

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre et l'univers

Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade de Master en
Magmatisme, Géodynamique et transfert lithosphérique

Thème :

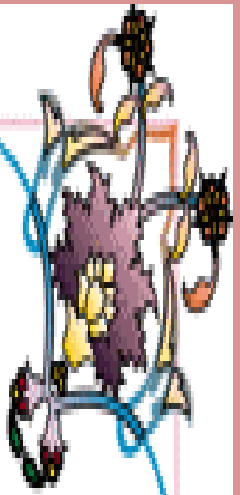
**Etude pétrographique et géochimique des verres piégés
dans les enclaves ultramafiques d'Aïn Témouchent et de la
Basse Tafna**

Présenté par :
OULD AMARA Ramdane
BESBAS Samia

Soutenus le 28 juin 2016
devant le jury composé de :

M. MAHMOUDI.....Président
M. ZERKA..... Encadreur.
M. MEDINI Examineur.

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ





Remerciements

*Quelques lignes ne pourront jamais exprimer la reconnaissance que
Nous éprouvons envers tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué, par
leurs conseils, leurs encouragements ou leurs amitiés à l'aboutissement de
Ce travail. Nos vifs remerciements accompagnés de toute notre gratitude*

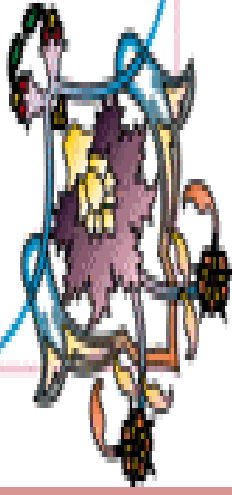

*Vont tout d'abord à **Allah** le tout puissant*

*En premier lieu, nous adressons nos sincères remerciements à **M^r M.ZERKA**,
qui nous a fait l'honneur de nous encadrer tout au long de ce travail. Ces conseils
judicieux, son sens de la motivation, son appui infaillible et la grande liberté qu'il
nous a laissé ont été des encouragements décisifs et précieux qui nous ont permis de
mener à bien ce travail, nous lui témoignons notre très vive et respectueuse
gratitude.*

*Nous remercions également très chaleureusement tous les enseignants du
département, en particulier **M^e REMACI** pour sa gentillesse, pour sa sympathie et
son aide précieuse, **M^r SEDDIKI, M^r MEDDINI, M^r MAHMOUDI, M^r
BENDOUKHA, M^r TABLIOUNA pour leur solennité.***

*Notre reconnaissance va à tous nos enseignants de département des sciences de la
terre, et l'univers en général.*

*Enfin, nous remercions tous nos amis(es) pour leur soutien moral durant
cette expérience...*





Dédicace

A celle qui a attendu avec patience les fruits de leur bonne éducation...

A ma chère mère

A ceux qui m'a indiqué la bonne voie en me rappelant que la volonté fait toujours les grands hommes...

A mon cher père

A ceux qui ont m'encouragés toujours épaulés et supportés...

A mes chers frères et soeurs

A mon binôme

A tous mes amis(es) et proches

... Je dédie ce travail

Ramdane



Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

-Mes très chers parents (mama 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 Fatiha, son mari Mohamed.

-Ma chère sœur Malika, son mari Mokhtar et leur fils .

-Ma chère sœur Wahiba et son fiancé Fathi.

-Ma chère sœur Hanane

-Mes chers frères : Tahar, Djilali, Zarrouk, Abdelkader, Mohamed, leurs femmes ; Khaira, Saida, Houria, Saida et Fatima et leurs enfant, ainsi Fathi, Benchehra, Elhadj, Amine.

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

-toute la famille : Besbas, Rayane, Amir, Ould Amara.

-Je réserve une dédicace spéciale pour mon fiancé mon saveur redhwane, ce lui qui m'a aidé tout le long de ce travail.

Samia

Table des matières

Chapitre I : Généralités sur les roches ultramafiques

I.1. Introduction :	2
I.2. Généralités sur les roches ultramafiques	3
I.2.1. Définition	3
I.2.2. Constituants minéralogiques des roches ultramafiques	3
I.2.3. Classification et nomenclature des roches ultramafiques	3
I.3. Caractères texturaux des enclaves ultramafiques	6
I.4. Origine des enclaves ultramafiques	8
a) Les enclaves homogènes	8
b) Les enclaves énallogènes	8
I.4.1. Constitution du manteau supérieur et genèse des magmas basaltiques ...	8

Chapitre II : Présentation de Secteur d'étude

II. 1. Introduction :	11
II. 2. Situation géographique de secteur d'étude :	12
II. 3. Historique des recherches :	13
II. 4. Cadre géologique et structural :	15
II. 5. Aperçu volcanologique :	16
II. 5. 1. Datation du volcanisme alcalin d'Oranie :	16
II. 5. 2. Volcanologie du massif d'Aïn Témouchent :	17
II. 6. Objectifs de travail :	20

Chapitre III : Pétrographie des verres

III.1. Généralités	22
III.2. Distinction pétrographique des enclaves ultramafiques	22
III.3. Les enclaves de type I ; les tectonites	24
a) les wehrlites : (DF ; Br1-2)	24
b) l'herzolite :(K1)	25
c) Harzburgite :(DZ-1-T85)	25
III.4. Les enclaves des cumulats	26
III.5. Les verres piégés dans les enclaves ultramafiques	26
III.6 : Conclusion à l'étude pétrographique	27

Chapitre IV : Géochimie des verres

IV.1. Introduction.....	32
IV.2.Géochimie des éléments majeurs.....	32
IV.2.1. Distribution des éléments majeurs dans les verres.....	33
IV.2.2.Compositions normatives.....	35
IV.3. Discussion à l'étude géochimique des verres.....	38

Chapitre V : Discussion et conclusion générales

Discussion et Conclusions générales.....	40
--	----

Références bibliographiques

Références bibliographiques.....	44
----------------------------------	----

Chapitre I :

Généralités sur les enclaves ultramafiques

- *Introduction*
- *Généralités sur les roches ultramafiques*
- *Caractéristiques des enclaves ultramafiques*
- *Origine des enclaves ultramafiques*

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) en

quantités accessoires (<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 Streickeisen (1976) : olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et amphibole (**Fig.1 et 2**).

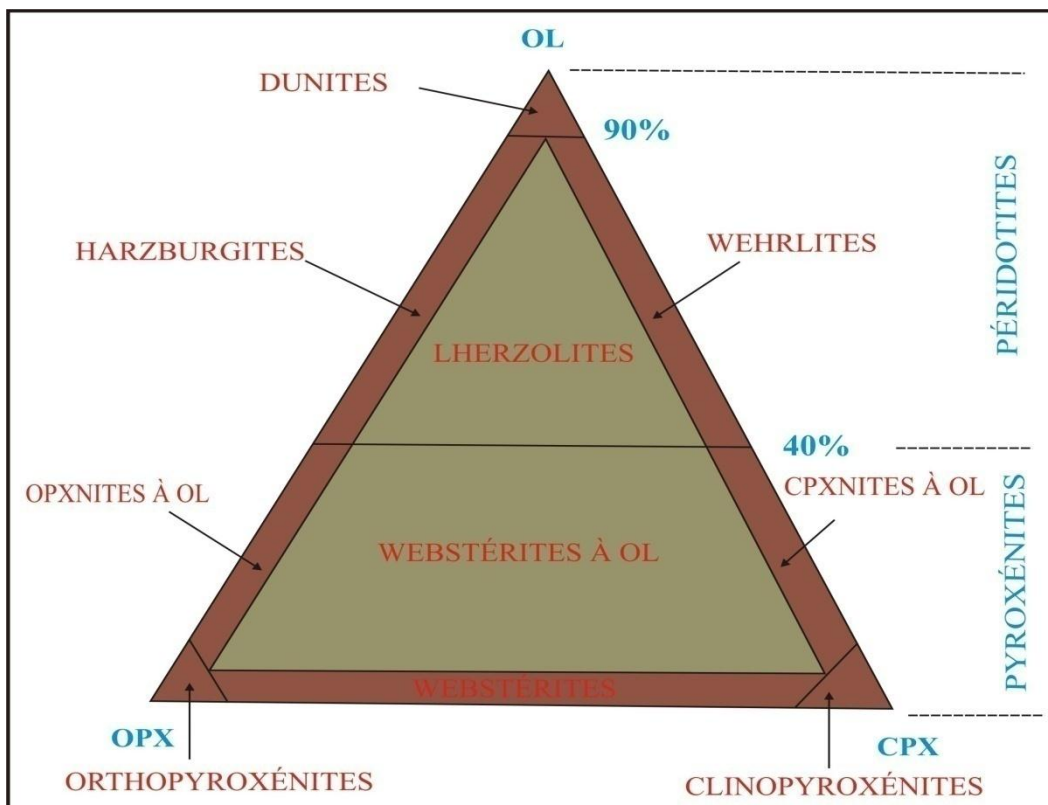


Fig.1 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streickeisen (1976)

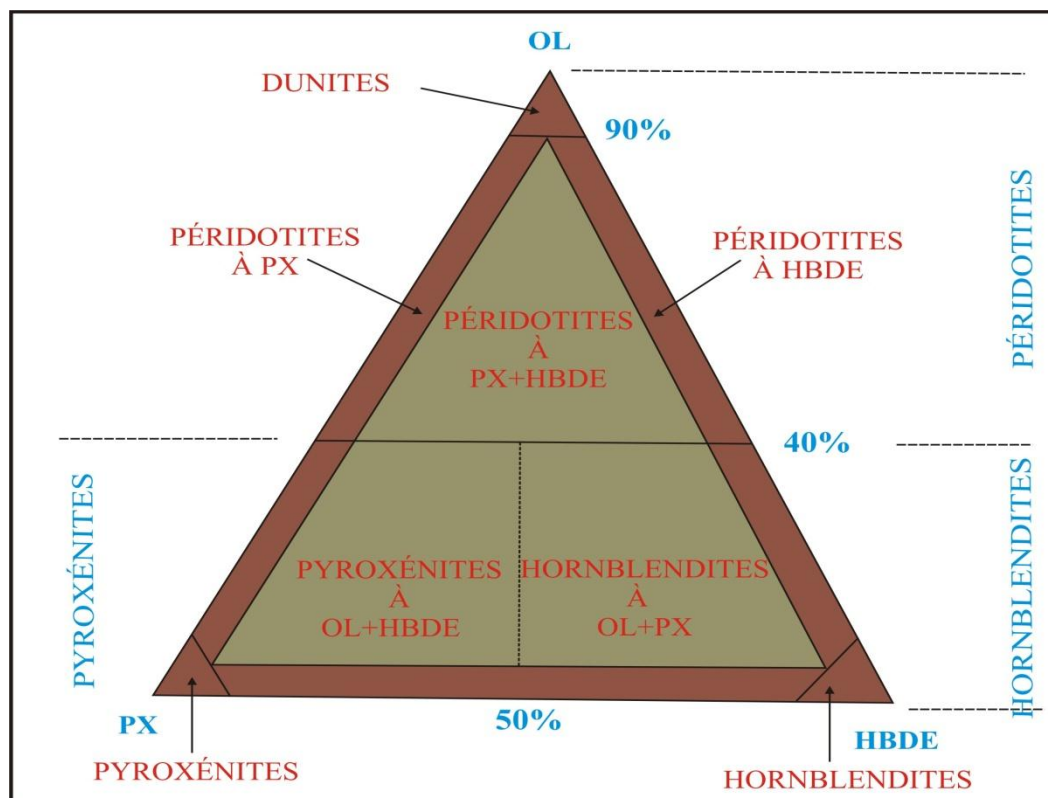


Fig.2 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Px - Hbde de Streckeisen (1976)

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 cumulats ;
- des xénolites mantelliques.

Les enclaves de cumulats 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 in Grégoire, 1994) propose une classification purement descriptive (**Tab.2**).

types texturaux	Caractéristiques
adcumulat	un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs et montrant les 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 tectonites :

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 équi-granulaire : 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 homogènes ou agglomérats (Vilminot, 1962) et des enclaves énallogènes 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 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, 1974b ; 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 tectonites 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 TiO₂, Al₂O₃, Fer total, CaO, K₂O et Na₂O. 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 des secteurs d'étude** **d'Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna**

-Introduction

- Situation géographique des secteurs 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-quaternaire (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Louni-Hacini et al., 1995 ; Tabetiouna, 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-Quaternaire. 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 des massifs d'Ain Témouchent et de la Basse-Tafna, 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.

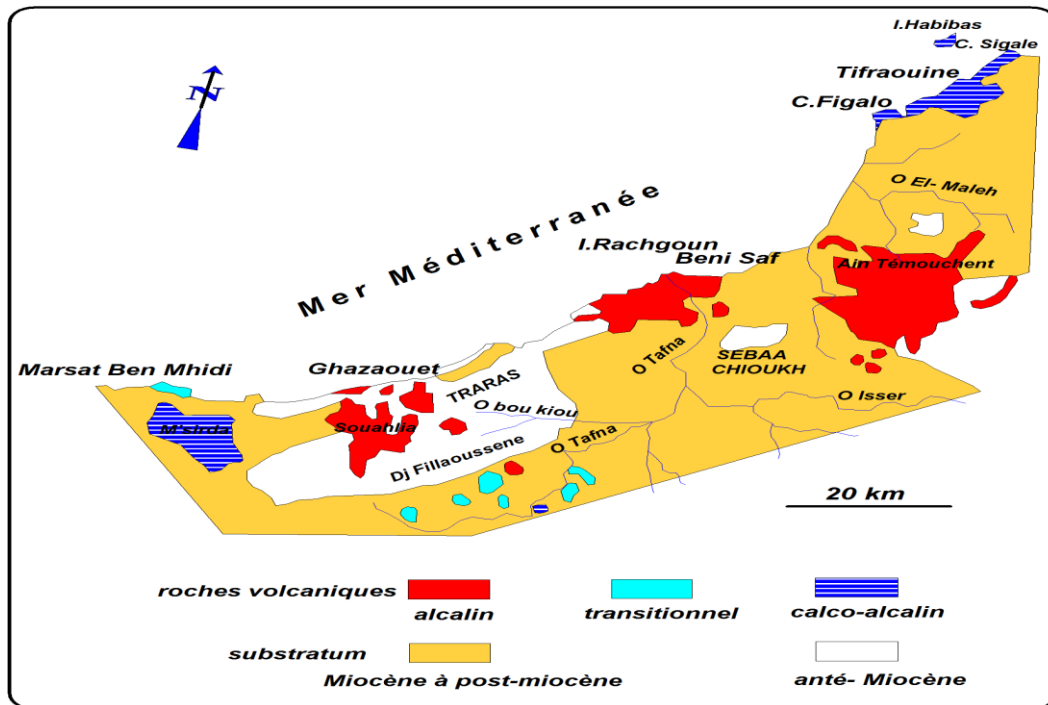


Fig. 3 : Localisation du émissions alcalines plio-quadernaires d’Oranie
(in Coulon et *al.*, 2002, redessinée)

II. 2. Situation géographique des secteurs d’étude

Les massifs volcaniques d’Ain -Témouchent et de la Basse-Tafna sont localisés tous deux dans la partie nord- occidentale de l’Oranie. Ils sont situés respectivement à environ 70 et 90 km au Sud-Ouest d’Oran (**Fig.4**). Ces deux secteurs occupent des dépressions aménagées au Nord des monts des Tessalas, des Sebâa Chioukh et des Traras et se caractérisent par des reliefs d’altitude modérée (points culminants : 507 m à Ain-Temouchent et 403 m dans la Basse-Tafna). La mer Méditerranée constitue leur limite septentrionale.

Le secteur d’Ain Témouchent est séparé, à l’Ouest, de celui de la Basse-Tafna par les pointements secondaires de la zone minière de Sidi-Safi.

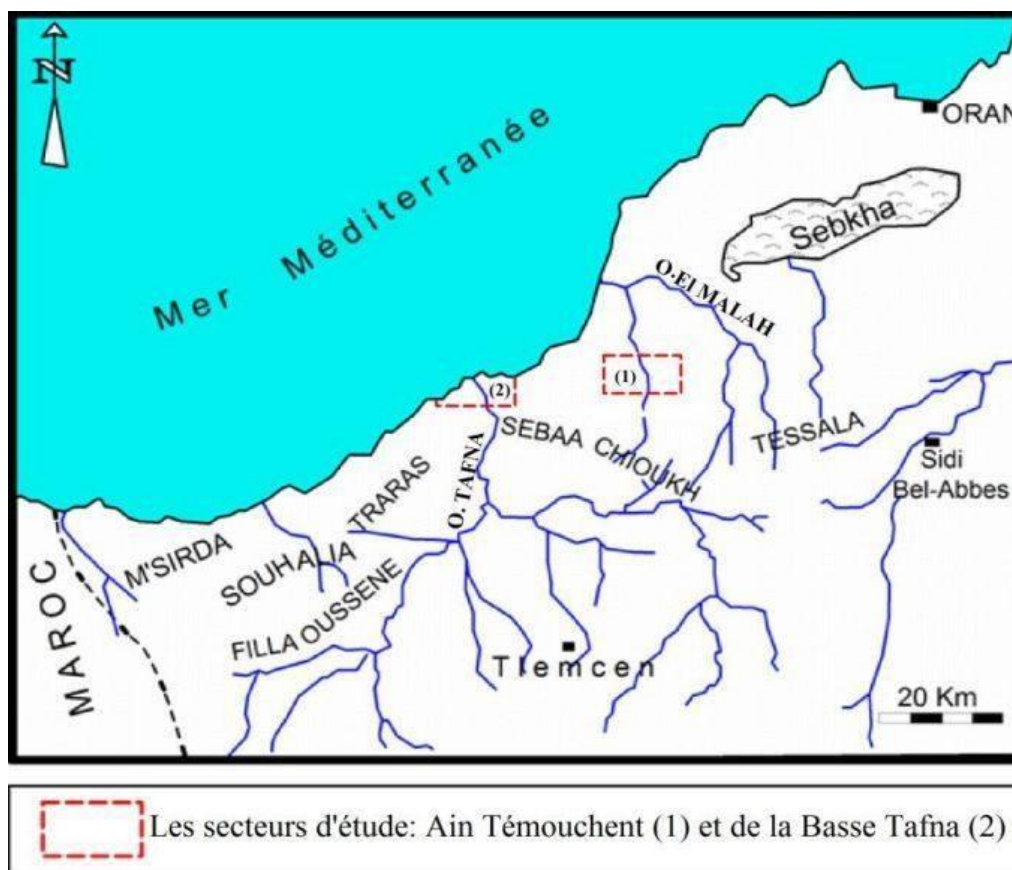


Fig.4: Situation géographique du massif d'Ain Témouchent et la Basse Tafna

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'Ain Témouchent 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'Ain Témouchent de basanitoïdes à anal cime 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'Ain Témouchent.

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'Aïn Témouchent 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) et Bendoukha (1987), notamment dans le secteur d'Aïn Témouchent.

Tabeliouna (1997) décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Ain Témouchent 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'Ain 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'Ain Témouchent 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

Les secteurs éruptifs d'Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna, d'âge Plio- Quaternaire, sont assez étendus. Ils couvrent respectivement une superficie de 300 km² et 200 km². Les formations géologiques, qui ont servi de substratum à ces deux massifs, 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-quaternaires. (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987; Tabeiouna, 1991, Zerka, 1991 ; Tabeiouna, 1997).

L'activité volcanique du complexe de la Basse-Tafna semble liée à l'accident transverse d'orientation N20 ou transversale Tafna-Mazoura (Bellon et *al.*, 1984 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987).

En outre, Megartsi (1985), Tabeiouna (1997) et Zerka (2004) estiment que les centres éruptifs d'Aïn Témouchent 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.

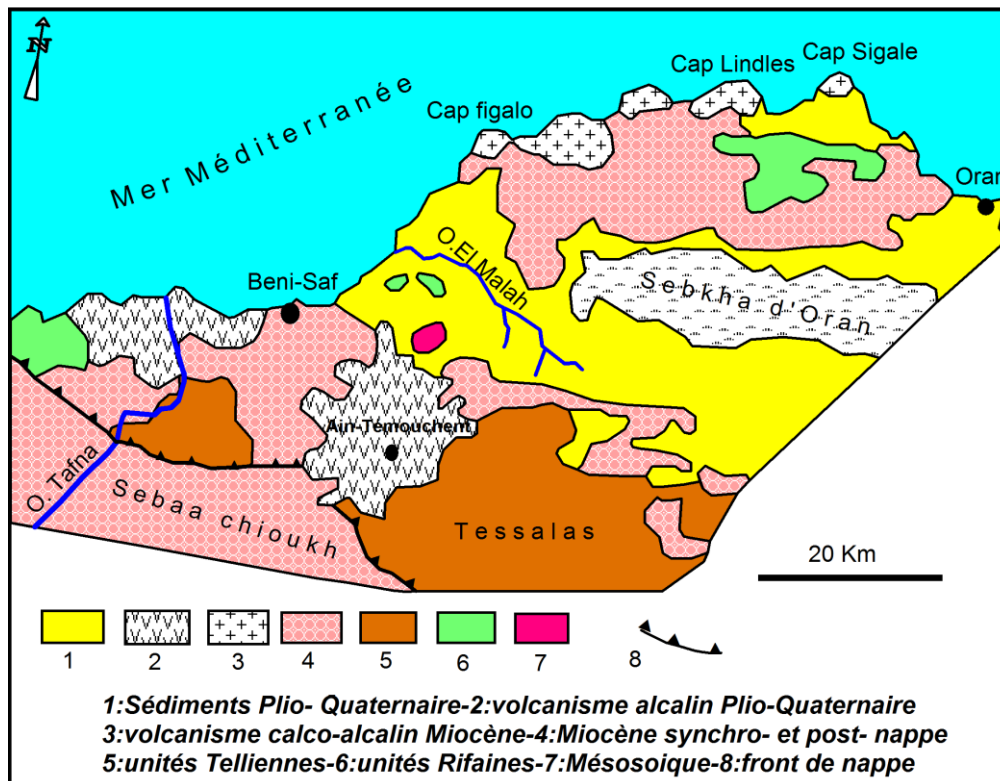


Fig.5 : Localisation des complexes volcaniques d'Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna (in Megartsi, 1985, redessinée).

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'Ain Témouchent.

Deux massifs volcaniques Plio-quaternaires de l'Oranie nord occidentale ont été choisis pour la recherche et l'étude d'enclaves ultramafiques : ce sont des secteurs d'Aïn-Témouchent et de la Basse Tafna. Ce choix s'est basé sur deux critères :

- le caractère basique alcalin de ces deux massifs 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 même 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 occidental repose sur des formations plio-quaternaires (**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 5).

Dans le massif d'Ain Témouchent, 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 Tabeliouna (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
Souahlia	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-quaternaires d'Oranie (données de Louni-Hacini et al ,1995 et de Coulon et al.,2002

II. 5.2. Volcanologie du massif d'Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna

Parmi les secteurs basaltiques néogènes de l'Oranie, celui d'Aïn Témouchent 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, Ain-Tolba et Ain-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 Koudiat Berbous 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 Ain Tolba 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 Ain-Tihadidine.

L'étude volcanologique des émissions d'Aïn Témouchent a permis de mettre en évidence au moins deux épisodes volcaniques majeurs dans ce secteur (Zerka, 1991 ; Tabetiouna, 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'Ain Témouchent 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 ;

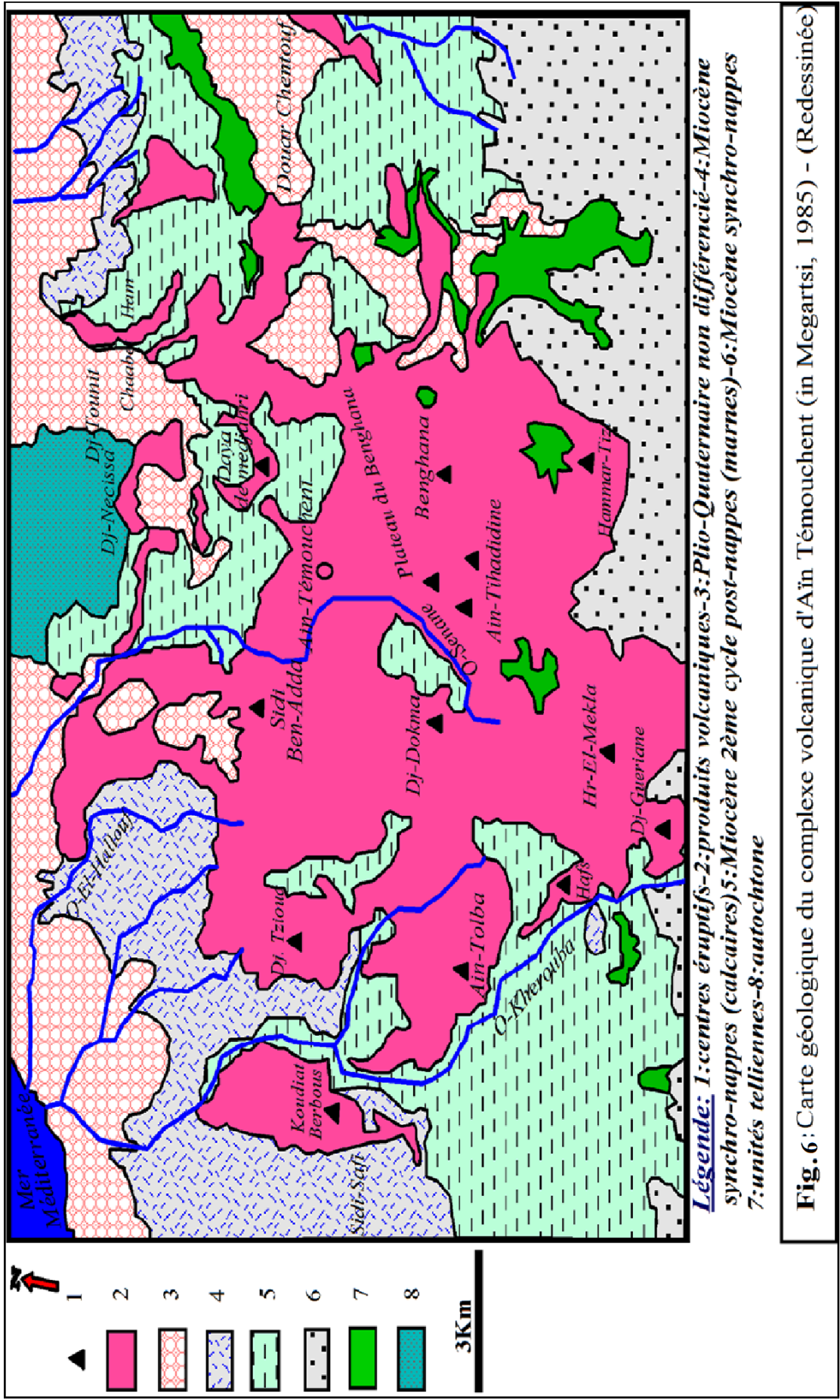
➤ le deuxième épisode s'est étendu dans presque tout le massif. Il est caractérisé par des émissions de pyroclastites grossières et fines et de nombreuses coulées. Cet épisode est de type strombolien.

Dans la Basse-Tafna (**Fig.3**), l'étude volcanologique élaborée par Bendoukha (1987) met en évidence trois épisodes majeurs :

➤ un épisode inférieur, de type strombolien, s'est manifesté par des émissions de projections et en coulées ;

➤ un épisode moyen, de type phréatomagmatique, est représenté au maar du fort El-Belinsi. Il se distingue par des formations volcano-sédimentaires très riches en figures caractéristiques de ce type de dynamisme ;

➤ l'épisode supérieur est de type strombolien. Il constitue les dernières manifestations de ce secteur. Il est marqué par des scories, des bombes scoriacées, des cendres et de nombreuses coulées.



II. 6. Objectifs du travail

Compte tenu des travaux déjà réalisés sur les enclaves ultramafiques d'Ain Témouchent et de la Basse-Tafna, notre étude a eu pour objectifs :

- a) une distinction pétrographique de verres volcaniques piégés dans quelques échantillons d'enclaves ultramafiques provenant de ces deux secteurs ;
- b) une caractérisation géochimique et minéralogique de ces verres ;
- c) d'envisager leur origine ainsi que leurs relations texturales avec les minéraux des roches hôtes.

Chapitre III

Étude pétrographique

III.1. Généralités

III.2. Distinction pétrographique des enclaves

III-3-Les enclaves de tectonites

a) Les wehrlites (DF, Br1-2)

b) La lherzolite (K1)

c) La harzburgite (DZ-1-T85)

III.4. Les enclaves de cumulats : les hornblendites (Ben 013 ; RACH 1)

III.5. Description des verres piégés

III.6. Conclusion à l'étude pétrographique

III.1. Généralités

Les enclaves ultramafiques étudiées proviennent des massifs basaltiques alcalins d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. Elles se récoltent aisément parmi les dépôts pyroclastiques (brèches volcaniques, tufs, tuffites...) où elles sont parfois bien conservées et de grande taille (Zerka, 2004).

Six échantillons ont été retenus dans le cadre de notre étude. Ils correspondent à des enclaves ayant piégé des verres volcaniques.

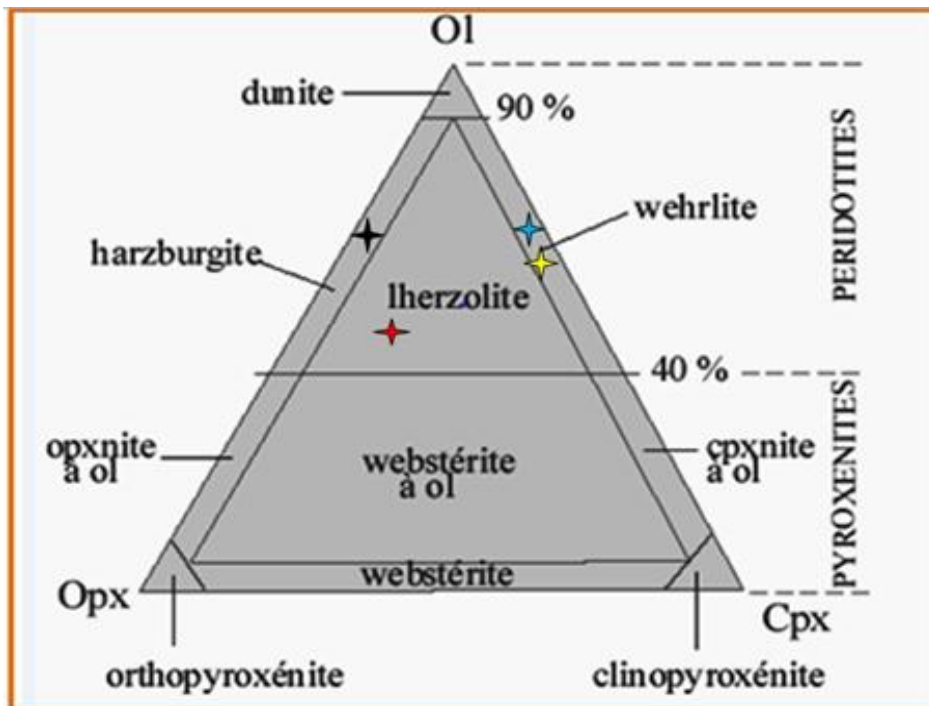
III.2. Distinction pétrographique des enclaves ultramafiques

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

D'une manière générale, la distinction pétrographique des enclaves, sur le terrain, se base essentiellement sur la couleur de la roche qui reflète la prédominance de l'une des trois espèces minérales essentielles des roches ultramafiques : olivine, pyroxène ou amphibole. Les roches riches en olivine sont généralement de couleur verte à vert-ocre et correspondent à des péridotites (lherzolites, harzburgites, wehrlites ou dunites). Les roches riches en amphibole ou en pyroxène sont plutôt de teinte brun noir à noire et forment soit des hornblendites, soit des clinopyroxénites.

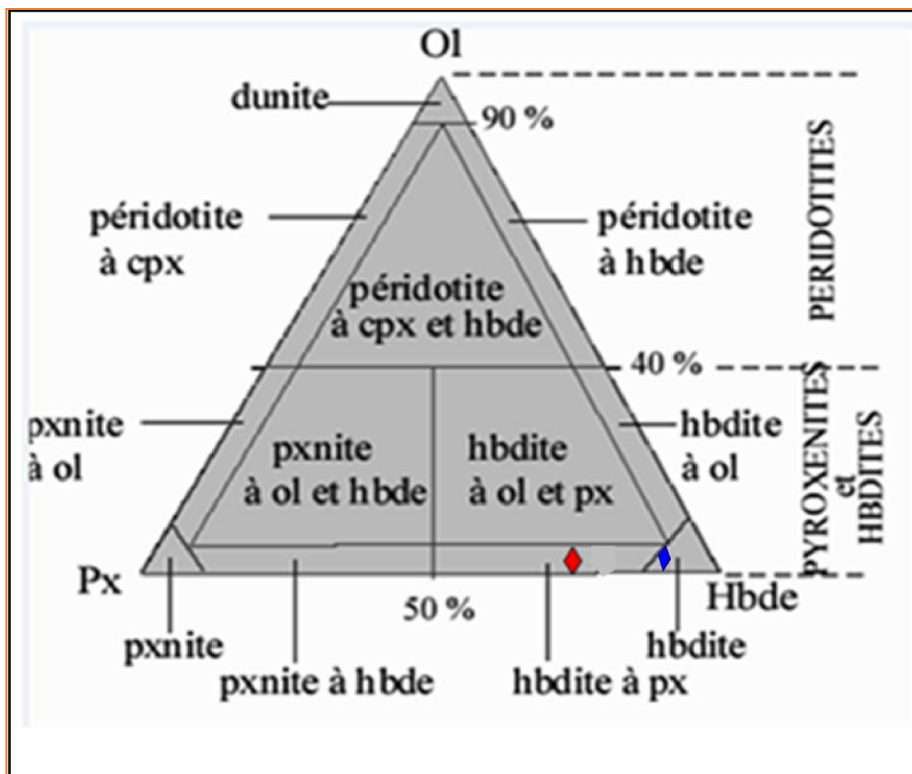
L'étude en lames minces a permis de reconnaître, du point de vue des compositions modales et des caractères texturaux, deux groupes de roches parmi les échantillons étudiés :

- un premier groupe formé de quatre échantillons riches en olivine et pyroxènes et dans lesquels le péridot dépasse toujours 50 % de la composition modale. La proportion des pyroxènes (Opx et Cpx) ne dépasse pas 35 % du volume total. Du spinelle brun est présent en quantité accessoire (moins de 5 %). Reportées dans le diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx (**Fig.7**), les proportions modales de ces roches définissent : des wehrlites (**échant. DF et Br1-2**), une lherzolite (**échant. K1**) et une harzburgite (**DZ-1-T85**). Ces enclaves sont caractérisées par des textures de déformation et de recristallisation typiques du manteau supérieur et correspondent donc à des tectonites ;
- un deuxième groupe de roches comprenant deux échantillons très riches en amphibole associée à du clinopyroxène, du plagioclase, des minéraux opaques et même de l'apatite (**échant. Ben013 et RACH1**). Les compositions modales de ces enclaves correspondent à des hornblendites (**Fig.8**). Leurs caractères texturaux correspondent à ceux de cumulats basaltiques.



- ◆ : DF
- ◆ : Br1-2
- ◆ : K1
- ◆ : DZ-1-T85

Fig.7 : Nomenclature des enclaves de tectonites dans le diagramme Ol-Cpx-Opx de Streckeisen (1976).



◆ : Ben013

◆ : RACH 1

Fig.8 : Nomenclature des enclaves de cumulats dans le diagramme Ol-px Hbde de Streckeisen (1976).

III.3. Les enclaves de tectonites

De façon générale, les enclaves de tectonites 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 roches étudiées se caractérisent toutes 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, pyroxène surtout, et souligné par l’alignement des grains de spinelle.

a) les wehrlites : (échant. DF et Br1-2), (Photo 1,2).

Ces roches sont à olivine et clinopyroxène dominants. Du spinelle brun est également présent mais en quantité accessoire (moins de 5 %). L’ensemble de ces minéraux constitutifs apparaissent en porphyroclastes et en néoblastes.

Les porphyroclastes d'olivine sont de taille comprise entre 2 mm à 3 mm. Les sections sont craquelées et montrent assez souvent des macles mécaniques. Les néoblastes sont de plus petite taille (moins de 1 mm) et sont à contours polygonaux.

Le clinopyroxène apparaît en porphyroclastes de 3 à 5 mm. Les cristaux sont étirés et parfois même fragmentés. Les macles mécaniques sont fréquentes. Les néoblastes sont millimétriques et également à tendance polygonale. Le clinopyroxène est vert clair et légèrement pléochroïque. Le clivage est grossier.

Le spinelle constitue une phase accessoire. Il se présente en petits porphyroclastes de près de 1 mm de long. Il est de couleur brune. Il est le plus souvent interstitiel entre les autres silicates ferromagnésiens ou parfois en fines inclusions dans le clinopyroxène.

b) La lherzolite : (échant. K1), (Photo 3)

C'est une roche à olivine, clinopyroxène et orthopyroxène caractérisée par une texture porphyroclastique. La foliation est bien exprimée et marquée par l'étirement des silicates ferro-magnésiens, pyroxène surtout, et souligné par l'alignement des grains de spinelle.

L'olivine se présente en porphyroclastes, de 2 à 4 mm, et en néoblastes (> 1 mm). Les sections sont à contours parfois déchiquetés et montrent le plus souvent des macles mécaniques.

Les pyroxènes (Cpx et Opx) se caractérisent par de gros porphyroclastes, pouvant atteindre ou même dépasser 6 mm de long, le plus souvent étirés dans le sens de la foliation. Les néoblastes sont millimétriques et occupent des espaces aux joints de grains. Les clinopyroxènes sont verdâtres et légèrement pléochroïques. Les orthopyroxènes sont incolores. Les clivages sont grossiers dans les deux types de pyroxène. Les exsolutions mutuelles sont assez fréquentes.

c) La harzburgite : (échant. DZ-1-T85) (Photo 4 et 5)

C'est une roche à grain moyen, 1 à 2 mm, constituée essentiellement d'olivine et d'orthopyroxène. Le clinopyroxène et le spinelle brun se présentent faibles quantités (moins de 5 % chacun). La harzburgite est également à texture porphyroclastique et semble beaucoup plus déformée et recristallisée par rapport aux échantillons précédents.

Les minéraux de la harzburgite présentent les mêmes caractéristiques que celles des ~~Chapitre III~~ constitutifs des wehrlites et de la lherzolite décrites ci-dessus. *Etude pétrographique*

III.4. Les enclaves de cumulats (photo 6 et 7):

Les enclaves de cumulats de massif d'Ain Témouchent (**échant. Ben013**) et de la Basse Tafna (**échant. RACH1**) sont holomélanocrates. Elles sont de teinte noire à brun noir.

Ces roches se caractérisent par des textures à caractère cumulatif se traduisant par la présence de minéraux précoces automorphes associés à des minéraux tardifs interstitiels.

Elles sont riches en amphibole associée à du clinopyroxène, du plagioclase, des opaques et parfois de l'apatite. Elles correspondent toutes deux à des hornblendites. L'échantillon (**Ben013**) montre une texture de mésocumulats (**Photo 7**). L'amphibole, le clinopyroxène et l'apatite sont des minéraux précoces et forment la phase de cumulus. Le plagioclase est tardif et cristallise tardivement. Il se présente en plages interstitielles et forme la phase de post cumulus.

L'hornblendite (**RACH1**) montre une texture d'adcumulat (**Photo 6**). L'amphibole et le clinopyroxène sont précoces et sont cimentés par des minéraux opaques et quelques plages de plagioclase.

L'amphibole apparaît très souvent en sections automorphes à sub automorphes pouvant atteindre 1 cm de long. Elle correspond à une hornblende brune fortement pléochroïque. Les clivages sont bien marqués.

Le clinopyroxène se présente en petites quantités dans ces hornblendites. Il forme de petits cristaux polygonaux ou de petites baguettes allogènes. Il est jaunâtre à verdâtre et son pléochroïsme est faible. Les zonages et les macles h1 sont bien exprimés.

Le plagioclase apparaît en plages limpides interstitielles et montre des zonages ou des macles polysynthétique.

Les minéraux opaques cristallisent tardivement et forment des grains interstitiels.

III.5. Les verres piégés dans les enclaves ultramafiques :

Dans les roches étudiées, le verre volcanique apparaît aux joints en veinules qui s'anastomosent en poches. Il est de couleur marron clair dans les tectonites, marron à brun noir dans les ségrégats de type de cumulats. Ses contacts, avec les minéraux de la lherzolite, de la harzburgite et des wehrlites, sont nets. On le trouve également associé aux symplectites décrites dans certains échantillons de tectonites.

Dans les hornblendites, le verre volcanique corrode les cristaux des roches hôtes. Il est franchement amorphe mais peut être très vésicule notamment dans les hornblendites. Par ailleurs, quelques poches de verre renferment des microlites de plagioclase, de clinopyroxène et des grains d'opaques. Ce verre là ressemble plus aux basaltes émis en surface et correspond plutôt à des infiltrations du basalte qui a ramené les enclaves en surface.

Dans les xénolites de tectonites, le verre volcanique draine très souvent de minuscules grains de spinelle automorphes et à bordures assombrés, associés parfois à des microcristaux d'olivine et d'amphibole.

III.6. Conclusion à l'étude pétrographique :

Les enclaves ultramafiques étudiées se distinguent en deux groupes de roches fondamentalement différents du point de vue de leurs compositions minéralogiques et leurs caractéristiques texturales.

➤ Le groupe des tectonites :

Les wehrlites (**DF ; Br1-2**) et la lherzolite (**K1**) et la harzburgite (**DZ-1-T85**) montrent des textures de tectonites ou textures de déformation et de recristallisation telles que décrites par Mercier et Nicolas (1975) et Frey et Prinz (1978). Ces roches sont considérées, par tous les auteurs, comme des xénolites n'ayant aucun lien génétique direct avec les produits volcanique hôtes. Elles proviennent des parties du manteau supérieur situées entre les zones sources des basaltes porteurs et le Moho (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977 ; Frey et Prinz, 1978 ; Menzies, 1983 ; Nixon, 1987 ; Dautria, 1988 ; Zerka, 1991 ; Grégoire, 1994 ; Zerka, 2004).

➤ Le groupe des cumulats :

Les hornblendites (**Ben013 et RACH1**) montrent des textures à caractère cumulatif. Elles correspondent aux enclaves de cumulats définies par Grégoire (1994). Ces roches sont considérées comme des ségrégats de magmas basaltiques. Elles sont soit génétiquement liées aux laves qui les portent et dont elles constituent les témoins d'un processus de cristallisation fractionnée et ont été arrachées accidentellement par celles-ci (Basu et Murthy, 1977 ; Berger, 1981 ; Zerka, 1991) ; soit elles peuvent appartenir à un cycle magmatique antérieur au laves hôtes (Irving, 1974 ; Best, 1975).

Les verres volcaniques piégés dans les enclaves ultramafiques d'Aïn-Témouchent et de la Basse Tafna présentent des caractères pétrographiques différents entre ceux des tectonites et ceux des cumulats. Hormis les différences de couleur, les particularités texturales de ces verres montrent également qu'ils n'affectent pas les minéraux des roches de tectonites, alors qu'ils corrodent beaucoup les cristaux des enclaves de cumulats. Ils seraient donc exogènes et infiltrant pour les premières, mais très probablement plus cogénétiques avec les secondes. Les caractéristiques géochimiques de ces verres permettront de mieux apprécier leurs éventuelles relations génétiques avec les roches hôte

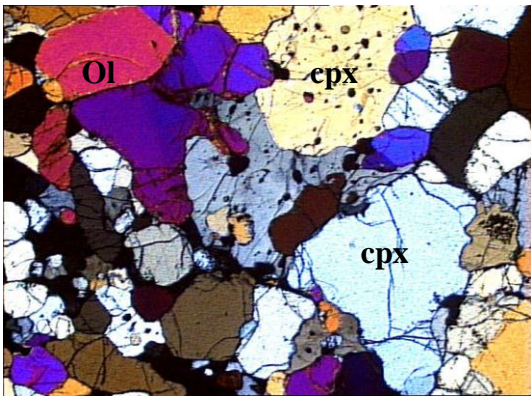


Photo.1 : vue en LP de la wehrlite DF

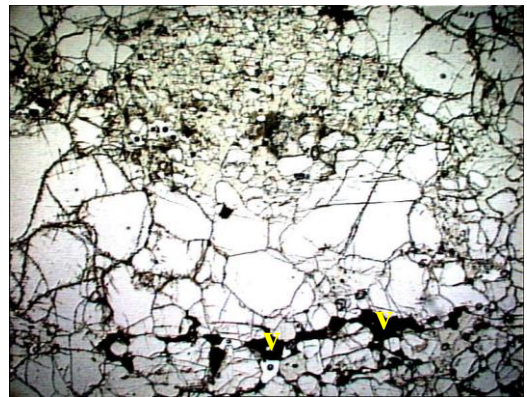


Photo.2 : vue en LN de la wehrlite DF

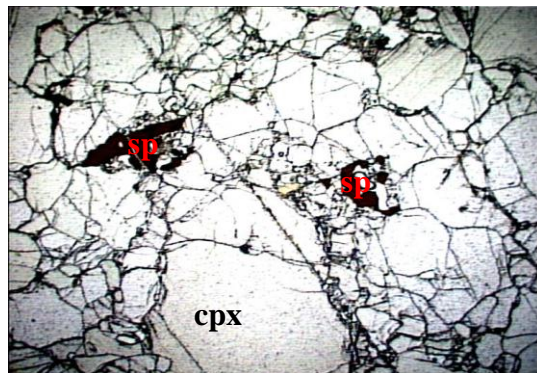


Photo.3 : vue en LN de la lherzolite K1

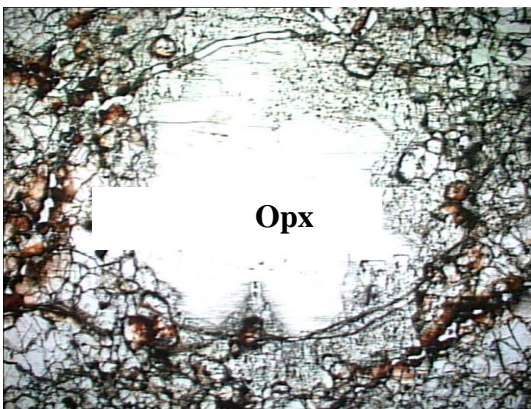


Photo.4 : vue en LN de la harzburgite DZ1-T85

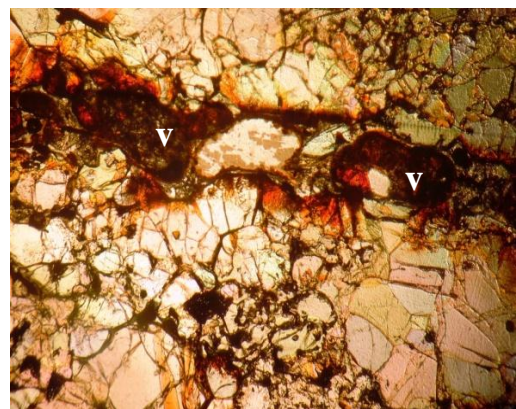


Photo 5 : veinule de verre dans la harzburgite DZ-1-T85

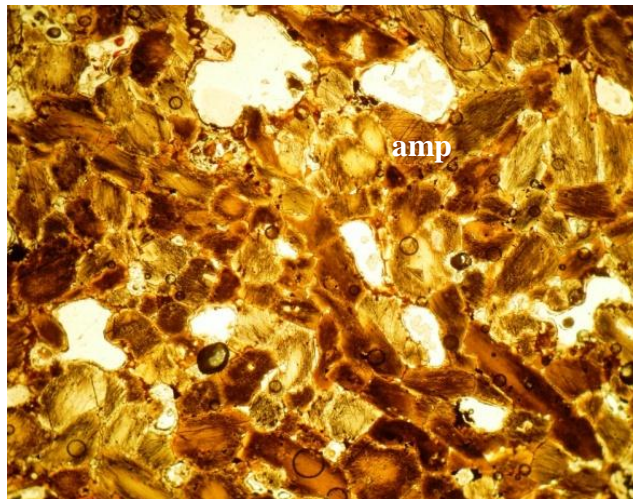


Photo.6 : vue en LN de la hornblendite RACH 1

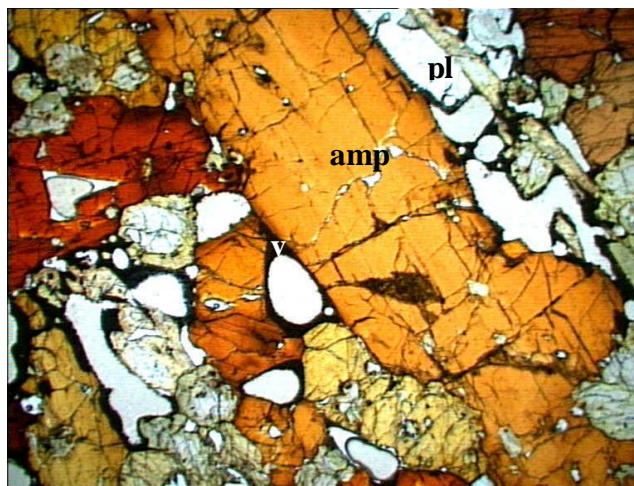


Photo.7 : vue en LN de la hornblendite Ben 013

Chapitre IV

Géochimie des verres volcaniques

IV.1. Introduction

IV.2. Géochimie des éléments majeurs

IV.2.1. Distribution des éléments majeurs dans les verres

IV.2.2. Compositions normatives

IV.3. Discussion et conclusion à l'étude géochimique des verres

IV.1. Introduction :

Des verres piégés dans les enclaves ultramafiques ont été décrits dans de nombreux gisements associés à des basaltes d'environnements géographiques et tectoniques variés aussi bien continentaux qu'océaniques (Frey et Green, 1974 ; Francis, 1976 et 1987 ; Gamble et Kyle, 1987 ; Kelemen, 1990 ; Siena et al, 1991 ; Ionov et al, 1994 ; Schiano et Clocchiatti, 1994 et 1998 ; Schiano et al, 1994 et 1995 ; Neumann et al, 1995 ; Zinngrebe et Foley, 1995 ; Chazot et al, 1996 ; Wulff-Pedersen et al, 1996 et 1999 ; Neumann et Wulff-Pedersen, 1997 ; Yaxley et al, 1997 ; Yaxley et al, 1998 ; Schiano et Bourdon, 1999 ; Yaxley et Kamenetsky, 1999 ; Coltorti et al, 2000 ; Cottin et al, 2002 ; Delpech et al, 2004 a et b ; Moine et al, 2004 ; Zerka, 2004). L'origine de ces verres et leur rôle dans les processus mantelliques (fusion partielle, métasomatisme, interactions manteau-liquides, dissolution / cristallisation ...etc) font encore l'objet de débats d'autant plus qu'ils peuvent être localement associés à des carbonates d'origine magmatique, ce qui semble être le cas pour certaines enclaves ultramafiques d'Ain-Temouchent et Basse Tafna (Zerka, 2004).

Dans les enclaves ultramafiques étudiées, les verres sont présents, en volume assez important, dans pratiquement tous les cumulats d'hornblendites ainsi et que dans les tectonites (wehrlites, la harzburgite et la lherzolite).

L'étude géochimique qui suit permettra de caractériser tous les types de verre et de les comparer à l'ensemble des émissions volcaniques néogènes d'Oranie nord occidentale et plus particulièrement aux laves basaltiques hôtes. Leur origine sera alors entrevue à la lumière des comparaisons faites avec d'autres gisements connus dans le monde (Zerka, 2004).

V.2. Géochimie des éléments majeurs

L'étude géochimique des verres des enclaves ultramafiques d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna a porté sur une sélection de cinq analyses sur roches totales (données de Zerka, 2004). Les compositions globales en éléments majeurs ont été déterminées à la microsonde électronique. Le Fe_2O_3 et le P_2O_5 n'ont pas été dosés et la perte au feu n'a pas pu être évaluée. Dans chaque échantillon, plusieurs poches de verre ont été analysées pour vérifier la fiabilité des résultats, d'une part, et constater d'éventuelles variations à l'échelle de l'échantillon.

IV.2.1. Distribution des éléments majeurs

D'une manière générale, dans les enclaves ultramafiques étudiées, les verres sont sous-saturés à saturés en silice ($48,6 < \text{SiO}_2 < 60,2$ %). Ils sont riches en alumine (Al_2O_3 : 19,5 à 21,7 %) et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 6,9 à 12,1 %). La distribution des éléments majeurs, dans les verres d'Ain-Temouchent et de la Basse Tafna, paraît révéler deux groupes :

- un premier groupe de verres saturés en silice (56 à 60,2 %) mais pauvres en TiO_2 (0,26 à 0,6 %), en MgO (0,4 à 2,5 %) et en FeO (2,2 à 5,4 %). Ce type de verre apparaît uniquement dans les tectonites ;

- un deuxième groupe de verres sous-saturés ($\text{SiO}_2 < 50$ %) mais riches en Titane (2 à 3,1), en Magnésium (2,7 à 3 %) et en Fer (7,3 à 9,9 %). Ces verres sont surtout piégés dans les cumulats d'hornblendites.

Dans le diagramme alcalins-silice de la (Fig.9), les verres volcaniques se situent tous dans le domaine des séries alcalines ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 6,9 à 12,1 %) mais paraissent légèrement différents les uns des autres. Dans l'autre diagramme alcalins-silice (Fig.10), les verres des tectonites sont moyennement alcalins à alcalins alors que ceux des cumulats sont franchement fortement alcalins.

Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ des verres dans les xénolites de type I sont compris globalement entre 0,7 et 1,66 (Fig.11). Ils sont globalement légèrement sodiques à potassiques.

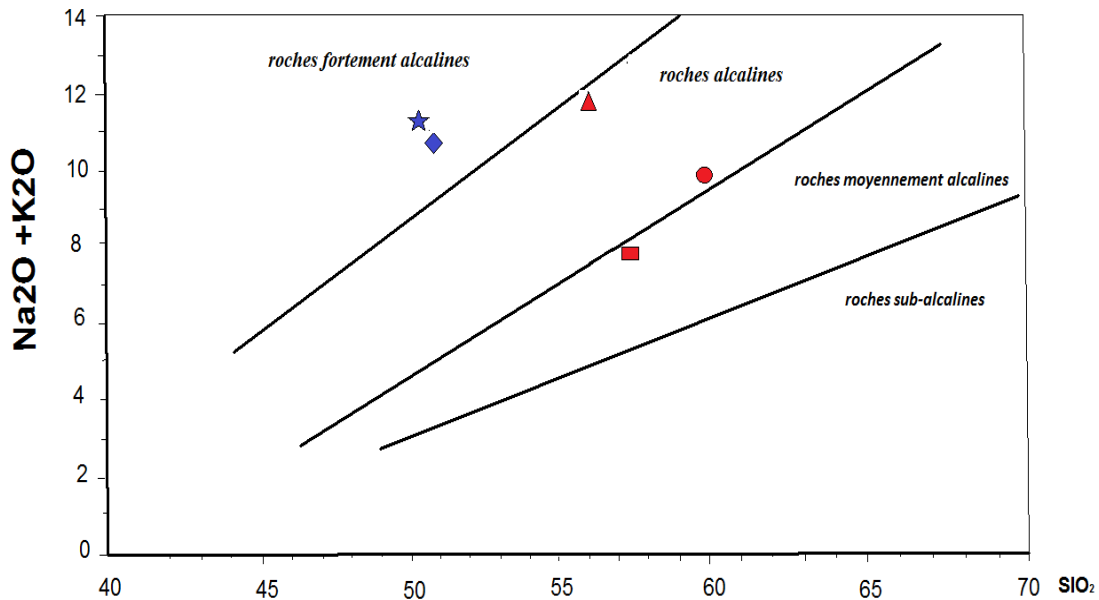


Fig.10 : Position des verres volcaniques dans le diagramme alcalins/silice (même légende que Fig.9)

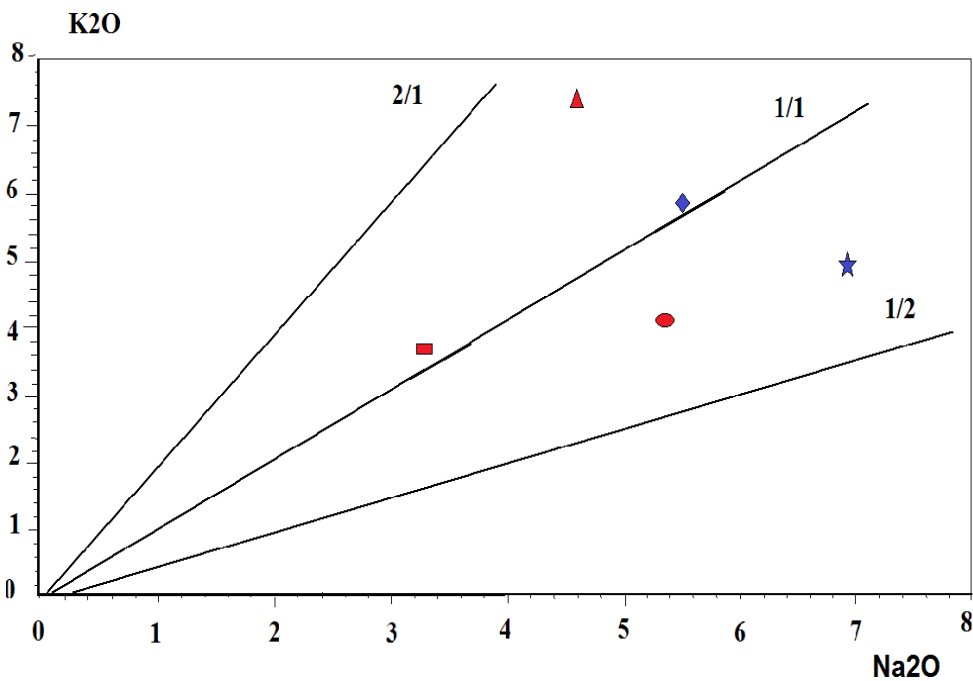


Fig.11 : diagramme K₂O/Na₂O des verres volcaniques des enclaves ultramafiques d'Ain-Temouchent et de la Basse Tafna (même légende que Fig.9)

V.2.2. Compositions normatives

Les normes C.I.P.W. des verres des enclaves étudiées reflètent aussi leur diversité de composition (Tab.4). Nous distinguons ainsi des verres à quartz et hypersthène normatifs (Qz_{norm} : 0,1 à 3,5 %) piégés dans les tectonites K1 et Br1-2 traduisant des tholéïtes à quartz et hypersthène ; des verres à néphéline normative correspondant à un basalte alcalin (Ne_{norm} :

12,6 %) dans la tectonite DZ1-T85) et à des basanites (Ne_{norm} : 22,8 à 24,4 %) dans les cumulats.

Les valeurs de l'Indice de Différenciation, comprises entre 52,8 et 72,3 %, montrent que les verres étudiés sont peu à très évolués.

La distribution des éléments majeurs en fonction de l'Indice de Différenciation (Fig.13), révèle que les verres étudiés correspondent à des benmoréites dans la harzburgite DZ1-T85 et la lherzolite K1, et à des mugéarites dans les enclaves de cumulats RACH1 et Ben013 ainsi que dans la wehrlite Br1-2.

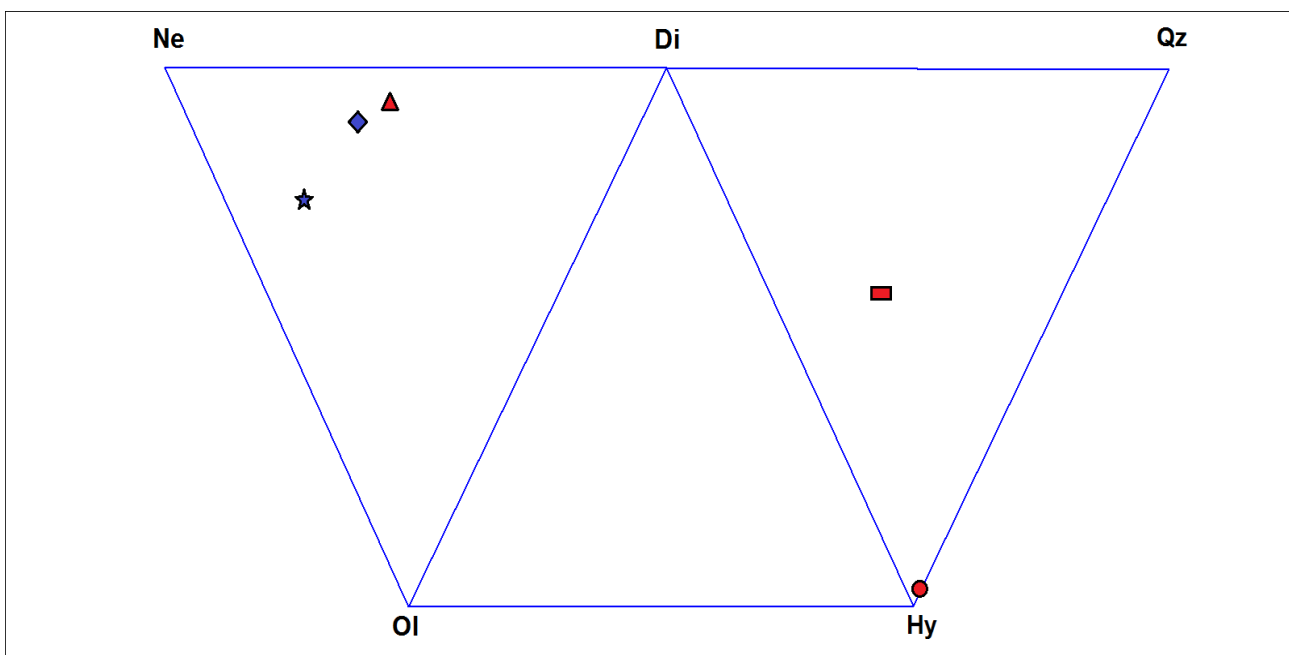


Fig.12 : projection des verres volcaniques dans le tétraèdre déroulé de Yoder et Tilley (1960). (même légende que Fig.9)

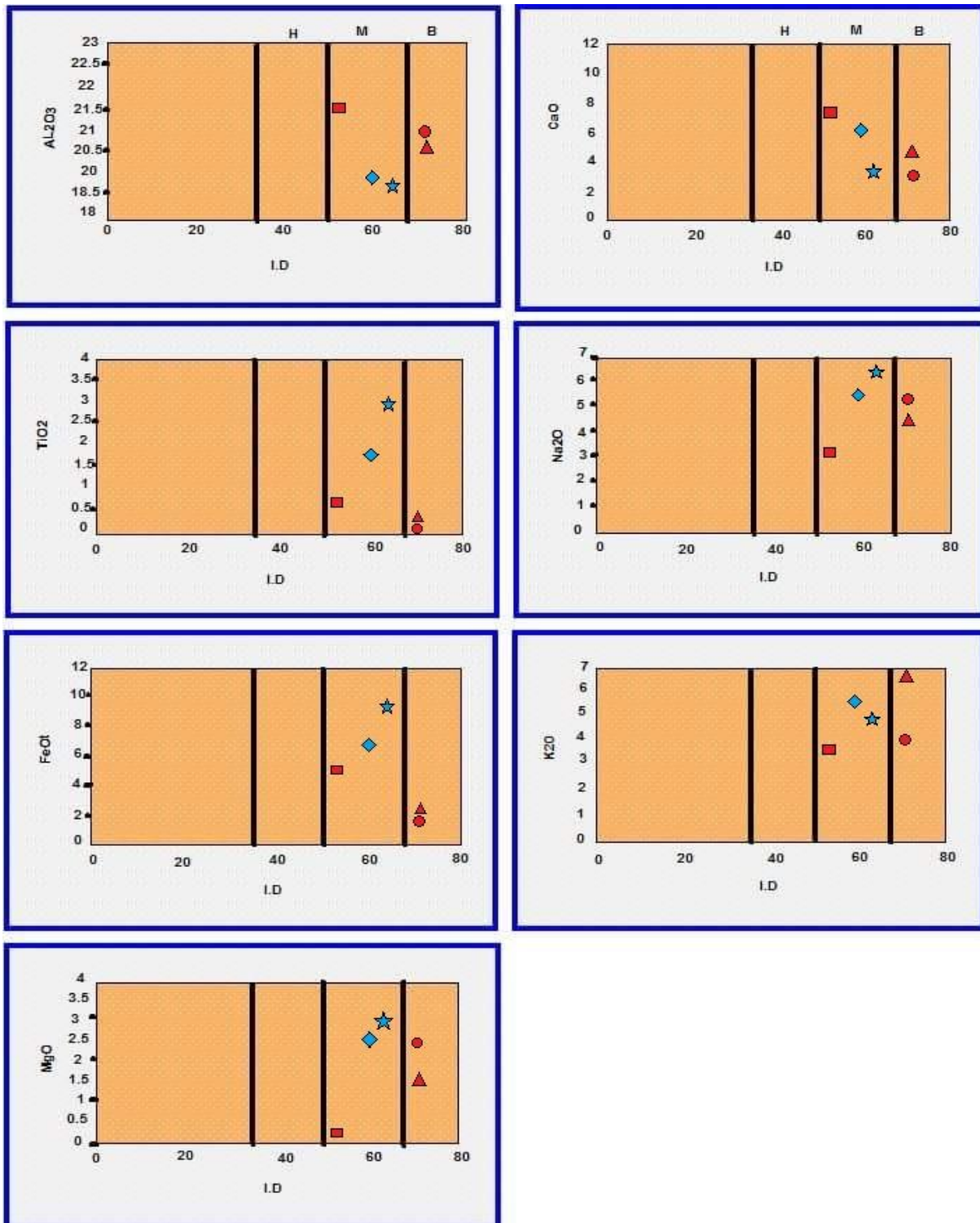


Fig.13 : distribution des éléments majeurs en fonction de l'Indice de Différenciation (I.D) dans les verres volcaniques des enclaves ultramafiques d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. (in Thornton et Tuttle, 1960), (même légende que Fig.9)

IV.3. Conclusion à l'étude géochimique des verres

D'une manière générale, la distribution des éléments majeurs dans les verres des enclaves ultramafiques d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna permet de distinguer :

- ❖ des verres saturés en silice et pauvres en composants basaltiques, piégés dans la harzburgite, la lherzolite et la wehrlite ;
- ❖ des verres sous saturés en silice mais plus riches en titane, fer, magnésium et calcium et piégés dans les enclaves de cumulats d'hornblendites.

Dans les enclaves de tectonites, les verres piégés sont nettement différents des basaltes hôtes. Ils ne semblent donc n'avoir aucun lien génétique avec eux. Ils correspondraient à des liquides siliceux circulant dans des parties du manteau supérieur situées entre les zones sources des magmas basaltiques et le Moho. Ces liquides sont alors restés piégés avant le prélèvement des xénolites par les basaltes ascendants.

Dans les enclaves de cumulats, les verres sont franchement de composition basaltique et sont très comparables, au niveau des éléments majeurs, aux basaltes alcalins hôtes. Ces verres piégés dans les hornblendites pourraient très bien représenter des vestiges de liquides résiduels issus de processus de cristallisation fractionnée ou des infiltrations des basaltes alcalins hôtes (Berger, 1981 ; Gamble et Kyle, 1987 ; Yaxley et al, 1997 ; Zerka, 2004).

	Les xénolites de tectonites			Les enclaves de cumulats	
	harzburgite	lherzolite	wehrlite	hornblendites	
Echant	DZ-1-T85	K1	Br1-2	Ben013	RACH1
Sio2	56.64	60.23	56.08	48.6	49.29
Al2O3	20.85	21.12	21.73	19.52	20.13
TiO2	0.37	0.26	0.59	3.09	1.97
Cr2O3	0.1	0.22	0.34	0.01	0
FeOt	2.61	2.24	5.37	9.88	7.26
MnO	0	0.06	0.15	0.16	0.12
NiO	0.01	0.04	0.02	0	0
MgO	1.6	2.49	0.38	3.01	2.65
CaO	5.33	3.04	7.91	3.55	6.6
Na2O	4.55	5.49	3.28	6.57	5.57
K2O	7.54	4.35	3.65	4.86	5.72
Total	99.6	99.54	99.5	99.25	99.31

Normes C.I.P.W.

	DZ-1-	K1	Br1-2	Ben013	RACH1
Q	0	1	3.17	0	0
C	0	1.85	0	0	0
Or	44.55	25.70	21.57	28.72	33.80
Ab	15.01	46.45	27.75	12.78	1.54
An	14.19	15.08	33.78	9.41	13.03
Ne	12.72	0	0	23.19	24.69
Di	10.08	0	4.77	6.86	16.44
Hy	0	9.30	6.17	0	0
Ol	1.81	0	0	10.96	4.99
Mt	0.39	0.34	0.78	1.43	1.05
Il	0.70	0.49	1.12	5.87	3.74
Total	99.49	99.28	99.14	99.24	99.31
I.D.	9.82	72.27	52.81	65	60.25

Tab.4 : analyses chimiques (élément majeurs) et norme CIPW des verres des enclaves ultramafiques d'Ain-Temouchent et de la Basse-Tafna

Chapitre V

Discussion et

Conclusions Générales

Discussion :

L'origine des verres volcaniques dans les enclaves ultramafiques ne fait pas encore l'objet d'un consensus général quant à la façon dont les verres sont formés et piégés dans ces roches.

Dans les cumulats, les verres piégés, de composition basaltique, sont actuellement unanimement considérés comme des liquides résiduels issus de processus de cristallisation fractionnée ou des infiltrations des basaltes hôtes (Berger, 1981 ; Gamble et Kyle, 1987 ; Yaxley et al., 1997). Ces processus se produisent généralement dans la croûte ou à la limite croûte - manteau juste avant ou lors du prélèvement des enclaves par les basaltes ascendants. Ils rendent compte des caractéristiques texturales, minéralogiques et chimiques observées dans les roches ultramafiques à textures de cumulats.

Dans les tectonites, l'origine des verres siliceux, alumineux et alcalins mais pauvres en titane, magnésium, fer et calcium fait encore l'objet de débats. De nombreux modèles ont été proposés. Ils seront discutés, ici, pour bien comprendre notamment les particularités géochimiques des verres piégés dans les enclaves ultramafiques d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna. Parmi ces modèles, nous distinguons :

- **une origine par fusion de minéraux hydroxylés :**

La formation des verres siliceux a été attribuée à une déstabilisation de minéraux hydroxylés (amphibole et/ou phlogopite) en réponse à une décompression lors de transport des xénolites et à un réchauffement par les laves hôtes (Yaxley et al. (1997) et Neumann et Wulff-Pederson (1997). Ce processus permet alors d'obtenir des liquides enrichis en SiO₂ ;

- **origine par fusion partielle in situ :**

Les verres siliceux ont été aussi considérés comme formés par fusion partielle de xénolites mantelliques durant de courts séjours (quelques mois à quelques années) dans des chambres magmatiques lors de l'ascension vers la surface dans les magmas hôtes (Klugel et al, 1996).

Une fusion partielle in situ de l'assemblage cpx + sp suite à l'afflux de liquides et / ou de fluides alcalins migratoires a été également proposée par Ionov et al. (1994). Yaxley et al. (1997) estiment que la fusion de cpx + sp sous l'influence d'un liquide ou d'un fluide riche en H₂O permet également d'obtenir des liquides siliceux.

Zinngrebe et Foley (1995), Wulff-Pedersen et al. (1996 a), Neumann et Wulff-Pedersen (1997) et Yaxley et al. (1997) proposent, pour la formation des liquides siliceux, la résorption d'opx par suite d'interaction entre liquides basaltiques infiltrant et péridotites encaissantes ;

- Origine par infiltration

La diversité de composition des verres a été attribuée à la migration calme de liquides d'infiltration ou de phases liquides métasomatiques non reliées aux roches mantelliques dans lesquelles elles se trouvent (Edgar et al. 1989 ; Schiano et al. 1992 ; Schiano et al., 1995 ; Schiano et Clocchiatti, 1994).

L'origine par infiltration est aussi considérée comme une migration de liquides issus de la fusion partielle de péridotites, antérieurement métasomatisées par des fluides carbonatitiques (Hauri et al., 1993) ou suite à une séparation immiscible d'un liquide unique à partir de liquides siliceux et carbonatés coexistants (Schiano et al. 1994).

Par ailleurs, il est important de signaler que certaines investigations expérimentales indiquent que des liquides très siliceux peuvent être formés par de très faibles degrés de fusion partielle in situ dans le manteau supérieur (Baker et al., 1995).

En définitive, à la lumière des quelques modèles présentés et en l'absence de données minéralogiques et géochimiques plus fines, il semble très probable que les verres piégés dans les enclaves de tectonites d'Ain Témouchent et de la Basse-Tafna soient le résultat d'une combinaison complexe de processus précurseurs de leur formation et de leur évolution. Ces processus découlent de l'interaction de liquides d'infiltration avec les péridotites encaissantes.

Conclusion générales :

Les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques, et géochimiques des verres étudiés montrent que leurs compositions ont été clairement modifiées par des processus complexes tels la cristallisation fractionnée des assemblages secondaires et l'interaction des liquides d'infiltration (et des liquides formés par les réactions) avec les assemblages primaires et/ou secondaires des péridotites encaissantes. Ces processus se traduisent par une série de réaction en chaîne produisant à chaque étape des minéraux secondaires et des liquides de composition nouvelle.

La déstabilisation d'amphibole et/ ou de phlogopite, dans des péridotites préalablement métasomatisées, semble être le mécanisme précurseur de toutes les transformations subies par les roches mantelliques d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. Ce mécanisme traduit une décompression (ascension diapirique des masses mantelliques) associés à un réchauffement dû à l'afflux de magma basaltiques asthénosphériques et provoquant une intumescence thermique au sein des diapirs ascendants.

La formation des wehrlites aux dépens de harzburgite et/ou de l'Iherzolite préexistante reflète également un processus de dissolution de l'orthopyroxène, avec formation de liquide siliceux, suite aux interactions de liquides d'infiltration avec les péridotites encaissantes.

La cristallisation tardive d'amphibole et de phlogopite dans les wehrlites, impliquant également des liquides et/ou de fluides alcalins riches en eau, peut être interprétée comme le résultat de l'hybridation de liquide infiltrant et de liquides formés suite à la dissolution de clinopyroxène et de spinelle. Ces liquides hybrides, ayant formé l'amphibole ou la phlogopite dans les wehrlites, sont alors moins saturés en silice que ceux des Iherzolites et celui de la harzburgite.

Références bibliographiques

A

Abbad Z. (1993). Etude volcanologique et pétrographique des laves quaternaire de Ghazaouet (Oranie). Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger 100 p.

B

Basu A.R. and Murthy V.R. (1977). Kaersutites, suboceanic low-velocity zone and the origin of mid-oceanic ridge basaltes. *Geology*, 5, pp.365-368.

Baker M.B., Hirschmann M.M., Ghiorso M.S. and Stolper E.M. (1995). Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature*, 375, pp.308-311.

Best M.G. (1975). Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkaline rocks. *Geology*, 3, pp.429-432.

Bellaredj L. (1997). Contribution à l'étude pétrographique et minéralogiques des enclaves ultramafiques du volcanismes alcalins de la Basse Tafna (Oranie nord-occidentale) Mém.ingénieur d'Etat, Univ. Oran, 73p.

Bellon H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires pourtour de la méditerranée occidentale comparée 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 Dynamiques 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, 159p.

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 leur basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (massif central français). Thèses Doct. Etat, Univ. Paris Sud, 466p.

C

Chazot G., Menzies M.A. and Harte B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole and melt in natural spinel lherzolites from Yemen : implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 60, pp.423-437.

Coisy P. (1977). Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif Central (France). Modèle géodynamique du manteau supérieur. Thèse Doct.3ème cycle, Univ. Nantes, 120 p.

Conquéré F. et Kornprobst J. (1974). Pétrogénèse des roches ultrabasiques. *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.

Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Salvini L. and Siena F. (2000). Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 183, 1-2, pp.303-320.

D

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.

Delpech G., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Cottin J.Y., Moine B.N., Michon G. and Giret A. (2004). Feldspar from carbonate-rich silicate metasomatism in the shallow oceanic mantle under Kerguelen Islands (South Indian Ocean). *Lithos* (sous presse)

Djenaoui (2003) : Pétrographie, géochimie et origine des verres volcaniques piégés dans les enclaves ultramafiques d'Oranie nord-occidentale.Mém.ingénieur d'état, Univ.Oran,88.

Draper D.S. and Green T.H. (1997). Anhydrous and C-O-H fluid-saturated PT phase relations of silicic, alkaline, aluminous mantle-xenoliths glasses. *J.Petrol.*, 38, pp.1187-1224.

E

Edgar A.D., Lloyd F.E., Forsyth D.M. and Barnett R.L. (1989). Origin of glass in upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanics SE of Gees, West Eifel, Germany. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 103, pp.277-286.

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.

F

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.

G

Gamble J.A. and Kyle P.R. (1987). The origins of glass and amphibole in spinel-wehrlite xenoliths from Forster Crater, McMurdo volcanic group, Antarctica. *J.Petrol.*, 28, part 5, pp.755-779.

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.

H

Hadj A. (1993). Etude des enclaves ultramafiques du massif volcanique des Souahlia (Oranie nord occidentale). Mémoire Ing. Univ. Oran, pp.06-18.

Hansteen T.H., Andersen T., Neumann E.R. and Jelsma H. (1991). Fluid and silicate melt inclusions in spinel lherzolite xenoliths from Hierro, Canary Islands : implications for mantle metasomatism. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 107, pp.242-254.

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

Hauri E.H., Shimizu N., Dieu J.J., Hart S.R. (1993). Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature*, 365, pp.221-227.

Hernandez J., De Larouzière F.D., Bolze J. et Bordet P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-alboran. *Bull.Soc.Géol.France*, (8), t.III, n°2, pp.257-267.

I

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

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

Ionov D.A., Hofmann A.W. and Shimizu N. (1994). Metaomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *J.Petrol.*, 35, Part 3, pp.753-785.

K

Kalemen P.B (1990). Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magmas I. Phase relations, the origine of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite. *J. Petrol.*, 31, pp. 51-98.

Klügel A., Sachs P.M. and Schmincke H.U. (1996). How long did mantle xenoliths from La Palma (Canary Islands) reside in the transporting magma. In : “Chapman Conf. Shallow level Processes Ocean Islands Magmatism”, Abstract, p.21.

L

Ludden J.N. (1977). The mineral chemistry and origin of xenoliths from the lavas of Anjouan, Comores Archipelago, Western Indian Ocean. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 64, pp.91-107.

Lacoix A. (1927). Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, t.185, n°12, pp.573-576.

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

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 Ila, pp.975-982.

M

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. *Compte Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 331, pp. 159-173.

Megartsi M. (1985). Le volcanisme mio-plio-quadernaire 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 d'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 baalts. *J. Petrol.*, 16, pp. 454-486.

Menzie M.A. (1983). Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magma : evidence for heterogeneity modified by magmatic activity. "Continental basaltes and mantle xenoliths", C.J. Hawkesworth and M.J.Norry (Eds), Shiva Publ. Nixon ed. John Wiley et Sons, Chichester, pp. 41-58.

Moine B.N. (2000). Les enclaves ultramafiques-mafiques riches en volatils de Kerguelen (TAAF, Océan Indien), transferts de fluides et métasomatisme mantellique en contexte intraplaque océanique. Thèse Doct.Univ.St-Etienne, 222 p.

Moine B.N., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Delpech G., Sheppard S.M.F. Lorand J.P., Renac C., Giret A. et Cottin J.Y. (2004). Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. *Lithos*, (sous presse).

Moissette P. (1988). Faunes de bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. Thèse Doct.Etat, Univ.Lyon, 351p.

N

Neumann E.R., Wulff-Pedersen E., Johnsen K. and Krogh E. (1995). Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands : implications for the upper mantle. *Lithos*, 35, pp.83-107.

Neumann E.R. and Wulff-Pedersen E. (1997). The origin of highly silicic melts in mantle xenoliths from the Canary Islands. *J.Petrol.*, 38, pp.1513-1539.

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.

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

P

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. *Compte Rendu de l'Académie de sciences, Paris*, 326, pp. 575-581.

S

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

Siena F., Beccaluva L., Coltorti M., Marchesi S. and Morra V. (1991). Ridge to hot spot evolution of the Atlantic lithosphere mantle : evidence from Lanzarote peridotite xenoliths (Canary Islands). In : "Orogenic lherzolites and mantle processes". Menzies M.A., Dupuy C et Nicolas A. (eds). *J.Petrol. Spec.Vol.*, pp.271-290.

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

Schiano P., Clocchiatti R. and Joron J.L. (1992). Melt fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society archipelago : evidence for a metasomatized upper mantle. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 111, pp.69-82.

Schiano P., Bourdon B., Clocchiatti R., Massare D., Varela M.E. and Bottinga Y. (1998). Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 160, pp.537-550.

Schiano P. and Bourdon B. (1999). On the preservation of mantle information in ultramafic nodules : glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 169, pp.173-188.

Schiano P. and Clocchiatti R. (1994). Worldwid occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature*, 368, pp.621-624.

T

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.

V

Vilminot J.C. (1962). Les nodules de péridotites dans les basalts du Velay (Haute Loire). Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Paris VI

W

Wulff-Pedersen E., Neumann E.R. and Jensen B.B. (1996). The upper mantle under La Palma, Canary Islands : formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 125, pp.113-139.

Y

Yaxley G.M., Green D.H and Kamenetsky V. (1998). Carbonatite metasomatism in the Southeastern Australian lithosphere. *J.Petrol.*, 39, 11 et 12, pp.1917-1930.

Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H. and Falloon T.J. (1997). Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 148, pp.433-446.

Yaxley G.M., Kamenetsky V. (1999). In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia : insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth Planet.Sc.Lett.*, 172, 1-2, pp.97-109.

Z

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-occidental : exemple d'Aïn-Témouchent et de la Basse Tafna. Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger, 176p.

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.Geoscience*, 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.

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

Zinngrebe E. and Foley S.F. (1995). Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany : evidence from the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatism Ca-enrichment. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 122, pp.79-96.

Annexe

Liste des figures

Fig.1 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streckeisen (1976).....	5
Fig.2 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol – Px – Hbde de Streckeisen (1976).....	5
Fig.3 : Localisation du émissions alcalines plio-quaternaires d’Oranie.....	12
Fig.4 : Situation géographique du massif d’Ain Témouchent et la Bass Tafna.....	13
Fig.5 : Localisation des complexes volcaniques d’Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna...	15
Fig.6 : Carte géologique du complexe volcanique d’Ain Témouchent.....	19
Fig.7 : Nomenclature des enclaves de tectonites dans le diagramme Ol-Cpx-Opx de Streckeisen(1976).....	23
Fig.8 : Nomenclature des enclaves de cumulats dans le diagramme Ol-px Hbde de Streckeisen(1976).....	24
Fig.9 : Nomenclature des verres volcaniques dans le diagramme alcalins-silice de Cox et al. (1979).....	34
Fig.10 : Position des verres volcaniques dans le diagramme alcalins/silice.....	35
Fig 11: Diagramme K_2O/Na_2O des verres volcaniques des enclaves ultramafiques d’Ain-Temouchent et de la Basse Tafna.....	35
Fig.12 : projection des verres volcaniques dans le tétraèdre déroulé de Yoder et Tilley (1960).....	36
Fig 13: distribution des éléments majeurs en fonction de l’Indice de Différenciation (I.D) dans les verres volcaniques des enclaves ultramafiques d’Ain Témouchent et de la Basse Tafna. (in Thornton et Tuttle, 1960).....	37

Liste des tableaux

Tab.1 : Classification des roches ultramafiques en fonction de la phase alumineuse (plagioclase, spinelle, grenat).....	4
Tab.2 : Nomenclature des types texturaux à caractère cumulatif (selon Irvine, 1982.....	6
Tab.3: Récapitulatif des âges radiométriques sur les laves alcalines Plio-quaternaires d'Oranie (données de Louni-Hacini et al ,1995 et de Coulon et al.,2002.....	17
Tab.4 : analyses chimiques des éléments majeurs et norme CIPW des verres des enclaves ultramafiques d'Ain-Temouchent et de la Basse-Tafna.....	39