

N° d'ordre :

République Algérienne Démocratique et populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur

Université d'Oran2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie
et d'Aménagement du Territoire

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade

De Master en Géologie

Option : Magmatisme Géodynamique et transfert lithosphérique

Thème :

**Etude de quelques enclaves ultramafiques associés aux
produits du volcan de Benghana (massif d'Ain témouchent/
Oranie nord occidentale)**

Présenté par

M^{elle} Cherfaoui djezila

Soutenu le : 28/06/2016 devant la commission d'examination :

Mr. ZERKA Med

Encadreur

Mr. Meddini

Président

Mr. Mahmoudi

Examineur

Oran, 2016



Dédicaces

*Je dédie ce mémoire de fin d'étude A mon grand-père
cherfaoui Mustapha. A mes très chers parents qui avaient
tant souhaité me voir mener à bien mes études. Que dieu les
garde pour nous.*

A mes chers frères : Mohamed, Monssife, Mouad

Tous mes Cousins et mes cousines : Younes, Ferial,

Sarah, Douha, Fatiha, Malak, Inasse, Manale, Amina,

*Toutes mes amies de l'université d'Oran, A tous ceux qui
m'aime et ceux que j'aime.*

Djezila



Remerciements

*Je remercie vivement toutes personnes ayant
participé de près ou de loin à l'élaboration et à
l'achèvement de ce modeste travail, spécialement
mon encadreur Mr ZERKA Mohamed,
mes amis et toute ma famille.*



Djezila

Chapitre I : Généralités sur les enclaves ultramafiques

- *Introduction.*
- *Généralités sur les roches ultramafiques.*
- *Caractères texturaux des enclaves ultramafiques.*
- *Origine des enclaves ultramafiques.*
- *Constitution du manteau supérieur et genèse des
magmas Basaltiques.*

I.1. Introduction

La structure et la composition du manteau supérieur, tant du point de vue physique que chimique, ne peuvent être étudiées que de deux manières :

- Indirectement par l'interprétation des données sismologiques, en particulier tomographiques, et par des modélisations numériques ;
- directement par l'étude d'échantillons mantelliques remontés, à la surface du globe, par divers processus dynamiques.

Parmi ceux-ci, les différents auteurs s'accordent à distinguer une mise en place tectonique pour les massifs péridotitiques et les ophiolites et un "ramonage" par les basaltes, les kimberlites et les lamproïtes pour les enclaves. Celles-ci peuvent révéler un échantillonnage diversifié de niveaux profonds de la lithosphère parfois répartis sur plus d'une centaine de kilomètres de profondeur (Nixon et Davies, 1987). Ces enclaves sont comparables aux massifs de péridotites orogéniques et aux semelles des associations ophiolitiques, mais sont bien évidemment de taille plus petite. Cependant, pour ces dernières, il est très difficile d'établir, à la différence des massifs de péridotites ou des ophiolites, les relations géométriques entre les différents constituants mantelliques. Cette difficulté est, par contre, largement compensée par le fait que les enclaves ont subi, depuis leurs zones de prélèvement dans le manteau jusqu'en surface, une histoire crustale (tectonique et métamorphique) moins complexe que celle des massifs (Dautria, 1988). D'autre part, leur séjour, parfois de courte durée, dans les magmas basaltiques porteurs, ne semble pas les avoir affectées de façon importante (thermo-métamorphisme).

Ces trente dernières années, les enclaves ultramafiques remontées par différents types de magmas continentaux ou océaniques ont, à nouveau, fait l'objet de nombreuses études structurales, pétrologiques et géochimiques afin, notamment, de préciser les modes de circulation des magmas et des fluides au sein du manteau ainsi que les réactions magmas-péridotites qui découlent de cette circulation.

Les variations texturales, minéralogiques et géochimiques révélées par un échantillonnage diversifié d'enclaves au sein d'un même massif volcanique, peuvent être ainsi considérées comme reflétant de véritables forages profonds du manteau supérieur à l'aplomb du massif et les hétérogénéités constatées peuvent alors être interprétées en terme de différents processus pétrogénétiques intervenant à différentes échelles (fusion partielle à taux variable, interactions manteau-magmas, métasomatisme mantellique, ...etc).

C'est dans ce contexte particulier que nous nous sommes intéressés à l'étude des verres volcaniques piégés dans certaines enclaves ultramafiques associées aux produits éruptifs du volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Oranie. Leur origine sera envisagée à la lumière de leurs caractéristiques texturales, minéralogiques et géochimiques.

Dans ce chapitre, nous proposons d'abord des généralités sur les roches ultramafiques et leur nomenclature, en se focalisant beaucoup plus sur leurs caractères texturaux et leurs origines.

I.2. Généralités sur les roches ultramafiques

I.2.1. Définition

Le terme ultramafique comprend toute une gamme de roches holomélanocrates, à texture grenue, et constituées pour plus de 90% de leur volume par des minéraux colorés très riches en Mg et Fe et qu'on dit minéraux mafiques. Les roches ultramafiques sont basiques à ultrabasiques ($\text{SiO}_2 < 52\%$).

I.2.2. Constituants minéralogiques des roches ultramafiques

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.

L'olivine est très magnésienne et proche du pôle forstérite ($\text{Fo}_{85}\text{-Fo}_{95}$). L'orthopyroxène est de type enstatite à bronzite. Le clinopyroxène est généralement représenté par du diopside ou de l'augite. L'amphibole, riche en Mg, Al et Ca, est souvent de la pargasite ou de la kaersutite. D'autres espèces minérales, mais en faibles quantités, s'associent assez souvent à ces phases. Ce sont du plagioclase, du spinelle chromifère, alumineux et magnésien, du mica noir de type phlogopite ou encore du grenat riche en Mg et Al de type pyrope.

I.2.3. Classification et nomenclature des roches ultramafiques

Selon la prédominance de l'une des trois espèces minérales essentielles : olivine, pyroxène ou amphibole, les roches ultramafiques sont globalement subdivisées en trois (03) grandes familles :

- les péridotites (à olivine dominante : $\text{Ol} > 40\%$) ;
- les pyroxénites (à pyroxènes dominants) ;
- les hornblendites (à amphibole dominante)

Les péridotites sont plus abondantes que les pyroxénites alors que les hornblendites sont plus rares. La présence d'autres espèces minérales (plagioclase, spinelle ou grenat) accessoires en quantités (<10 %) peuvent s'associer à la phase essentielle conduit à la distinction de plusieurs variétés au sein de chaque famille parmi ces roches ultramafiques (**Tab.1**). Parmi ces espèces minérales, on reconnaît le plus souvent des phases alumineuses liées à la pression d'équilibre (BP → HP) telles que plagioclase, spinelle ou grenat, ou encore des phases hydroxylées telles que le mica noir.

Roches	Plagioclase	Spinelle	Grenat
Péridotites	Péridotites à plagioclase	Péridotites à spinelle	Péridotites à grenat
Pyroxénites	Pyroxénites à plagioclase	Pyroxénites à spinelle	Pyroxénites à grenat
Hornblendites	Hornblendites à plagioclase	Hornblendites à spinelle	

Tab.1 : Classification des roches ultramafiques en fonction de la nature de la phase alumineuse (plagioclase, spinelle, grenat)

La nomenclature des roches ultramafiques est basée principalement sur la nature du ou des minéraux ferromagnésiens prédominants dans la roche. Quatre minéraux essentiels sont considérés dans la classification modale de Streckeisen (1976) : olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et amphibole (**Fig.1 et 2**).

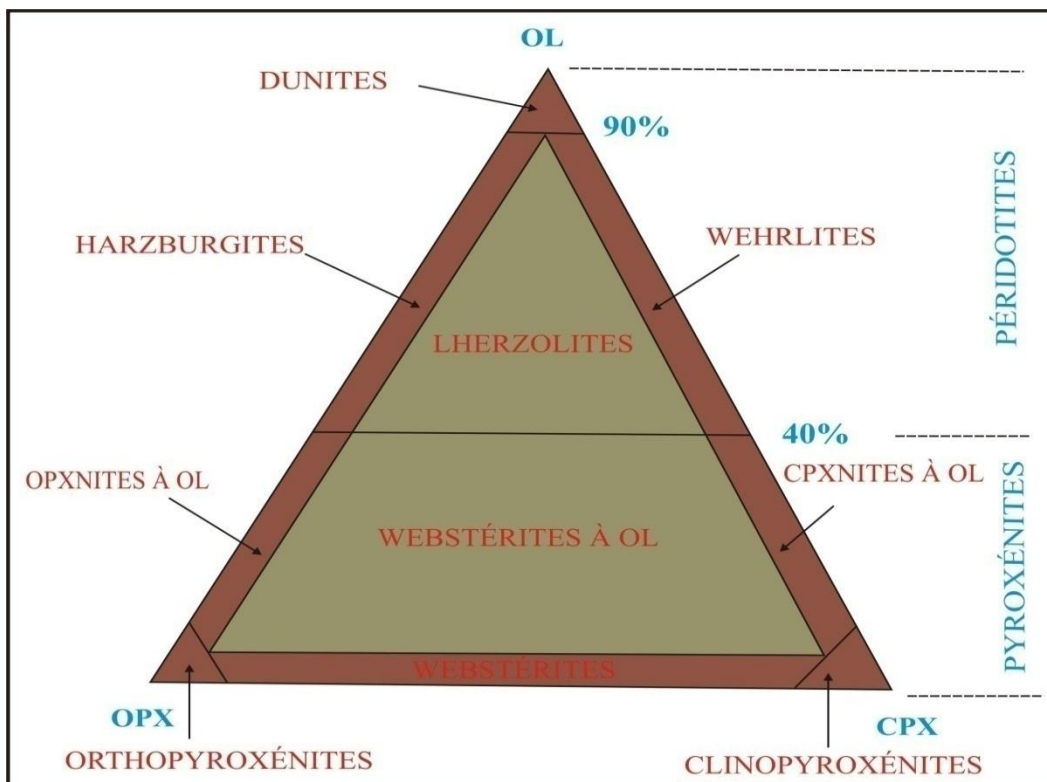


Fig.1 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streickeisen (1976)

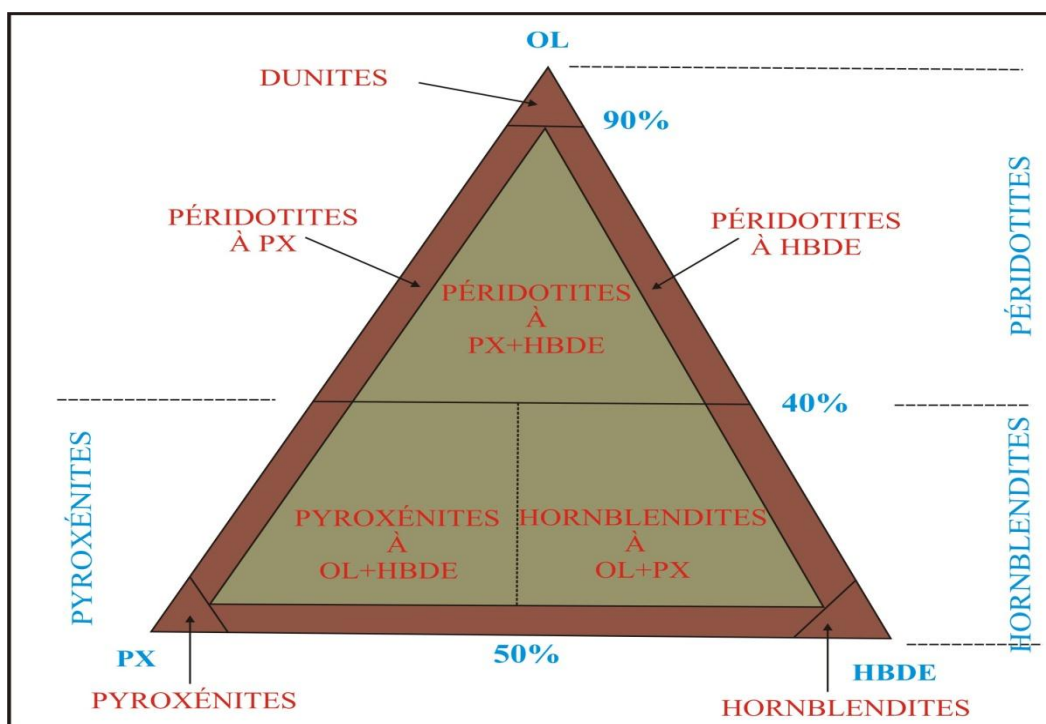


Fig.2 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Px - Hbde de Streickeisen (1976)

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 de cumulat ;
- des xénolites mantelliques.

Les enclaves de cumulat sont caractérisées par des textures magmatiques, le plus souvent à caractère cumulatif, et dans lesquelles au moins une phase minérale est automorphe à subautomorphe et constitue la phase de cumulus. Les autres espèces cristallines peuvent être xénomorphes et interstitielles et forment l'intercumulus ou post-cumulus. En se basant sur les proportions des phases post-cumulus, Irvine (1982) et Grégoire, (1994) propose une classification purement descriptive (**Tab.2**).

types texturaux	Caractéristiques
adcumulat	un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs et montrant des excroissances secondaires (0-5 % de minéraux en intercumulus)
mésocumulat	cumulat présentant des caractères hybrides d'orthocumulat et d'adcumulat (7-25 % de minéraux post-cumulus) cas très fréquent
Orthocumulat	Un ou plusieurs minéraux précoces (cumulus) liés par des minéraux tardifs abondants (25-50 % en volume) ± poecilitiques (post-cumulus)
hétéradcumulat	un minéral cumulus cimenté 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
cumulat à texture ordinaire	texture grenue quelconque sans évidence de phase cumulus
cumulat à texture réactionnelle	liserés réactionnels ou figures de remplacement entre minéraux voisins

Tab.2 : Nomenclature des types texturaux à caractère cumulatif (selon Irvine, 1982)

Les xénolites mantelliques montrent des textures de déformation et de recristallisation à l'état solide dites aussi textures métamorphiques ou de tectonites (Mercier, 1972 ; Mercier et Nicolas, 1975 ; Coisy, 1977 ; Harte, 1977 ; Pike et Schwarzman, 1977). Globalement, tous les auteurs s'accordent à reconnaître que ces textures sont acquises à la suite de processus de déformations et de recristallisations dans les conditions mantelliques.

Mercier et Nicolas (1975) et Harte (1977) retiennent trois principaux types texturaux fréquents dans les enclaves ultramafiques à textures de tectonite :

a) le type protogranulaire : ce type textural décrit une roche sans porphyroclastes et qui est formée, en majorité, par des grains, de dimension moyenne supérieure à 2 mm, dont les limites peuvent être rectilignes ou légèrement courbées (Mercier et Nicolas, 1975). Elle peut présenter, cependant, quelques petits cristaux de seconde génération ou néoblastes. L'évidence de traces de déformation n'est marquée que par la présence, dans l'olivine surtout, d'extinction onduleuse ou de bandes de pliage. Le terme "à grain grossier" a été utilisé par Harte (1977) pour décrire ce type textural ;

b) le type porphyroclastique : cette texture définit une roche contenant de gros cristaux, en voie de fragmentation, appelés porphyroclastes. Dans ce type textural, la proportion de porphyroclastes, par rapport à la matrice grenue fine, est supérieure à 10% (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977). La foliation est nette et marquée par l'allongement des silicates ferromagnésiens, pyroxènes surtout, et peut être également soulignée par l'étirement et l'alignement des spinelles. Ce type textural est donc caractérisé par la présence de deux catégories de cristaux :

-des porphyroclastes (3 à 6 mm), grains allongés à nombreux kink-bands et représentant plus de 10% du volume de la roche ;

- des néoblastes (~ 0,5 mm), petits cristaux polygonaux non déformés. Ils forment une matrice fine qui entoure les porphyroclastes et qui est attribuée à une recristallisation dynamique ;

c) le type équigranulaire : ce type textural décrit une roche à grain fin (moins de 2 mm), sans ou avec très peu de porphyroclastes (< 10%), et montrant systématiquement une recristallisation (Mercier, 1972 ; Mercier et Nicolas, 1975). Harte (1977) utilise le terme de "granuloblastique" pour définir ce type textural.

I.4. Origine des enclaves ultramafiques

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

a) Les enclaves homéogènes

Ces roches sont caractérisées par des textures franchement magmatiques à caractère cumulatif. Elles sont représentées par des faciès pétrographiques très variables mais constitués essentiellement de péridotites, de pyroxénites et d'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 liées soit au cycle magmatique qui a généré les laves "hôtes" soit à un cycle magmatique antérieur (Irving, 1974 ; Best, 1975 ; Ludden, 1977 ; Berger, 1981 ; Grégoire, 1994 ; Moine, 2000).

b) Les enclaves énallogènes

Cette famille regroupe toutes les roches qui n'ont aucun lien génétique direct avec les magmas « hôtes » et correspondent donc à des fragments de roches d'origine mantellique, arrachés aux parois des chenaux, au cours de leurs ascension vers la surface. Ces roches sont caractérisées par des textures de tectonite et par une prédominance des péridotites associées à quelques pyroxénites. Elles sont définies comme des xénolites mantelliques par Frey et Prinz (1978). 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. Constitution du manteau supérieur et genèse des magmas basaltiques :

L'étude des xénolites mantelliques a également pour objet d'aborder deux problèmes fondamentaux à savoir : la composition et la constitution du manteau, d'une part, et le problème de la genèse des magmas basaltiques à partir des péridotites d'autre part.

Ainsi, de nombreux auteurs dont Green et Ringwood (1967) et O'Hara (1970) sont arrivés à admettre qu'une péridotite à quatre (04) phases (Ol + Cpx + Opx + phase alumineuse), capable de donner naissance, par fusion partielle à des magmas basaltiques, serait le matériau constitutif principal du manteau supérieur. Green et Ringwood (1967) ont proposé une composition chimique théorique connue sous le nom de "pyrolite" qui se distingue de la composition des lherzolites naturelles par des teneurs plus élevées en TiO_2 , Al_2O_3 , Fer total, CaO, K_2O et Na_2O . Leurs travaux expérimentaux ont montré qu'à cette pyrolite et pour des pressions croissantes, correspondent des assemblages lherzolitiques successivement à plagioclase, à spinelle puis à grenat. Cette évolution minéralogique existerait probablement dans le manteau supérieur depuis les zones les plus superficielles jusqu'aux zones les plus profondes.

Cette péridotite primaire, par diminution de pression à température constante ou par élévation de celle-ci, fonderait partiellement et donnerait naissance à un magma basaltique dont la composition dépend de la température et de la pression, pour un seul part, et du taux de fusion d'autre part.

A cette fusion succède la ségrégation puis l'ascension vers la surface du liquide basaltique formé.

Chapitre II : Présentation du secteur d'étude

- *Introduction.*
- *Situation géographique du secteur d'étude.*
- *Historique des recherches.*
- *Cadre géologique et structural.*
- *Aperçu volcanologie.*
- *Objectifs du travail.*

II. 1. Introduction

L'Oranie nord-occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain, est caractérisée par d'importantes émissions volcaniques d'affinité alcaline et d'âge Plio-quadernaire (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Louni-Hacini et al., 1995 ; Tabeiouna, 1997 ; Piqué et al., 1998 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Bendoukha, 2008). Celles-ci se répartissent le long du littoral méditerranéen et forment un liseré couvrant une bande d'environ 20 km de large et correspondent à un grand nombre de centres d'émission, ayant rejeté d'importantes quantités de basaltes et de produits pyroclastiques recouvrant près de 1000 km²(Fig.3).

Ce volcanisme montre, globalement, un changement de composition au cours de temps : de calco-alcalin, au Miocène, il devient alcalin au Plio-Quadernaire. Cette évolution, qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale, est attribuée soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque d'Afrique et dont l'activité aurait été stoppée au Pliocène inférieur (Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Louni-Hacini et al., 1995 ; El-Azzouzi et al.,1999 ; Maury et al., 2000 ; Zerka,2004), soit à un contexte d'amincissement lithosphérique lié à la réactivation d'un vaste cisaillement parallèle à la marge nord-africaine (Hernandez et al.,1987 ; Piqué et al.,1998 ; Zerka,2004) ou encore à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka et al.,2002)

Les laves alcalines du massif d'Ain Témouchent ont remonté une grande diversité d'enclaves ultramafiques (Sadran, 1958 ; Zerka, 1986 ; Zerka, 1991 et Zerka, 2004). Ce sont principalement des tectonites mantelliques, des ségrégats magmatiques et des enclaves « composites ». En l'absence de véritables affleurements de socle profond en Oranie, de telles enclaves constituent un repère supplémentaire pour la connaissance du manteau sur la bordure occidentale de la marge maghrébine.

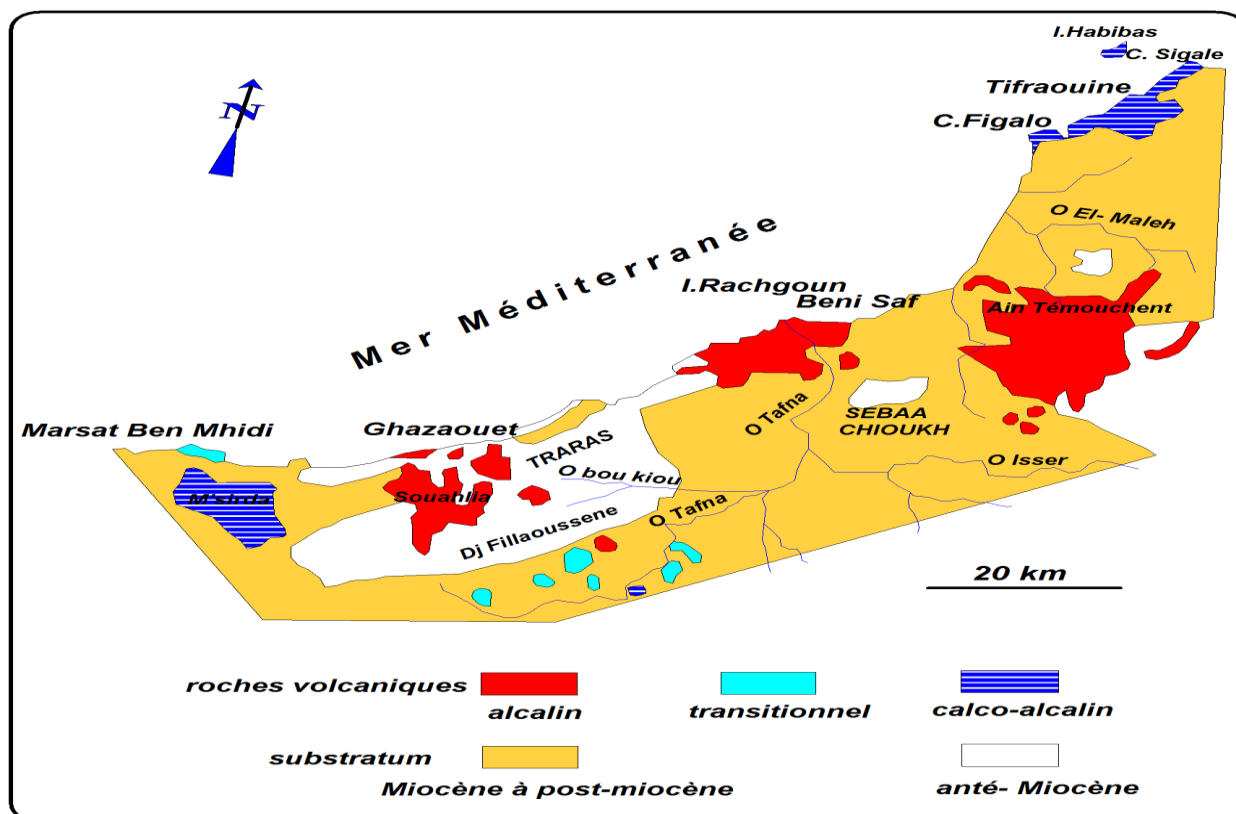


Fig.3 : Localisation du émissions alcalines plio-quadernaires d'Oranie (in Coulon et *al.*, 2002, redessinée)

II. 2. Situation géographique du secteur d'étude

Le massif volcanique d'AïnTémouchent est localisé dans la partie nord-occidentale de l'Oranie. Il est situé à environ 70 km au Sud-ouest d'Oran (Fig.4). Ce secteur occupe une dépression aménagée au Nord des monts des Tessalas, des SebâaChioukhet se caractérise par des reliefs d'altitude modérée (points culminants : 507 m). La mer Méditerranée constitue leur limite septentrionale.

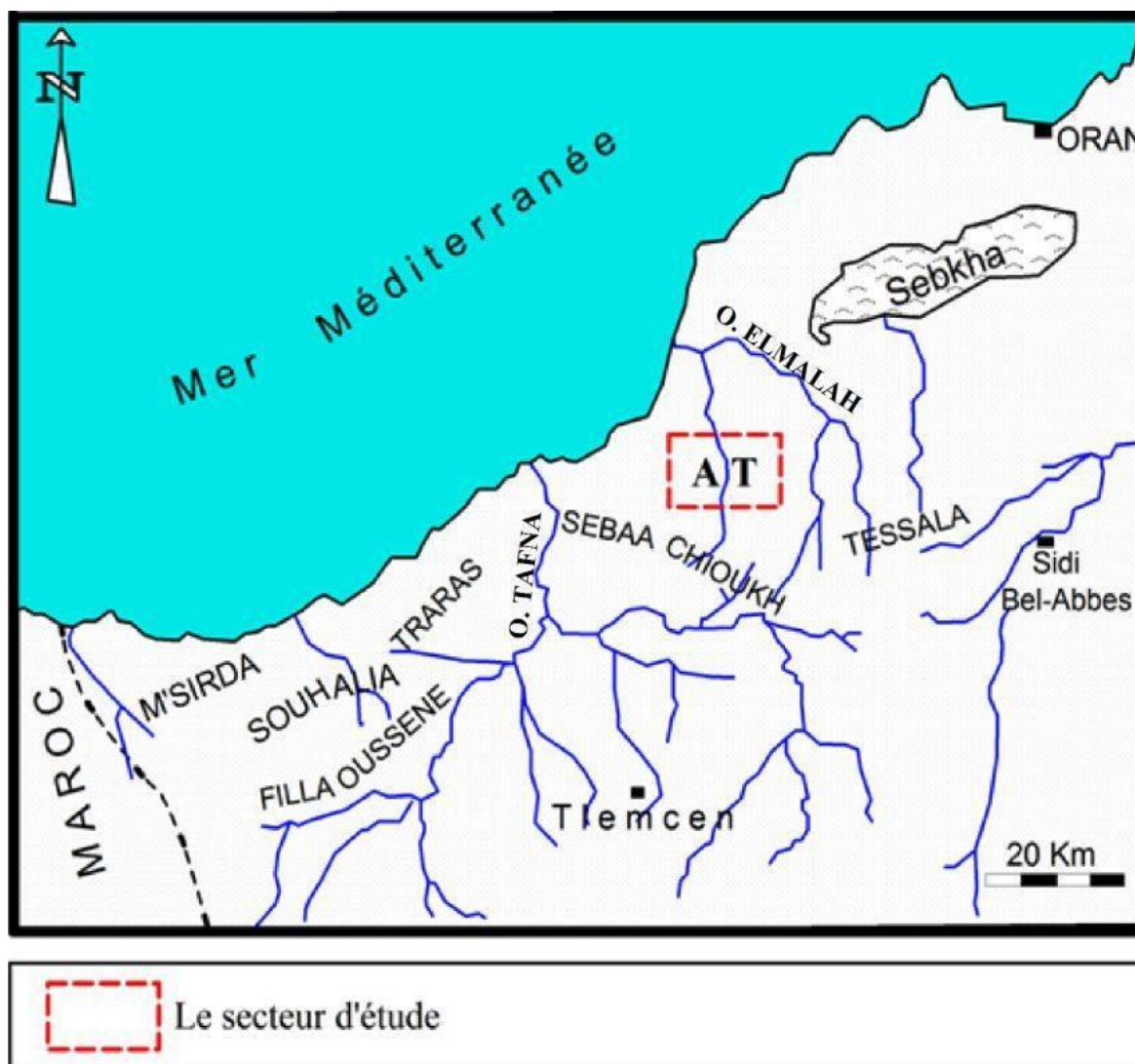


Fig.4 : Situation géographique du massif d'AïnTémouchent

II. 3. Historique des recherches

Les affleurements des roches volcaniques de l'Oranie nord occidentale ont fait l'objet de nombreux travaux depuis la fin de 18^{ème} siècle jusqu'à nos jours. Nous nous intéresserons, plus particulièrement, aux travaux qui ont traité d'une manière ou d'une autre des roches volcaniques des régions d'AïnTémouchent et de la Basse-Tafna.

Lacroix (de 1893 à 1927) a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans sa publication " Les enclaves des roches volcaniques ". Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'AïnTémouchent de basanitoïdes à analcime présent ainsi, par la pétrographie, le caractère sous saturé et alcalin de ce secteur.

Parallèlement à ses cartographies détaillées, Gentil (1903) présente une étude plus élaborée du secteur d'AïnTémouchent.

Sadran (1958) a contribué à une étude pétrographique, des principaux massifs volcaniques de l'Oranie, comportant une cartographie des différentes émissions. Il a signalé la présence d'enclaves variées. Il fut le premier à publier un certain nombre d'analyses chimiques sur les divers groupes pétrographiques de la région.

Fenet (1975) et Guardia (1975) ont abouti, par leurs études structurales de l'Oranie, à donner un modèle selon les concepts « nappistes », tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre des secteurs.

Bellon (1976), Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980), Bellon et al (1984), par leurs études chronologiques, ont caractérisé la position stratigraphique et l'âge de mise en place du volcanisme oranais par l'entremise d'un certain nombre de mesures radiométriques et de datations micropaléontologiques.

Megartsi(1985) élabore une synthèse géologique, volcanologique, pétrographique, géochimique et dynamique de tout le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale.

Zerka (1986) et Zerka et Megartsi (1986) furent les premiers à étudier de façon détaillée les enclaves ultramafiques associées aux produits éruptifs d'AïnTémouchent et de la Basse-Tafna. Ils en déduisent une origine mantellique pour certaines d'entre elles.

Abad (1993) présente une étude volcanologique et pétrographique du secteur éruptif des Souahlia et souligne son affinité alcaline.

Louni-Hacini et al. (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques ($^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranie et obtiennent des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia (1980), notamment dans le secteur d'AïnTémouchent.

Tabeliouna (1997) décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'AïnTémouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes émis.

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 de lithosphère subductée en se référant aux travaux géophysiques de Carminati et al. (1998) qui ont

abouti à une image tomographique du manteau sous-oranais jusqu'à une profondeur de 400 km.

Zerka et al. (2002) montrent que les hétérogénéités minéralogiques et texturales observées dans les xénolites mantelliques d'Aïn Témouchent sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques.

Zerka (2004) décrit les relations "interaction-réaction cristallisations" et les cisaillements lithosphériques dans les xénolites mantelliques du volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Oranie a pris l'exemple d'AïnTémouchent et de la Basse Tafna.

Bendoukha (2008) a établi une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcaline plio-quadernaire de l'Oranie.

II. 4. Cadre géologique et structural

Le secteur éruptif d'AïnTémouchent, d'âge Plio- Quadernaire, est assez étendu. Il couvre une superficie de près de 300 km². Les formations géologiques, qui ont servi de substratum à ce massif, s'intègrent dans la zone tellienne de domaine externe de la chaîne alpine(**Fig.5**). Les produits éruptifs émis reposent, soit sur des formations sédimentaires miocènes synchro- et post-nappes, soit sur des unités allochtones de type tellien ou rifain ou encore sur des sédiments plio-quadernaires.(Megartsi, 1985 ; Tabeliouna, 1991, Zerka, 1991 ; Tabeliouna, 1997).

En outre, Megartsi (1985), Tabeliouna (1997) et Zerka (2004) estiment que les centres éruptifs d'AïnTémouchent semblent s'aligner selon trois linéaments, septentrionaux, centraux et méridionaux, orientés selon une direction moyenne N60. Ces alignements caractérisent une mise en place des éruptions favorisée par des fractures de direction atlasique.

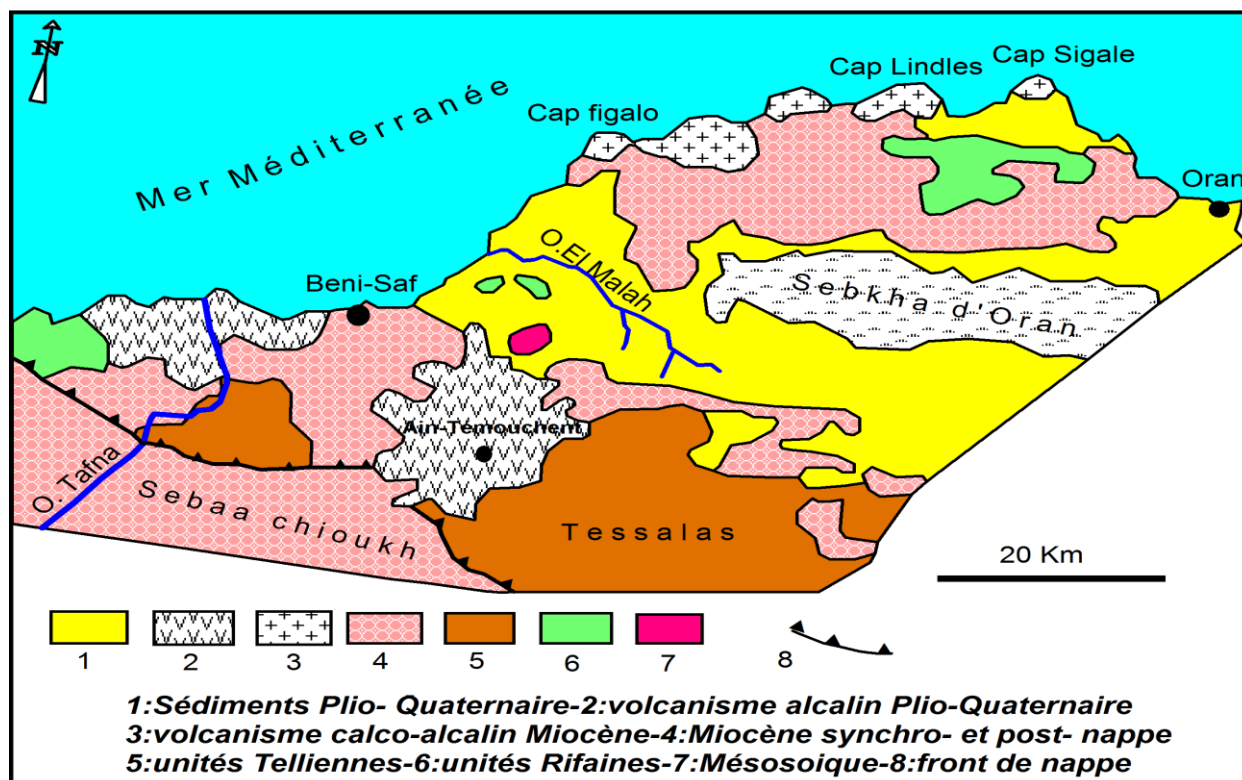


Fig.5: Localisation du complexe volcanique d'AïnTémouchent
 (in Megartsi, 1985, redessinée).

II. 5. Aperçu volcanologique

Les manifestations volcaniques plio-quaternaires d'Oranie se distinguent, des phases éruptives miocènes, par leur caractère essentiellement basique alcalin et par leur plus grande étendue des surfaces couvertes. Selon leur emplacement géographique, Megartsi (1985) situe les différents secteurs magmatiques alcalins plio quaternaires dans :

- la Moyenne Tafna (flanc sud du Djebel Fillaoussene) ;
- les Souahlia (autour de Ghazaouet) ;
- la Basse Tafna ;
- la région d'AïnTémouchent.

Le massif volcanique d'AïnTémouchent a été choisi pour la recherche et l'étude d'enclaves ultramafiques. Ce choix s'est basé sur deux critères :

- le caractère basique alcalin de ce massif démontré par plusieurs auteurs (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987; Zerka, 1991 ; Zerka, 2004 et Bendoukha, 2008) ;
- la présence d'enclaves ultramafiques signalées également par ces mêmes auteurs.

Il a été effectivement prouvé, de par les différentes études réalisées dans ces domaines, que ces deux critères vont très souvent de pair.

II. 5.1. Datation du volcanisme alcalin d'Oranie

Le volcanisme alcalin d'Oranie nord occidentale repose sur des formations plio-quadernaires (**Fig.4**). Les datations radiométriques obtenues par Louni-Hacini et al, (1995) et Coulon et al (2002) mettent en évidence des âges assez jeunes (**Tab. 3**).

Dans le massif d'AïnTémouchent, les âges calculés (-1,28 à -0,82 Ma ; Louni et al, 1995) semblent correspondre à une activité temporelle relativement restreinte et très récente de ce secteur. Cependant, ces âges ne seraient représentatifs que des toutes dernières manifestations de ce massif. D'après Zerka (1991) et Tabeiouna (1997), les éruptions plus précoces, de nature phréatomagmatique et responsables de l'édification des anneaux des tufs, n'ont pas été datées. Elles seraient d'un âge antérieur à 1,28 Ma.

Secteur	Age moyen +/- incertitude
Moyen Tafna	4,10 +/- 0,16 Ma à 3,33 +/- 0,14 Ma
Souhalia	2,12 +/- 0,08 Ma
Basse - Tafna	2,74 +/- 0,10 Ma à 2,21 +/- 0,10 Ma
Ain Témouchent	1,28 +/- 0,10 Ma à 0,82 +/- 0,10 Ma

Tab.3: Récapitulatif des âges radiométriques sur les laves alcalines plio-quadernaires d'Oranie (données de Louni-Hacini et al., 1995 et de Coulon et al., 2002)

II.5.2. Volcanologie du massif d'AïnTémouchent

Parmi les secteurs basaltiques néogènes de l'Oranie, celui d'AïnTémouchent s'étale sur la plus grande superficie (près de 300 km²). Les produits émis atteignent les alentours de Chaâbet El-Ham au Nord, le Douar Chentouf à l'Est, Aïn-Tolba et Aïn-Kihal au Sud et les environs de Sidi-Safi à l'Ouest.

En outre, les coulées sont arrivées jusqu'à la côte, vers le Nord-Ouest, en empruntant l'Oued El-Hallouf(**Fig.6**). Le substratum de ces roches volcaniques est constitué principalement de sédiments néogènes du deuxième cycle post-nappes (**Fig.6**). Au Nord et au Nord-Ouest, les produits des volcans de Djebel Dzioua, de KoudiatBerbous et la partie occidentale de celui de Sidi Ben-Adda reposent sur des récifs coralliens d'âge Messinien (Moissette, 1988), Les épanchements orientaux de Sidi Ben Adda et ceux de AïnTolba plus au sud, couvrent des marnes du Miocène du deuxième cycle post-nappes. Les gisements volcaniques les plus méridionaux reposent sur des formations essentiellement marno-gréseuses d'âge Miocène. Localement, certains dépôts, probablement lacustres, constituent le substratum des éruptions de ce secteur et affleurent assez nettement sur la rive droite de l'Oued Senane, entre le Djebel Dokma et Aïn-Tihadidine.

L'étude volcanologique des émissions d'AïnTémouchent a permis de mettre en évidence au moins deux épisodes volcaniques majeurs dans ce secteur (Zerka, 1991 ; Tabeliouna, 1997 ; Bendoukha, 2008) :

➤ le premier épisode s'est manifesté surtout dans la partie occidentale du massif. Il est marqué par la mise en place de dépôts pyroclastiques qui ont couvert une grande étendue. Ces dépôts sont constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de niveaux pisolitiques et de cinérites. Ces produits montrent très souvent des figures d'anti-dunes et de blocs fichés. Les meilleures figures s'observent tout autour des volcans de Benghana et de Djebel Dzioua ainsi que le long de l'ancienne route qui même d'AïnTémouchent à Tlemcen.

Ces principales caractéristiques définissent ce premier épisode majeur comme étant de dynamisme de type phréatomagmatique d'une ampleur exceptionnelle. Certains anneaux des tufs atteignent 3 km de diamètre ;

➤ le deuxième épisode s'est étendu dans presque tout le massif. Il est caractérisé par des émissions de pyroclastites grossières et fines et de nombreuses coulées. Cet épisode est de type strombolien.

II. 6. Objectifs du travail

Dans le cadre de travail nous nous sommes intéressés à l'étude d'enclaves ultramafiques récoltées au niveau du volcan de Benghana. Les objectifs portent sur deux points essentiels :

- a) une distinction pétrographique entre ces enclaves ultramafiques ;
- b) une distinction minéralogique entre leurs minéraux constitutifs.

Chapitre III :
Pétrographie des enclaves
ultramafiques

- *Introduction.*
- *Distinction pétrographique.*
- *Les tectonites.*
- *Les cumulats.*
- *Conclusion à l'étude pétrographique.*

III.1. Introduction:

Les enclaves étudiées proviennent du volcan de Benghana dans le massif volcanique d'AïnTémouchent. Elles ont été récoltées parmi les produits pyroclastiques.

Huit échantillons ont été retenus pour cette étude.

III.2. Distinction pétrographique

Les enclaves étudiées ont été distinguées sur la base de leurs caractères texturaux et minéralogiques.

Sur le terrain, la distinction pétrographique s'est basée essentiellement sur la couleur qui traduit l'abondance de l'une des trois espèces minérales dominantes dans les roches ultramafiques : olivine, amphibole ou pyroxène.

Ainsi, parmi les échantillons étudiés, nous distinguons des roches verdâtres riches en olvine et qui correspondent à des péridotites, et des roches sombres brun noir à noires correspondant à des clinopyroxénites.

L'étude en lames minces a permis de reconnaître du point de vue des compositions modales et des caractères texturaux deux groupes de roches parmi les échantillons étudiés :

- un groupe de roches de cinq enclaves(échant. **B3-1, Ben011, K3-1, R116b et D14**) riches en olivine et pyroxène associés à des quantités accessoire de spinelle brun. Reportées dans le diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx(**Fig7.**), les proportions modales de ces roches définissent des lherzolites. Ces enclaves sont caractérisées par des textures de déformation et de recristallisation typiques du manteau supérieur et correspondent donc à des tectonites mantelliques ;
 - un deuxième groupe de roches comprenant trois échantillons (**échant. AT60, EAT3 et Ben012**) très riches en clinopyroxène associé à un peu d'amphibole ou d'olivine. Les compositions modales de ces enclaves correspondent à des clinopyroxénites(**Fig8.**). Leurs caractères texturaux sont très comparables à ceux des cumulats basaltiques.

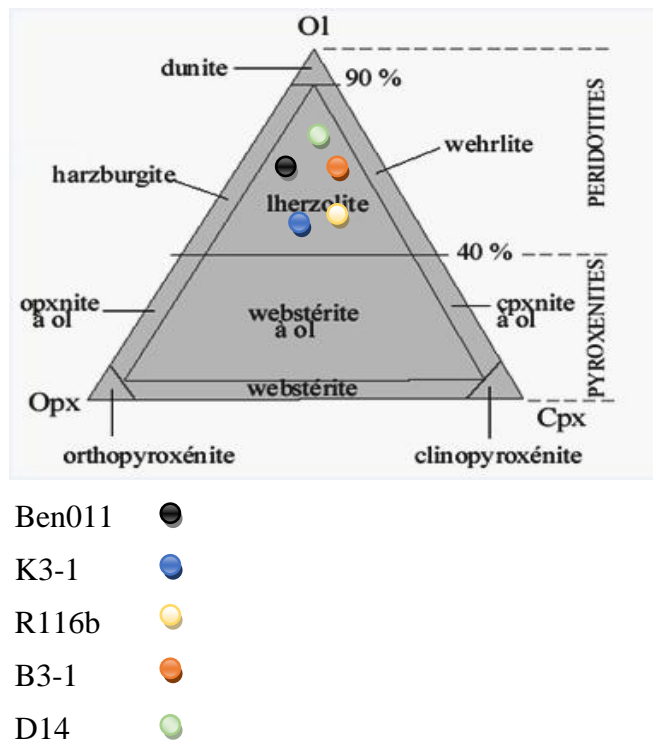


Fig.7: nomenclature des enclaves de tectonites du volcan de Benghana dans le diagramme Ol-Opx-Cpx de Streickeisen(1976)

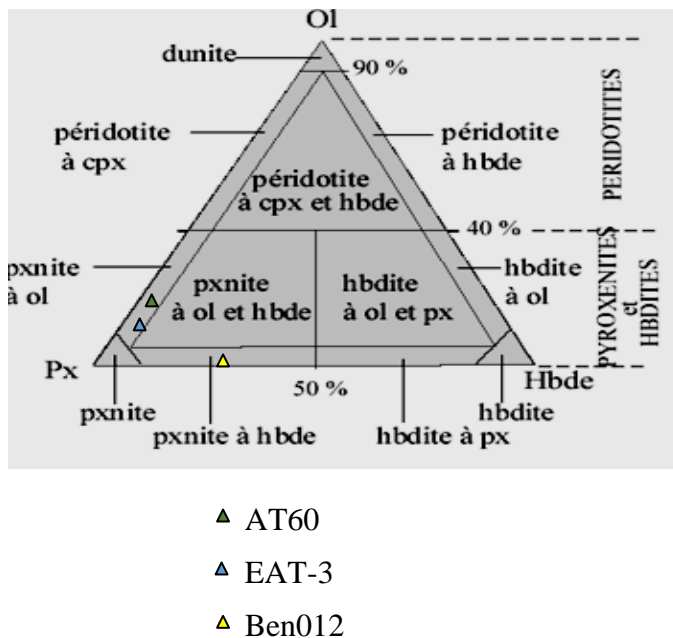


Fig.8: nomenclature des enclaves de cumulat du volcan de Benghana dans le diagramme Ol-Cpx-Hbde de Streickeisen(1976)

III.3. Les tectonites:les lherzolites à spinelle

D'une façon générale, les enclaves de tectonite étudiées montrent des traces de déformation et de recristallisation en tous points identiques à celles décrites par Mercier et Nicolas (1975) dans les xénolites mantelliques du Massif Central français.

Les échantillons **Ben011**, **K3-1**, **R116b** et **B3-1** se caractérisent par une texture porphyroclastique. Les proportions d'olivine apparaissant en porphyroclastes, par rapport à la matrice néoblastique fine, sont supérieures à 10 %. La foliation est bien exprimée par l'étirement des silicates ferromagnésiens, pyroxènes surtout, et soulignée par l'alignement des grains de spinelle. Les porphyroclastes sont de taille moyenne (3 à 5 mm).

L'échantillon **D14** montre une texture équigranulaire ou granuloblastique. Cette roche se caractérise par un grain fin (moins de 1 mm) traduisant une prédominance des néoblastes. La foliation est surtout soulignée par l'alignement des grains de spinelle.

L'olivine forme toujours plus de 50 % de la composition modale des roches étudiées. Les porphyroclastes peuvent atteindre 4 mm de long. Les sections sont à contours irréguliers et le plus souvent marquées par des macles mécaniques. Les néoblastes d'olivine (0,2 à 1 mm) sont plutôt à tendance polygonale. Ils forment le plus souvent entre eux des points triples à 120° et sont indemnes de toute trace de déformation.

Les pyroxènes (Opx et Cpx) constituent ensemble près de 40 % du volume des enclaves. Les porphyroclastes, pouvant atteindre 6 mm de long, sont le plus souvent bien déformés, ou même fragmentés, et étirés dans le sens de la foliation. Les macles mécaniques sont fréquentes. Les néoblastes sont millimétriques et à tendance automorphe.

Le clinopyroxène est verdâtre et légèrement pléochroïque. Le clivage est le plus souvent grossier.

L'orthopyroxène est incolore à jaunâtre. Il présente des clivages fins et réguliers subsistant quelquefois.

Par ailleurs, les pyroxènes montrent assez souvent des exolutions mutuelles en gouttes ou en lamelles se disposant le long des clivages.

Les néoblastes de pyroxènes sont à contours nets et à tendance polygonale. Ils ne dépassent pas 1 mm de long. Ils entourent fréquemment les porphyroclastes d'orthopyroxène et de clinopyroxène.

Le spinelle montre des formes assez variées. Il apparaît soit en petits cristaux, de moins de 1 mm de diamètre, interstitiels entre les silicates ferromagnésiens ou se disposant en

chapelets soulignant la foliation ; soit en individus plus gros, de 2 à 4 mm de long, amiboïdes et à bords dentelés.

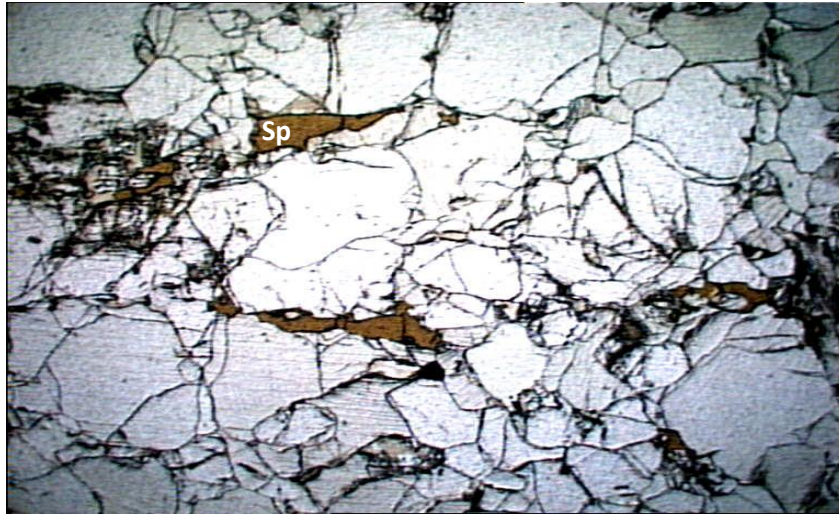


Photo.1:vue en LN de la lherzolite porphyroclastique B3-1



Photo. 2:vue en LN de la lherzolite granuloblastique D14.

III.4. Les cumulats: les clinopyroxénites

Trois échantillons ont été étudiés. Ce sont des roches très sombres, brun noir à noir, à structure grenue et très riches en clinopyroxène.

En lames minces, les textures montrent la présence de cristaux automorphes à subautomorphes cimentés par des plages interstitielles parfois à tendance poecilitique. Ces caractéristiques texturales correspondent à celles de cumulats tels que décrits par Irvine (1982). L'échantillon **AT60** se caractérise par une texture d'adcumulat, l'enclave **EAT3** montre une texture d'orthocumulat et l'échantillon **Ben012** une texture mésocumulat.

Dans ces roches, la composition modale se traduit par une forte dominance du clinopyroxène auquel s'associent toujours des opaques et, selon l'échantillon, de l'olivine ou de l'amphibole. Ce sont des clinopyroxénites à olivine pour les échantillons **AT60** et **EAT3**, à hornblende pour l'échantillon **Ben012**.

Dans toutes ces enclaves, le clinopyroxène, l'olivine et les opaques forment toujours la phase de cumulus. L'intercumulus est constitué par l'amphibole.

Le clinopyroxène est largement dominant dans ces enclaves de cumulat. Les cristaux, automorphes ou subautomorphes, peuvent atteindre 4mm de long. Il est toujours précoce et fait partie du cumulus. Les sections sont verdâtres à rose violacé. Les zonages et les macles en "sablier" ou h1 sont fréquentes.

L'olivine apparaît dans les échantillons AT60 et EAT3. Elle est toujours automorphe à subautomorphe et fait partie du cumulus. Les cristaux sont de petite taille, moins de 2 mm de long, le plus souvent limpides mais parfois légèrement serpentinisés.

L'amphibole fait partie de la composition modale de l'échantillon Ben012. Elle forme des plages xénomorphes, de 2mm à 3mm de long, parfois à tendance poecilitique. Elle correspond à une hornblende brune fortement pléochroïque. Les clivages sont réguliers et toujours présents.

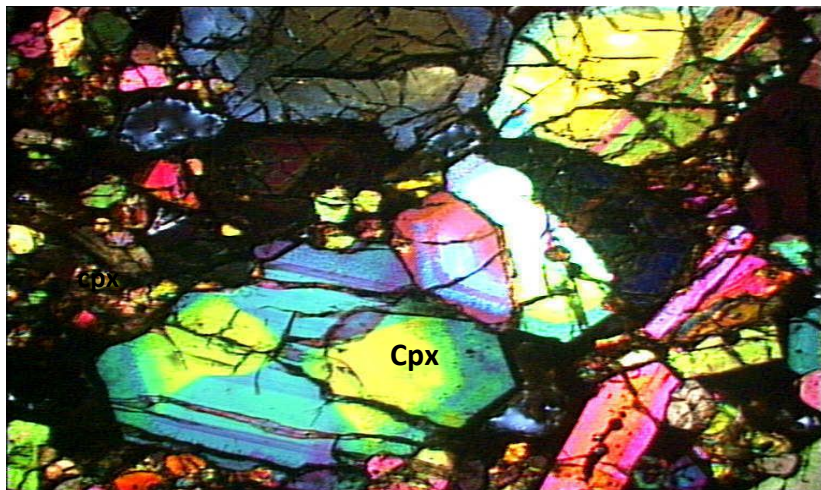


Photo. 3: texture d'adcumulat dans un clinopyroxénite à olivine

(Échantillon **AT60**), vue en LNP.

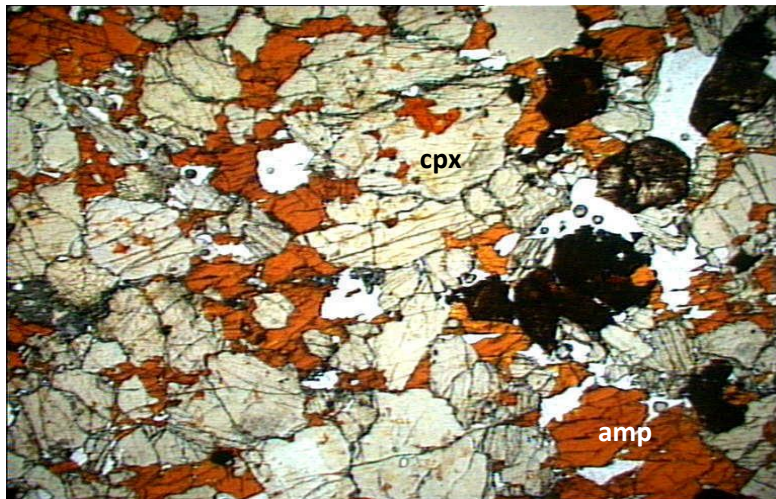


Photo .4: texture de mésocumulus dans une clinopyroxénite à hornblende (Échantillon **Ben012**), vue en LNP.

III.5. Conclusion à l'étude pétrographique

Les enclaves ultramafiques étudiées, provenant du volcan de Benghana dans le massif éruptif d'AïnTémouchent, se distinguent en tectonites et en cumulats.

Les tectonites, toutes des lherzolites à spinelle, montrent des textures de déformation et de recristallisation types de celles des roches constitutives du manteau supérieur. Elles n'ont aucun lien génétique avec les produits basaltiques qui les portent. Elles proviennent de régions mantelliques, situées entre les zones sources des basaltes alcalins et le Moho, et ont été arrachées par les laves basaltiques au cours de leur ascension vers la surface.

Les enclaves à caractère cumulatif correspondent à des clinopyroxénites. Elles montrent des textures de cumulat typiques de ségrégât magmatiques. Elles peuvent avoir un lien génétique direct avec les laves basaltiques qui les portent et en représenteraient les ségrégât précoces dans une chambre magmatique profonde avant l'émission des basaltes en surface.

Chapitre IV

Minéralogie des enclaves

ultramafiques

- *Introduction*
- *Minéralogie des enclaves*
 - ❖ *L'olivine*
 - ❖ *L'orthopyroxène*
 - ❖ *Le clinopyroxène*
 - ❖ *Le spinelle*
 - ❖ *L'amphibole*
- *Conclusion à l'étude minéralogique*

IV.1. Introduction

L'étude minéralogique des minéraux constitutifs des enclaves ultramafiques étudiées permet de préciser les caractères distinctifs entre les minéraux constitutifs des tectonites et ceux des cumulats.

Les données minéralogiques, obtenues à la microsonde électronique, sont encore inédites (Zerka, travaux en cours).

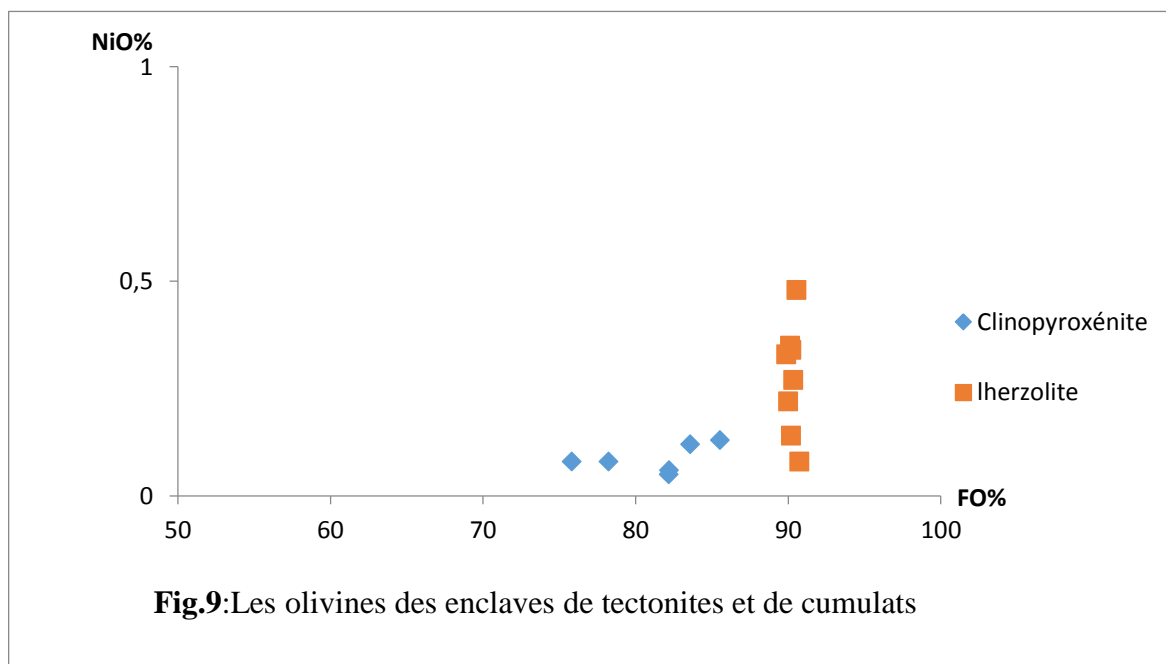
IV.2. Minéralogie des enclaves :

Les enclaves de tectonites correspondent à des péridotites et sont à olivine dominante associée toujours à des pyroxènes (Opx et Cpx) et du spinelle.

Les cumulats de clinopyroxénites sont à Cpx dominants associé à de l'olivine +/- amphibole.

IV.2.1. L'olivine (Tab.4 et 5 en annexes)

L'olivine des enclaves étudiées est globalement magnésienne (**Fig.9**). Elle est plus magnésienne dans les tectonites (mg* : 90,1 à 90,8) que dans les cumulats (mg* : 76,3 à 85,8).

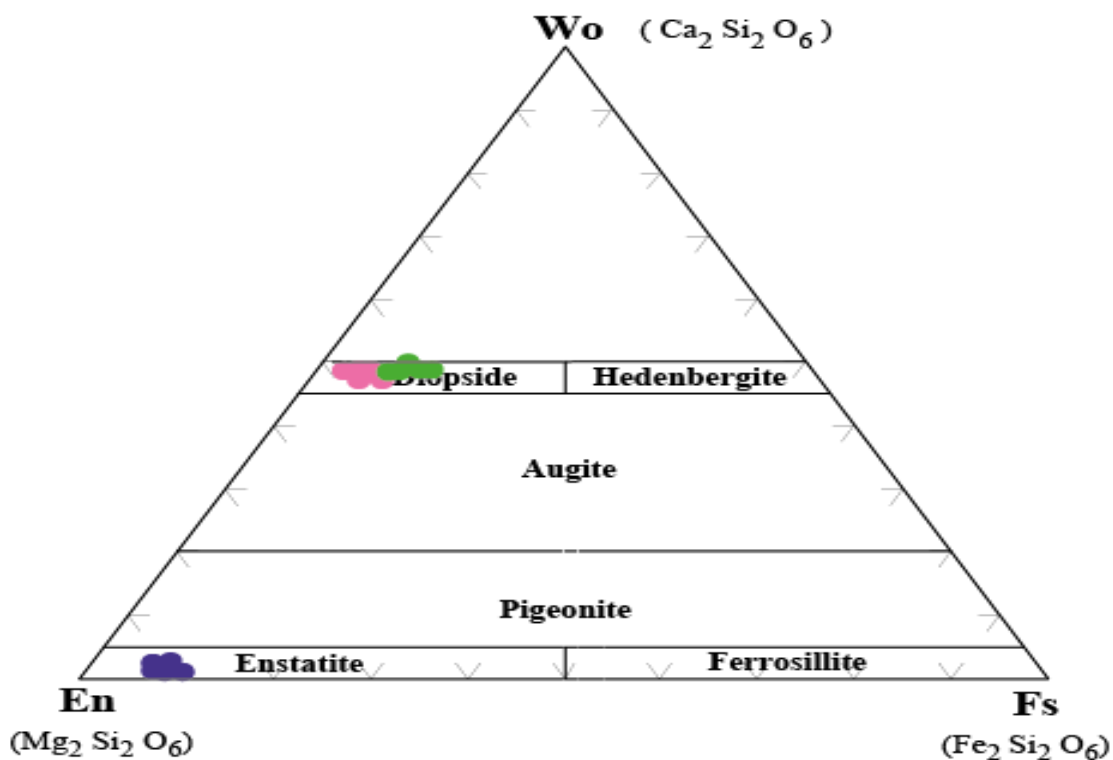


IV.2.2. L'orthopyroxène (Tab. 6 en annexes)

L'orthopyroxène n'apparaît que dans les tectonites. Dans le diagramme En-Fs-Wo (Fig.10), il correspond à de l'enstatite (En : 89,2 à 90,6). Ses compositions sont assez homogènes dans l'ensemble des tectonites.

IV.2.3. Le clinopyroxène (Tab.7 et 8 en annexes)

Le clinopyroxène se retrouve aussi bien dans les cumulats et dans les tectonites. Dans le diagramme En-Fs-Wo (Fig.10), c'est du diopside plus riche en magnésium (mg^* : 90,8 à 92), en chrome (Cr_2O_3 : 0,6 à 1,5 %) et sodium (Na_2O : 0,9 à 1,7 %) dans les tectonites. Dans les cumulats, le clinopyroxène est en revanche plus ferrifère ($FeOt$: 4,7 à 6,4 %) et plus titanifère (TiO_2 : 1,6 à 3,1 %).



- clinopyroxènes des enclaves de cumulats
- orthopyroxène des tectonites
- clinopyroxènes des tectonites

Fig .10: Nomenclature des pyroxènes des enclaves étudiées

IV.2.4. Le spinelle (Tab.9 en annexes)

Le spinelle n'apparaît que dans les tectonites. Il correspond à du pléonaste chromifère riche en magnésium (mg^* : 80 à 84), chrome (Cr_2O_3 : 9,8 à 20,6 %) et en aluminium (Al_2O_3 : 46,6 à 59,2 %) (**Fig.11**).

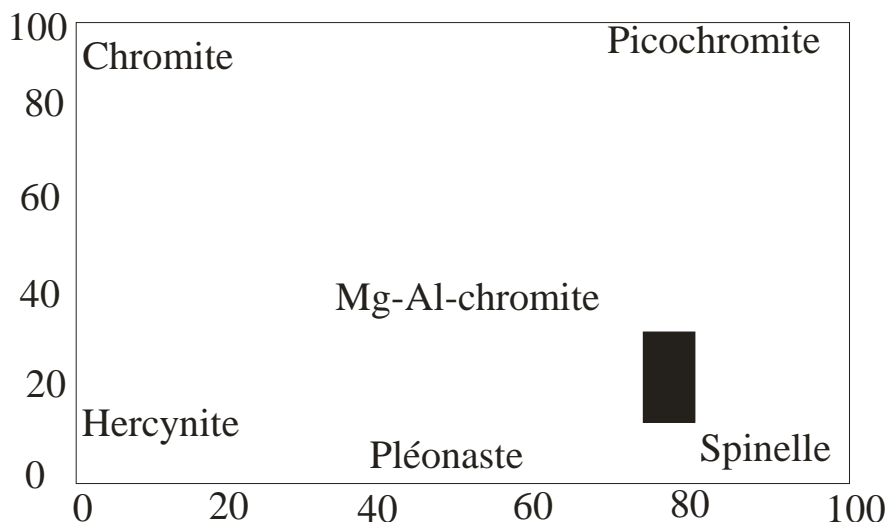


Fig.11 : les spinelles des enclaves de tectonites dans le diagramme mg^* vs cr^*

IV.2.5. L'amphibole (Tab. 10 en annexes)

Cette espèce minérale caractérise uniquement les enclaves de cumulats. Selon la nomenclature de Leake (1978), elle montre des compositions assez homogènes dans les deux faciès de clinopyroxénites et correspond à de la Kaersutite (**Fig.12**), riche en magnésium (mg^* : 71 à 76,2) et en titane (TiO_2 : 4,8 à 6,1 %).

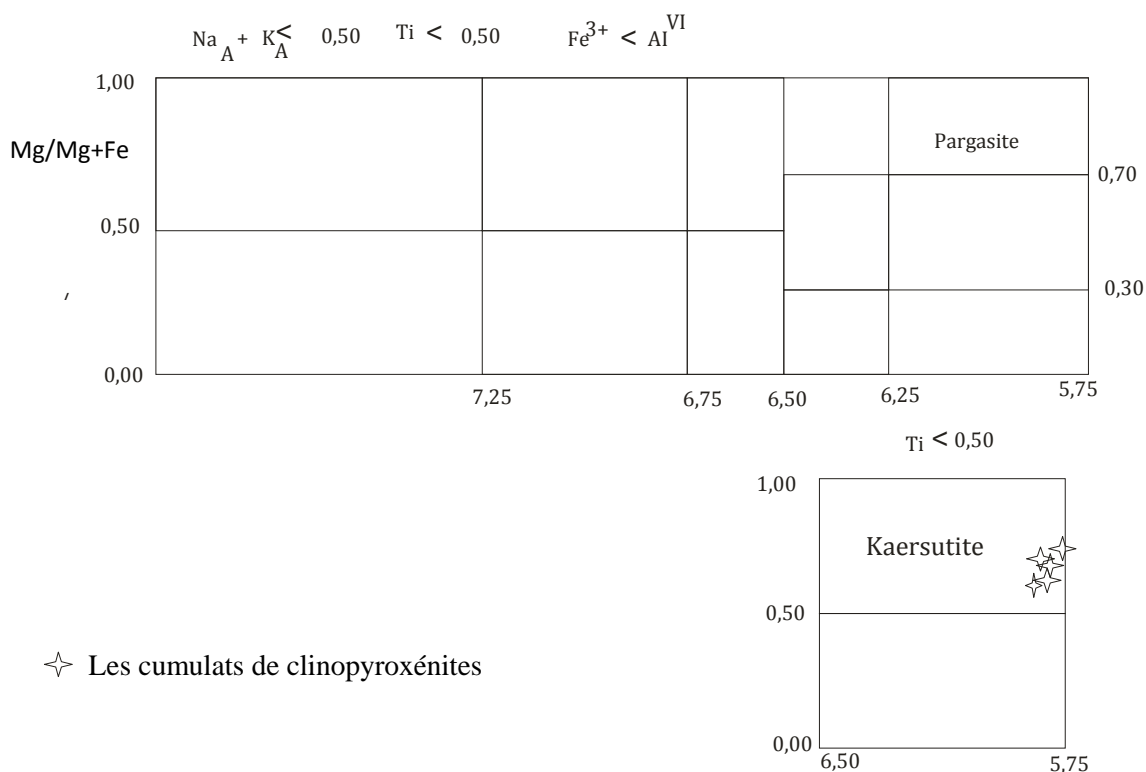


Fig.12: nomenclature des amphiboles des enclaves de cumulats selon la classification de Leake (1978).

IV.3. Conclusion à l'étude minéralogique :

Les compositions chimiques des différentes phases minérales constitutives des enclaves étudiées permettent de distinguer nettement entre celles des minéraux des tectonites et celles des minéraux des cumulats. Ces distinctions reposent essentiellement sur les teneurs en magnésium, chrome, aluminium et titane. Les minéraux des tectonites sont globalement plus magnésiens et plus chromifères que ceux des enclaves de cumulats qui sont en revanche plus ferrifères, plus alumineux et plus titanifères.

CONCLUSION GENERALE

Le complexe basaltique d'Aïn Témouchent, d'âge plio-quadernaire et de nature alcaline, comprend plus d'une vingtaine d'appareils volcaniques.

Le volcan de Benghana a livré de nombreuses enclaves ultramafiques assez variées. L'étude pétrographique a permis de distinguer, selon les caractères pétrographiques, des roches à texture de tectonites et des roches à texture de cumulats.

Les tectonites correspondent toutes à des lherzolites à spinelle et montrent des traces de déformation et de recristallisation typiques des roches du manteau supérieur et sont caractérisées par des textures de type porphyroclastique ou granuloblastique.

Les enclaves de cumulats forment des clinopyroxénites et montrent des textures à caractère cumulatif comparables à celles des ségrégats basaltiques.

Les données minéralogiques permettent aussi de distinguer entre la nature des minéraux constitutifs des tectonites et ceux des cumulats. Les minéraux des lherzolites sont plus riches en magnésium et chrome alors que ceux des cumulats sont enrichis en aluminium et titane.

Les lherzolites à textures de tectonites représentent des témoins du manteau supérieur situé entre les zones sources des basaltes porteurs et le Moho. Ces enclaves ont été arrachées accidentellement au manteau lors de l'ascension des basaltes vers la surface.

Les clinopyroxénites sont caractérisées par des textures à caractère cumulatif. Elles traduisent des processus de cristallisation fractionnée et sont considérées comme des accumulations magmatiques. Elles résultent de la cristallisation partielle des magmas basaltiques alcalins qui les portent ou à un cycle magmatique antérieur.

Références bibliographiques

- Abad Z. (1993).** Etude volcanologique et pétrographique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger 100 p.
- Bellon H. (1976).** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique : implications géodynamiques. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris Sud, 367p.
- Bellon H. et Brousse R. (1977).** Le magmatisme péri-méditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull. Soc. Géol. France, (7), t.XIX, pp.469-480.
- Bellon H. et Guardia P. (1980).** Le volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 22, Fasc.3, pp.213-222.
- Bellon H., Guardia P. et Magne J. (1984).** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Geol.Médit., t.XI, n°3, pp.255-264.
- Bendoukha R. (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.
- Bendoukha R. (2008).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme plio-quaternaire d'Oranie (Algérie occidentale). Thèse Doct. Etat. USTHB, Alger, 226 p.
- Berger E.T. (1981).** Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central français). Thèse Doct.Etat, Univ. Paris Sud, 466p.
- Best M.G. (1975).** Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkaline rocks. Geology, 3, pp.429-432.
- Coisy P. (1977).** Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central (France). Modèle géodynamique du manteau supérieur. Thèse Doct.3^{ème} cycle, Univ. Nantes, 120 p.
- Conquéré F. et Kornprobst J. (1974).** Pétrogenèse des roches ultrabasiqes. Revue de la Haute-Auvergne, 44, pp.357-379.
- Coulon C., Megartsi M., Fourcade S., Maury R.C., Bellon H., Louni-Hacini A., Cotten J., Coutelle A. and Hermitte D. (2002).** Post- collisional transition from calco- alkaline to alkaline volcanism during the Neogene In Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff. Lithos, 62, pp. 87-110.

Dautria J.M. (1988). Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif. Exemples des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara Central, Algérie) et de leurs enclaves. Thèse Doct. Etat, Univ. Du Languedoc, Montpellier, 421 p.

El-Azzouzi M., Griffith J.B., Bellon H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J. et Hernandez J. (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. C.R.Acad.Sci., Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, 329, pp.95-102.

Fenet B. (1975). Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Doct. Etat, Univ. Nice, 301 p.

Frey F.A. and Prinz M. (1978). Ultramafic inclusions from San Carlos (Arizona), petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 38, pp. 129-176.

Gentil L. (1903). Sur un gisement de hornblende basaltique à Béni-Saf. Bull. Mus. Hist. Nat., n°4, pp. 1-4.

Grégoire M. (1994). Pétrologie des enclaves ultrabasiques et basiques des Iles Kerguelen (TAAF). Les contraintes minéralogiques et thermobarométriques et leurs implications géodynamiques. Thèse, Univ. St-Etienne, 253p.

Guardia P. (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Doct. Etat, Univ. Nice, 286p.

Harte B. (1977). Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation texture in olivine-bearing xenoliths. J. Geol., pp. 279-288.

Hernandez J., De Larouzière F.D., Bolze J. et Bordet P. (1987). Le magmatisme néogène Soc. Géol. France, (8), t.III, n°2, pp.257-267.

Irving A.J. (1974). Megacrysts from the Newer basaltes and other basaltic rocks of Southeastern Australia. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, pp.1503-1514.

Irving A.J. (1980). Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basaltes and implications for magmatic processes within the mantle. Amer. J. Sci., 280 A, 265, pp.519-538.

Irvine T.N. (1982). Terminology of layered intrusions. J. Petrol., 23, Part 2, pp.127-162.

Louni-Hacini A., Bellon H., Maury R.C., Megartsi M., Coulon C., Semroud B., Cotten J. et Coutelle A. (1995). Datation ^{40}K - ^{40}Ar de la transition du volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. C. R. Acad. Sci., Paris, t.321, série IIA, pp.975-982.

Louni- Hacini A. (2002). Transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin au Néogène dans l'Oranie (Algérie nord-occidentale). Thèse Doct. Etat, U.S.T.H.B., Alger.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cottin, J., Bellanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevilla, R., Hernandez, J. and Rehaut, J.B. 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the mediterranean Maghreb margin ; a consequence of a slab breakoff. C. R. Acad. Sc., Paris, 331, pp. 159-173.

Megartsi M. (1985). Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale : géologie, pétrologie, géodynamique. Thèse Doc. Etat, USTHB, Alger, 296p.

Mercier J.C.C. (1972). Structure des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et de Hawaï. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nantes.

Mercier J.C.C. and Nicolas A. (1975). Textures and fabrics of upper mantle peridotites a illustrated by xenoliths from basalts. J. Petrol., 16, pp. 454-486.

Nixon P.H. (1987). Mantle xenoliths. J.Wiley et Sons (Ed.) Publ. Chichester, 844p.

Nixon P.H. and Davies G.R. (1987). Mantle xenolith perspectives. In : "Mantle Xenoliths". P.H. Nixon ed., John Wiley et Sons, Chichester, pp.741-756.

Piqué A., Ait Brahim L., El Azzouzi M., Maury RC., Bellon H., Semroud B. et Laville E. 1998. Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. C. R. Acad. Sci., Paris, 326, pp. 575-581.

Sadran G. (1958). Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, nouvelle série, Bull. n° 18, 533 p.

Streckeisen A. (1976). To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, pp 1-33.

Tabliouna M. (1997). Etude dynamique, pétrographique et géochimique des laves basaltiques plio-quaternaire du massif d'Aïn Témouchent. Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger, 118 p.

Zerka M. (1986). Etude pétrographique des xénolites de lherzolite à spinelle du massif volcanique d'Aïn Témouchent (Algérie). 11^{ème} R.A.S.T., Clermont-Ferrand, Résumé p.193.

Zerka M. (1991). Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quaternaire d'Oranie nord occidentale : exemple d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna. Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger, 176p.

Zerka M. (2004). Le manteau sous la marge maghrébine : relations infiltrations-réactions-cristallisations et cisaillements lithosphériques dans les enclaves ultramafiques du volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Oranie, exemples des complexes d'Aïn-Témouchent et de la Basse Tafna (Algérie nord-occidentale). Thèse Doct. Etat, Univ. Oran. 234p.

Zerka M., Cottin J.Y., Grégoire M., Lorand J.P., Megartsi M., et Midoun M (2002). Les xénolites ultramafiques du volcanisme alcalin quaternaire d'Oranie (Tell, Algérie occidentale) témoins d'une lithosphère cisailée et amincie. C.R.Géosciences, 334, pp. 387-394.

Zerka M. et Megartsi M. (1986). Les enclaves ultramafiques du massif volcanique d'Aïn Témouchent. X^{ème} Sém. Nat. Des sciences de la terre, Alger, résumé p.75.

Liste des figures et photos

- Figure1:** Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streyckeisen (1976)**4**
- Figure2:** Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol – Px – Hbde de Streyckeisen (1976)**4**
- Figure.3:** Localisation du émissions alcalines plio-quaternaires d’Oranie (in Coulon et *al.*, 2002, redessinée)**10**
- Figure.4:** Situation géographique du massif d’Aïn émouchent**11**
- Figure.5:** Localisation du complexe volcanique d’AïnTémouchent(in Megartsi, 1985, redessinée)**14**
- Figure.6:** Carte géologique du complexe volcanique d'Ain tèmouchent (in Megartsi ,1985)- Redessinée**17**
- Figure.7:**nomenclature des enclaves de tectonites du volcan de Benghana dans le diagramme Ol-Opx-Cpx de Streyckeisen(1976)**20**
- Figure.8:**nomenclature des enclaves de cumulat du volcan de Benghana dans le diagrammeOl-Cpx-Hbde de Streyckeisen(1976)**20**
- Figure.9:**Les olivines des enclaves de tectonites et de cumulats**25**
- Figure.10:** Nomenclature des pyroxènes des enclaves étudiées**26**
- Figure.11 :** les spinelles des enclaves de tectonites dans le diagramme mg*vs cr***27**
- Figure.12:** nomenclature des amphiboles des enclaves de cumulats selon la classification de Leake (1978)**28**
- Photo.1:**vue en LN de la lherzoliteporphyroclastique B3-**122**
- Photo. 2:**vue en LN de la lherzolitegranuloblastiqueD1**1422**
- Photo. 3:**texture d'adcumulat dans un clinopyroxénite à olivine(Échantillon**AT60**), vue en LNP**23**
- Photo .4:**texture de mésocumulatdansUneclinopyroxénite à hornblende (Échantillon **Ben012**), vue en LNP**24**

Annexes

	Ben 011	Ben 011	K3-1	K3-1	R116	R116	D14	D14
SiO2	40.73	40.37	40.51	41.37	40.17	40.44	40.44	40.60
FeOt	9.17	9.71	9.45	8.91	9.60	9.44	9.67	9.48
NiO	0.48	0.33	0.27	0.08	0.35	0.34	0.22	0.14
MnO	0.08	0.13	0.02	0.13	0.12	0.14	0.13	0.15
MgO	49.58	49.35	49.57	49.62	49.67	49.53	49.50	49.62
CaO	0.04	0.08	0.01	0.03	0.10	0.07	0.00	0.02
Total	100.08	99.97	99.83	100.14	100.01	99.96	99.96	100.01
Si	0.996	0.998	0.994	1.007	0.998	1.004	0.992	0.994
Fet	0.188	0.200	0.194	0.181	0.195	0.191	0.198	0.194
Ni	0.009	0.006	0.005	0.002	0.007	0.007	0.005	0.003
Mn	0.002	0.002	0.000	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003
Mg	1.808	1.790	1.813	1.800	1.795	1.788	1.810	1.810
Ca	0.001	0.002	0.000	0.001	0.003	0.002	0.000	0.001
Total	3.004	2.998	3.006	2.994	3.000	2.995	3.008	3.005
mg*	90.60	90.06	90.34	90.85	90.22	90.34	90.12	90.32
%Fo	90.53	89.86	90.33	90.73	90.11	90.21	90.00	90.18

Tableau1:compositions chimiques et formules structurales de l'olivine des enclaves de tectonits.

	AT60	AT60	EAT-3	EAT-3	Ben012	Ben012
SiO2	39.86	39.17	39.46	39.45	38.86	38.25
FeOt	15.36	15.35	13.6	15.1	19.9	21.81
NiO	0.05	0.06	0.13	0.12	0.08	0.08
MnO	0.29	0.28	0.27	0.33	0.35	0.37
MgO	44.30	44.41	45.96	44.03	40.81	39.4
CaO	0.25	0.24	0.3	0.16	0.15	0.2
Total	100.11	99.51	99.72	99.19	100.15	100.11
Si	0.993	0.983	0.988	0.999	0.997	0.983
Fet	0.351	0.354	0.285	0.32	0.427	0.481
Ni	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002
Mn	0.006	0.006	0.006	0.007	0.008	0.008
Mg	1.645	1.662	1.716	1.662	1.562	1.533
Ca	0.007	0.007	0.008	0.004	0.004	0.006
Total	3.003	3.013	3.005	2.995	3	3.013
mg*	83.72	83.76	85.77	83.57	78.52	76.31
% Fo	82.17	82.20	85.52	83.57	78.22	75.82

Tableau 2:compositions chimiques et formules structurales des olivines des enclaves de cumulats.

	Ben 011	Ben 011	K3	K3	R 116	R 116	D14	D14
SiO2	54.62	55.18	55.86	56.10	54.87	55.15	54.74	56.07
Al2O3	4.61	4.25	3.08	3.90	3.37	3.57	3.99	3.22
TiO2	0.05	0.08	0.00	0.04	0.10	0.07	0.02	0.00
Cr2O3	0.46	0.33	0.44	0.22	0.51	0.46	0.39	0.14
FeO	6.29	6.05	6.32	5.48	6.19	6.12	6.27	5.91
NiO	0.05	0.06	0.07	0.05	0.09	0.09	0.00	0.02
MnO	0.13	0.14	0.09	0.12	0.08	0.10	0.18	0.00
MgO	33.02	33.06	33.30	33.63	34.04	33.95	33.85	34.26
CaO	0.60	0.60	0.46	0.61	0.49	0.57	0.40	0.37
Na2O	0.06	0.05	0.03	0.06	0.06	0.05	0.04	0.00
K2O	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05
Total	99.90	99.82	99.65	100.23	99.80	100.14	99.88	100.04
Si	1.886	1.907	1.934	1.924	1.892	1.914	1.895	1.928
Al IV	0.114	0.093	0.066	0.076	0.108	0.086	0.105	0.072
Al VI	0.074	0.080	0.060	0.082	0.029	0.057	0.058	0.059
Ti	0.001	0.002	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0
Cr	0.013	0.009	0.012	0.006	0.014	0.012	0.011	0.004
Fe	0.183	0.175	0.175	0.157	0.174	0.170	0.181	0.17
Ni	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0	0.001
Mn	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.005	0
Mg	1.699	1.703	1.719	1.719	1.749	1.724	1.746	1.756
Ca	0.022	0.022	0.017	0.022	0.018	0.021	0.015	0.014
Na	0.004	0.003	0.002	0.004	0.004	0.003	0.003	0
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0.002
Total	4.001	4.002	3.990	3.995	3.995	3.994	4.02	4.006
mg*	90.35	90.69	90.38	91.63	90.74	90.82	90.59	91.18
%En	89.23	89.63	89.95	90.57	90.11	90.03	89.91	90.52
%Fs	9.61	9.2	9.16	8.27	8.96	8.88	9.32	8.76
%Wo	1.16	1.17	0.89	1.16	0.93	1.1	0.77	0.72

Tableau3: compositions chimiques et formules structurales d'orthopyroxènes des enclaves de tectonites.

	Ben 011	Ben 011	K3-1	K3-1	R 116	R 116	D14
SiO2	51.80	52.14	52.09	51.30	51.24	51.23	53.68
Al2O3	5.74	7.00	6.84	7.69	5.92	6.44	4.16
TiO2	0.39	0.35	0.54	0.64	0.56	0.38	0.16
Cr2O3	0.78	0.87	0.92	1.12	1.36	1.54	0.61
FeO _t	2.68	2.68	2.23	2.63	2.41	2.55	1.90
NiO	0.07	0.02	0.13	0.00	0.05	0.03	0.00
MnO	0.03	0.11	0.00	0.11	0.05	0.01	0.23
MgO	15.40	14.91	14.46	15.25	15.09	14.97	16.22
CaO	21.94	21.02	21.10	19.52	21.67	21.57	22.03
Na2O	1.35	1.62	1.66	1.41	1.39	1.64	0.93
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	100.17	100.71	99.97	99.67	99.74	100.35	99.95
Si	1.869	1.869	1.884	1.857	1.860	1.846	1.938
Al IV	0.131	0.131	0.116	0.143	0.140	0.154	0.062
Al VI	0.113	0.165	0.176	0.185	0.113	0.120	0.115
Ti	0.011	0.009	0.015	0.017	0.015	0.010	0.004
Cr	0.022	0.025	0.026	0.032	0.039	0.044	0.017
Fet	0.074	0.077	0.067	0.080	0.067	0.069	0.057
Ni	0.002	0.001	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000
Mn	0.001	0.003	0.000	0.003	0.002	0.000	0.007
Mg	0.828	0.797	0.779	0.823	0.816	0.804	0.873
Ca	0.843	0.842	0.818	0.756	0.843	0.833	0.852
Na	0.081	0.097	0.116	0.099	0.098	0.115	0.065
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Total	3.975	4.017	4.001	3.995	3.994	3.996	3.991
mg*	91.11	90.84	92.04	91.18	91.78	91.28	93.83
%En	47.45	46.46	46.81	49.61	47.28	47.13	48.99
%Fs	4.24	4.46	4.03	4.82	3.88	4.04	3.20
%Wo	48.31	49.08	49.16	45.57	48.84	48.83	47.81

Tableau4: compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxnes des enclaves de tectonites.

	AT-60	EAT-3b	EAT-3c	Ben012c	Ben012b
SiO2	48.00	46.49	46.61	49.20	45.21
TiO2	2.01	2.76	2.59	1.56	3.10
Al2O3	7.51	9.02	8.61	5.70	8.40
Cr2O3	0.23	0.07	0.03	0.34	0.03
FeO	4.67	5.77	5.63	4.97	6.38
NiO	0.03	0.02	0.00	0.06	0.05
MnO	0.08	0.07	0.11	0.09	0.12
MgO	13.99	13.24	13.29	14.52	12.35
CaO	22.36	22.43	22.38	22.83	23.18
Na2O	0.55	0.75	0.70	0.55	0.58
K2O	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01
Total	99.43	100.65	99.97	99.82	99.40
Si	1.779	1.700	1.715	1.808	1.685
Al IV	0.221	0.300	0.285	0.192	0.315
Al VI	0.107	0.089	0.090	0.055	0.054
Ti	0.056	0.076	0.072	0.043	0.087
Cr	0.007	0.002	0.001	0.010	0.001
Fe	0.145	0.166	0.163	0.145	0.186
Ni	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Mn	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004
Mg	0.773	0.721	0.729	0.796	0.686
Ca	0.888	0.879	0.882	0.899	0.926
Na	0.040	0.053	0.050	0.039	0.042
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Total	0.020	3.989	3.991	3.992	3.987
mg*	84.230	80.36	80.80	83.89	77.53
% En	42.800	40.83	41.09	43.26	38.15
% Fs	8.030	9.40	9.19	7.88	10.34
% Wo	49.170	49.77	49.72	48.86	51.50

Tableau5: compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des enclaves de cumulats. c:cœur – b:bord

	Ben 011	Ben 011	K3-1	K3-1	R 116	R 116	D14	D14
Al2O3	57.08	56.57	56.97	59.22	46.56	48.04	50.90	56.77
TiO2	0.09	0.06	0.00	0.00	0.12	0.07	0.00	0.00
Cr2O3	9.79	10.98	11.75	10.39	20.56	19.71	18.23	11.69
FeOt	10.45	11.35	10.43	9.38	12.87	12.35	10.95	11.13
NiO	0.32	0.34	0.27	0.26	0.26	0.22	0.11	0.21
MnO	0.13	0.07	0.04	0.09	0.13	0.13	0.00	0.05
MgO	21.71	20.49	20.61	20.87	19.14	19.48	19.15	19.84
Total	99.57	99.86	100.07	100.21	99.64	100.00	99.34	99.69
Al	13.856	13.851	13.835	14.217	11.908	12.176	12.712	13.910
Ti	0.010	0.009	0.000	0.000	0.020	0.011	0.000	0.000
Cr	1.594	1.804	1.914	1.673	3.528	3.351	3.054	1.922
Fe3+	0.541	0.358	0.185	0.003	0.555	0.461	0.067	0.100
Fe2+	1.259	1.574	1.592	1.594	1.719	1.708	1.866	1.824
Ni	0.053	0.056	0.045	0.043	0.006	0.005	0.019	0.035
Mn	0.023	0.012	0.007	0.016	0.024	0.024	0.000	0.009
Mg	6.665	6.347	6.330	6.336	6.193	6.246	6.049	6.148
Total	24.000	24.011	23.968	23.965	23.953	23.982	23.944	23.983
mg*	84.11	80.13	79.90	79.90	78.27	78.53	76.42	77.12
cr*	10.32	11.52	12.15	10.53	22.86	21.58	19.37	12.14

Tableau6: compositions chimiques et formules structurales des spinelles des enclaves de tectonites.

	AT60	AT60	Ben012	Ben012c	Ben012b
SiO2	39.51	39.13	39.17	39.67	38.78
TiO2	5.22	5.36	6.18	4.77	6.15
Al2O3	15.09	15.12	14.29	13.78	14.41
Cr2O3	0.01	0.06	0.00	0.31	0.04
FeOt	7.89	7.86	9.24	8.42	9.46
NiO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.05
MnO	0.13	0.10	0.13	0.06	0.09
MgO	14.24	14.10	12.98	13.71	12.96
CaO	12.00	12.37	12.33	12.36	11.96
Na2O	1.95	1.90	2.13	2.26	2.20
K2O	2.18	2.12	1.83	1.80	1.81
Total	98.24	98.11	97.32	97.17	97.92
Si	5.760	5.724	5.680	5.872	5.725
Al IV	2.240	2.276	2.320	2.128	2.275
Al VI	0.352	0.330	0.187	0.276	0.233
Altotal	2.592	2.606	2.507	2.404	2.508
Ti	0.001	0.590	0.692	0.531	0.683
Cr	0.001	0.006	0.000	0.036	0.005
Fet	0.958	0.962	1.150	1.042	1.168
Ni	0.003	0.000	0.004	0.005	0.006
Mn	0.016	0.013	0.016	0.008	0.011
Mg	3.094	3.073	2.879	3.025	2.852
Ca	1.875	1.939	1.966	1.960	1.892
Na	0.552	0.539	0.615	0.649	0.630
K	0.406	0.395	0.347	0.340	0.341
Total	15.830	15.847	15.856	15.871	15.821
mg*	76.28	76.17	71.47	74.38	70.95

Tableau7: compositions chimiques et formules structurales des amphiboles des enclaves de cumulats.

SOMMAIRE

Chapitre I : Généralités sur les enclaves ultramafiques

I.1.	Introduction	1
I.2.	Généralités sur les roches ultramafiques	2
I.2.1.	Définition	2
I.2.2.	Constituants minéralogiques des roches ultramafiques	2
I.2.3.	Classification et nomenclature des roches ultramafiques	2
I.3.	Caractère texturaux des enclaves ultramafiques	5
a)	le type protogranulaire	6
b)	le type porphyroclastique	6
c)	le type équigranulaire	6
I.4.	Origine des enclaves ultramafiques	7
a)	Les enclaves homéogènes	7
b)	Les enclaves énallogènes	7
I.5.	Constitution du manteau supérieur et genèse des magmas basaltiques	8

Chapitre II : Présentation du secteur d'étude

II.1.	Introduction	9
II.2.	Situation géographique du secteur d'étude	10
II.3.	Historique des recherches	11
II.4.	Cadre géologique et structural	13
II.5.	Aperçu volcanologique	14
II. 5.1.	Datation du volcanisme alcalin d'Oranie	15
II.5.2.	Volcanologie du massif d'AïnTémouchent	15
II. 6.	Objectifs du travail	18

Chapitre III : Pétrographie des enclaves ultramafiques

III.1. Introduction	19
III.2. Distinction pétrographique	19
III.3. Les tectonites	21
III.4. Les cumulats	22
III.5. Conclusion à l'étude pétrographique	24

Chapitre IV : Minéralogie des enclaves ultramafiques

IV.1. Introduction	25
IV.2. Minéralogie des enclaves	25
IV.2.1. L'olivine	25
IV.2.2. L'orthopyroxéne	26
IV.2.3. Le clinopyroxéne	26
IV.2.4. Le spinelle	27
IV.2.5. L'amphibole	27
IV.3. Conclusion à l'étude minéralogique	28

Conclusion générale 29

Références bibliographiques

Annexes