

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire
Département de Géologie



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Master en Sciences de la Terre

Option : **MAGMATISME, GEODYNAMIQUE ET TRANSFERTS
LITHOSPHERIQUES**

Thème :

*Etude Pétrographique de quelques enclaves ultramafiques à
caractère cumulatif du complexe éruptif de la Basse Tafna (Oranie
Nord occidentale)*

Présenté par :
Keddar Yamina

Soutenu le :

M .R .Bendoukha
Mme. K .Lagraa
M. Medini

Maître de conférences
Maître de conférences
Chargé de cours

Université d'Oran
Université d'Oran
Université d'Oran

Président
Rapporteur
Examineur

2017 / 2018

Table des matières

TABLE DES MATIERES

Pages

Chapitre 1: Généralités sur les enclaves ultramafiques

I.1.Introduction.....	01
I.2.Définitions des roches ultramafiques.....	02
I.3.Classification et nomenclature des enclaves ultramafiques.....	02
I.3.1.Caractères texturaux des enclaves ultramafiques.....	04
I.3.2. les enclaves a textures de cumulât.....	07
I.3.3. Les textures de tectonites	07
a)le type texturales protogranulaire.....	07
b) Le type textural porphyroclastique.....	07
c)le type texturale équigranulaire.....	09
I.4.Origine des enclaves ultramafiques.....	09
a) les enclaves homogènes.....	09
b) les enclaves en allogènes.....	10
I.5.Objectifs de l'étude.....	10

Chapitre II présentation de secteur d'étude

II.1. Introduction.....	12
II.2. Cadre géographique.....	13
II.3.Cadre géologique et structurale.....	14
II.4.Aperçu volcanologique.....	16
II.4.1.L'épisode effusif du Miocène.....	16
II.4.2.L'épisode inferieur de type strombolien.....	17
II.4.3. L'épisode supérieur de type strombolien	18
II.4.4.L'épisode phréatomagmatique.....	18
II.5 le massif volcanique de la Basse Tafna.....	19

Table des matières

II.5.1 - Les Volcans De La Rive Gauche De La Tafna.....	19
II.5-2 le volcan d'El Gloub (155 m).....	20
II.5.3- Le volcan de Ras Amara (264m).....	21
II.5.4- Le volcan de Bouakil.....	21
II.5.5- Le volcan de Sidi Aissa (403m).....	22
II.5.6- Le volcan de sidi Rahmoun.....	22
II.5.7- Le volcan de Douar Ksabi.....	23
II.5.8- Le volcan de Tafardjoun (152 m).....	24
II.5.9- Le volcan de Douar Bouhamar.....	24
Le volcan de Sidi Laredj.....	24
II.5.10- Le volcan de Boukeltoum.....	25
II.6- Les volcans de la rive droite de la tafna.....	25
II.6.1 Le volcan de Kerkour El Aryas.....	25
II.6.2- Le volcan de Gaadat El Ghouzlane.....	26
II.6.3- Le volcan de Bled Lamdadeha.....	27
II.6.4- le volcan de Sidi Abdallah.....	27
II.6.5- Le volcan d'El Bradj.....	28
II.6.6- Le volcan de Biramdane.....	28
II.6.7- le volcan de Khouidam.....	29
II.6.8- le volcan du cap d'acra.....	29
II.6.9- Le volcan le Fort Belinsi.....	30
Conclusion.....	31
II.7. Historique des recherches.....	32.33.34.35

Table des matières

2Chapitre III : Pétrographie de enclaves ultramafiques

III.1.Introduction	37
III.1.1Caractère généraux des enclaves	37
III. 1.2 Condition de gisement.....	27
III.1.3. Distinction pétrographique des enclaves :.....	37

III..2 .Etudes pétrographiques.....	39
III.2.1.Les hornblendites	39
III.2.2. Les Clinopyroxénites	43
III.3.Conclusion a L'étude pétrographique.....	47

Chapitre IV : Etude minéralogique

IV.1.Introduction.....	49
IV.2 Olivine.....	49
IV.3. Le clinopyroxene.....	49
IV.4.L'amphibole.....	54
IV.5.Discussion et conclusion à l'étude minéralogique.....	56
Conclusion générale.....	58
Références Bibliographiques.....	60.61.62.63.64

Remerciements

Au terme de ce travail de mémoire, je tiens à exprimer mes sincères remerciements au professeur estimé Zerka Mohammed qui ma choisi le sujet et m'a aidé dedans, et aux membres de jury : Mr R. Bendoukha et Mr S.Midini d'avoir accepté de participer à l'examen de mon document. Mes vifs remerciements s'adressent aussi à mon rapporteur Mme Benramdane- Lagraa Karima de nos avoir accompagné le long de mon parcours.

Nous tenos à remercier aussi tout nos camarades pour leurs encouragements

Keddar Amina.

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

Mes très chers parents (maman et papa) qui se sont sacrifiés beaucoup pour moi à fin que je réussis dans la vie en général et spécialement dans mes études.

-Ma chère sœur Fatima

-Ma chère sœur Fatiha

-Ma chère sœur Zohra

- Ma chère sœur saadia

-Ma chère sœur Halima

-Ma chère sœur rekaya

-Ma chère sœur khadidja

-Mes chers frères :

- Mohammed et Afif et Ali et Lakhdar et Habibe

-Tous (es) mes amis (es) et proches.

-toute la famille keddar

-Je réserve une dédicace spéciale au professeur estimé Zerka Mohammed

Keddar Amina.

CHAPITRE I :
GÉNÉRALITÉS

I.1. Introduction

Les enclaves ultramafiques sont considérées comme des fragments de roches basiques à ultrabasiques (péridotites, clinopyroxénites et hornblendites) ramenées à la surface du globe par les basaltes alcalins. Leur origine est toujours discutée. Les premières descriptions données par Lacroix (1893) ont constitué le départ d'autres recherches dans le but de comprendre leur origine et leur éventuelle relation avec les basaltes hôtes. Ernst (1963 in Hadj Abdelkader, 1993) confère à ces enclaves l'idée qu'elles sont des « lettres » envoyées des grandes profondeurs et qui permettent d'étudier la structure et la constitution du manteau supérieur.

Ainsi, les variations texturales et minéralogiques révélées par un échantillonnage diversifié d'enclaves au sein d'un même massif volcanique, peuvent donc être interprétées comme des variations primitives (lithosphériques et/ou asthénosphériques) traduisant différents processus pétrogénétiques intervenant à grandes profondeurs (cristallisation fractionnée, fusion partielle à taux variables, métasomatose...). En outre, ces roches nous aident à répondre aux problèmes fondamentaux de la pétrologie. Elles présentent des intérêts économiques certains du fait qu'elles peuvent renfermer d'importantes concentrations de nickel, de chrome et de cobalt plus particulièrement.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes intéressés à l'étude d'enclaves ultramafiques du secteur volcanique alcalin et plio-quadernaire de la Basse Tafna.

I. 2. Définition

Le terme ultramafique désigne toute une gamme de roches magmatiques très sombres ou holomélanocrates, à texture grenue. Elles sont constituées pour plus de 90 % de leur volume par des minéraux très riches en Mg et Fe qu'on dit aussi minéraux mafiques.

I.3. Classification et nomenclature des enclaves ultramafiques :

La nomenclature des enclaves ultramafiques est basée principalement sur la nature des minéraux ferromagnésiens prédominants dans la roche. Quatre phases essentielles sont considérées dans la classifications modale de Streckeisen (1976) : olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende (**Fig. 1 et 2**). A eux seuls, ensemble ou séparément, ces minéraux constituent plus de 90% du volume total de la roche. D'autres espèces minérales en quantité accessoire (<10%) peuvent s'associer aux quatre phases essentielles permettant ainsi de distinguer de nombreuses variétés parmi ces enclaves ultramafiques. Parmi ces espèces minérales accessoires , on peut citer le plagioclase, le spinelle, le grenat ou encore le mica noir.

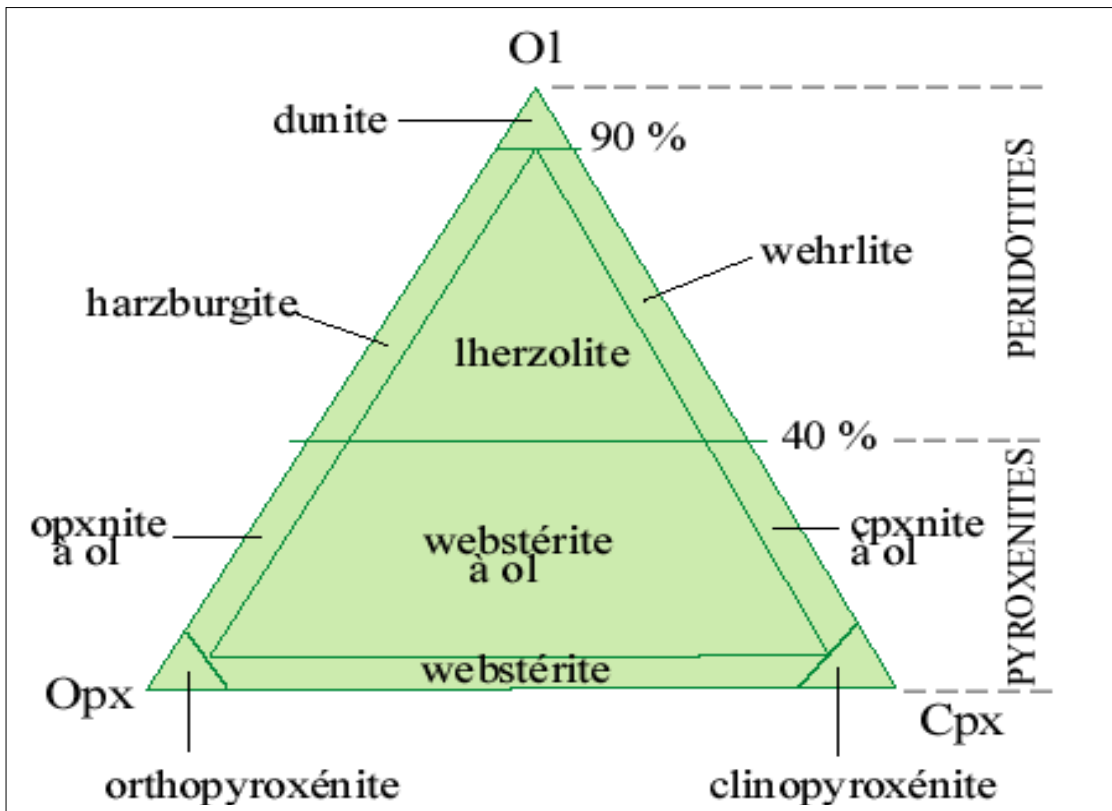


Fig.1 : nomenclature des roches ultramafiques dans le diagramme Ol-Opx-Cpx

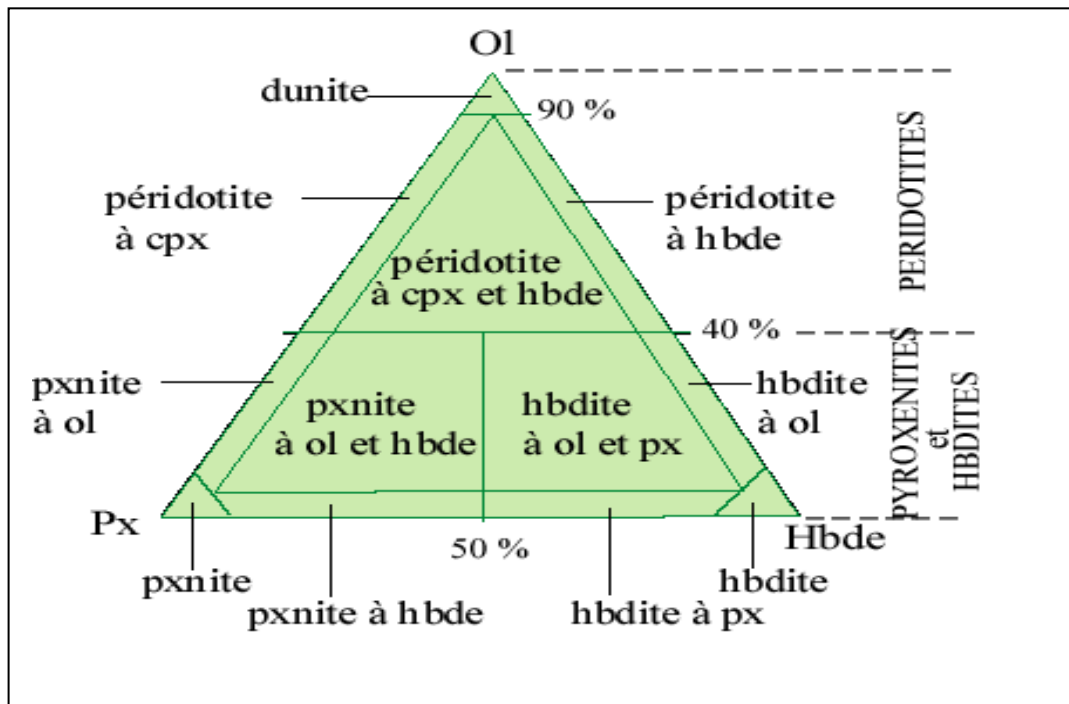


Fig.2 : nomenclature des roches ultramafiques dans le diagramme Ol-Px-Hbde

I.3. Caractères texturaux des enclaves ultramafiques :

Sur la base de leurs caractères texturaux, les enclaves ultramafiques peuvent être subdivisées en deux grands groupes principaux en fonction de leurs implications dans les processus magmatiques et métamorphiques profonds. On distingue ainsi :

- des enclaves ultramafiques à textures de cumulat ;
- des enclaves ultramafiques à textures de tectonites.

I.3.1. Les enclaves à textures de cumulats :

Elles sont caractérisées par des textures magmatiques grenues à caractère cumulatif, et dans lesquelles au moins une phase minérale est précoce, automorphe à sub-automorphe et constitue la phase de cumulus. Les autres espèces cristallines sont tardives, peuvent être xénomorphes et interstitielles et forment l'intercumulus ou post-cumulus. En se basant sur les proportions des phases post-cumulus, Irvine (1982 *in* Grégoire, 1994) propose une classification purement descriptive (**Tab.1**)

Types textures	Caractéristiques
adcumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs cimentés par des minéraux post-cumulus(0-5%) - photo 1
Mésocumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux post-cumulus(7-25%) - photo 2
Orthocumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux tardifs abondants(25-50%) - photo 3
hétéradcumulat	Un minéral cumulus cimente par de grandes plages poecilitiques d'un ou plusieurs minéraux post-cumulus
Cumulat harristique	Olivines allongées disposées parallèlement les unes aux autres et cimentées par d'autres minéraux poecilitiques- photo 4

Tab.1 : nomenclature des types de textures à caractère cumulatif selon Irvine (1982)

Par ailleurs, les textures à caractère cumulatif montrent fréquemment des vides entre les grains et, dans la plupart des cas, du verre volcanique s'insinue entre ces vides (Grégoire, 1994 ; Zerka, 2004).

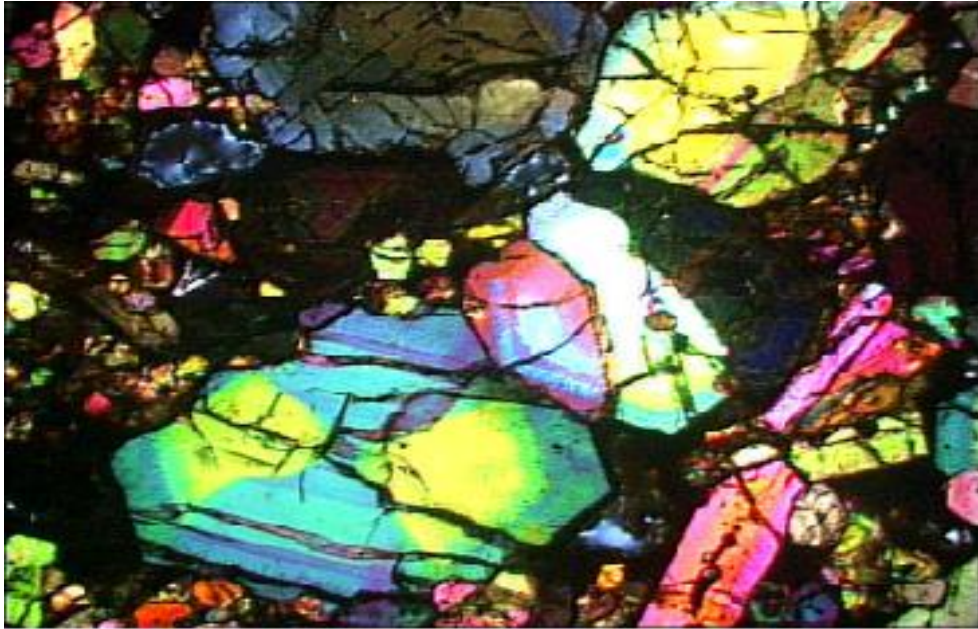


Photo.1 : exemple de texture d'acumulat de clinopyroxénites à olivine (in Zerka, 2004)

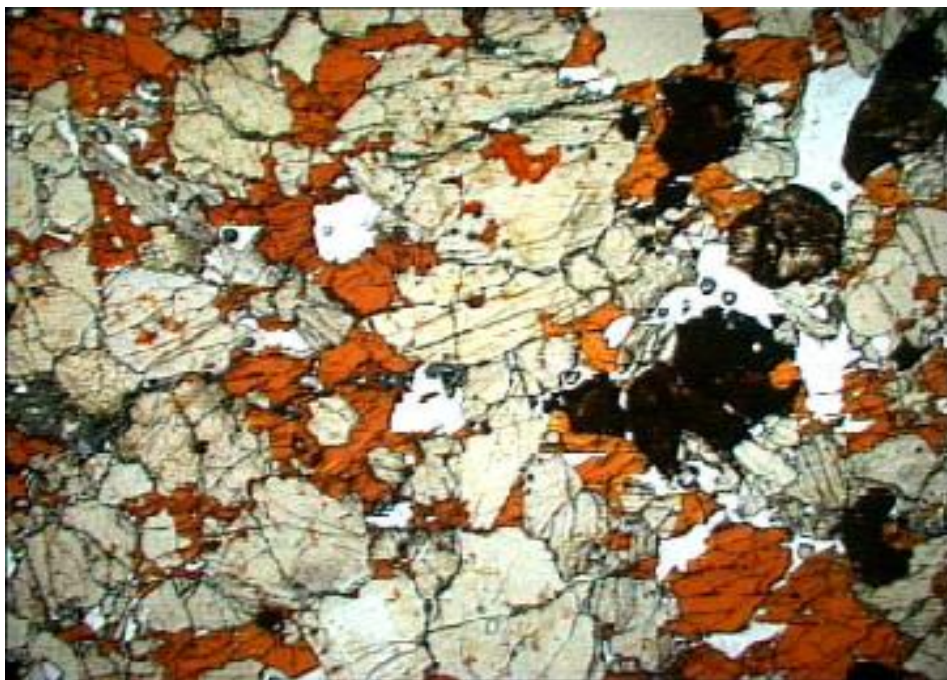


Photo.2 : exemple de mésocumulat de Clinopyroxénites à hornblende (in Zerka, 2004)

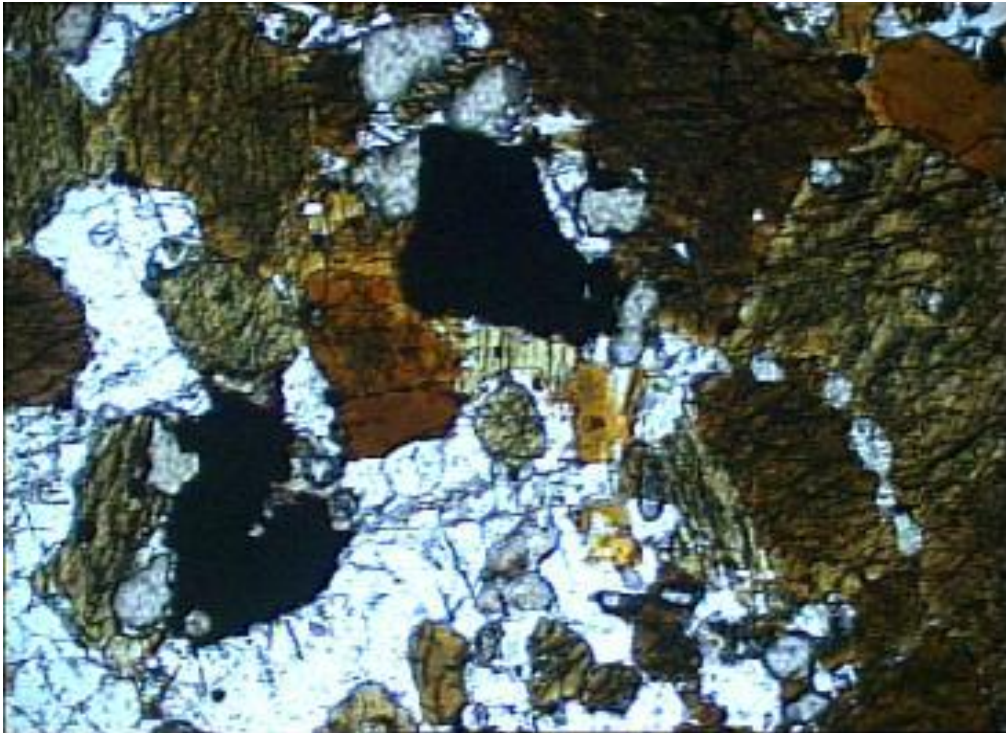


Photo.3 : texture d'orthocumulat d'hornblendite a plagioclase (in Zerka, 2004).

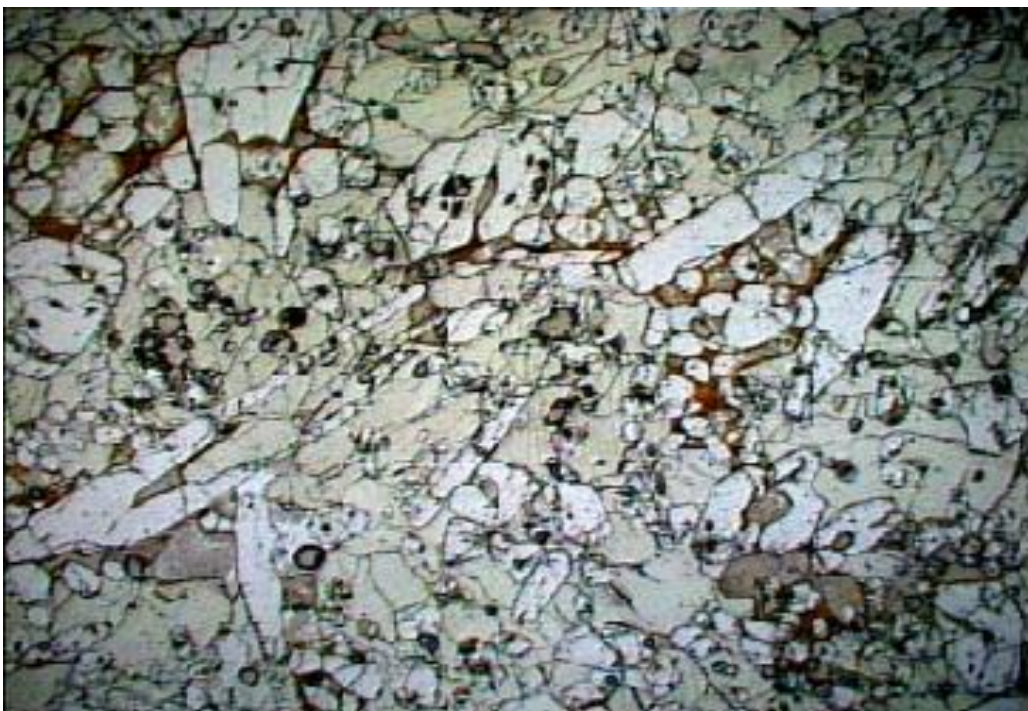


Photo.4 : cumulât harristique d'une wehrlite (in Zerka, 2004)

I.3.2. Les textures de tectonites :

Certaines enclaves ultramafiques peuvent montrer des textures de déformation et de recristallisation dites aussi textures métamorphiques ou textures de tectonites (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977 ; Frey et Prinz, 1978). Ces textures se caractérisent par des traces de déformation et de recristallisation de HP et HT. La terminologie des différents types de textures de tectonites a été élaborée par Mercier et Nicolas (1975) et Harte (1977). Trois principaux types texturaux sont reconnus en fonction de la taille des cristaux et des relations géométriques entre les cristaux :

a) le type textural protogranulaire : décrit une roche sans porphyroclastes et qui est formée en majorité par des grains, de taille moyenne $< 2\text{mm}$, et dont les limites peuvent rectilignes ou légèrement courbées (**photo5**). Dans ce type textural, quelques petits cristaux de seconde génération, appelés aussi néoblastes, peuvent être reconnus. Les structures de déformation sont absentes. L'évidence de traces de déformation n'est marquée que par la présence, dans l'olivine surtout, d'extinction onduleuse ou de kink -bands (macles mécaniques) ;

b) le type textural porphyroclastique : décrit une roche contenant de gros cristaux pluri-millimétrique à centimétrique en voie de fragmentation, appelés aussi porphyroclastes, et dans laquelle la proportion d'olivine apparaissant en porphyroclastes, par rapport à la matrice grenue fine, est $> 10\%$ (photo6). Dans ce type textural, la foliation est marquée par l'allongement et l'aplatissement des silicates ferromagnésiens, pyroxènes surtout.



Photo.5 : texture protogranulaire dans une harzburgite à spinelle (in Zerka,2004)



Photo.6 : texture porphyroclastique dans une Lherzolites a spinelle (in Zerka, 2004).

c) le type textural équi-granulaire : ce type textural décrit une roche à grain fin sans ou avec très peu de porphyroclastes (< 5%). La taille des cristaux est généralement < 2mm. La foliation est beaucoup mieux marquée que dans les deux types précédents (**photo 7**).



Photo.7 : texture équi-granulaire dans une lherzolite à spinelle (in Zerka, 2004).

I.4 . Origine des enclaves ultramafiques :

Les deux groupes d'enclaves ultramafiques peuvent être distingués selon les relations qui les lient aux laves « hôtes ». On distingue ainsi des enclaves homogènes ou agglomérats (Vilminot,1962) et des enclaves enallogènes ou xénolites (Mercier,1972 ; Conquéré et Kornprobst, 1974 ; Frey et Prinz ,1978)

a) les enclaves homogènes :

Ces roches sont caractérisées par des textures franchement magmatiques à caractère cumulatif. Elles sont représentées par des faciès

pétrographiques très variables mais représentées essentiellement par des wehrlites, des clinopyroxénites et des hornblendites. Ces enclaves résultent de processus de cristallisation de magmas dans les conditions du manteau supérieur ou de celles régnant dans la croûte. Elles sont donc génétiquement soit liées au cycle magmatique qui a généré les laves « hôtes », soit à un cycle magmatique antérieur (Irving, 1974 b ; Best ,1975 ; Ludden, 1977 ; Berger, 1981 ; Moine, 2000)

b) les enclaves enallogènes :

Cette famille regroupe les roches qui n'ont aucun lien génétique direct avec les magmas « hôtes » et correspondent surtout à des fragments de roches d'origine mantellique, arrachés aux parois des chenaux par les laves au cours de leurs ascension vers la surface. Ces roches sont caractérisées par des textures de tectonites et par une prédominance des péridotites associées à quelques pyroxénites. Elles ont subi des processus de déformation et de recristallisations et proviennent des zones situées entre les sources des basaltes et le Moho.

I.5. Objectifs de l'étude :

Dans le cadre de notre mémoire de fin d'études, nous nous sommes intéressés à une étude pétrographique et minéralogique de quelques échantillons d'enclaves ultramafiques à textures de cumulats associés aux produits éruptifs du complexe volcanique la Basse Tafna.

CHAPITRE II
PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ETUDE

II.1. Introduction

L'Oranie nord occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain, a été le siège d'une importante activité volcanique qui a recouvert de vastes surfaces et qui s'est manifestée par intermittence depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Piqué et al., 1998 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 ; Bendoukha, 2008). Cette activité magmatique, exclusivement effusive, s'est traduite par la mise en place d'importants complexes volcaniques plus ou moins éloignés les uns des autres et qui sont d'Est en Ouest **(Fig.3)** :

- le secteur de Mohammadia ;
- le secteur du Sahel d'Oran ;
- la région d'Ain Témouchent ;
- le massif de la Basse Tafna ;
- le complexe des Souhalia ;
- le massif des M'sirda

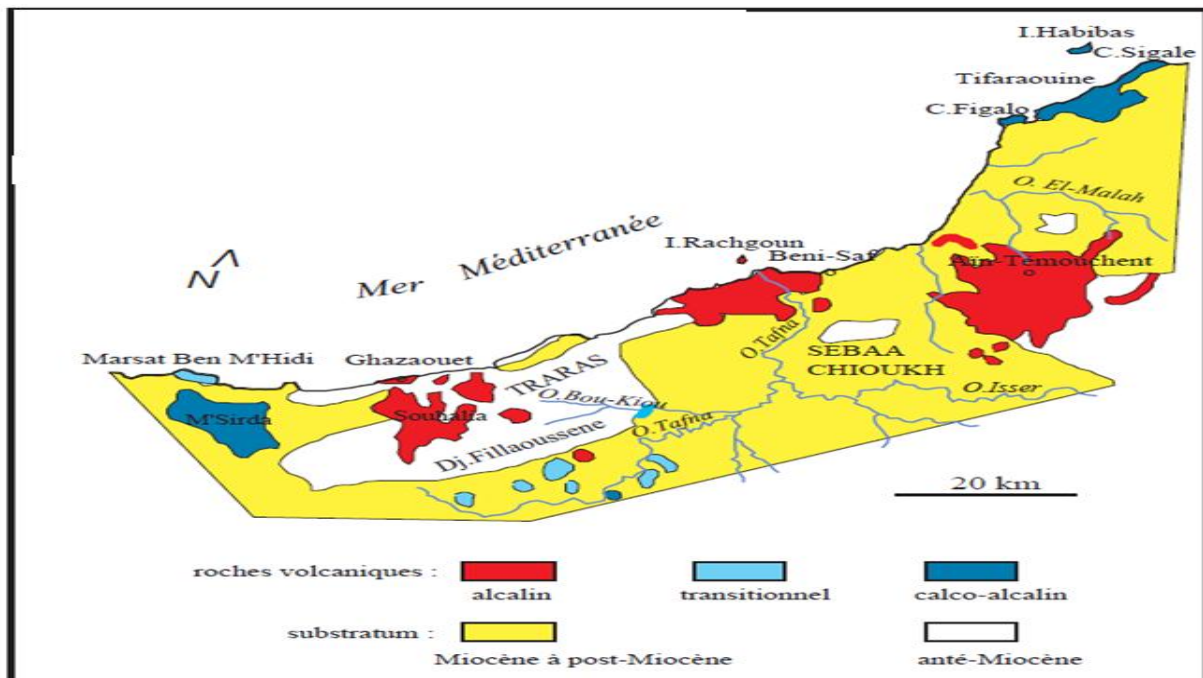


Fig.3 : Répartition du volcanisme néogène d'Oranie nord occidentale

(In Coulon et al .2002).

II.2. Cadre géographique :

Le massif volcanique de la Basse Tafna est situé à près de 100 km à l'Ouest d'Oran (**Fig.3**). Il est bordé au Nord par la Méditerranée, à l'Ouest il est limité par la terminaison orientale des Traras, au Sud par les monts des Sebaa Chioukh et à l'Est par le complexe éruptif d'Aïn Témouchent. Ce massif occupe une dépression aménagée au Nord des Monts des Traras et des monts des Sebaa Chioukh et se caractérise par des reliefs d'altitude modérée (point culminant : 64m). Quelques plateaux basaltiques apparaissent dans la topographie comme ceux de Tadmaya et de Souk Et-Nine (rive gauche de Basse Tafna). Les appareils volcaniques forment soit des clones stromboliens, soit des dômes érodés. En rive droite de la Basse Tafna, Bendoukha (2008) décrit une structure de maar et des anneaux de tuf. Les produits éruptifs caractérisent un volcanisme alcalin, alimenté par

un grand nombre de centres d'émission ayant rejete une quantité importante de basaltes et de produits pyroclastiques. Les laves recouvrent le plus souvent des sédiments très récents d'age Plio-Quaternaire a Quaternaire.

II.3. Cadre géologique et structural

L'Oranie Nord occidentale présente des affleurements volcaniques, assez étendus, d'age Miocène à Plio-Quaternaire et de nature calco-alcaline à alcaline (**Fig.3 et Fig.4**). Parmi ces massifs celui de la Basse Tafna s'étale sur près de 200 km².

Les formations géologiques, qui ont servi de substratum à ce massif, s'intègrent dans la zone tellienne du domaine externe de la chaine alpine (**Fig.4**). Selon Guardia (1975), cette zone comprend :

a) un allochtone métamorphique : il est représenté par les unités de :

- de Dj. Houariya (Primaire –Jurassique) ;
- de Dj. Skouna (Jurassique -Crétacé inférieur) ;
- des Souhalia (Jurassique supérieur –Crétacé inférieur) ;
- d'El Mokrane (Crétacé inférieur- Eocène).

b) Un allochtone non métamorphique : Guardia (1975) a distingué :

- l'Unité des Chouala composée de marnes (Crétacé inférieur et moyen a Oligocène et affleurant au Nord des Sebâa Chioukh) ;
- l'unité « Sénonienne » formée de marnes ;
- l'unité Oligo-Miocène qui affleure en lambeaux à Arlal et dans les Sebâa Chioukh ;
- les lambeaux du Numidien.

Ces unités allochtones, d'âge Mésozoïque, ont été charriées au sein d'un bassin miocène synchro-nappes dont les formations ont été datées du Serravalien (Guardia, 1975). Celles-ci sont assez bien développées dans la vallée de l'Oued Tafna.

Des formations néogènes autochtones leur succèdent. Elles sont subdivisées en Miocène post-nappes et en Pliocène.

Le Miocène post-nappes comprend deux cycles (Guardia , 1975 ; Megartsi ,1985) :

- le premier cycle est formé d'argiles gypseuses, de grés et de poudingues ;
- le deuxième cycle est constitué de marnes et de calcaires récifaux. Le Pliocène est lui aussi séparé en deux ensembles (Bendoukha, 1987) ;
- un ensemble inférieur auquel sont attribuées les marnes à *Globorotalia Margaritae* Bolli ;
- un ensemble supérieur constitué de calcaires à *Clypeasters* ou à pectinidés, de grés dunaires ôcres et de sables rubéfiés à hélix.

Dans les monts de Sebâa Chioukh, la vallée de la Moyenne et Basse Tafna, des formations continentales argileuses vertes, puis lie de vin associés à des grés et poudingues sont comprises dans les dépôts attribués au Miocène terminal ainsi que dans le matériel de nappes qui peut se déposer au même moment que le Miocène synchro-nappes situé plus au Sud.

Enfin une série calcaire couronne ces dépôts. Les cycles Pliocène renferment des dépôts marins et continentaux. Fenet (1975) distingue vers l'Est des niveaux de conglomérats rougeâtres, des argiles et des marnes

marines qu'il attribue à un premier cycle post-nappes. Au-dessus de ces séries, trois cycles sédimentaires sont individualisés. Cycle Miocène terminal pendant lequel deux bassins se sont individualisés. Le bassin oriental est situé dans la moyenne et la basse Tafna et dans les monts de Sebâa Chioukh Guardia (1975). Le bassin occidental limité à la région de M'sirda ainsi que toute la zone située au sud de la moyenne Tafna et des Traras présente une série sédimentaire constituée d'une formation rougeâtre, continentale bien représenté dans la moyenne Tafna et qui atteint les contreforts du Djebel Fillaoucène.

II.4. Aperçu volcanologique :

L'étude volcanologique du complexe éruptif de la Basse Tafna permet de mettre en évidence quatre grands épisodes volcaniques majeurs (Bendoukha, 2008).

II.4.1. L'épisode effusif du Miocène :

Le premier épisode volcanique majeur s'est manifesté pendant le Miocène dans la rive gauche de la Basse Tafna. Il est marqué par la mise d'une coulée prismée et ne se retrouve nulle part dans la Basse Tafna. La bouche d'émission responsable de la mise en place de la coulée de ce type de basalte serait en mer. Cet épisode volcanique majeur de type effusif s'est mis en place à la faveur d'une fracture qui a permis la montée du magma basaltique vers la surface et son installation entre les assises marneuses du Miocène supérieur du 2ème cycle post-nappes. L'absence de produits de projection confirme le dynamisme effusif pendant le Miocène terminal dans la rive gauche de la Basse Tafna.

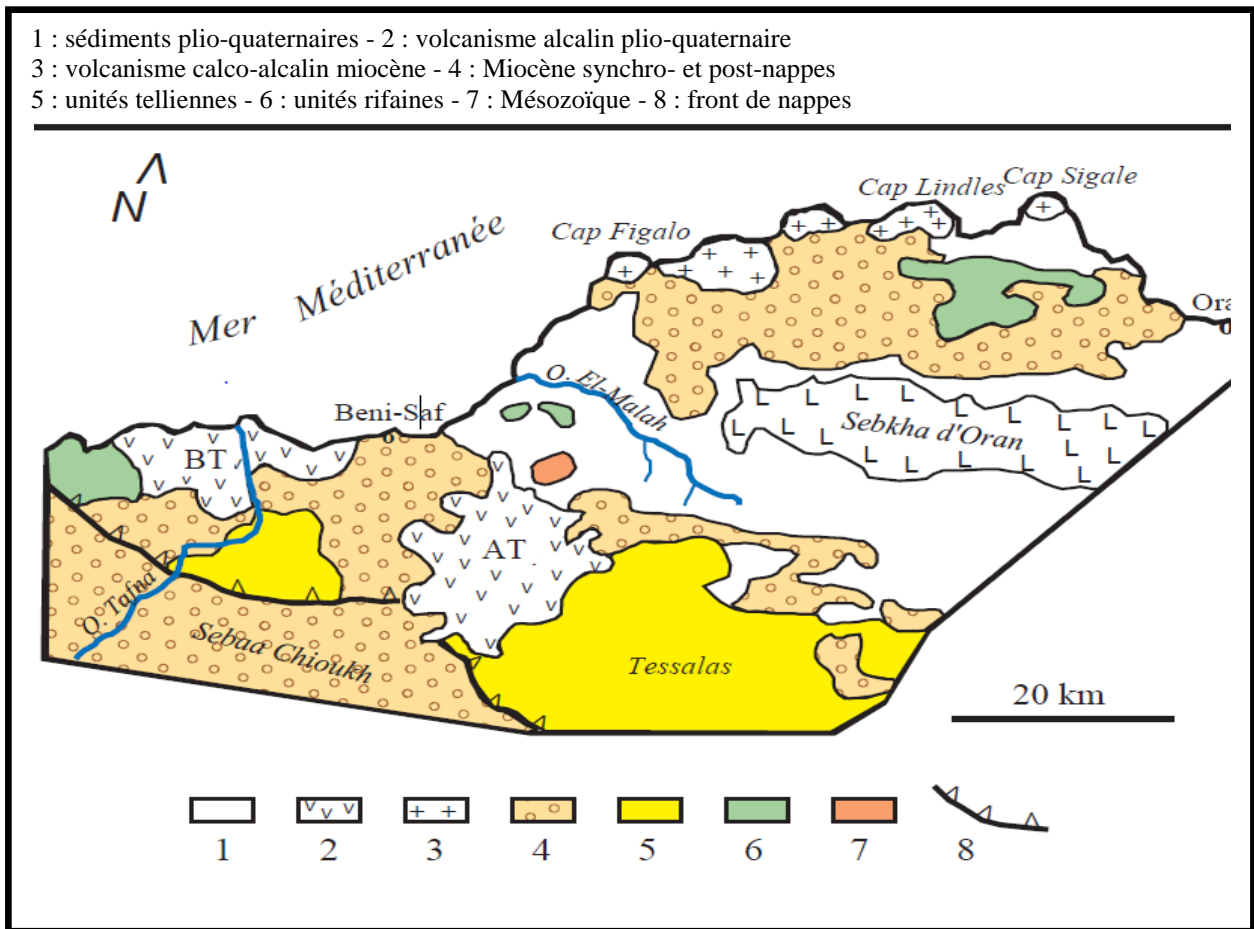


Fig.4 : contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Megartsi, 1985).

II.4.2. L'épisode inférieur de type strombolien :

Cet épisode volcanique majeur s'est déroulé entre -2.74 et -2.55 Ma et s'est manifesté principalement en rive gauche. Il est marqué par la mise en place de produits de projection (bombes et scories brunes) et par l'épanchement de coulées sombres des groupes pétrographiques B2 et B3 (**Fig.4**). Il est en général de type strombolien. Cet épisode se termine par une importante phase de repos soulignée par la présence de paléosols.

II.4.3. L'épisode supérieur de type strombolien :

Le troisième épisode volcanique majeur du complexe éruptif de la Basse Tafna est de type phréatomagmatique. Il correspond à la mise en place de produits pyroclastiques.

II.4.4. L'épisode supérieur de type strombolien :

Le quatrième épisode volcanique majeur s'est manifesté, à travers l'ensemble du massif, par l'émission de produits effusifs et pyroclastiques.

II.5. Historique des recherches

Le magmatisme de l'Algérie du Nord est représenté par des massifs plus ou moins éloignés les uns des autres selon les régions. Il dessine un liseré plus ou moins continu qui se poursuit au-delà des frontières orientales et occidentales.

A l'est, il est représenté par une base de données qui a été au fur et à mesure améliorée en alcalin et en calco-alcalin par différents auteurs.

Le magmatisme de l'Est algérien, notamment celui représenté au Djebel Filfila et dans la région Bejaïa-Amizour, fut étudié par Semroud (1980). Quant à celui du Cap Bougaroun, il fut entamé par Ouabadi (1994).

Dans l'Algérois, le magmatisme de Thenia fut étudié par Belanteur (1989), celui de la région de Hadjout par Ait Hamou (1987).

Dans l'Ouest algérien, le magmatisme a aussi attiré l'attention de nombreux auteurs. Les roches volcaniques alcalines d'Oranie nord-occidentale ont fait l'objet de plusieurs travaux. Les plus anciens d'entre eux, datant de la fin du XIX^{ème} siècle, ont abouti à des notes succinctes portant sur l'étude de zones très limitées.

En effet, Velain (1874) donne une très courte description pétrographique du matériel éruptif. Il aborde la nature des riches

volcaniques des îles Habibas et signale entre autre une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun.

Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ». Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'Ain-Temouchent de basanitoïdes à analcime précisant ainsi, par la pétrographie, le caractère sous-saturé et alcalin de ce secteur.

Gentil (1903) présente une étude sommaire de quelques laves et rattache celles du plateau de Tadmaya à un basalte à olivine. D'autre part, il indique la présence de sanidinite au Cap d'Acra et décrit des labradorites sans signaler leurs lieux. Enfin, il entame une courte description des tufs à lapillis et présente une carte simplifiée de la région. Plus tard il publie des travaux sur les basaltes à analcime d'Ain Témouchent ainsi que le chimisme des laves.

Parallèlement à ces premières cartographies détaillées, Gentil (1903) présente une étude plus élaborée des massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna et du secteur d'Ain-Temouchent.

Sadran (1958) a focalisé ses travaux sur le volcanisme récent de l'Oranie et publie une thèse comportant une cartographie schématique des différents centres d'émission et des produits émis. Il donne une chronologie relative du volcanisme et précise la nature pétrographique des différentes coulées. Entre autre, il signale également la présence d'enclaves de natures pétrographiques variées et montre que le substratum gréseux des coulées de la Basse Tafna est constitué de sable à hélix d'âge Miocène supérieur, probablement "le Messénien". Enfin, il publie des résultats d'analyses chimiques et relie la tectonique avec le volcanisme.

Fenet (1975), par ses études structurales, adopte pour l'Oranie, un modèle selon les conceptions « nappistes » tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre de secteurs et actualisant, par leurs arguments, d'intéressantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale.

Guardia (1975) présente une synthèse géologique et structurale de la région. Il conclue que le volcanisme de la Basse Tafna est totalement indépendant vis à vis de la tectogénèse antérieure, mais plutôt lié à une néotectonique profonde.

Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al (1984) de caractériser la position stratigraphique et l'âge de mise en place du volcanisme oranais.

Bellon et Guardia (1980), publient les résultats de l'étude paléomagnétique des roches éruptives alcalines de l'Oranie ainsi que leur datation au K/Ar. D'autre part, ces auteurs précisent l'âge de la formation gréseuse qui constitue le substratum dans certains massifs volcaniques.

Megartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale. Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines, d'âge Miocène (secteur de Tifarouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines mio-pliocènes (secteurs des M'sirda et de la Moyenne Tafna) et plio-quadernaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Ain-Temouchent).

Bendoukha (1987 et 2008), entame une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna. Il met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs (strombolien à la base puis phréatomagmatique enfin strombolien au sommet). Il précise la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif. Il apporte de nouvelles

données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.

Abbad (1993) présente une étude volcanologique de la partie septentrionale du massif éruptif de la Souhalia. Il met en évidence une série alcaline sodique pour les laves de Souhalia et un seul épisode volcanique majeur de type strombolien.

Tabeliouna (1997) décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Ain Témouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes émis. Louni-Hacini et al (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (^{40}K - ^{40}Ar) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranie et obtienne des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia (1980).

Louni-Hacini (2002), étudie la transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie nord occidentale.

Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) suggèrent que la transition du volcanisme néogène de calco-alcalin à alcalin en Oranie, est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture du lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-oranais jusqu'à une profondeur de 400 Km.

Zerka (2004) présente les premières approches concernant l'étude détaillée des enclaves ultrabasiqes associées aux produits éruptifs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. Il conclut a une origine mantellique pour certaines d'entre elles et montre que les hétérogénéités minéralogiques et texturales observées dans les enclaves mantelliques d'Oranie sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques. En outre, il présente les données préliminaires sur les verres volcaniques piégés dans

les xénolites ultramafiques d'Oranie. Il montre que leurs compositions en éléments majeurs et traces sont distinctes aussi bien de celles des laves alcalines hôtes que de celles des roches calco-alcalines de la région. Il estime que les verres siliceux des xénolites de type I sont le résultat de processus d'interactions entre liquides basaltiques d'infiltration et péridotites encaissantes.

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE DES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES

III.1. Introduction

III.1.1. Caractères généraux des enclaves :

La présence d'enclaves ultramafiques est presque constante parmi les produits volcaniques de la Basse Tafna (Zerka, 1999 et Zerka, 2004). Elles paraissent, cependant plus fréquentes au niveau des volcans de Boukeltoum, du Fort-El-belinsi et, à un degré moindre, ceux de Sidi-Aissa et de Rokbet-El-Haci (Zerka, 1991).

III.1.2. Conditions de gisement :

Les enclaves ultramafiques du massif éruptif de la Basse-Tafna se récoltent parmi les pyroclastiques ou elles sont bien conservées et de grande taille. Dans les coulées, les nodules sont moins nombreux et de moindre grosseur. Dans les cônes stromboliens, ces enclaves constituent soit le cœur des bombes, soit des fragments isolés parmi les projections. Ces enclaves sont de taille centimétrique à décimétrique. Elles se distinguent des scories et des bombes volcaniques, parmi lesquelles elles coexistent, par leur couleur, leur densité et par l'assemblage grenu des minéraux apparaissant à la cassure (Zerka, 1991). Ces roches, holomelanocrates et de teinte noire à brun-noir, sont riches en clinopyroxène et/ou en amphibole.

Par ailleurs, les enclaves sont assez souvent associées, notamment dans les pyroclastites, à des méga-cristaux de pyroxène ou d'amphibole.

III.1.3. Distinction pétrographique des enclaves :

Sur le terrain, la distinction pétrographique des enclaves s'est basée sur la couleur brun noir à noire de la roche qui, bien sûr, reflète la prédominance du clinopyroxène ou de l'amphibole.

L'étude pétrographique des enclaves à caractère cumulatif de la Basse Tafna a permis de distinguer deux facies essentiels : l'un riche en

clinopyroxène et l'autre à hornblende dominante. L'olivine n'y est abondante que de façon sporadique dans certaines clinopyroxénites alors que les minéraux opaques sont omniprésents dans toutes les enclaves. Le plagioclase, le mica noir et l'apatite n'apparaissent que dans les hornblendites. Du verre volcanique peut s'insinuer entre les minéraux constitutifs de ces roches.

Microscopiquement, les associations minérales suivantes ont été reconnues :

- cpx + ol + hbde + op ;
- cpx + hbde + op ;
- hbde + cpx + op ;
- hbde + pl + biot + apat + op ;

Ces différentes paragenèses définissent respectivement des Clinopyroxénites et des hornblendites (**Fig.5**).

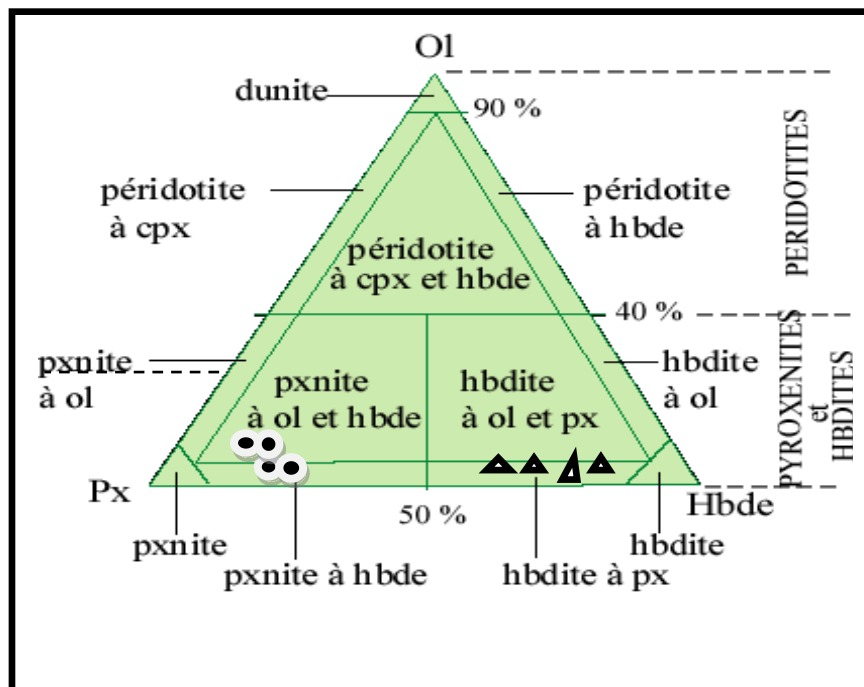


Fig.5 : nomenclature des enclaves a caractère cumulatif de la Basse Tafna (cercles blancs : Clinopyroxénites – triangles noirs : hornblendites).

III.2. Etude pétrographique

III.2.1. Les hornblendites (échant. Ben015 ; Ben016 ; AT69 ; BK 8-1)

A première vue, les enclaves d'hornblendites de la Basse Tafna présentent des textures à caractère cumulatif. Les cristaux ne montrent pas toujours un automorphe parfait. L'examen de la forme des grains révèle que les cristaux sub-automorphes, ont subi parfois une corrosion par le verre volcanique. Ainsi, pour la plupart des échantillons étudiés, il paraît que l'amphibole, espèce minérale précoce, forme la phase de cumulus. Les autres minéraux comme le clinopyroxène et le plagioclase, cristallisent tardivement et sont interstitiels, et constituent la phase d'inter-cumulus ou le post-cumulus.

En outre, presque toutes les enclaves montrent des vides entre les grains et par lesquels s'insinuent du verre volcanique, en minces filonnets, corrodant ou soulignant le contact entre les cristaux.

De façon générale, les enclaves d'hornblendites de la Basse Tafna s'apparentent à des mesocumulats **(Photos 8 et 9)** ou des adcumulats **(Photos 10 et 11)**.

Dans le premier type textural, le volume de l'inter-cumulus est compris entre 10 et 20 %. Dans le second type, le post-cumulus, beaucoup moins important, ne dépasse pas 7 % du volume total de la roche.

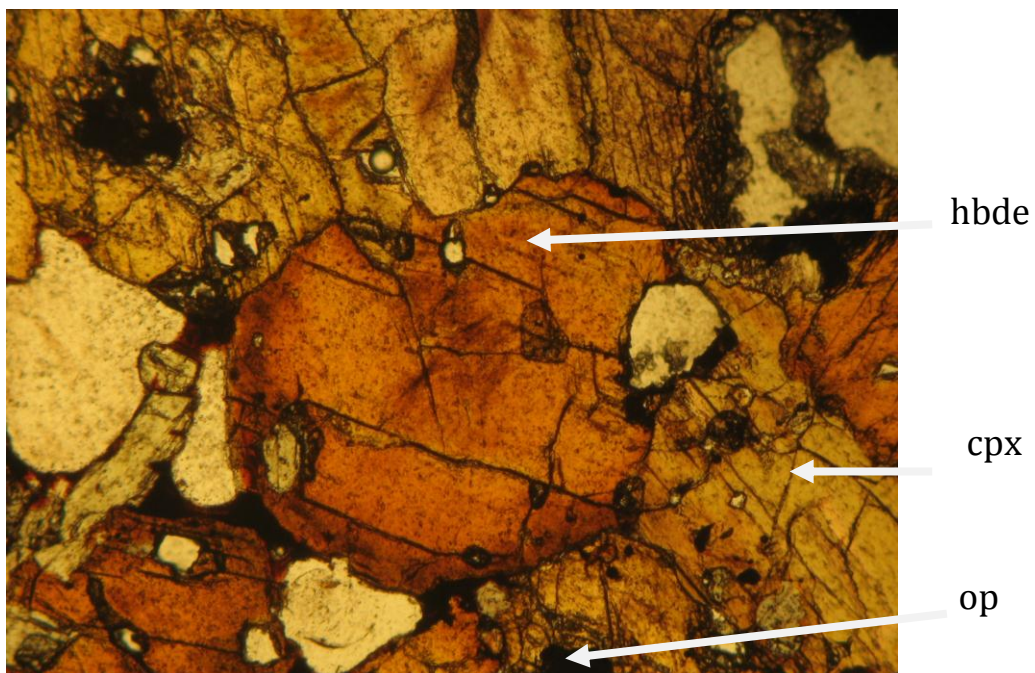


Photo 8 : mesocumulat d'hornblendite
 (vue en L.N., echant **Ben 015**) (grossissement 20x)

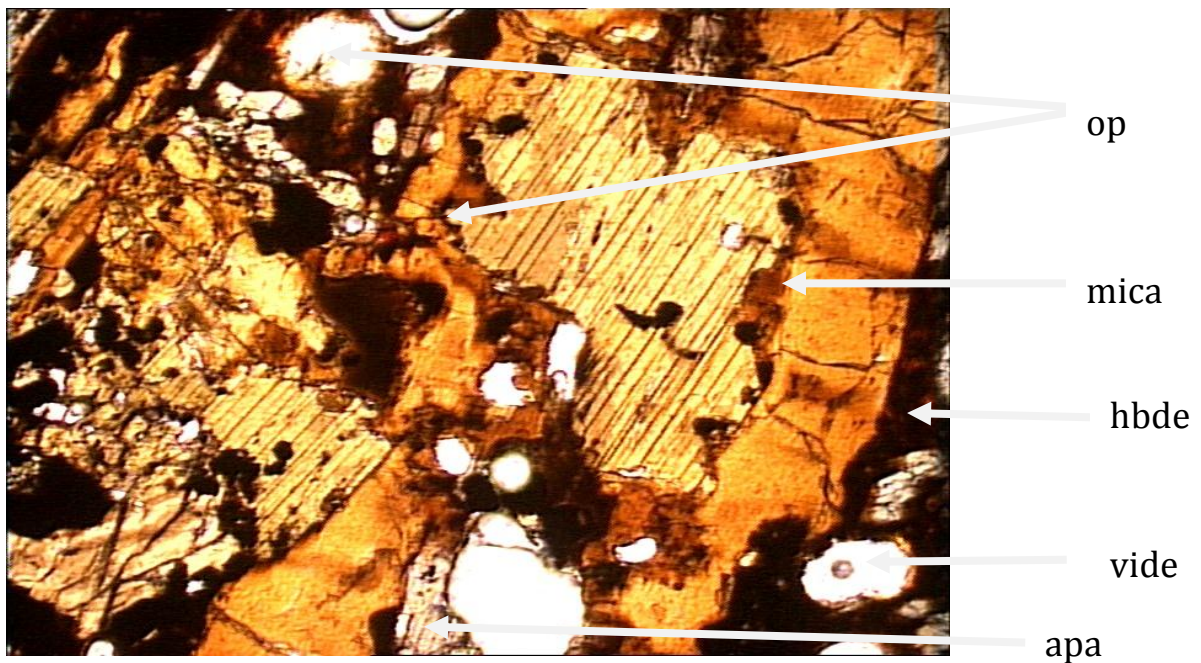


Photo 9 : mesocumulat d'hornblendite
 (vue en L.N., echant **BK 8-1**) (grossissement 20x)

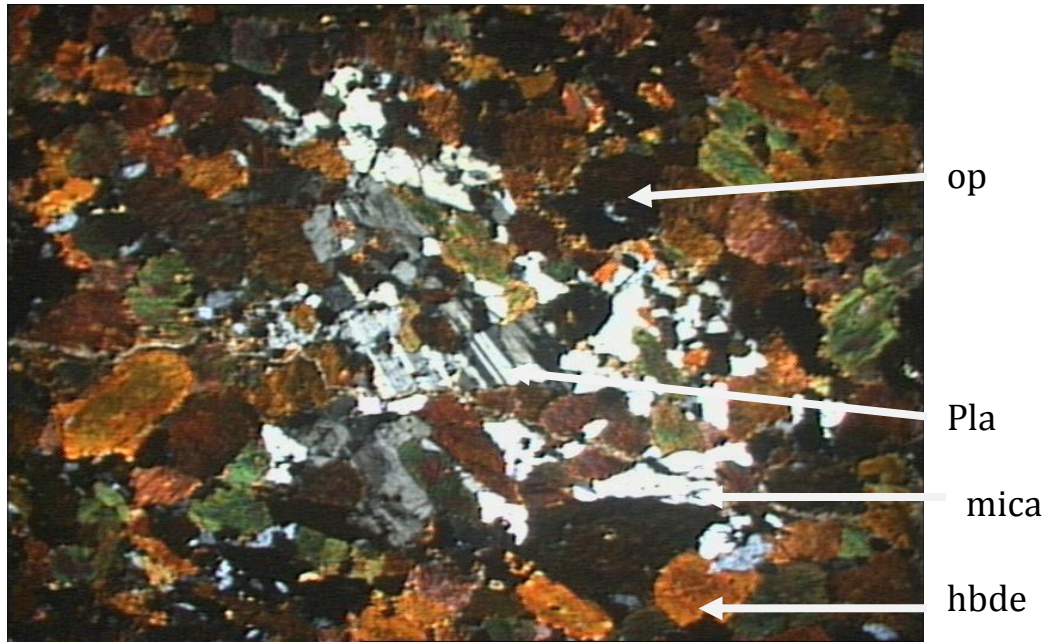


Photo.10 : **adcumulat** d'hornblendite
 (vue en L.N., echant **Ben016**) (grossissement 20x)

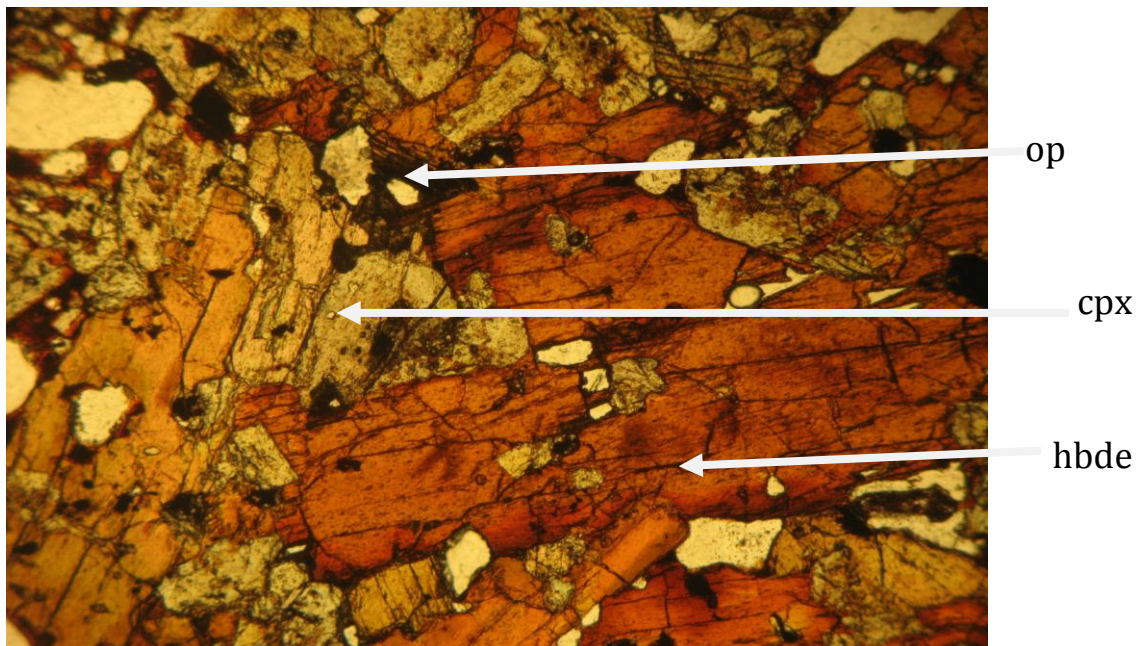


Photo.11 : **adcumulat** d'hornblendite
 (vue en L.N., echant **AT69**) (grossissement 20x)

L'amphibole se caractérise par une proportion modale qui peut augmenter graduellement aux dépens de celle du clinopyroxène jusqu'à former des roches presque exclusivement monominérale constituée d'une forte prédominance d'amphibole) Zerka 1991).

Cependant, deux générations d'amphibole peuvent être parfois reconnues. La première génération est précoce et entre toujours dans le cumulus. Elle est représentée par de grands cristaux. La deuxième génération est tardive et fait partie de l'inter-cumulus. Elle est alors interstitielle et a tendance poecilitique.

Globalement, c'est une hornblende brune, fortement pleochroïque de marron-clair à brun-rouge. Les clivages losangiques sont présents, la macle h1 est assez fréquente.

Le clinopyroxène se caractérise par sa quantité modale assez modérée variant entre 0 et 30 %. Dans les hornblendites de la Basse Tafna, le clinopyroxène est presque toujours xenomorphe. Il semble parfois syncristalliser avec l'hornblende avec laquelle il forme alors la phase d'inter-cumulus. Sa taille moyenne est comprise entre 1 et 3 mm. Il est faiblement coloré en vert pâle et très légèrement pleochroïque. Ses caractéristiques optiques sont très proches de celles du diopside.

Le plagioclase peut être fréquent dans les hornblendites de la Basse Tafna. Il se présente en plages assez limpides, xenomorphes et interstitielles. Il fait toujours partie de la phase d'inter-cumulus. La taille des sections ne dépasse pas 2 mm. Les macles polysynthétiques apparaissent parfois.

Le mica noir est assez discret dans les enclaves d'hornblendites de la Basse-Tafna. Les sections sont sub-automorphes à xenomorphes, de 0,5mm en moyenne. Il correspond à une biotite à pleochroïsme intense variant

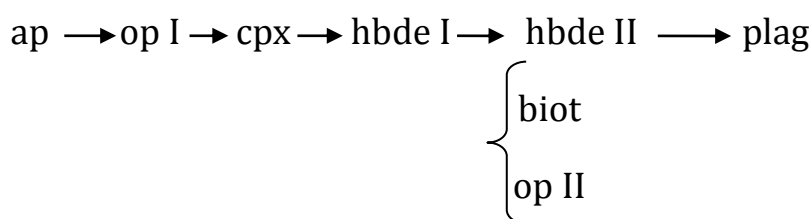
d'un brun-rouge a jaune-dore. Le mica semble parfois montrer des relations intimes avec l'amphibole avec laquelle il parait syncristalliser.

L'apatite se caractérise par en petits cristaux automorphes de 0,5 mm de long, parfois allongés et craquelés et a tres fort relief. Elle est toujours précoce et fait partie de la phase de cumulus. Elle est pratiquement toujours incluse dans les autres espèces minérales avec lesquelles elle coexiste.

Les minéraux opaques sont toujours présents dans les enclaves d'hornblendites. Selon leurs habitus, nous distinguons toujours deux générations d'opaques. Les uns précoces sub-arrondis a sub-automorphes, d'une taille inferieure a 0,5mm et presque systématiquement inclus dans les silicates. Les autres, tardifs, xenomorphes, amiboïdes et d'une taille comprise entre 1 et 2 mm. Ceux la sont toujours interstitiels et font partie de l'inter-cumulus et syncristallisent parfois avec l'hornblende tardive.

Le verre volcanique est présent dans presque toutes les enclaves d'hornblendites étudiées. Il est généralement brun rouge a brun noir. Il se développe sous formes de veinules s'insinuant entre les cristaux et se propagent même le long de leurs fractures. Il est aussi responsable de leur corrosion. Il semble quelques fois assurer une certaine cohésion a la roche (Zerka, 1991). Dans le verre volcanique, apparaissent tres souvent des microcristaux de plagioclase, de clinopyroxene.....

Les relations mutuelles entre les minéraux constitutifs des hornblendites permettent de synthétiser l'ordre de cristallisation suivant :



III.2.2. Les clinopyroxénites (échant. AT63 ; Ben001 ; Ben002 ; Ben 017)

Dans toutes les clinopyroxénites étudiées, il apparaît que toujours le clinopyroxène, l'olivine et assez souvent certains opaques sont les minéraux les plus précoces et peuvent former la phase de cumulus. A ces phases s'ajoutent toujours l'amphibole et des minéraux opaques qui s'associent parfois pour former la phase d'inter-cumulus.

En se basant sur les proportions de l'inter-cumulus, les enclaves de clinopyroxénites étudiées correspondent à des adcumulats (**Photos 12 et 13**) ou à des mesocumulats (**Photos 14 et 15**)

Le clinopyroxène est le minéral dominant dans toutes les clinopyroxénites de la Basse Tafna. Ses proportions modales dépassent toujours 40 % du volume total de la roche. Les sections sont le plus souvent automorphes à sub-automorphes et entrent dans la phase cumulus de tous les échantillons étudiés. La taille des sections est comprise entre 1 et 4 mm et peut parfois atteindre ou même dépasser 10 mm. Les sections sont généralement jaune-verdâtre à rose-violace. Elles polarisent dans les teintes du 2^{ème} ordre. La macle h1 est fréquente. Les zonages sont assez fréquents. Les inclusions sont présentes et consistent en de petits grains de minéraux opaques.

L'olivine peut apparaître dans certaines clinopyroxénites. Sa proportion ne dépasse pas 5 à 10 % du volume global de la roche. Elle forme des cristaux sub-automorphes à sub-arrondis, de 1 à 3 mm de diamètre. Elle fait toujours partie du cumulus. Les sections sont le plus souvent limpides et peuvent renfermer parfois de petites inclusions d'opaques.

L'amphibole est constante dans les clinopyroxénites. Elle peut être assez abondante pouvant atteindre jusqu'à près de 30 % de la composition modale de la roche. Les sections forment le plus souvent des plages

xenomorphes, de 2 a 4 mm, à contours irréguliers et a tendance poecilitique. Les clivages uniques ou conjugués sont assez fréquents. Le pleochroïsme est fort variant de marron-clair à brun-rouge. C'est une hornblende brune.

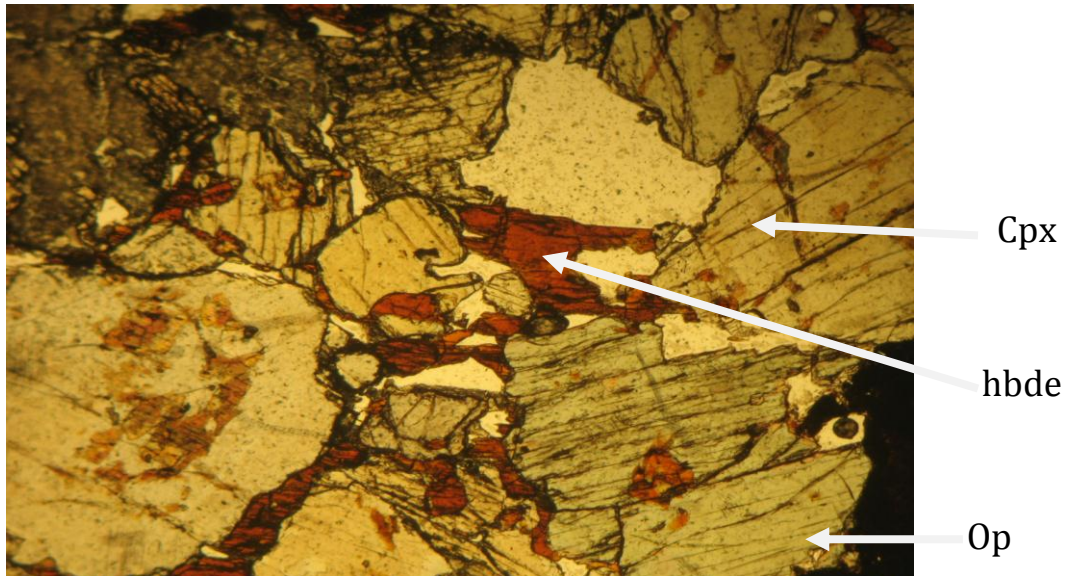


Photo.12 : adcumulat de clinopyroxénites

(vue en L.N de l'échantillon **Ben 002**) (grossissement 20x)

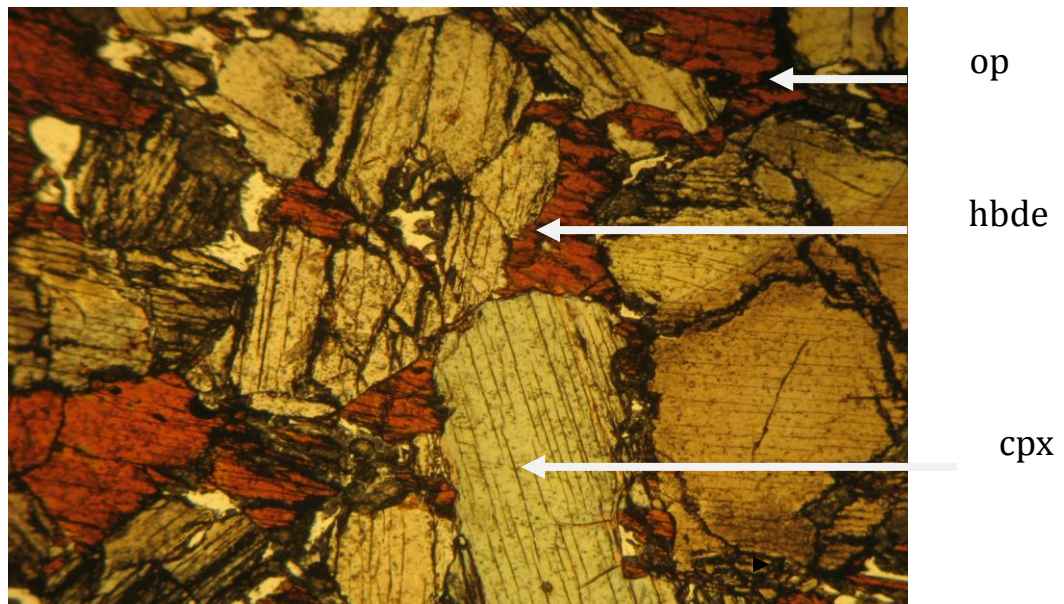


Photo.13 : adcumulat de Clinopyroxénites

(vue en L.N., échant **AT 63** (grossissement 20x)

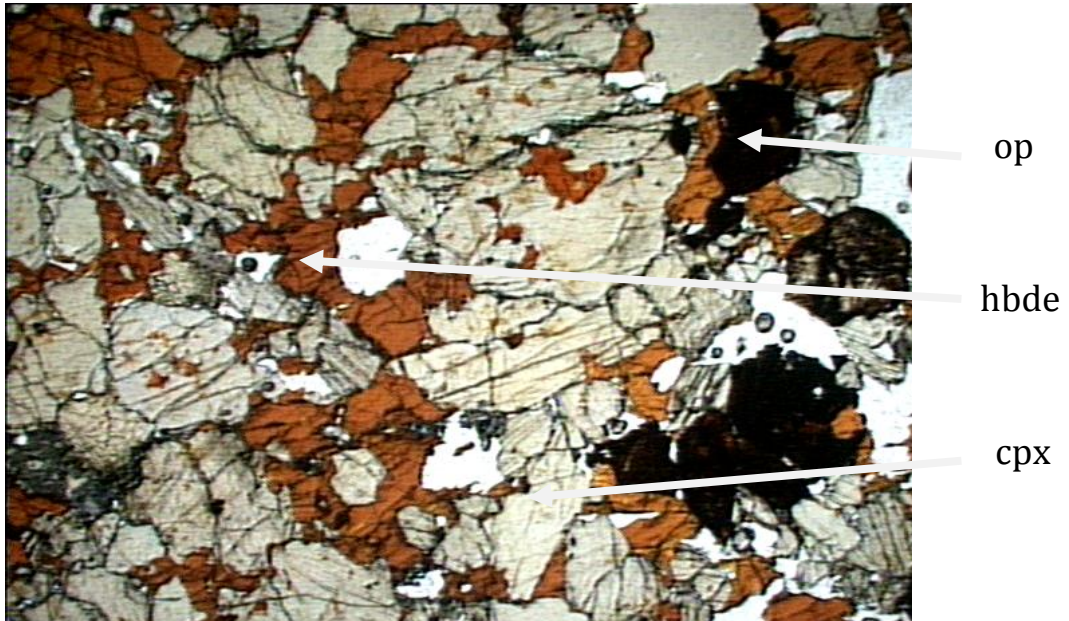


Photo.14 : **mésocumulat** de Clinopyroxénites
 (vue en L.N., échant **Ben001**) (grossissement 20x)

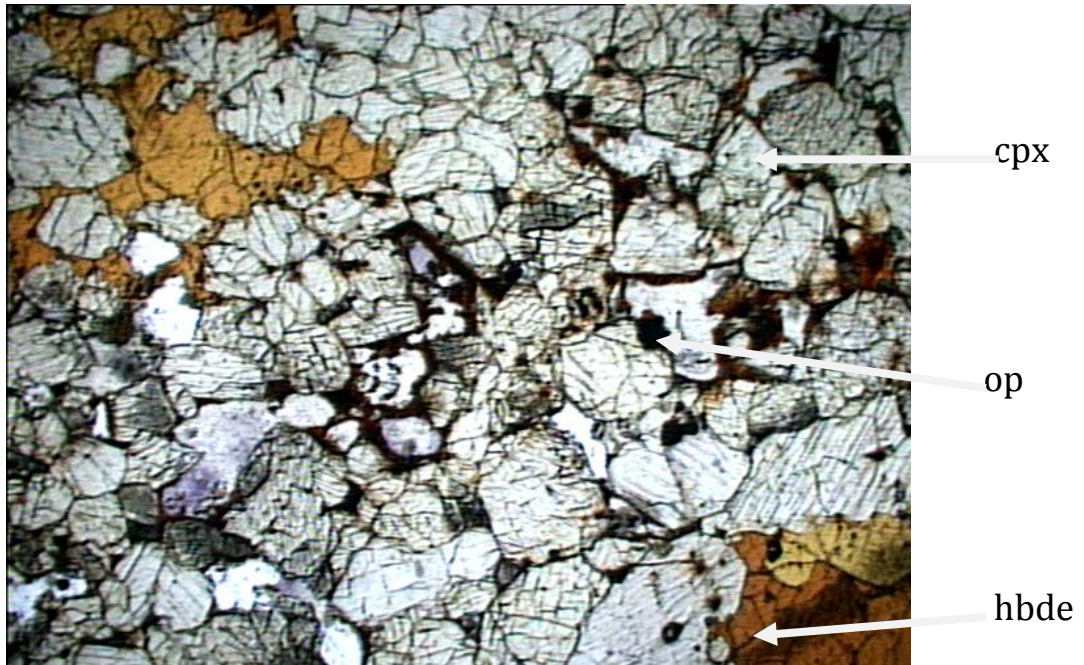
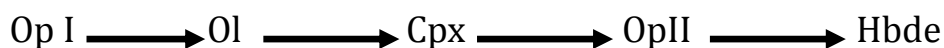


Photo.15 : **mésocumulat** de Clinopyroxénites
 (vue en L.N., échant **Ben017**) (grossissement 20x)

Les minéraux opaques sont toujours omniprésents dans les enclaves de clinopyroxénites de la Basse Tafna. Ils se présentent soit en petits cristaux arrondis à sub-automorphes, de 0,2 mm en moyenne, dispersés dans la roche et parfois inclus dans les silicates, ou encore en gros cristaux amiboïdes qui semblent parfois syncristalliser tardivement avec l'amphibole (Zerka, 1991).

Les relations et les caractères pétrographiques des minéraux de clinopyroxénites permettent de reconstituer de l'ordre de cristallisation suivant :



III.3. Conclusion à l'étude pétrographique

L'étude pétrographique des enclaves ultramafiques de la Basse-Tafna a permis distinguer deux faciès principaux caractérisés chacun par la prédominance d'un minéral mafique clinopyroxène ou hornblende. Ces faciès correspondent donc à des clinopyroxénites et des hornblendites.

Les roches étudiées montrent des textures à caractère cumulatif se traduisant par la présence, en quantités variables, de phases minérales automorphes, précoces et formant le cumulus, associées à des phases minérales xenomorphes à poecilitiques, tardives et constituant l'intercumulus. Elles correspondent aux enclaves de type III définies par Grégoire (1994). Ce type d'enclaves est considéré comme des ségrégats, ou cumulus, de haute pression ayant précipité, par processus de cristallisation fractionnée, dans une chambre magmatique. Elles peuvent être génétiquement liées aux laves hôtes (Irving, 1974 ; Best, 1975) ou à un cycle magmatique antérieur (Basu et Murthy, 1977 ; Berger, 1981).

CHAPITRE IV
ETUDE MINÉRALOGIQUE

IV.1. Introduction :

Les minéraux des roches ultramafiques sont très riches en Mg et Fe et peuvent comporter des teneurs relativement élevées en aluminium et calcium. Trois espèces minérales essentielles forment ce type de roches : olivine, pyroxènes et amphibole. Hormis l'apatite, la biotite et les opaques, toutes les espèces minérales constitutives des enclaves ultramafiques a caractère cumulatif de la Basse-Tafna ont été reprises des travaux de Zerka (1991) et Zerka (2004).

IV.2. L'olivine (Tab. 2) :

Les compositions de l'olivine sont assez homogènes dans les clinopyroxénites. De manière générale, l'olivine est très magnésienne ($80,92 < \text{mg}^* < 86,18$). Ses teneurs en FeO oscillent entre 13 et 17 %.

Les zonages, qui caractérisent certaines sections, se traduisent par des bordures riches en fer et corrélativement appauvries en magnésium.

IV.3. Le clinopyroxène (Tab. 3) :

Les enclaves a caractère cumulatif de la Basse-Tafna renferment un clinopyroxène de type diopside (**Fig.6**). Les clinopyroxènes sont globalement assez magnésiens ($77,53 < \text{mg}^* < 83,89$ dans les clinopyroxénites et $74,78 < \text{mg}^* < 83,61$ dans les hornblendites).

Les teneurs en titane sont légèrement plus fortes dans les diopsides des hornblendites ($0,98 \% < \text{TiO}_2 < 4,81 \%$) que dans ceux des clinopyroxénites ($1,56 \% < \text{TiO}_2 < 3,10 \%$). Les quantités de sodium restent assez comparables dans les clinopyroxènes des deux types de roches ($0,40\% < \text{Na}_2\text{O} < 0,78 \%$).

La répartition de certains éléments, plus particulièrement magnésium, fer, calcium et titane, paraît révéler l'existence de zonages. Les

cœurs des sections sont alors plus magnésiens et plus calciques tandis que les bordures sont plus ferrifères et plus titanifères.

Dans le diagramme (Ca+Na) -Ti de Leterrier et al. (1982), les clinopyroxènes des enclaves de la Basse-Tafna se retrouvent dans le champ des clinopyroxènes de basaltes alcalins

	Ben 017	Ben 017
SiO ₂	40,08	38,89
TiO ₂	0,07	0,05
Al ₂ O ₃	0,09	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00
FeO	13,15	17,84
MnO	0,18	0,32
NiO	0,00	0,00
MgO	46,01	42,45
CaO	0,35	0,28
Na ₂ O	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,00
Total	99,94	99,89
Si	0,999	0,993
Ti	0,003	0,001
Al	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000
Fe	0,274	0,381
Mn	0,004	0,007
Ni	0,000	0,000
Mg	1,709	1,615
Ca	0,009	0,008
Na	0,000	0,001
K	0,000	0,000
Total	2,999	3,007
"mg"	86,18	80,92
% Fo	86,01	80,63

Tab.2 : compositions chimiques et formules structurales de l'olivine des clinopyroxénites.

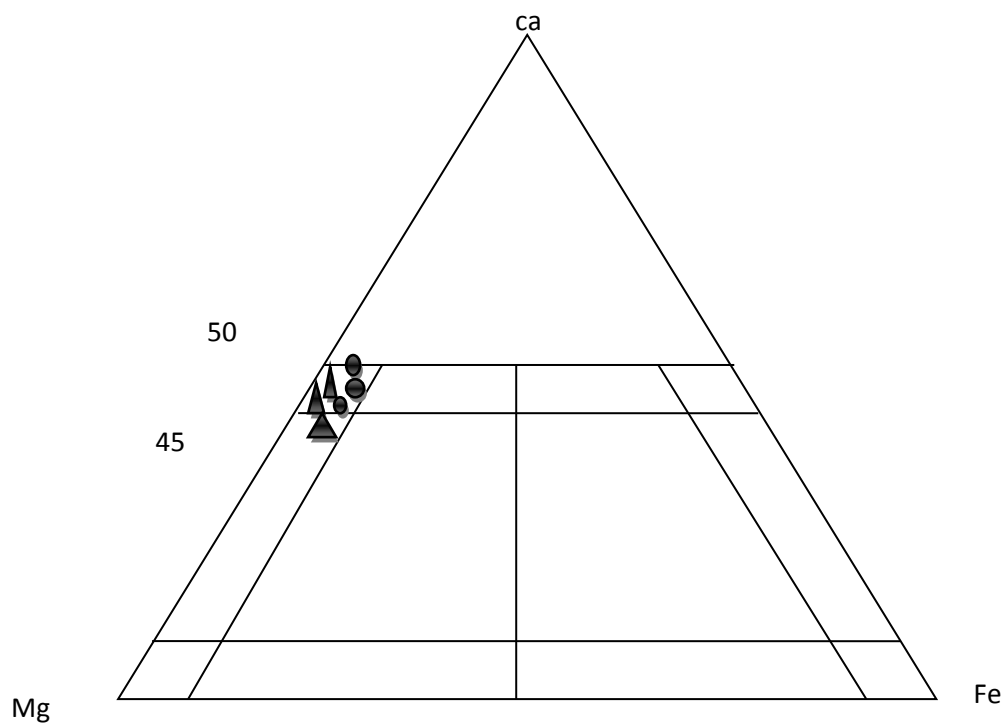


Fig.6 : position des clinopyroxenes étudiés dans le diagramme Ca-Fe-Mg (triangle : cpx des clinopyroxénites- ronds :cpx des hornblendites)

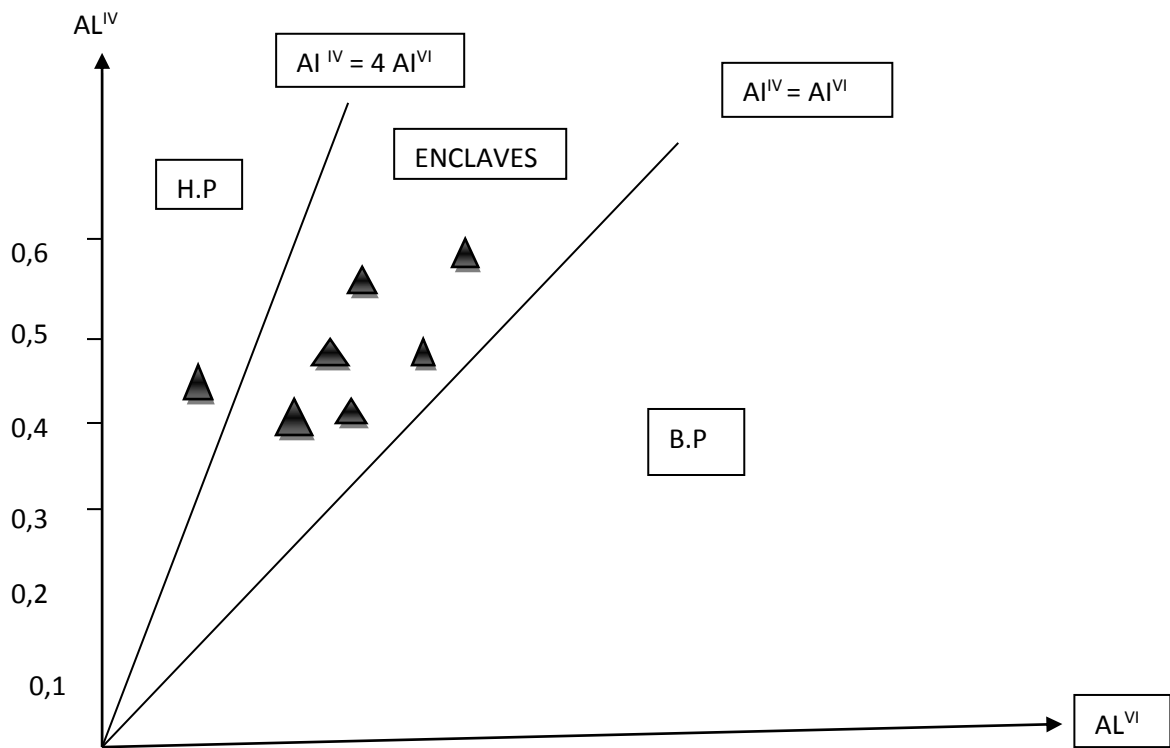


Fig.7 : diagramme Al^{IV} vs Al^{VI} des clinopyroxene des enclaves étudiées
(Limites d'Aoki Kushiro, 1968)

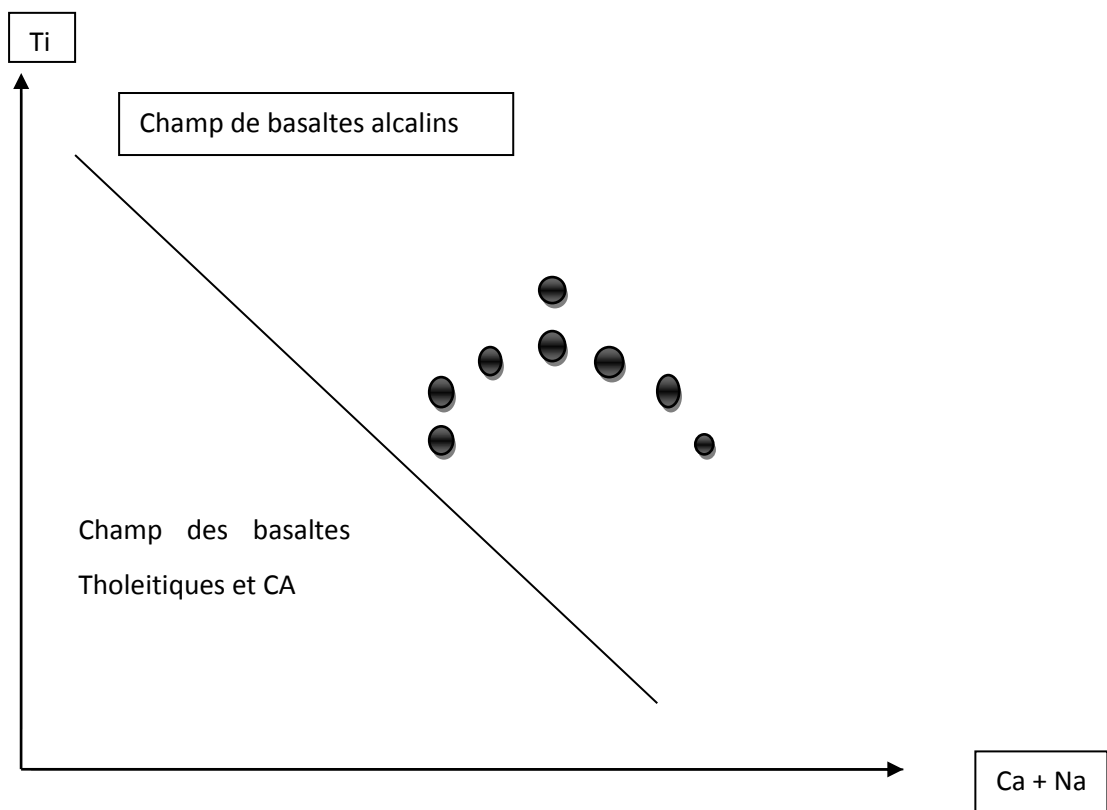


Fig.8 : diagramme (Ca +Na) vers Ti des clinopyroxenes des enclaves étudiées
(limites de Leterrier, 1982)

IV.4. L'amphibole (Tab.4)

Selon la nomenclatures de Leake (1978), les amphiboles des enclaves de cumulats de la Basse Tafna correspondent a des kaersutites dans les hornblendites ou a des pargasites ferrifères dans les clinopyroxenites.

Ces amphiboles sont globalement assez magnésiennes (74,38 % < mg < 76,28 % dans les clinopyroxenites et 76,69 % < mg < 77,60 % dans les hornblendites).

Les proportions de TiO₂ sont un peu plus élevées dans les clinopyroxenes des clinopyroxenites (4,77 % < TiO₂ < 5,22 %) que dans ceux des hornblendites (3,69 % < TiO₂ < 4,17 %).

Les teneurs des autres éléments (CaO, Na₂O et K₂O) sont assez homogènes dans les amphiboles des deux types de roches

Clinopyroxénites					hornblendites				
	AT 69	AT 69	AT 69	AT 69		AT 63	AT 63	Ben 017	Ben 017
SiO ₂	39,9	40,31	40,3	40,88	SiO ₂	39,51	39,13	39,67	38,66
Al ₂ O ₃	13,8	14,37	14,23	14,02	Al ₂ O ₃	15,09	15,12	13,78	14,58
TiO ₂	4,17	4,03	3,77	3,69	TiO ₂	5,22	5,36	4,77	5,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,06	0,08	Cr ₂ O ₃	0,01	0,06	0,31	0,02
FeOt	7,41	7,75	7,68	8,04	FeOt	7,89	7,86	8,42	8,35
MnO	0,11	0,06	0,06	0,05	MnO	0,13	0,10	0,06	0,10
NiO	0,01	0	0,03	0,02	NiO	0,03	0,00	0,04	0,00
MgO	14,37	14,52	14,92	14,84	MgO	14,24	14,10	13,71	13,75
CaO	11,57	11,6	11,75	11,78	CaO	12,00	12,37	12,36	12,04
Na ₂ O	2,17	2,27	2,23	2,17	Na ₂ O	1,95	1,90	2,26	1,85
K ₂ O	1,97	1,94	2,00	2,1	K ₂ O	2,18	2,12	1,8	2,25
Total	95,5	96,88	97,03	97,67	Total	98,24	98,11	97,17	96,62
Si	5,955	5,923	5,908	5,961	Si	5,760	5,724	5,872	5,760
Al IV	2,045	2,077	2,092	2,039	Al IV	2,240	2,276	2,128	2,240
Al VI	0,383	0,412	0,367	0,371	Al VI	0,352	0,330	0,276	0,321
Ti	0,468	0,446	0,415	0,405	Ti	0,573	0,590	0,531	0,563
Cr	0,011	0,003	0,006	0,009	Cr	0,001	0,006	0,036	0,002
Fet	0,925	0,942	0,923	0,965	Fet	0,958	0,962	1,042	1,040
Mn	0,013	0,008	0,008	0,006	Mn	0,016	0,013	0,008	0,013
Ni	0,001	0	0,003	0,002	Ni	0,003	0,000	0,005	0,000
Mg	3,198	3,179	3,259	3,226	Mg	3,094	3,073	3,025	3,054
Ca	1,85	1,827	1,845	1,841	Ca	1,875	1,939	1,96	1,922
Na	0,629	0,648	0,635	0,614	Na	0,552	0,539	0,649	0,534
K	0,375	0,363	0,374	0,39	K	0,406	0,395	0,34	0,428
Total	15,853	15,828	15,835	15,829	Total	15,830	15,847	15,871	15,877
mg*	77,57	76,96	77,6	76,69	mg*	76,28	76,17	74,38	74,59

Tab.4 : composition chimiques et formules structurales des amphiboles des hornblendites et Clinonvroxénites

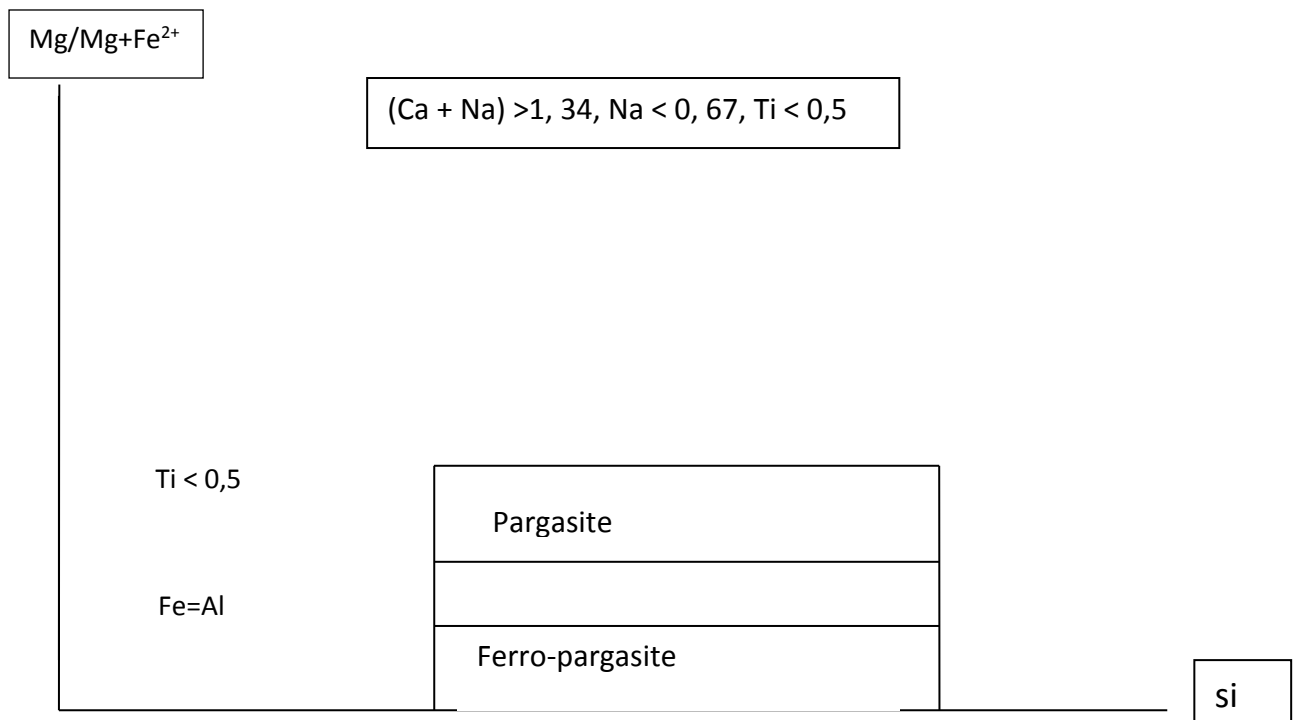
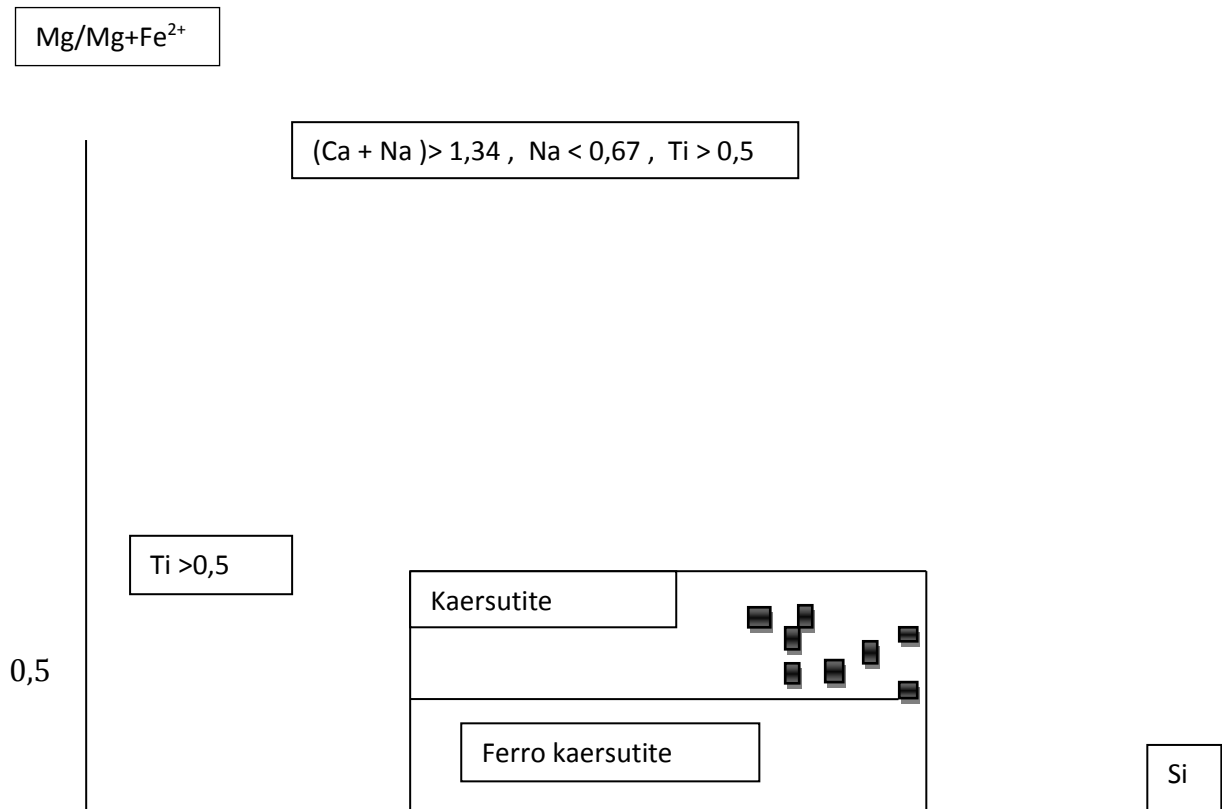


Fig.9 : nomenclature des amphiboles des enclaves étudiées selon la classification de Leake(1978).

IV.5. Discussion et conclusion à l'étude minéralogique :

Les analyses chimiques des différentes phases minérales constituant les enclaves à caractère cumulatif de la Basse-Tafna révèlent quelques variations dans les teneurs de certains éléments majeurs, plus particulièrement en Si, Mg, Fe et ceci suivant le type pétrographique.

Ces variations indiquent très souvent l'existence de zonages, surtout dans les olivines et les clinopyroxènes. Les cœurs de ces minéraux sont plus magnésiens et plus calciques, et leurs bordures s'enrichissent plutôt en fer et en titane.

Ces variations semblent révéler, aussi, une évolution régulière des compositions des minéraux depuis les clinopyroxènes jusqu'aux hornblendites. Cette évolution est surtout marquée, dans les silicates ferromagnésiens, par une diminution du rapport mg*.

En outre, les variations minéralogiques constatées à travers les enclaves à caractère cumulatif de la Basse-Tafna et confrontées aux fluctuations des éléments majeurs, suggèrent qu'un processus de cristallisation fractionnée pourrait être à l'origine de la formation de ces roches au cours de la différenciation des basaltes alcalins hôtes.

CONCLUSION GENERALE

Le massif volcanique de la Basse-Tafna s'est manifesté de façon abondante au Plio-Quaternaire. Les roches émises sont de nature basaltique et d'affinité alcaline. Ces basaltes sont différenciés en basaltes alcalins, hawaïtes, mugearites et benmoreïtes. Cette différenciation semble avoir été guidée par un processus de cristallisation fractionnée (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 et Bendoukha, 2004).

Les basaltes de la Basse-Tafna renferment des enclaves ultramafiques. Ces roches sont à clinopyroxène ou à hornblende dominante et définissent ainsi respectivement des clinopyroxénites et des hornblendites. À ces roches essentielles, s'ajoutent des minéraux opaques de façon constante, de l'olivine surtout dans les clinopyroxénites, du plagioclase, de la biotite et de l'apatite dans les hornblendites.

Les caractères pétrographiques et minéralogiques de ces roches montrent de grandes analogies avec les enclaves de Type III définies par Gregoire (1994).

Il apparaît donc très probable que les enclaves ultramafiques à caractère cumulatif de la Basse-Tafna et les laves hôtes soient génétiquement liées. Les clinopyroxénites et les hornblendites seraient alors des ségrégats de ces basaltes formés par un processus de cristallisation fractionnée au cours du cycle magmatique qui a donné, en surface, les basaltes de la Basse-Tafna. Cette hypothèse rejoint celle de Megartsi (1985), reprise par Bendoukha (1987) et Bendoukha (2008), qui propose une différenciation par cristallisation fractionnée pour expliquer le passage continu des basaltes alcalins aux benmoreïtes dans la Basse-Tafna.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allegre C. (1984).** Les ophiolites, a la recherche des océans perdus, in : « La derive des continents ». Bibliographie pour la science, Diffusion Belin
- Aoki K. and Kushio I. (1968).** Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. petrol.*, 18pp.326-337.
- Bellon H. et Guardia p.(1980).** Le volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Algérie occidentale, Etude radiometrique et paleomagnetique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 22 Fasc.3,pp,213-222.
- Bellon H., Guardia P., et Magné, J. (1984).** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. *Géol. Méditerranéenne*, XI, 255-264.
- Bendoukha R., (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). *Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.*
- Coisy P. and Nicolas A. (1978).** Structure et géodynamique du manteau superieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des basaltes. *Bull. Miner .*, 101, pp. 42-436.
- Cuire J. and Flamand A. (1889).** Etude succincte des roches éruptives de l'Algerie . Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, Alger n 8.
- Ernst T. (1963).** Basalte magma –Enstehunggrund peridotites. *News Tarhs. Mineral.*, Monath, pp.203-205.
- Fenet B. (1975).** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogenèse Nord-Maghrébines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.*
- Frey F.A. and Prinz M. (1978).** Ultramafic inclusion from San Carlose(Arizona),petrological and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci . Lett.*, 38, pp.129-176.

Gentil. M.L. (1903). Etude géologique du bassin de la Tafna «, *Publi. Série C.G., 2éme Série, N° 4, in-8, 425 p.*

Guardia P., (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. *Thèse d'état Univ. Nice, 289 p.*

Hadj Abdelkader A. (1993). Etude des enclaves ultramafiques du massif volcanique des Souhalia (Oranie nord occidentale). Mem. Ing. Etat, Univ. Oran, 46 p.

Irvine T.N. (1982). Terminology for layered intrusions. *J. Petrol., Vol .23, part 2, pp.127-162.*

Jardin L. (1972). Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Deves (Haute Loire ,France). Thèse Doct. 3eme Cycle, Univ. Claude Bernard ,Lyon.

Kheroua M.(1993). Etude dynamique, pétrographique et géochimique du massif volcanique d'Ain Témouchent (partie orientale) Oranie-Nord-Occidentale. Mem. Ing. Etat, Univ. Oran.

Lacroix A. (1893-1913). Minéralogie de la France et de ses colonies. Beranger Ed., 5 volumes.

Lacroix A. (1924). Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et d'une manière générale, la classification des laves renfermant de l'analcime. *C.R. Acad. Sci., Paris, t.178, pp.529-534.*

Lacroix A. (1925). Les basanites et les basaltes analcimiques d'Algérie et du Maroc. *Bull. Volc., n 2, 8 p., Napoli .*

Lacroix A. (1927). Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. *C .R .Acad. Sci., t 185, n12, pp.573-576.*

Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral., 63, pp.1023-1052.*

- Lagraa K. et Nekkab S.A. (1990).** Etude petrographique et geochemique du massif volcanique de Souhalia (Oranie Nord occidentale). Mem. Ing. Etat, Univ. Oran, 70 p.
- Lameyer J. (1975).** Roches et minéraux. T.L. Doin Ed.
- Megartsi M. (1985).** Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale (Algérie). *Thèse Doct Etat, Université d'Alger, 296 p.*
- Peterson R. and Francis D. (1977).** The Origin of sulfide inclusions in pyroxen megacrysts. Amer. Mineral., vol. 62, pp.1049-1051.
- Pouyanne J. (1877).** Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Ann.Mines, t. 12, pp.81-155, Alger.
- Riou R. et Braud C. (1984).** Les inclusions fluides des enclaves basiques du Djebel Kerkour, Oranie (Algérie). 5eme Sem. Nat. Sci. Terre, Alger, pp.115-116.
- Sadran G. (1958).** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. *Publi. Serv. Cartes. Géol. de l'Algérie, Nouvelle série. Bull. N°18, 533p.*
- Schawazer R.R. and Rouger J.J. (1974).** A worldwide comparisons of alkali olivin basalts and their diffirenciation trends. Earth Planet. Sci. Lett., 23, pp.286-296.
- Streckeisen A. (1976).** To each plutonic rocks its proper name. Earth Sci. Rev., 12, pp. 1-33.
- Thornton P. and Tuttle O.F. (1960).** Chemistry of igneous rocks .D.I : differenciation index. Amer. J. Sci., 258, pp.664-684 .
- Velain C. (1874).** Constitutions geologiques des iles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc a la Tunisie. C.R.Acad. Sci., Paris, t.128, p.73.
- Wager L.R., Brown G.M. and Wadsworth W.J. (1960).** Types of igneous cumulates. J. Petrol., 1, pp.73-85.

White R.W. (1966). Ultramafic inclusions in basaltic rock from Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, pp.245-314.

Yodder H.S. and Tilly C.E. (1962). Origine of basalts magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *J. Petrol.*, 3, p.342-532.

Zerka M. (1986). Etude pétrographique des xénolites de lherzolites à spinelle du massif volcanique d'Ain-Temouchent (Algérie). 11ème R.S.T. Clermont Ferrand, résumé p.193.

Zerka M. (1991). Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quadernaire de l'Oranie occidentale. Exemple des massifs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. *Thèse Magister, USTHB, Alger, 175 p.*

Zerka M. (2004). Le Manteau sous la Marge Maghrébine : relation « infiltration-réactions-cristallisation » et cisaillements lithosphériques dans les enclaves ultramafiques du volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Oranie, exemples des complexes d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna (Algérie nord occidentale). *Thèse Doct. Etat, Univ .Oran, 235 p.*

Zerka M. et Megartsi M. (1986). Les enclaves ultramafiques des massifs volcanique d'Ain-Temouchent (Algérie-Occidentale). 6ème Sem. Nat. Sci. Terre, Alger, résumé p.112.

Zerka M., Cottin J.Y., Remaci N. et Midoun M. (1995). Ascension diapirique et amincissement lithosphérique dans le secteur volcanique d'Ain- Temouchent. 10ème Sem. Nat. Sci. Terre, Alger, résumé p.95-96

Zerka M., Cottin J.Y., Megartsi M., Gregoire M., Remaci N. et Midoun M.(1995). Signification pétrographique des enclaves ultramafiques composition à l'aplomb du secteur volcanique d'Ain Témouchent. 10 ème Sem. Nat. Sci. Terre, résumé p.165.

Zerka M., Cottin J.Y., Gregoire M., Lorand J.P. et Megartsi M.(1996). Hétérogénéités mantelliques dans les xenolites du volcanisme alcalin

d'Oranais (Algérie) : interaction manteau-continental-magma et amincissement lithosphérique. 16eme R.S.T. Orleans, résumé p.103.

Zerka M., Cottin J.Y., Gregoire M., Lorand J.P. and Megartsi M. (1997).
Mantle peridotites and deep magmatic cumulates in the plio-quadernary volcanism of Oranie, Algeria. E.U.G IX, Strasbourg, résumé p.79.