gneiss, calcschiste) et les formations des flyschs.

La plus part des roches magmatiques du Sendouah sont des roches ultrabasiques et basiques de textures différentes. Elles s'agissent, l'herzolite, serpentinite, gabbro, aplite à grenat et l'autre sont des roches épi-métamorphiques et métamorphiques (les calcschistes, les Kinzigite).

L'étude des roches, basée sur une approche à la fois pétrologique, géochimique et minéralogique, montre que celle-ci a été affectée tout au long de son évolution par de multiples processus magmatiques, métamorphiques et d'altérations hydrothermales.

Référence bibliographique

- Andrieux, J. et Djellit, H. (1989):** Structure de la Petite Kabylie occidentale (Algérie)
- Bellon, H., (1976) :** Série magmatiques néogène et quaternaire du pourtour de la méditerranée.
- Boufatouha, Y. (2005) :** *Les grands traits géologiques de la région de Jijel. Univ. Jijel (inédit).Algérie.*
- Boufatouha, Y., (2000) :** Pétrologie, Géochimie et Métallogénie des skarns de la Kabylie de Collo. (N.E. Algérien). Thèse de doctorat d'état, Univ. Constantine, 256P.
- Bouillin J.P., (1977):** Géologie Alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia(Algérie).Thèse. Doct, Univ.ParisVI.
- 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. Thèse. Paris. Mém. Soc. Géol. France. Nouv. Série. L VII, n°135,84P.
- Bouillin, J.P., (1977) :** Géologie Alpine de la Petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie).thèse doctorat. UNI P et M. CURIE. 511P.
- Bouillin, J.P., (1983) :** Nouvelle hypothèse sur la structure des maghrébides. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II.
- Bouillin, J.P., Raoult, J.F., (1970) :** Présence sur le Socle Kabyle de Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs, le numidien peut-il être un néo-autochtone. Bull. Soc. Géol. Fr, (7), XIII. Paris.
- Djellit, H., (1987) :** Evolution tectono-metamorphique du Socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en Petites Kabylie occidentale (Algérie). Thèse doctorat, université de paris Sud, 206P.
- Durand delga, M., (1955):** Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Thèse d'Etat. Paris. 533P
- 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.*
- Ehrmann, F., (1928) :** Sur l'extension du primaire fossilifère en bordure Ouest du massif de Collo-Philippe-ville. Association française. Avancement science, Constantine, Congrès de 1927.
- flyschs ultra et flyschs externes. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Se, P1191-1196.
- Fougnot, J., (1990) :** Le magmatisme Miocène du littoral nord constantinois. Thèse Doctorat. INPL, Nancy, 358P.

- Gravelle, M., (1959)** : Etude géologique et prospection minière dans le massif d'Oued Amizour (région de Bougie). *Bull. Serv. Géol. Alg.*
- Hebib, R., (2011)** : Géologie et gisement de pierres de taille en Algérie du Nord, caractérisations géotechnique thèse de Magistère. USTHP. Alger.242P.
- Mahdjoub, Y., (1991)** : Cinématique des déformations et évolution p/T. Anté-Alpine et Alpine de la Petite Kabylie (Algérie Nord orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne, Thèse de sciences, Alger.196P 49
- Obert, D., (1981)**: Géologie des Babors (Algérie) ; importance de la paléotectonique alpine dans occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique.
- Ouabadi, A., (1987)** : Etude pétrographique du complexe magmatique du Nord de la Kabylie de Collo. Thèse de Magistère. USTHP.Alger.232P.
- Penven, M.J., Sabate, P., (1980)** : Quelques aspects pétrographiques et structuraux du massif granitique de Cap Bougaroun (Algérie Nord orientale. Géologie. Méditerranéenne. Tome VII, n°1,
- Penven, M.J., Zimmermann J.L, (1986)** : Mise en évidence d'un âge Langhien pour le plutonisme calco-alcalin de la Kabylie de Collo (Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, 303, (II), 420P.
- Raoult, J. F., (1974)** : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord Constantine, Algérie). Mém. Soc. Géol. France.
- Semroud, B., (1970)** : Etude pétrographique du granite de Filfila (Skikda). Thèse 3e cycle, Alger. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie.*, Publ. serv. Carte géol. Algérie, 533P.
- Vila, J M., (1980)** : La chaîne Alpine d'Algérie Orientale et des Confins algéro-tunisien. Thèse de Doctorat d'état. Paris, univ. P et M Curie.665P.
- Wildi, W., (1983)** : la chaîne Tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie, et évolution du Trias au Miocène REV. Géol. Dyn.

Résumé

La région d'étude à Texenna est représentées par l'association des kinzigites et du complexe volcano-sédimentaire formé par des calcschistes et de roches mantelliques de Lherzolite de serpentinite et du gabbro.

Ce complexe est affecté par un métamorphisme épizonal du faciès schiste vert associée à une altération hydrothermale représentée par une serpentinisation puis une chloritisation dans les serpentinites et les lhezolites, une ouralitisation et une damouritisation dans les gabbros et les kinzigites.

Mots clés : Texenna, kinzigite, lherzolite, schiste vert, altération hydrothermale.

Abstract

The area of study Texenna is represented by the Association of kinzigites and volcano-sedimentary complex formed by calcschists and mantle rocks Lherzolite serpentinite and gabbro.

This complex is affected by épizonal greenschist facies metamorphism associated with hydrothermal alteration represented by a serpentinization then a chlorite in serpentinite and lhezolites a ouralitisation and damouritisation in gabbros and kinzigites.

Key words: Texenna, kinzigite, lherzolite, green schist, hydrothermal alteration.

المخلص

الإقليم الدراسي لتاكسنة ممتثلة عن طريق ارتباط الكانزيجيت ومجمع الصخور البركانية الرسوبية المكونة من الكالكشيسيت وصخور الرداء: سربنتينيت, بارزوليت والجابرو.

هذا المجمع يتأثر من قبل تحولات إيبيزونال, أنواع الشيسيت الاخضر هذه التحولات مرتبطة بتاكلات و بتغييرات