



N° d'ordre :

République Algérienne Démocratique et Populaire

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2**

Mohammed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département de Science de la Terre

G A I D I

Mémoire

**Présenté pour l'obtention du grade
De Master2 en Géologie**

Option : Magmatisme Géodynamique et Transfer Lithosphérique

Thème :

**ETUDE PETROGRAPHIQUE DE QUELQUES XENOLITES
MANTELIQUEDE DE LA REGION DE SOUHALIA (Oranie-Nord
occidentale) COMPARES AVEC LES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES DE LA BASE
TAFNA D'AINTEMOUCHENT**

Présentée Par :

Gaidi Hadjar

Soutenu le : 08 /06/2017 devant la commission d'examen :

M^r. MEDINI
M^r. SEDDIKI
Mr.MAHMOUDI

Encadreur
Président
Examineur

- Oran, 2017 -



En nationalité, c'est tout comme en géologie, la chaleur est en bas ; aux couches inférieures, elle brûle.

Jules Michelet

Citation Célèbre

Liste des figures

Fig.1: Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streickeisen (1976).....	04
Fig.2: Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol – Px – Hbde de Streickeisen (1976).....	04
Fig.3: Esquisse géologique de l’Oranie nord-occidentale.....	09
Fig.4: Le magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale.....	11
Fig.5: Répartition du volcanisme néogène en Oranie nord occidentale.....	12
Fig.6: Les grands traits structuraux de l’Afrique nord occidentale.....	14
Fig.7: Situation géographique du massif des Souhalia.....	15
Fig.8: Schéma géologique de la région de Ghazaouet.....	16
Fig.9: Répartition géographique des volcans du secteur des Souhalia.....	18
Fig.10 : Nomenclature des xénolites mantelliques des Souhalia (Diagramme Ol-Opx-Opx de Streickeisen, 1976).....	26

Liste des tableaux

Tab. 1: Classification des roches ultramafiques en fonction de la nature de la phase alumineuse (plagioclase, spinelle, grenat).....	03
Tab. 2: Nomenclature des types texturaux à caractère cumulatif (selon Irvine, 1982).....	05

Liste des photos

Photo.1 : Vue panoramique du dôme de Aïn Djenane.....	19
Photo.2 : Vue générale du volcan de Douar El Hadjra.....	19
Photo.3 : Vue du volcan d’El Koudia.....	20
Photo.4 : Vue du plateau basaltique d’El Koudia.....	21
Photo.5 : Douar El Hadjra (tufs, brèches scoriacés et coulée)	22
Photo.6 : Coulée basaltique d’El Koudia.....	22
Photo.7 : Coulée à phénocristaux de pyroxène.....	23
Photo.8 : vue en LN d’une lherzolite à spinelle porphyroclastique (échant. K3).....	27
Photo.9: vue en LN d’une lherzolite à spinelle porphyroclastique (échant. K2-2).....	28

Photo 10 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle granuloblastique (échant. D14).....	29
Photo 11 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle granuloblastique (échant. D15).....	30

Références Bibliographiques

A

Abbad 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.

B

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 Magné, J. (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.

Bendoukha. R. (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.

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

Chebab A. et Karoui F.Z. (2013) : Apport de télédétection à l'analyse de la Fracturation liée à l'activité volcanique de la région des Souhalia.

Coulon G., Megartsi M., Fourcade S., Maury R.C., Bellon H., Louni-Hacini A., Cotton J., Goutelle A., et Hermitte D. (2002). Post-collisional transition from Calc-alkaline to alkaline volcanism during the Néogène in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. Lithos 62, pp 87-110.

Ciszak R. (1993). Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Docum. Labo. Géol. Sédim. Et Paléon. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, série 2, vol. 20, 513 p.

Références Bibliographiques

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 ultrabasique. 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. et 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.

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.

E

El Azzouni M., Bernard-Griffiths. J., 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, 329, 95-102.

F

Fabiès J., Bodinier J.L., Dupuy C., Lorand J.P. et Benkerrou C. (1989). Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (Northeastern Pyrénées, France). J.Petrol., 30, pp. 199-228.

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. et 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

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.

Références Bibliographiques

H

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

I

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

(Irving, 1974). pyroxen rich ultramafic xenoliths in the Newer basalts of Victoria, Australia. *N.Jb. Miner. Abh.*, 120, 2, pp, 147-167.

L

Lagraa K et Nekkab S. (1990). Etude pétrographique, dynamique et géochimique de la région des SOUHALIA (Oranie nord-occidentale). *Mém. Ing. Etat, Univ. Oran*, 83p.

Laridi-Ouzâa, N. (1994). Le magmatisme Mésozoïque et Cénozoïque de la Tunisie septentrionale. Thèse Doct. Etat, Univ, Tunis, 350 p.

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.

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

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.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996). Tectonique plioquadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 :147-157.

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 3ème Cycle, Univ. Nantes.

Références Bibliographiques

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

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

N

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

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

P

Piqué, A., Ait Brahim ; L., El Azzouzi, M., Maury, R.C., 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

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

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.

Thomas, G., (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse. Doct. Es Sci., Univ. De Pau et des pays de l'Adour, Institut universitaire des recherches scientifiques laboratoire de géochimie des bassins sédimentaires, 594 p.

V

Vilminot J.C ; (1962). Les nodules de péridotites dans les basalts du Velay (Haute Loire). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 222 p.

Z

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.Geosience*, 334, pp. 387-394.

Références Bibliographiques

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.

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 de quelques xénolites mantelliques associés aux produits volcaniques alcalins plio-quadernaires du massif éruptif des Souhalia. Une comparaison avec les gisements similaires décrits dans le secteur d'Aïn Témouchent est également envisagée.

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 ultramafiques 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.

<i>Roches</i>	<i>Plagioclase</i>	<i>Spinelle</i>	<i>Grenat</i>
<i>Péridotites</i>	<i>Péridotites à plagioclase</i>	<i>Péridotites à spinelle</i>	<i>Péridotites à grenat</i>
<i>Pyroxénites</i>	<i>Pyroxénites à plagioclase</i>	<i>Pyroxénites à spinelle</i>	<i>Pyroxénites à grenat</i>
<i>Hornblendites</i>	<i>Hornblendites à plagioclase</i>	<i>Hornblendites à spinelle</i>	

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, et pyroxènes et amphibole (**Fig.1 et 2**).

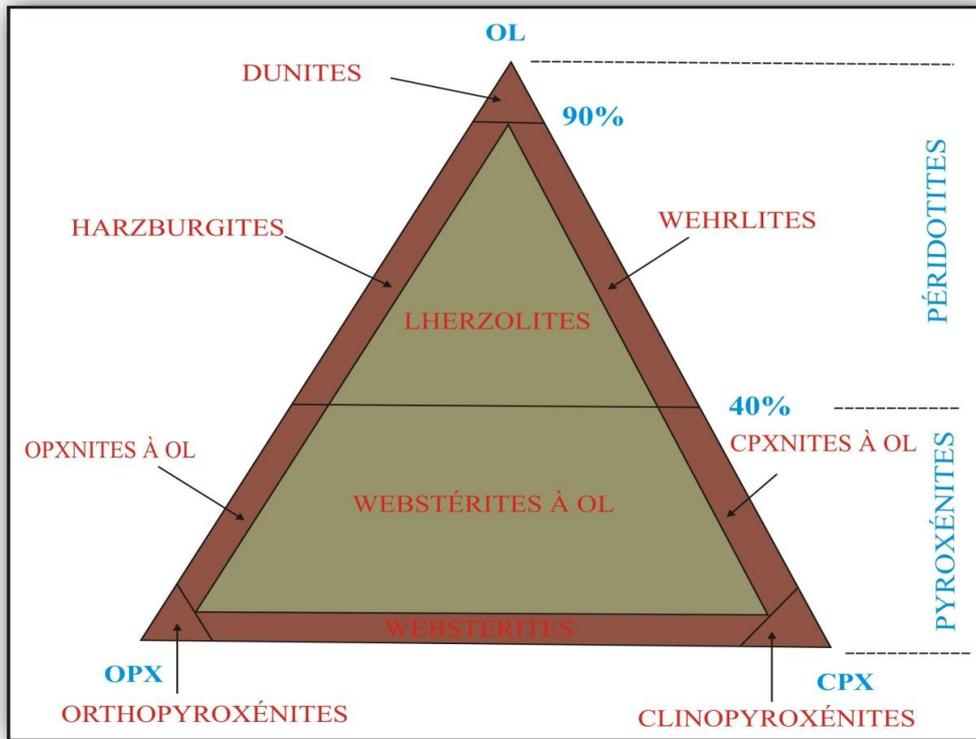


Fig.1 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Opx - Cpx de Streickeisen (1976).

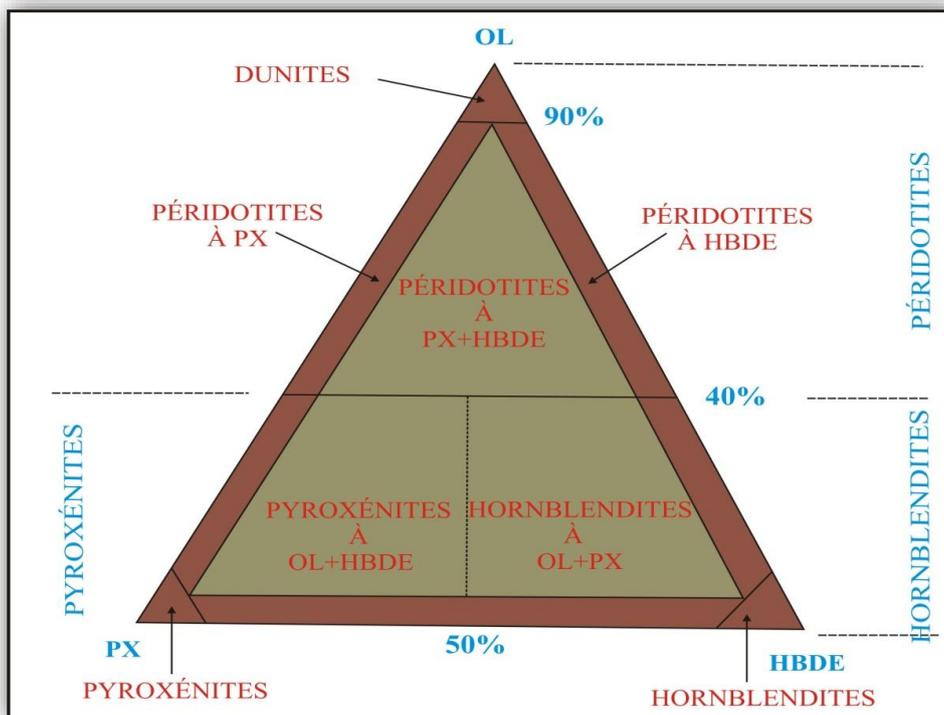


Fig.2 : Classification des roches ultramafiques dans le diagramme Ol - Px - Hbde de Streickeisen (1976).

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 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 \(1982\)](#) propose une classification purement descriptive (**Tab.2**).

<i>types texturaux</i>	<i>Caractéristiques</i>
<i>orthocumulat</i>	<i>un ou plusieurs minéraux précoces (cumulus) liés par des minéraux tardifs abondants (25-50 % en volume) ± poecilitiques (post-cumulus).</i>
<i>adcumulat</i>	<i>un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs et montrant des excroissances secondaires (0-5 % de minéraux en intercumulus).</i>
<i>mésocumulat</i>	<i>cumulat présentant des caractères hybrides d'orthocumulat et d'adcumulat (7-25 % de minéraux post-cumulus) cas très fréquent.</i>
<i>hétéradcumulat</i>	<i>un minéral cumulus cimenté par de grandes plages poecilitiques d'un ou plusieurs minéraux post-cumulus.</i>
<i>cumulat "harristique"</i>	<i>olivines allongées disposées parallèlement les unes aux autres et cimentées par d'autres minéraux poecilitiques.</i>
<i>cumulat à texture ordinaire</i>	<i>texture grenue quelconque sans évidence de phase cumulus.</i>
<i>cumulat à texture réactionnelle</i>	<i>liserés réactionnels ou figures de remplacement entre minéraux voisins.</i>

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 mantelliennes 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 mantelliennes 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 : Généralités sur le secteur d'étude

II.1. Cadre géologique général de l'Oranie nord occidentale :

L'Oranie nord occidentale se trouve à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique (Fenet, 1975 ; Guardia 1975) : le domaine atlasique et le domaine tellien (Fig.3)

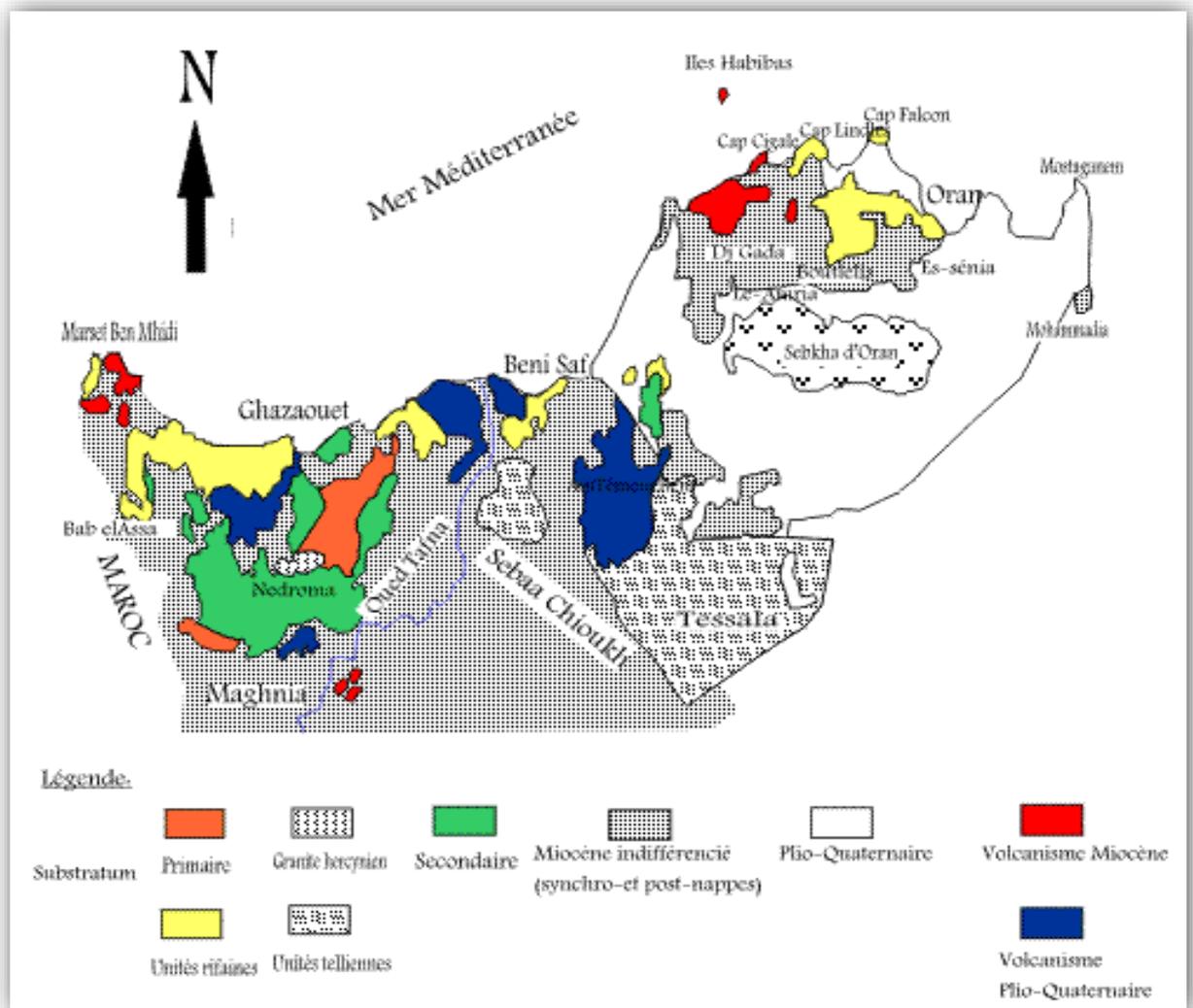


Fig.3 : Contexte géologique de l'Oranie nord-occidentale (in Megartsi, 1985, redessinée)

a) Le domaine atlasique :

Ce domaine correspond à des terrains autochtones qui constituent la continuité latérale du Moyen Atlas marocain. Ils sont caractérisés par un socle paléozoïque recouvert par une couverture mésozoïque bien étendue. Ces terrains sont également affectés par une intense tectonique souple et cassante. La fracturation joue un rôle très important en Oranie nord occidentale. Les fractures sont globalement orientées selon la direction atlasique NE-SW. Elles auraient joué en décrochements sénestres jusqu'au Miocène supérieur et même bien plus tard et seraient en grande partie responsables de la mise en place des épanchements volcaniques de l'Oranie.

b) Le domaine tellien :

Ce domaine regroupe, selon [Guardia \(1975\)](#), cinq ensembles :

- **un autochtone** formé de terrains paléozoïques tectonisés et métamorphisés visibles dans plusieurs secteurs : au Nord d'Aïn Témouchent, dans le massif de Madakh, au Cap Lindlès et au Cap Falcon ;
- **un para-autochtone** constitué par des unités atlasiques peu déplacées et se présentant en lambeaux notamment dans les M'sirda et les Souhalia ;
- **un allochtone à affinité rifaine** représenté par :
 - l'unité de Djebel Houariya (Primaire - Jurassique) ;
 - l'unité de Djebel Skouna (Jurassique - Crétacé inférieur) ;
 - l'unité des Souhalia (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur) ;
 - l'unité d'El Mokrane (Crétacé inférieur - Eocène) ;
- **un allochtone à affinité tellienne** qui comprend selon [Guardia \(1975\)](#) :
 - l'unité de Chouala d'âge Crétacé inférieur à moyen et Oligocène et affleurant au Nord des Sebâa Chioukh ;
 - l'unité Sénonienne ;
 - l'unité Oligo-Miocène autour d'Aghlal ;
- **un allochtone numidien** affleurant de part et d'autre de la vallée de la Tafna et dans la région d'El Mokrane sous forme de lambeaux caractéristiques de ce type de faciès. Ces lambeaux de Numidien sont essentiellement formés de grès quartzeux massifs.

II.2. Aperçu sur le volcanisme de l'Oranie nord occidentale :

La Méditerranée occidentale révèle une histoire géologique complexe depuis plus de 200 Ma. Sa configuration actuelle est guidée essentiellement par l'existence de la chaîne alpine qui s'est développée à la suite des mouvements relatifs entre la plaque



Eurasie, au Nord, et la plaque Afrique au Sud. L'évolution structurale et géodynamique de cette région fait encore, actuellement, l'objet de débats. La limite méridionale de la méditerranée occidentale est représentée par la marge nord-africaine appelée aussi marge maghrébine (Maury et al., 2000). Celle-ci a été le siège d'une importante activité magmatique, essentiellement effusive, depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (Fig.3). Ce volcanisme montre un changement de composition au cours du 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 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), 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) ou encore à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka et al., 2002 ; Zerka, 2004).

En Oranie nord occidentale, le volcanisme se caractérise par la coexistence de laves miocènes calco-alcalines et de basaltes alcalins plio-quaternaires (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Tabetiouna, 1997 ; Louni-Hacini, 2002). Ce volcanisme néogène est post orogénique et semble étroitement lié aux accidents décrochants qui affectent la bande Ibérie-Afrique (Thomas, 1985 ; Watts et al., 1993 ; Meghraoui et al., 1996 ; Belhai, 1996 ; Piqué et al., 1998).

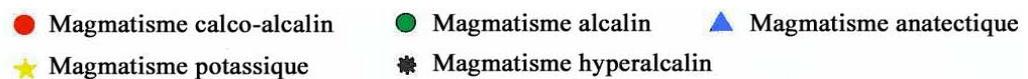
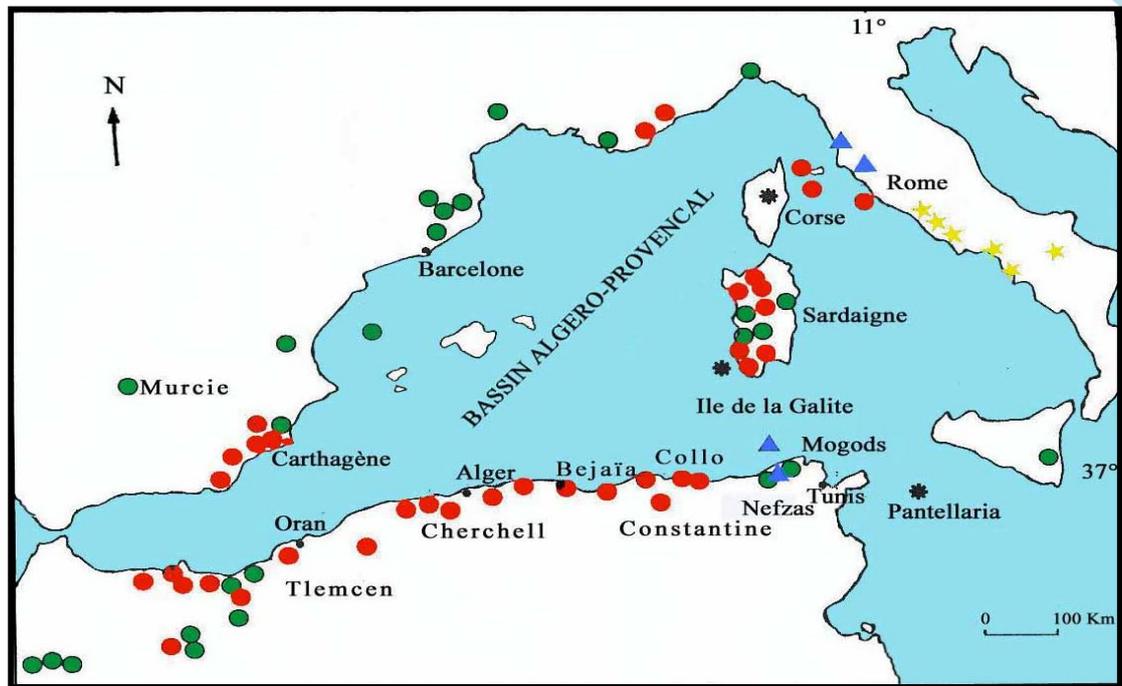


Fig.4 : Localisation du magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale
(in Laridhi Ouzaâ, 1994)

Cette activité magmatique, exclusivement effusive, s'est manifestée par la mise en place d'importants complexes volcaniques plus ou moins éloignés les uns des autres et qui sont d'Est en Ouest (**Fig. 4**) :

- le secteur de Mohammadia ;
- le Sahel d'Oran ;
- la région d'Ain Témouchent ;
- le massif de la Basse Tafna ;
- les pointements éruptifs de la moyenne Tafna ;
- le complexe des Souhalia ;
- le massif de M'sirda.

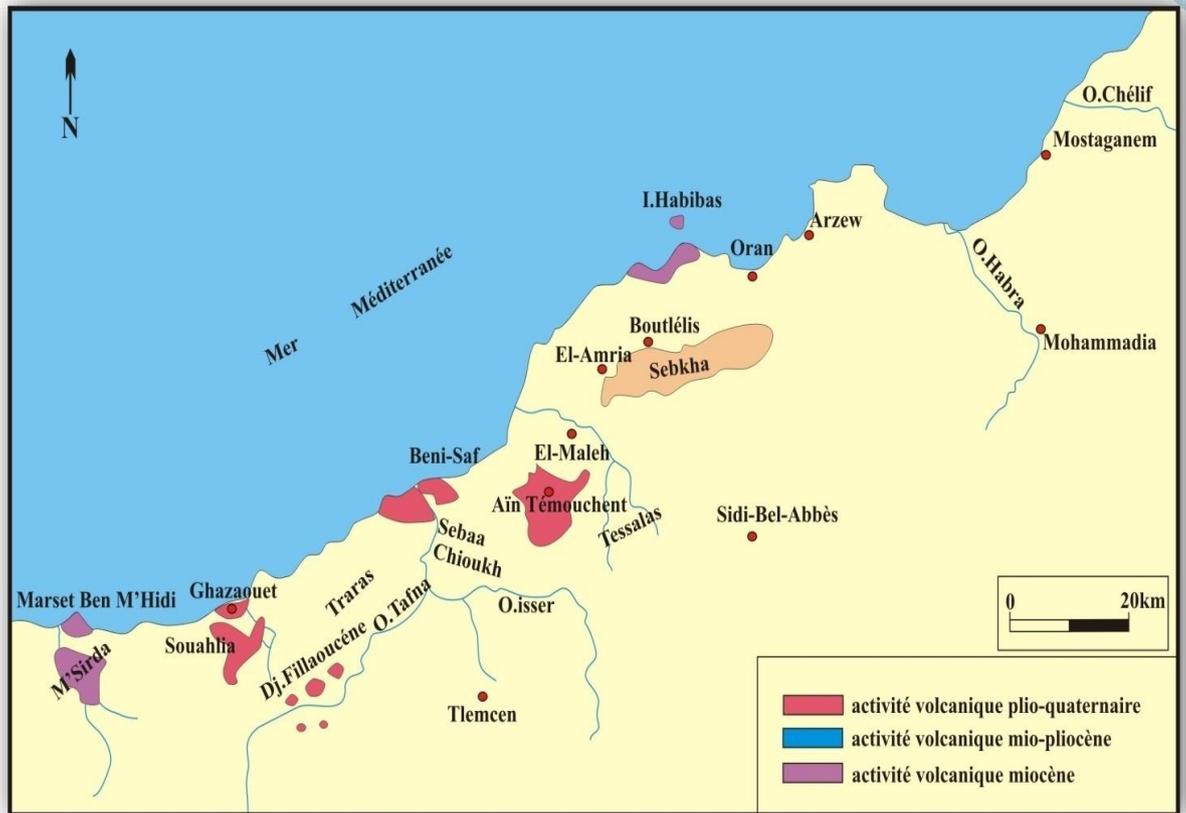


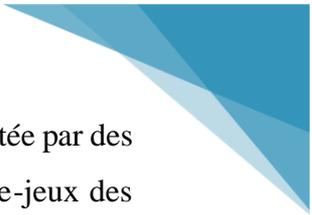
Fig.5 : Répartition du volcanisme néogène d'Oranie nord occidentale
(in Coulon et al., 2002, redessinée)

Le complexe des Souahlia a été le siège d'un volcanisme qui s'est manifesté par intermittence durant le Plio-Quaternaire. Il s'est caractérisé par l'activité d'importants volcans ayant rejeté de grandes quantités de laves basaltiques et de produits pyroclastiques (Lagraa et Nekkab, 1990 ; Abad, 1993 ; Bendoukha, 2008).

II.3. Aperçu tectonique régional :

L'Oranie nord occidentale a subi la superposition de plusieurs styles tectoniques (**Fig.5**) hérités des orogénèses hercynienne et alpine et responsables de sa structure actuelle (Elmi, 1970 ; Fenet, 1975 ; Guardia, 1975 ; Cizak, 1993). Plusieurs épisodes sont ainsi distingués :

- a) **la tectonique hercynienne** : caractérisée par des plis à grand rayon de courbure et une fracturation guidée par des failles de direction E-W et NE-SW ;

- 
- b) **la tectonique syn-sédimentaire** : d'âge Jurassique, et qui s'est manifestée par des plis chevauchants et déversés vers le NW et une fracturation guidée par le re-jeu des failles hercyniennes. Elle a également engendré des mouvements différentiels du substratum primaire se traduisant par des variations de faciès et des lacunes ;
- c) **la tectonique anté-nappes** :(Lutétien inférieur – Miocène moyen) au cours de laquelle les matériaux des unités tello-rifaines acquièrent l'essentiel de leur structures. Elle s'achève par la mise en place des nappes au Miocène ;
- d) **la tectonique post-nappes** : qui s'est traduite par deux épisodes. Le premier épisode s'est caractérisé par une tectonique compressive engendrant des plissements et une tectonique provoquant des mouvements verticaux. Le second épisode correspond à une période d'érosion s'étalant du Miocène moyen au Miocène supérieur ;
- e) **la tectonique plio-quadernaire** : qui n'est perturbée que par les manifestations d'un volcanisme d'affinité alcaline. C'est la période néotectonique pendant laquelle la Méditerranée et la marge alpine africaine achèvent de prendre leur aspect actuel. Les rivages pliocènes puis quadernaires sont plus proches des rivages actuels.

La mise en place d'un volcanisme plio-quadernaire alcalin, dans la partie occidentale de l'Afrique du Nord, localisé autour de l'aire moyen atlasique, est le témoin de l'existence d'un régime de distension profonde dans cette zone. Pendant le Plio-Quadernaire, coexistent donc compressions et distensions, soit à des niveaux différents, soit simplement dans des directions différentes ([Guardia, 1975](#)).

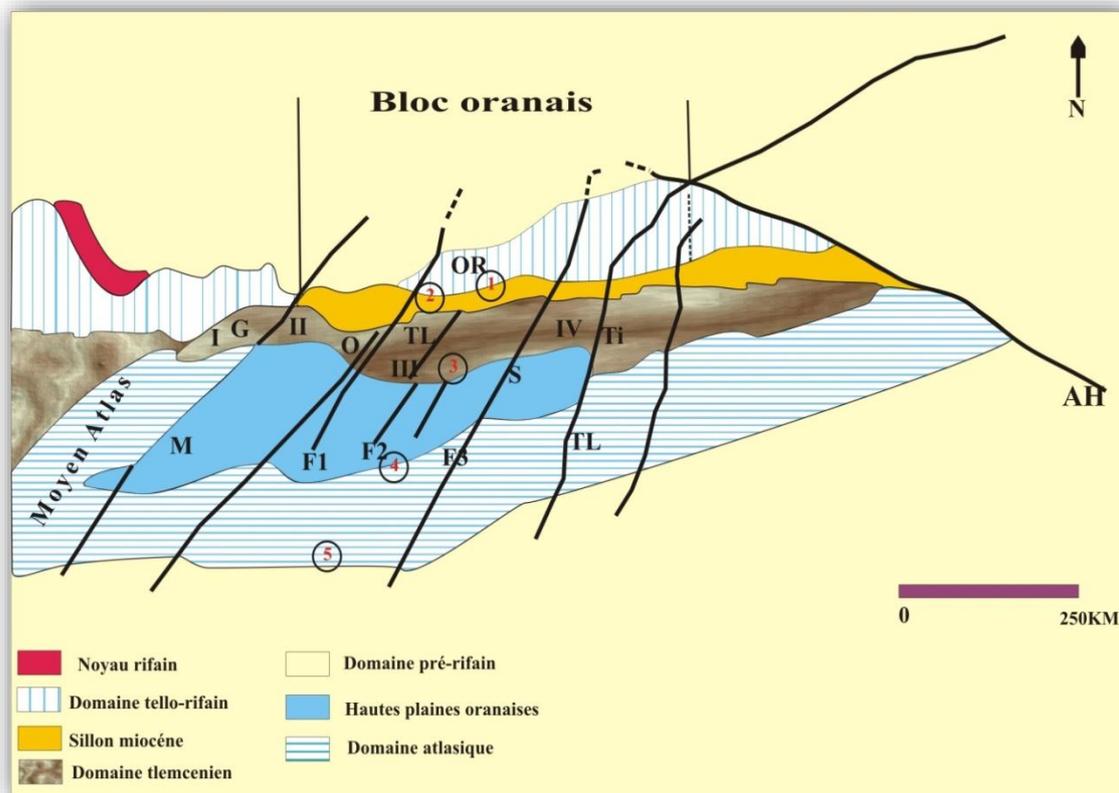


Fig.6 : Les grands traits structuraux de l’Afrique nord occidentale (*in* Ameer, 1988, redessinée)

1 : front des nappes telliennes ; 2 : flexure nord tellienne ; 3 : flexure sud tellienne ; 4 : accident nord atlasique ; 5 : accident sud atlasique ; I : panneau de Guercif ; II : panneau des Beni Snassen-Traras-monts d’Oujda-Rhar Roubane ; III : panneau des monts de Tlemcen ; IV : panneau des monts de Saida ; M : transversale de ma Moulouya ; TA : transversale de la Tafna ; S : transversale de Saida ; TL : transversale de Tiaret ; AH : transversale de Theniet El Had ; G : Guercif ; O : Oujda ; OR : Oran ; TL : Tlemcen ; Ti : Tiaret ; F1, F2, F3 : décrochements des monts de Tlemcen.

II.4. Situation géographique du massif volcanique des Souhalia :

Géographiquement, le massif éruptif des Souhalia est situé sur le littoral méditerranéen, à environ 190 km à l’Ouest d’Oran et 90 km au NNW de Tlemcen. Il est

limité au Nord par la Méditerranée, à l'Ouest par le complexe volcanique des M'sirda et il s'appuie vers l'Est sur les monts des Traras et au Sud sur la chaîne du Fillaoucène (Fig.6).

Le massif éruptif des Souhalia est formé généralement de dômes de faible altitude (444 m pour le plus haut). Les bouches d'émission au sommet de ces dômes sont dans un état d'érosion plus ou moins avancé. Elles surplombent de larges plateaux basaltiques qui offrent des sols très fertiles, d'ailleurs bien exploités par les agriculteurs.

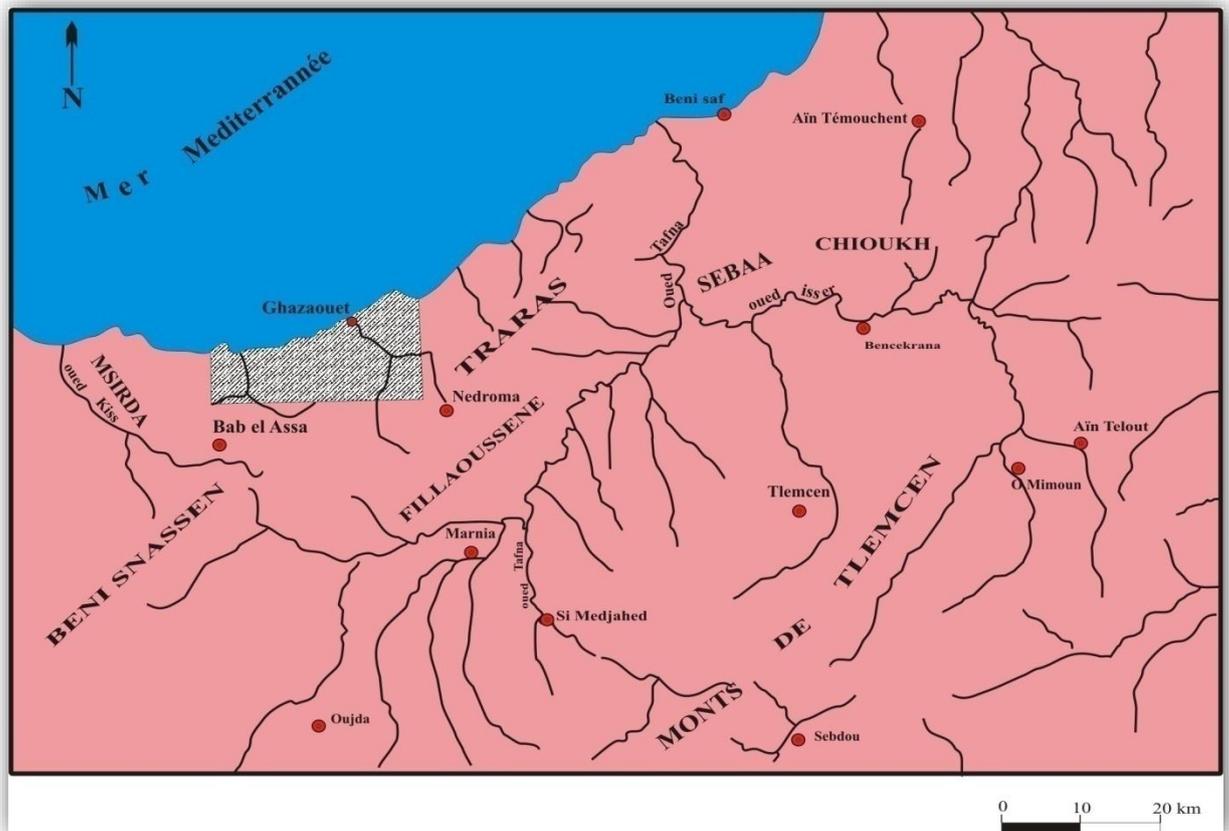
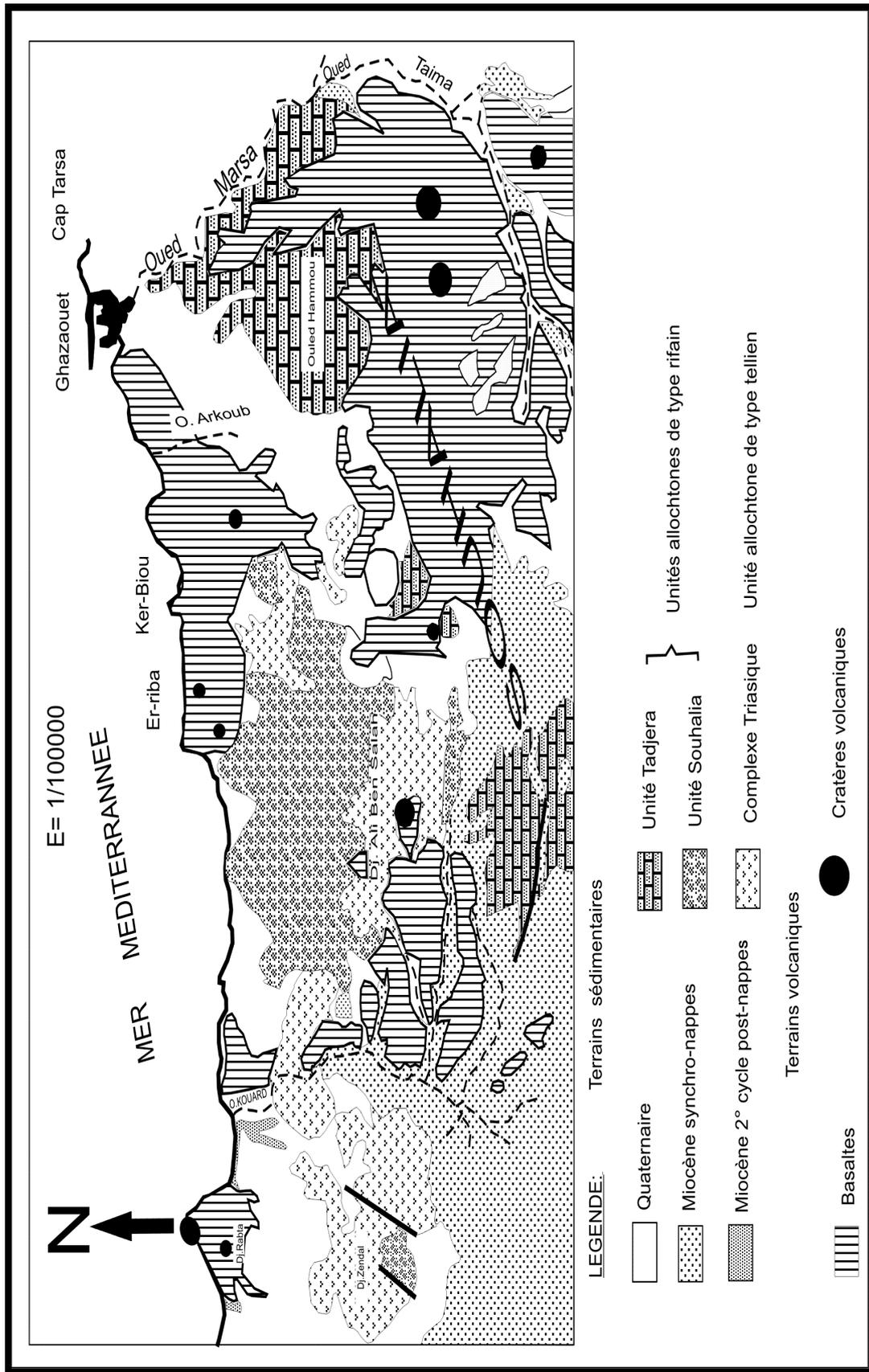


Fig.7 : situation géographique du massif des Souhalia (redessinée)

II.5. Cadre géologique et structural de la région des Souhalia :

La région des Souhalia se situe dans la zone tellienne du domaine externe de la chaîne alpine. Elle se caractérise par des affleurements d'unités allochtones de type rifain, ainsi que, dans une plus large extension, de formations du Miocène synchrone nappes et du Plio-Quaternaire. Toutes ces formations servent de substratum aux produits volcaniques (Fig.7).





II.5.1. L'allochtone de type rifain :

Il est constitué de :

- l'unité de Tadjera : d'allure très chaotique et constituée de matériaux d'âge Trias, Jurassique et Néocomien. Elle affleure dans la partie Nord Est du massif et s'étend d'Ouest en Est depuis le Djebel Zendal jusqu'au Cap Tarsa. Ses reliefs séparent les affleurements volcaniques du Sud de ceux situés sur la côte ;

- l'unité des Souhalia : elle affleure dans la partie nord occidentale de la région de Ghazaouet. Elle est formée de grès et de pélites du Néocomien et du Malm.

II.5.2. L'autochtone :

Il est représenté par des formations miocènes, pliocènes et quaternaires.

Le Miocène comprend :

- le Miocène synchro nappes bien représenté dans la partie Sud-Ouest. Il forme essentiellement les parties méridionales des Djebels Ali Ben Salah et Zendal. Dans ce secteur, les intercalations gréseuses dans les marnes sont peu nombreuses ;
- le Miocène du second cycle post-nappes, reconnu autour du Djebel Rabta, et formé essentiellement de marnes ;

Le Pliocène apparaît à la base des coulées du Djebel Rabta dans son versant occidental. Il y est représenté par des poudingues.

Le Quaternaire est bien représenté dans les parties septentrionales des Souhalia.

Il est formé :

- de sables dunaires du Calabrien marin ;
- du post-Calabrien anté-croûte, bien visible au niveau de l'Oued El Arkoub, à trois kilomètres au SW de Ghazaouet ;
- de croûtes calcaires anciennes qui viennent recouvrir sans distinction, les plateaux subhorizontaux de basse altitude.

II.6. Aperçu volcanologique du massif des Souhalia :

Le massif éruptif des Souhalia correspond à une zone montagneuse à reliefs plus ou moins élevés indiquant par leur morphologie des centres d'émission qui peuvent facilement distingués de loin par rapport aux petites collines avoisinantes.

Les volcans de cette région apparaissent le plus souvent en cônes ou en dômes aplatis ou érodés à leur sommet excepté celui de Tigraou qui présente une enceinte circulaire d'environ 800 m de diamètre.

Les centres éruptifs du complexe des Souhalia sont répartis de part et d'autre de l'Oued El Marsa (**Fig.8**).

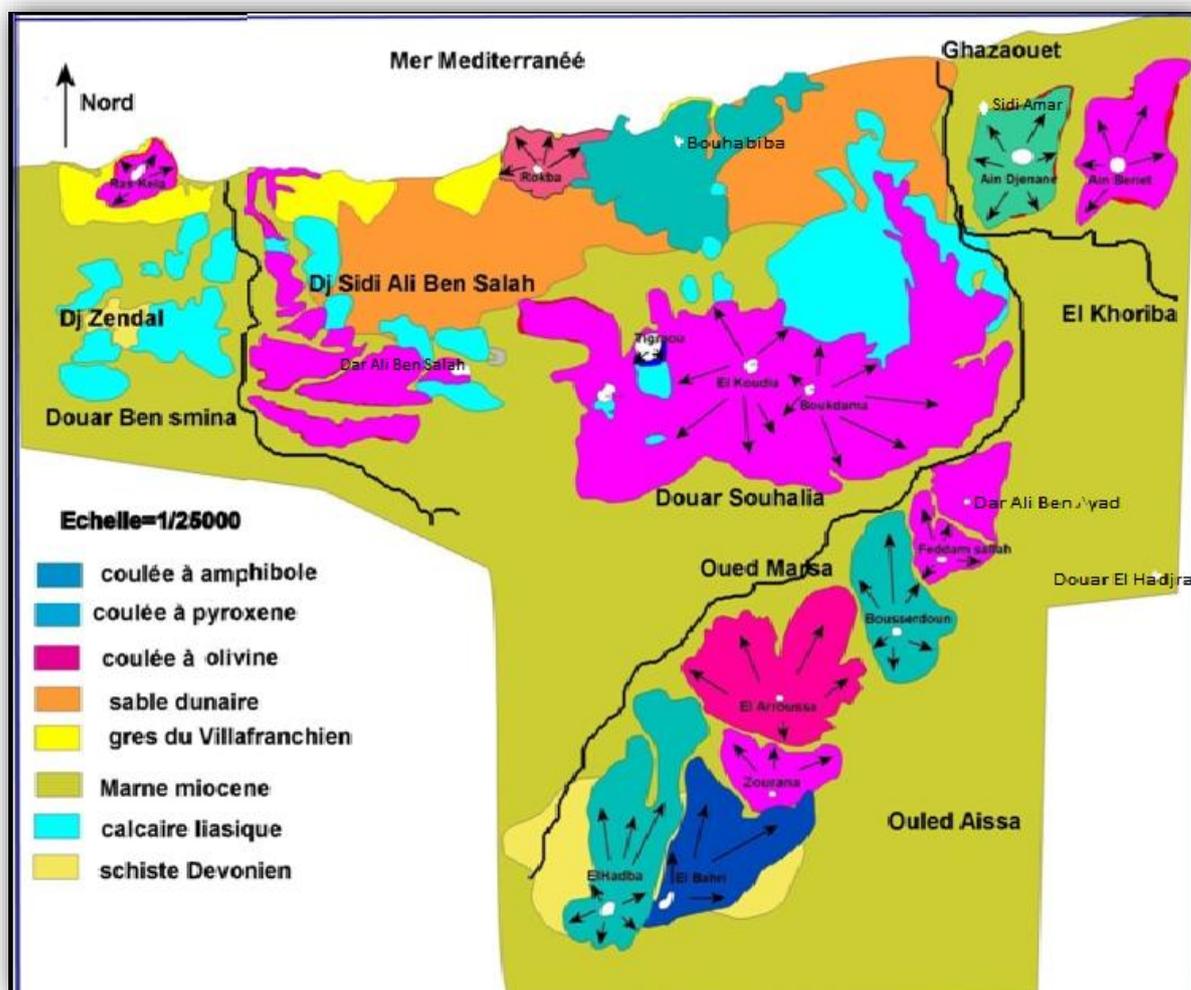


Fig.9 : Répartition des volcans du secteur des Souhalia
(in Bendoukha, 2008 ; réduite)

II.6.1. Les volcans de la rive droite de l'Oued El Marsa :

Onze centres éruptifs, éloignés les uns des autres, ont été identifiés. Ils ont émis une quantité assez importante de lave basaltique qui s'est épanchée sur une grande distance et ayant recouvert une grande superficie. Certaines coulées dessinent de véritables plateaux basaltiques.

La plupart de ces appareils ont le plus souvent gardé leur forme originelle en cône ou en dôme bien visible de loin dans la topographie. Ces appareils sont ceux d'El Aroussa, de Zourana, d'El Bahri, de Bousserdoun, de Feddam Salah, de Ain Beriet, de Ain Djenane (**Photo.1**), de Dar Ali Ben Ayed ; Hadba, de Douar El Hadjra (**Photo.2**) et de Sidi Amar.

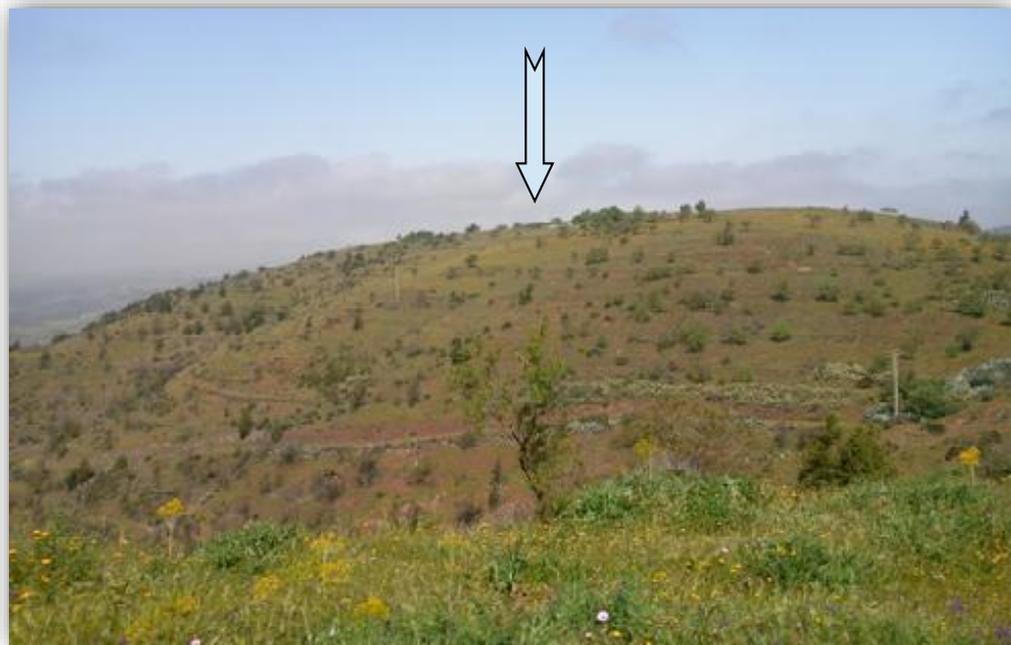


Photo.1 : Vue panoramique du dôme d'Aïn Djenane

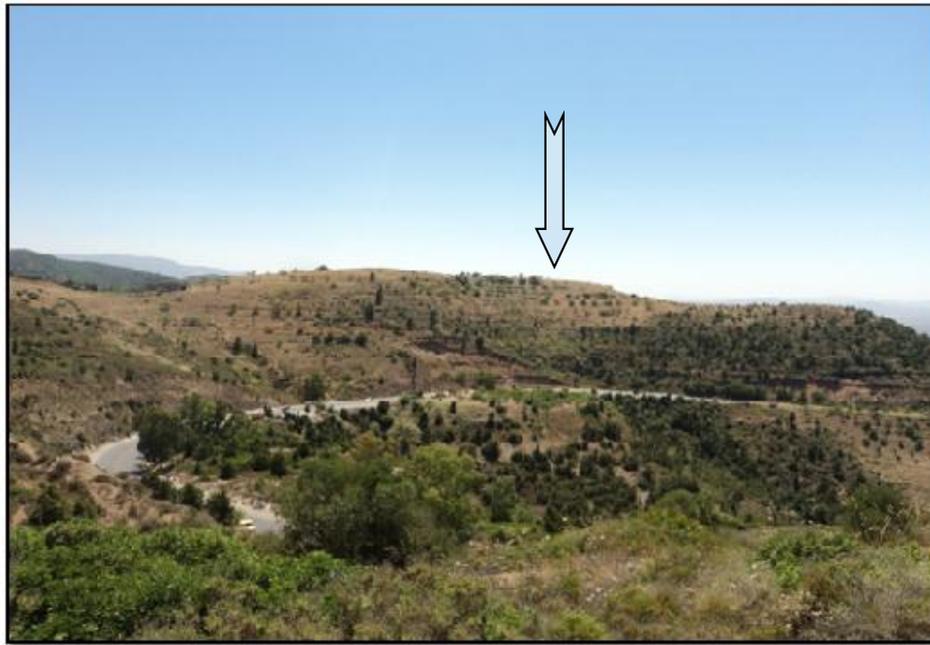


Photo.2 : vue générale du volcan de Douar El Hadjra

II.6.2. Les volcans de la rive gauche de l'Oued Marsa :

La rive gauche compte huit appareils volcaniques recouvrant indifféremment soit des assises du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes soit du matériel de nappes de type rifain.

La plupart de ces centres d'émission de la rive gauche ont également gardé leur forme originelle :

- de dôme pour les volcans de Bouhadiba, de Ben Alloul et de Boukdama ;
- d'enceinte circulaire pour les centres de Tigraou et de Ras El Kela ;
- de cône pour les volcans de Rokba et d'El Koudia (**Photo.3**).

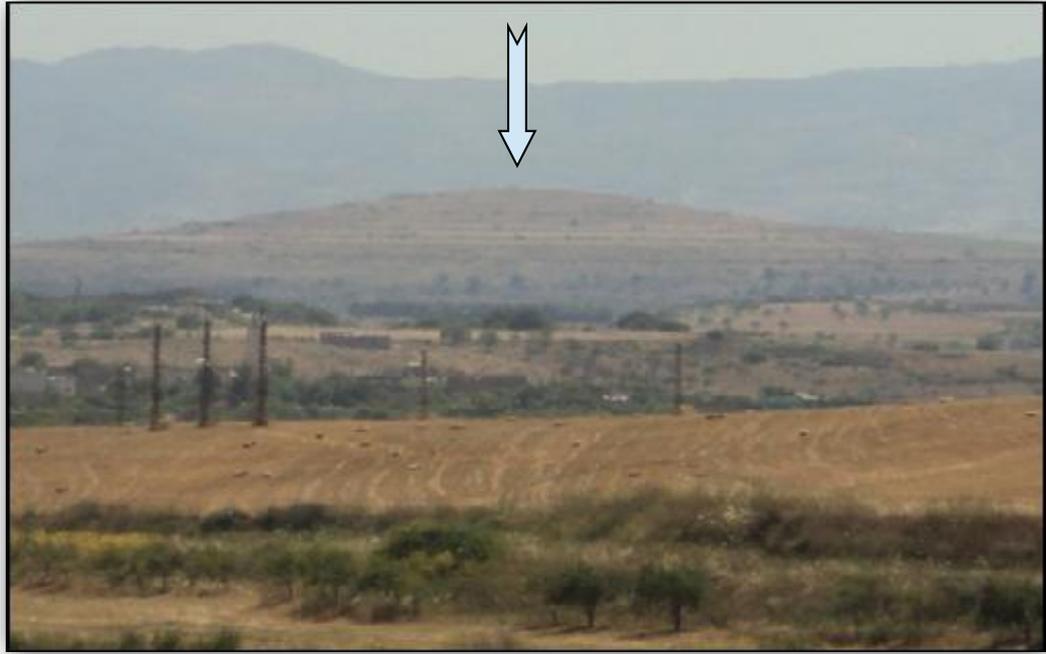


Photo. 3 : vue du volcan d'El Koudia

L'ensemble des appareils de la rive gauche laisse souvent apparaître une superstructure formant le plus souvent de grands plateaux basaltiques (**Photo.4**).



Photo.4 : Exemple de plateau basaltique dans le secteur volcanique des souhalia.

II.7. Aperçu sur le dynamisme du massif volcanique des Souhalia :

Les produits émis par les centres éruptifs des Souhalia correspondent à des pyroclastites et des coulées et caractérisent ainsi un dynamisme de type strombolien. Deux épisodes volcaniques ont été distingués dans ce secteur (Bendoukha, 2008).

Le premier épisode a débuté au Pliocène inférieur vers – 4,9 Ma (Bendoukha, 2008). Cet épisode est représenté par un ensemble de centres d'émission qui ont émis des pyroclastites, brèches et tufs (**photo 5**), et des coulées basaltiques à olivine et pyroxène (**photo 6**). L'arrêt de cet épisode pliocène est marqué par l'installation d'un paléosol.



Photo.5 : douar El Hadjra



Photo.6 : coulée basaltique d'El Koudia

Le second épisode a démarré vers – 3,6 Ma (Bendoukha, 2008). Il est également marqué par l'émission de pyroclastites grossières et fines et de coulées à pyroxène associé parfois à de l'amphibole (**Photo 7**).



Photo.7 : coulée à phénocristaux de pyroxène

II.8. Historique des travaux :

L'Oranie nord occidentale a fait très tôt l'objet de travaux géologiques dont de nombreux d'entre eux ont porté sur les massifs volcaniques de la région dont celui des Souhalia concerné par cette étude.

Les premières études remontent à 1874 lorsque Velain en donne de très courtes descriptions pétrographiques du matériel éruptif.

Gentil (1903) présente une brève étude sur le volcanisme de la région.

Guardia (1975) présente une étude géologique d'une grande partie de l'Oranie nord occidentale. Il montre que le volcanisme des Souhalia est indépendant de la tectogénèse antérieure mais est plutôt lié à une néotectonique profonde.



Bellon (1976), Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al. (1984) ont effectué des études chronologiques pour préciser la position stratigraphique ainsi que l'âge de mise en place du volcanisme de l'Oranie par le biais d'un certain nombre de mesures radiométriques et de datations micropaléontologiques.

Megartsi (1985) élabore une synthèse du volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord occidentale et aboutit clairement à une distinction entre les manifestations calco-alcalines, d'âge Miocène, et les éruptions d'affinité alcaline du Plio-Quaternaire.

Abbad (1993) présente une étude volcanologique, pétrographique et géochimique du complexe éruptif des Souhalia. Il souligne également son caractère alcalin.

Louni-Hacini et al. (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques ($^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$) sur la transition du volcanisme calco-alcalin miocène à alcalin au Plio-Quaternaire en Oranie nord occidentale. Ils donnent ainsi des âges plus précis que ceux présentés par les travaux de Bellon et Guardia (1980).

Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) montrent que le changement de la nature du volcanisme en Oranie nord occidentale, de calco-alcalin au Miocène à alcalin au Plio-Quaternaire, reflète une évolution qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la méditerranée occidentale. Cette évolution traduirait un processus de détachement lithosphérique (slab-breakoff) faisant suite à un contexte de zone de subduction.

Lagraa et Nekkab (1990) ont effectué une étude pétrographique dynamique et géochimique de la région des Souhalia.

Bendoukha (2008) a effectué une étude dynamique pétrographique et géochimique du volcanisme alcalin plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale).

Chebab A et Karoui F.Z. (2013).

CHAPITRE III : Pétrographie de xénolites étudiées

III.1. Introduction :

Les enclaves ultramafiques étudiées ont été récoltées principalement parmi les dépôts pyroclastiques (brèches volcaniques, tufs, tuffites...) des volcans de Boukdama et de Douar El Hadjra situés respectivement en rive gauche et en rive droite de l'Oued El Marsa. Elles sont parfois bien conservées, de taille moyenne (10 à 15 cm de diamètre environ), et constituent le plus souvent des fragments isolés parmi les projections. Des enclaves de cumulats, de couleur noire, riches en clinoproxène et/ou en hornblende et des fragments de mégacristaux d'hornblende peuvent être aussi associés dans ces gisements.

Nous nous sommes intéressés à l'étude d'enclaves de péridotites reconnaissables à leur couleur vert clair et dans lesquelles domine largement l'olivine associée à des proportions appréciables de pyroxènes (Opx et Cpx). Une dizaine d'échantillons a été sélectionnée pour cette étude.

III.2. Caractères pétrographiques généraux des xénolites étudiés :

L'étude pétrographique entreprise a montré que les enclaves péridotitiques se caractérisent par une structure grenue à granulométrie variable. Nous avons ainsi distingué des roches à grain moyen (2 à 5 mm) et des roches à grain fin (< 1 mm). Globalement, les proportions d'olivine varient entre 60 et 70 %, celles des pyroxènes (Opx et Cpx) oscillent entre 25 et 35 %. Les teneurs en Opx et Cpx sont relativement équivalentes entre elles. A ces phases essentielles, s'ajoute de façon constante, mais en quantité accessoire (moins de 5 %), du spinelle brun. Exceptionnellement, dans un échantillon (**D15**) nous avons reconnu quelques rares sections de plagioclase et d'amphibole brune.

Reportées dans le diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx de [Streckeisen \(1976\)](#), les compositions modales des roches étudiées définissent ainsi principalement des lherzolites à spinelle (**Fig.10**).

Par ailleurs, les caractères texturaux de ces roches montrent des traces de déformation et de recristallisation importantes en tous points identiques à celles décrites par [Mercier et Nicolas \(1975\)](#) et [Harte \(1977\)](#) dans les xénolites mantelliques. Ces roches

correspondent à celles de type I définies par Frey et Prinz (1978) et peuvent être considérées comme des xénolites n'ayant aucun lien génétique direct avec les produits volcaniques hôtes. Ces xénolites sont des témoins du manteau supérieur, situé entre les zones sources des basaltes porteurs et le Moho, et qui ont été arrachés accidentellement par les magmas lors de leur ascension vers la surface (Mercier et Nicolas, 1975 ; Coisy, 1977 ; Harte, 1977 ; Pike et Schwarzman, 1977 ; Frey et Prinz, 1978).

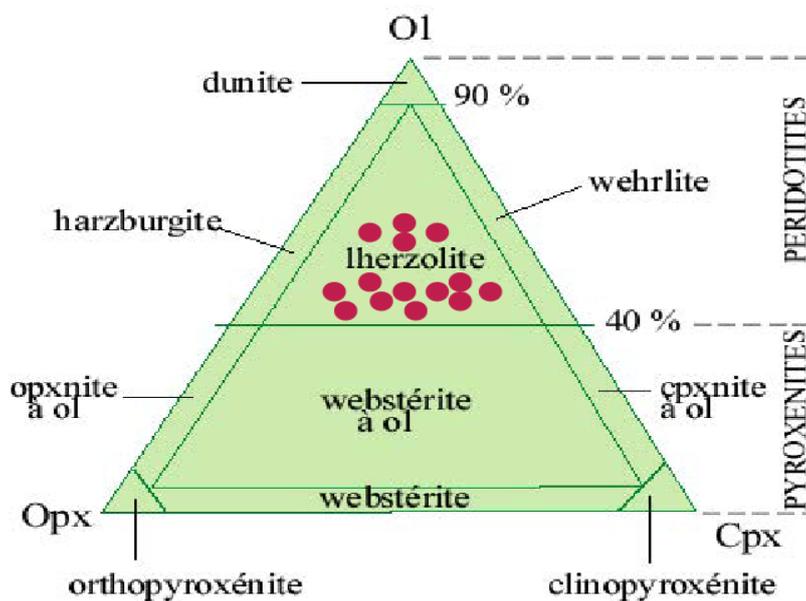


Fig.10 : Nomenclature des xénolites mantelliques des Souhalia
(Diagramme Ol-Opx-Cpx de Streckeisen, 1976).

Globalement, deux types texturaux principaux peuvent être reconnus parmi les xénolites étudiés : des lherzolites porphyroclastiques (à grain moyen) et des lherzolites granuloblastiques ou équi-granulaires (à grain fin).

III.3. Les lherzolites porphyroclastiques : (échant B3, Ben011, K1, K2-2, K3, K5 et 7) :

Ces roches à grain moyen (2 à 5 mm) se caractérisent par la présence de nombreux porphyroclastes associés à une matrice grenue fine. Elles montrent une foliation assez

bien exprimée par l'étirement des porphyroclastes de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes surtout) et soulignée par l'alignement des grains spinelles (**Photos 8 et 9**).

L'olivine apparaît soit en gros porphyroclastes (2 à 4 mm de diamètre), soit en agrégats polycristallins résultant très probablement de la fragmentation de plus gros individus. Les traces de déformation des cristaux d'olivine se traduisent le plus souvent par des macles mécaniques. Les néoblastes d'olivine de moins de 1 mm de diamètre apparaissent aux joints de grains.

Les pyroxènes forment aussi des porphyroclastes étirés de près 5 mm de long. Ils se caractérisent par des bords dentelés, déchiquetés, et montrent très souvent des exsolutions mutuelles. Des néoblastes de pyroxène (Cpx surtout) peuvent être également reconnus dans la matrice grenue fine.

Le spinelle, brun à brun-noir, apparaît le plus souvent en cristaux vermiculés pouvant atteindre 2 mm de long. Il est interstitiel entre les olivines et les pyroxènes. De petits grains de spinelle (quelques dixièmes de mm) sont également disséminés dans la matrice néoblastique.

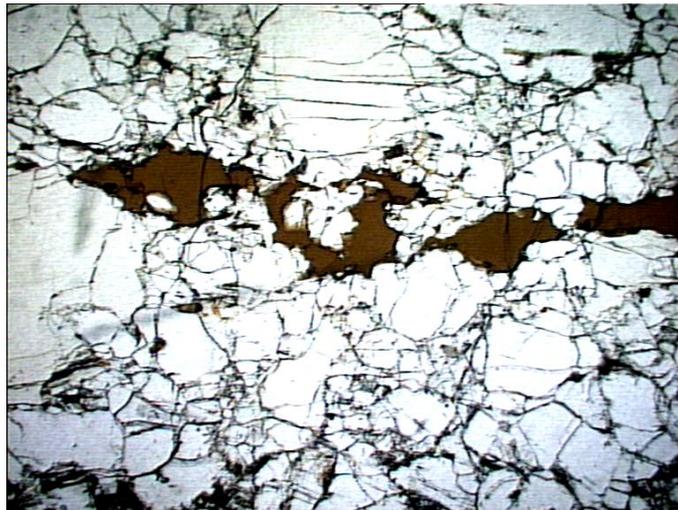


Photo 8 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle porphyroclastique (échant. K3)



Photo 9 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle porphyroclastique (échant. K2-2)

III.4. Les lherzolites granuloblastiques ou équigranulaires : (échant. D14 et D15) :

Ces roches à grain fin (moins de 1 mm) se caractérisent par une prédominance des néoblastes et montrent très peu de porphyroclastes. La foliation est bien mieux exprimée que dans le type textural précédent. Elle est bien marquée par l'étirement des pyroxènes et soulignée par l'alignement des spinelles (**Photos 10 et 11**).

L'olivine forme toujours plus de 50% de la composition modale des roches étudiées. Les porphyroclastes sont rares et 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 plus largement dominants et se caractérisent le plus souvent par des formes polygonales. 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 de ces roches. Les rares porphyroclastes existant peuvent également atteindre 5 mm de long. Ils sont le plus souvent déformés, ou même fragmentés, et étirés dans le sens de la foliation. Ils peuvent aussi montrer des macles mécaniques. Des lamelles ou des gouttes d'exsolutions mutuelles peuvent apparaître le long des clivages des porphyroclastes. Les néoblastes de pyroxène (moins de 1 mm de large) sont très nombreux dans la matrice millimétrique. Ils sont à contours nets, à tendance automorphe, et entourent fréquemment les porphyroclastes d'orthopyroxène et de clinopyroxène.

Le spinelle, toujours peu abondant (moins de 5%), peut montrer des formes assez variées. Il apparaît soit en petits cristaux, de moins de 1 mm de diamètre, interstitiels entre les silicates ferromagnésiens se disposant en chapelets soulignant la foliation ; soit en individus plus gros, de 2 à 4 mm de long, amiboïdes et bords dentelés, étirés dans le sens de la foliation.

Par ailleurs, dans l'échantillon **D15**, nous avons pu reconnaître de rares sections de plagioclase et d'amphibole brune (0,1 à 0,3 mm de large) disséminées dans la matrice néoblastique, ainsi que des associations symplectitiques à cpx, olivine, spinelle, plagioclase et verre volcanique. Ces observations, décrites par [Zerka \(2004\)](#), sont interprétées comme les effets de processus métasomatiques résultant de l'interaction de liquides basaltiques ou de fluides avec les roches mantelliques avant leur prélèvement par les basaltes ascendants.

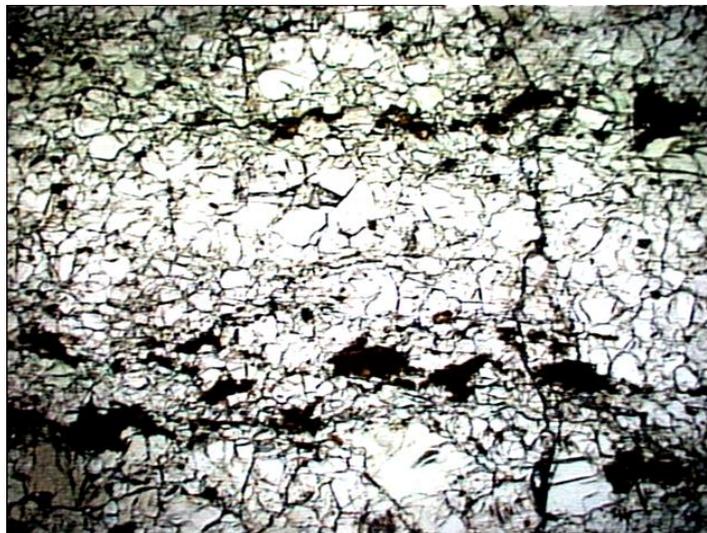


Photo 10 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle granuloblastique (échant. D14).



Photo 11 : vue en LN d'une lherzolite à spinelle granuloblastique (échant. D15).

III.5. Comparaison des xénolites des Souhalia avec les gisements d'Aïn Témouchent

Dans le secteur volcanique d'Aïn Témouchent, de nombreux gisements d'enclaves ultramafiques ont été décrits (Zerka, 1991 et Zerka, 2004). Ces enclaves, récoltées également parmi les dépôts pyroclastiques, forment deux groupes fondamentaux : des cumulats et des xénolites.

Les cumulats sont assez variés et comprennent trois (03) familles de roches ultramafiques : des clinopyroxénites, des hornblendites et des wehrlites. Ces roches ont été considérées comme des ségrégats précoces par cristallisation fractionnée des basaltes hôtes (Zerka, 1991 et Zerka, 2004).

Les xénolites sont constituées de harzburgites et de lherzolites à spinelle caractérisées par des textures de déformation et de recristallisation de type protogranulaire, porphyroclastique et équigranulaire ou granuloblastique.

Dans le secteur éruptif des Souhalia, les dépôts pyroclastiques ont également livré des xénolites représentés essentiellement par des lherzolites à spinelle à texture porphyroclastique ou granuloblastique très comparables à celles décrites dans les xénolites d'Aïn Témouchent. L'absence de xénolites protogranulaires dans le massif des Souhalia pourrait s'expliquer simplement par notre échantillonnage très faible (une dizaine d'échantillons) et limité à deux centres volcaniques ce qui n'a pas permis de reconnaître d'éventuels échantillons protogranulaires.



Les xénolites de lherzolites à spinelle des Souhalia pourraient aussi avoir la même origine que ceux d'Aïn Témouchent, c'est-à-dire provenir de régions mantelliques situées entre les zones sources des basaltes alcalins plio-quaternaires des Souhalia et le Moho.

Conclusion Générale

Les produits pyroclastiques du secteur éruptif des Souhalia renferment des enclaves ultramafiques assez nombreuses. L'étude pétrographique a permis de mettre en évidence l'existence de lherzolites à spinelle caractérisées par des textures porphyroclastiques et granuloblastiques ou équigranulaires. Ces textures traduisent des processus de déformation et de recristallisation se produisant dans des conditions thermodynamiques élevées représentant les conditions de HP et HT régnant dans le manteau supérieur. Les variations texturales ainsi observées traduisent également des degrés de déformation et de recristallisation croissants depuis les lherzolites porphyroclastiques, à grain moyen, jusqu'aux lherzolites équigranulaires ou granuloblastiques à grain fin. Ces caractéristiques texturales ont été enregistrées dans les xénolites justes avant leur prélèvement par les basaltes ascendants.

La comparaison des roches étudiées, avec les gisements d'enclaves ultramafiques associés aux produits pyroclastiques du massif d'Aïn Témouchent, a permis de reconnaître beaucoup de similitudes en dépit d'un échantillonnage assez limité qui n'a pas permis de retrouver des faciès harzburgitiques et des textures protogranulaires.

Ainsi l'origine mantellique proposée pour les xénolites d'Aïn Témouchent peut être également retenue pour les lherzolites porphyroclastiques et équigranulaires associées aux produits pyroclastiques des Souhalia.

Référence :

A

Abbad 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.

B

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 Magné, J. (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.

Bendoukha. R. (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.

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

Chebab A. et Karoui F.Z. (2013) : Apport de télédétection à l'analyse de la Fracturation liée à l'activité volcanique de la région des Souhalia.

Coulon G., Megartsi M., Fourcade S., Maury R.C., Bellon H., Louni-Hacini A., Cotton J., Goutelle A., et Hermitte D. (2002). Post-collisional transition from. Calc-alkaline to alkaline volcanism during the Négène in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. Lithos 62, pp 87-110.

Ciszak R. (1993). Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Docum. Labo. Géol. Sédim. Et Paléon. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, série 2, vol. 20, 513 p.

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). Pétrogénèse des roches ultrabasique. 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. et Hermitte D. (2002). Post- collisional transition from calco-alcaline to alkaline volcanism during the Neogene In Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff. Lithos, 62, pp. 87-110.

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.

E

El Azzouni M., Bernard-Griffiths. J., 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, 329, 95-102.

F

Fabiès J., Bodinier J.L., Dupuy C., Lorand J.P. et Benkerrou C. (1989). Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (Northeastern Pyrénées, France). J.Petrol., 30, pp. 199-228.

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. et 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

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

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

I

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

(Irving, 1974). pyroxen rich ultramafic xenoliths in the Newer basalts of Victoria, Australia. *N.Jb. Miner. Abh.*, 120, 2, pp, 147-167.

L

Lagraa K et Nekkab S. (1990). Etude pétrographique, dynamique et géochimique de la région des SOUHALIA (Oranie nord-occidentale). *Mém. Ing. Etat, Univ. Oran*, 83p.

Laridi-Ouzâa, N. (1994). Le magmatisme Mésozoïque et Cénozoïque de la Tunisie septentrionale. Thèse Doct. Etat, Univ, Tunis, 350 p.

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.

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

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-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale : géologie, pétrologie, géodynamique. Thèse Doc. Etat, USTHB, Alger, 296p.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996). Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 :147-157.

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 3ème Cycle, Univ. Nantes.

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

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

N

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

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

P

Piqué, A., Ait Brahim ; L., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., et Laville, E. 1998. Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. Comptes Rendu de l'Académie de sciences, Paris, 326, pp. 575-581.

S

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

T

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

Thomas, G., (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quadernaire. Thèse. Doct. Es Sci., Univ. De Pau et des pays de l'Adour, Institut universitaire des recherches scientifiques laboratoire de géochimie des bassins sédimentaires, 594 p.

V

Vilminot J.C ; (1962). Les nodules de péridotites dans les basalts du Velay (Haute Loire). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 222 p.

Z



Zerka M. (1991). Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quadernaire 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 quadernaire d'Oranie (Tell, Algérie occidentale) témoins d'une lithosphère cisailée et amincie. C.R.Geosience, 334, pp. 387-394.

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.



Chapitre I : Généralités des roches ultramafiques

I.1. Introduction	01
I.2. Généralités sur les roches ultramafiques	02
I.2.1. Définition	02
I.2.2. Constituants minéralogiques des roches ultramafiques	02
I.2.3. Classification et nomenclature des roches ultramafiques	02
I.3. Caractères texturaux des enclaves ultramafiques	05
a) le type protogranulaire	06
b) le type porphyroclastique	06
c) le type équigranulaire	06
I.4. Origine des enclaves ultramafiques	07
a) Les enclaves homogènes	07
b) Les enclaves énallogènes	07
I.5. Constitution du manteau supérieur et genèse des magmas basaltiques	07

Chapitre II : Généralités sur le secteur d'étude

II.1. Cadre géologique général de l'Oranie nord occidentale	09
a) Le domaine atlasique	09
b) Le domaine tellien	10
II.2. Aperçu sur le volcanisme de l'Oranie nord occidentale	10
II.3. Aperçu tectonique régional	13
a) La tectonique hercynienne	13
b) la tectonique syn-sédimentaire	13
c) la tectonique anté-nappes	13
d) la tectonique post-nappes	13
e) la tectonique plio-quadernaire	13
II.4. Situation géographique du massif volcanique des Souhalia	14
II.5. Cadre géologique et structural de la région des Souhalia	15
II.5.1. L'allochtone de type rifain	17
II.5.2. L'autochtone	17
II.6. Aperçu volcanologique du massif des Souhalia	17

II.6.1. Les volcans de la rive droite de l'Oued El Marsa	18
II.6.2. Les volcans de la rive gauche de l'Oued Marsa	20
II.7. Aperçu sur le dynamisme du massif volcanique des Souhalia	21
II.8. Historique des travaux.....	23

Chapitre III : Pétrographie des xénolites étudiée

III.1. Introduction	25
III.2. Caractères pétrographiques généraux des xénolites étudiés.....	25
III.3. Les lherzolites porphyroclastiques	26
III.4. Les lherzolites granuloblastiques ou équi-granulaires.....	28
III.5. Comparaison des xénolites des Souhalia avec les gisements d'Aïn Témouchent.....	30
III.6. Conclusion à l'étude pétrographique des xénolites mantelliques des Souhalia.....	32