



N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université d'Oran 2 Ahmed Benahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de L'univers

Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade

De Magistère en Sciences de la Terre

Option : Pétrologie - Géochimie

Thème

**Etude Pétrographique et Géochimique des basaltes de Mohammadia et leurs comparaisons avec ceux de la Basse Tafna et du flanc sud de Djebel Fillaoucène
« Oranie Nord Occidentale »**

Présenté Par

Mr. HASSENE DAOUADJI Houari

Soutenu le : 02 / 03/2015 devant la commission d'examen :

Mr. ZERKA M.	Professeur	Université d'Oran	Président
Mr. BENDOUKHA R.	Maître de conférences (A)	Université d'Oran	Directeur
Mme. REMACI. N	Maître de conférences (A)	Université d'Oran	Examinatrice
Mr. SEDDIKI A.	Maître de conférences (A)	Université d'Oran	Examineur

Oran, 2015

AVANT PROPOS

Au terme de ce travail, je voudrais remercier en premier DIEU (ﷻ) le tout puissant pour m'avoir donné la foi et le courage pour mener à bout mon travail, ainsi que celles et ceux qui ont contribué, chacun à sa façon, à aplanir les difficultés pour la réalisation de se mémoire par leur appuis et leur aides.

*Un grand merci spécial à Mr. **BENDOUKHA R.** Maître de conférences à l'université d'Oran, mon directeur de thèse de m'avoir proposé ce sujet de mémoire et qui m'aidé durant la préparation de ce travail.*

*Mes vifs remerciements également à monsieur **ZERKA M.** professeur à l'université d'Oran d'avoir accepté de présider le jury d'examination.*

*Mes sincères remerciements s'adressent à madame **REMACI N.** Maître de conférences à l'université d'Oran d'avoir acceptée d'examiner ce travail et pour leur soutien moral et m'avoir aidé à accomplir mon mémoire.*

*Mes vifs remerciements également à monsieur **SEDDIKI. A** Maître de conférences à l'université d'Oran d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

Je tien à remercie tous les enseignants de l'institut des sciences de la terre et tous mes amis.

Enfin, je remercie mes parents et ma femme, qui m'ont soutenu et encourager constamment. Mes remerciements vont aussi à mes frères pour leurs aide, leurs soutient moral .A tous qui ont contribué de prés ou de loin à la réalisation de ce travail.

A tous, merci.

Table des matières

Dédicace	
Avant propos	
Liste des figures	
Liste des tableaux	

Chapitre I Généralités

Pages

Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord	01
1 - L'Atlas intra-continental	02
2- le Tell	02
Objectif de travail	04
I-1- Introduction	05
I-2- Cadre géographique	05
I-3- Cadre géologique et structural de l'Oranie Nord Occidentale	06
I-3-1- Le domaine Atlasique	06
I-3-2- La zone tellienne ou domaine externe de la chaîne alpine	06
I-4- Le volcanisme de l'Oranie Nord Occidentale	09
I-4-1- Le massif de M'Sirda	09
I-4-2- Le complexe de Souhalia.....	10
I-4-3- Le massif éruptif de la Moyenne Tafna.....	14
I-4-4- Le massif volcanique de la Basse Tafna	16
I-4-5- le massif volcanique d'Ain Témouchent	18
I-4-6- Le Sahel d'Oran.....	21
I-4-7- Le secteur volcanique de Mohammadia	25
A- Situation géographique	25
B-Cadre géologique	27
C-Etude volcanologique	29

D-Dynamisme de l'appareil volcanique de Mohammadia	32
E-Conclusion.....	32
I-5- Géochronologie	34
I-6- Dynamisme volcanique d'Oranie Nord Occidentale	36
I-7- Conclusion	40
I-8- Historique des travaux	41

Chapitre II Pétrographie

II-1- Introduction	44
II-2- le point 160	44
II-2-1- La coulée inférieure	44
II-2-2- La coulée supérieure.....	47
II-3- Le point 146	51
II-4- Le dyke	53
II-6- Conclusion	55

Chapitre III Géochimie

III.1- Introduction	57
III.2- Comportement des éléments majeurs	57
III.3- Classification et nomenclature des laves de Mohammedia	61
A- diagramme TAS de Lemaître et al., 1989	61
B- diagramme de Thorton et Tuttle (1960).....	62
C- diagramme alcalins / silice.....	65

D- diagramme binaire Na ₂ O / K ₂ O	65
E- diagramme AFM	66
F- diagramme binaire K ₂ O / SiO ₂	67
G- Tétraèdre de Yoder et Tilley (1960)	67
III-4- Distribution des éléments en traces	68
III-4-1- Intérêt des éléments en trace	69
III-4-2- Les éléments compatibles (V, Cr, Co, Ni).....	71
III-4-3- Les alcalino-terreux (Ba, Sr).....	71
III-4-4- Les éléments incompatibles.....	72
III-4-5- Spectres multi-éléments	72
III-4-6- Distribution du Th, La, Nb et Yb dans les laves de Mohammedia	73
III-4-7- diagrammes binaires	74
III-5- Géochimie des Terres rares (les lanthanides).....	75
III.5- Conclusion.....	77

Conclusion générale

IV- Conclusion générale	79
-------------------------------	----

Références bibliographiques

Liste des figures

Figure	Pages
Figure 01: Positions des différentes unités géologiques des Maghrébides (Piqué et al., 1998)	01
Figure 02 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (modifié d'après Domzig et al., 2006)	03
Figure 03: Répartition du magmatisme néogène de la Marge Maghrébine (in Piquet et al., 1998).....	04
Figure 4 : Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Megartsi, 1985)	08
Figure 5 : Répartition et âge du volcanisme Néogène d'Oranie nord occidentale (in Colon et al., 1985).....	09
Figure 06: Carte géologique des M'sirda (in Guardia, 1975)	10
Figure 07 : Répartition géographique des volcans de Souhalia. (In Bendoukha, 2008)	13
Figure 08 : Cartographie des formations volcaniques de la Moyenne Tafna. (D'après P. Guardia, 1975)	14
Figure 09 : Position stratigraphique des produits éruptifs du flanc Sud du Djebel Fillaoucene. (d'après bendoukha, 2008).....	15
Figure 10 : Position stratigraphique des produits éruptifs de la Basse Tafna (Bendouka, 2008).....	18
Figure 11 : carte géologique du massif d'Ain Témouchent (in Mégartsi, 1985)	19
Figure 12 : Position stratigraphique des produits éruptifs du massif d'Ain Temouchent. (d'après Bendoukha, 2008)	21
Figure 13 : Carte géologique du Sahel d'Oran (Mégartsi, 1985, modifié)	22
Figure 14 : Coupes géologique simplifiées dans le sahel d'Oran (a ;secteur de Bouzedjar, b ; le pointement dacitique de Lala Khadra et c ; le secteur de Cap Sigale) (Mégartsi, 1985)	24
Figure 15 : Situation géographique générale du bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957).....	25
Figure 16 : Situation géographique du secteur d'étude (in Megartsi, 1985)	26
Figure 17 : Carte géologique détaillées de la région de Mohammadia (par M.M Dalloni, 1936)	28
Figure 18 : Coupe longitudinale reliant le volcan du point 146 et le volcan du point 160	30
Figure 19 : coupe du flanc Nord du point 146	30

Figure 20 : coupe du Flanc Sud du point 160	31
Figure 21 : La différente structure de la mise en place des laves basaltiques de Mohammedia (A et C structure de pelure d'oignons, B et D structure en dalle)	31
Figure 22 : Photo représentatif de dyke dans le point 160	32
Figure 23 : Les différentes étapes de l'éruption mixte de Mohammedia (in Megartsi, 1982)	33
Figure 24 : Reconstitution schématique du déroulement d'un épisode phréatomagmatique dans la Basse Tafna (in Bendoukha, 2008)	39
Figure 25 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de clinopiroxène et d'olivine dans la coulée inférieure du Point 160	46
Figure 26 : Photographie de la Coulée supérieure du Point 160	48
Figure 27 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de pyroxène noir et de sanidine de la coulée supérieure du Point 160	50
Figure 28 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase, et des cristaux d'olivine iddingsitisée de la coulée du Point 146	52
Figure 29 : Photographie du dyke	53
Figure 30 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux d'Olivine et de CPX du dyke de Mohammedia	54
Figure 31 : Classification de Lemaître et al., 1989, position de différentes laves sur le diagramme alcalins-silice	61
Figure 32 : Variation de Na ₂ O+K ₂ O en fonction de l'indice de différenciation (DI) de Thorton et Tuttle (1960) pour les laves alcalines	62
Figure 33 : éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (DI)	64
Figure 34 : Place des laves de Mohammedia dans le diagramme de classification des roches volcaniques d'après Maury (1984)	65
Figure 35 : Diagramme Na ₂ O/ K ₂ O des différentes laves basaltiques (Middelmost, 1974)	66
Figure 36 : Position des basaltes de Mohammedia, Basse Tafna et flanc sud du Dj.Fillaoucène dans le diagramme AFM (Alcalins-FeO total-MgO).	66
Figure 37 : Composition normales (CIPW) des laves basaltiques de Mohammedia, Basse Tafna et flanc sud du Dj.Fillaoucène (Tétraèdre de Yoder et Tilley (1962)	68
Figure 38 : Spectres multi-élémentaires regroupant les laves de Mohammedia, de la Basse Tafna et du Flanc sud du Djebel Fillaoucène normalisées au manteau primitif (de McDonough et Sun, 1995) (in Bendoukha 2008)	73

Figure 39 : Variation de Nb /La dans les basaltes de l'Oranie.....	74
Figure 40 : spectres des terres rares des Basaltes de Mohammedia normalisées aux chondrites de Masuda et al. 1973	76
Figure 41 : Spectres de terres rares regroupant les laves de Mohammedia, de la Basse Tafna et du Flanc sud du Djebel Fillaoucène normalisées aux chondrites (de Masuda et al.1973).	77

Liste des tableaux

Tableau	Pages
Tableau 01 : Récapitulatif des données volcanologiques du secteur des Souhalia (Bendoukha, 2008)	11
Tableau 02 : Récapitulatif des âges de l'activité volcanique Plio-Quaternaire en Oranie Nord-Occidentale (Bellon et Guardia,1980 ; Louni Hacini et al., 1995 ; Coulon et al., 2002 ; Louni Hacini,2002).....	35
Tableau 03 : Tableau récapitulatif des produits volcaniques de la région de Mohammedia	56
Tableau 04 : Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW de Mohammedia, Basse Tafna et Djebel Fillaoucène	60
Tableau 05 : Analyses chimiques des éléments en traces des basaltes de Mohammedia...	70
Tableau 06 : Teneurs en RRE des basaltes du Mohammedia(D'après Benali 2001).	75
Tableau 07 : Teneurs en RRE des basaltes de la basse tafna (Bendoukha, 2008).....	76
Tableau 08 : Teneurs en RRE des basaltes du flanc sud de Dj Fillaoucene(Bendoukha, 2008)	76

CHAPITRE I

Généralités

Aperçu sur la géologie de l'Algérie du Nord :

Le développement structural de la plateforme Nord africaine au cours des temps précambrien et phanérozoïque révèle une histoire géologique complexe, sa configuration actuelle est guidé 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 (**Maury et al ; 2000**).

Les régions Nord occidentales de la plateforme Nord africaine ont été fortement affectées par les collisions des plaques durant les temps Hercynien et Alpin, mais la majeure partie de cette plateforme n'a fait l'objet que de quelques processus intraplaques subtiles, aboutissant à la réactivation transpressive et transtensive des systèmes de failles majeures qui suivent souvent les linéaments des anciennes zones de faiblesse protérozoïques (**Piqué et al., 1998**).

L'orogénèse alpine du continent africain est représentée par une étroite bande de 1200 Km de long sur environ 50 Km de large correspondre à la chaîne maghrébine (ou marge nord-africaine) (**Maury et al. 2000**). Cette bordure alpine se prolonge, par-delà de Ras Tarf au Maroc, puis la marge côtière de l'Algérie et s'emboîte vers Mogods et à l'archipel de la Galite en Tunisie (**Wildi, 1983, Durand-Delga, 1969**) constituant la limite méridionale de la méditerranée occidentale (**Figure 01**).

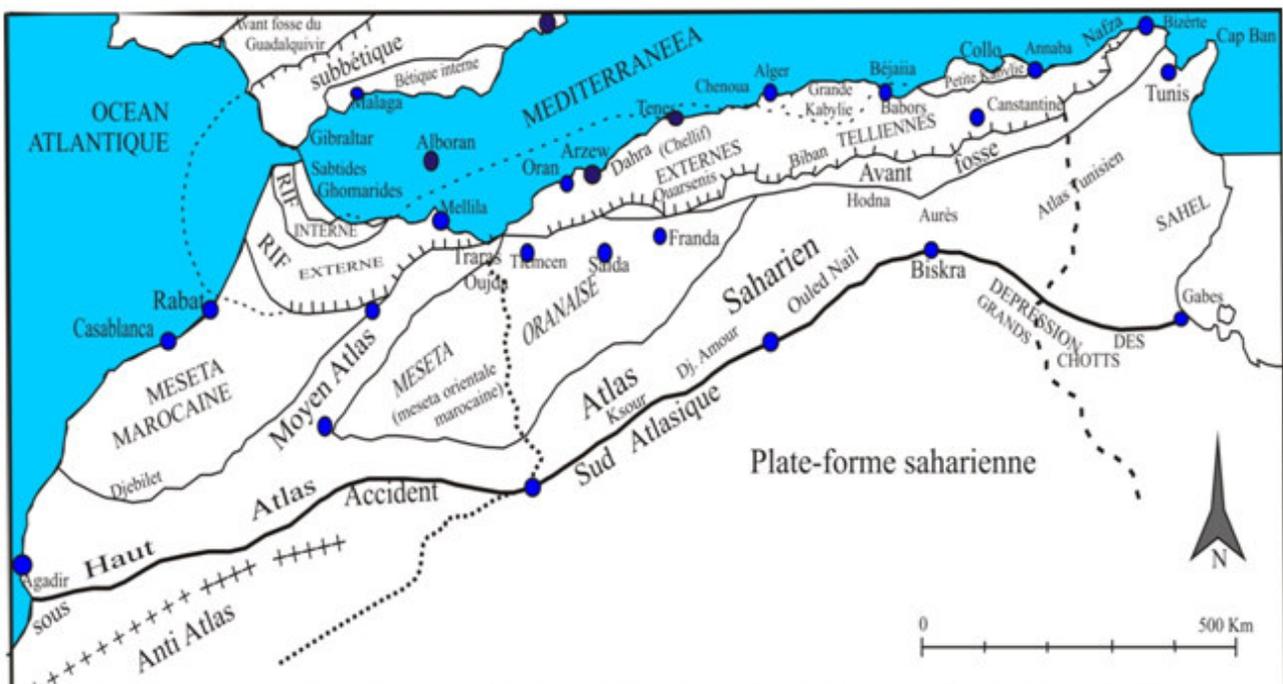


Figure 01: Positions des différentes unités géologiques des Maghrébides (Piqué et al., 1998)

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (**Durand-Delga, 1969, Wildi, 1983 et Piqué et al. 1998**). En Algérie, cet orogène peut être séparé en différentes parties: au Nord « le Tell » et au Sud, le système de « l'Atlas intra-continentale », (**Figure 01**).

1 - L'Atlas intra-continentale :

Au sud du Tell, l'Atlas, qui est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique, est composé d'unités autochtones. Il est divisé en plusieurs parties: l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie (**Figure 01 et 02**). Les Hauts Plateaux situés dans l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas, sont constitués d'un socle paléozoïque, peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, très résistant, et peu déformé, alors que les plis et chevauchements de l'Atlas se sont développés dans les anciens bassins mésozoïques. Les chevauchements existants semblent enracinés sur des décollements à la base des évaporites du Trias. Au sud de l'Atlas on rencontre la plate-forme saharienne, constituée de socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment pas déformés (**Frizon de Lamotte et al., 2000**).

2- le Tell : est composé de ;

- *zones internes* dites domaine kabyle (en Algérie) ou rifaine (au Maroc) représentées par un socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss âgés de 480 Ma à 300 Ma) (les kabyliques ; selon des datations Rb-Sr par J. Sonet, dans Durand-Delga, 1969) recouvert en discordance par une série sédimentaire détritique (principalement des molasses composées de conglomérats) d'âge Oligocène supérieur à mi-Burdigalien (**Géry et al., 1981**) nommée Oligo-Miocène kabyle.

- *Les nappes de Flyschs*, composées de conglomérats et autres matériaux détritiques. **Durand-Delga (1969)** en distingue 3 catégories: les flyschs de type Guerrouch (en bordure occidentale de la Petite Kabylie ou dans le Dahra), les flyschs Crétacé de faciès schisto-gréseux (tous les flyschs Crétacé, sauf ceux de type Guerrouch), et les flyschs numidiens.

- *Les nappes telliennes* ou « zones externes » ; sont composés de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (**Figure 01 et 02**), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud (**Durand-Delga, 1969**).

La marge algérienne, située à la frontière du continent africain, est connue pour être le siège d'une importante activité magmatiques depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire (**figure 03**). Cette activité magmatique est marquée par la présence ;

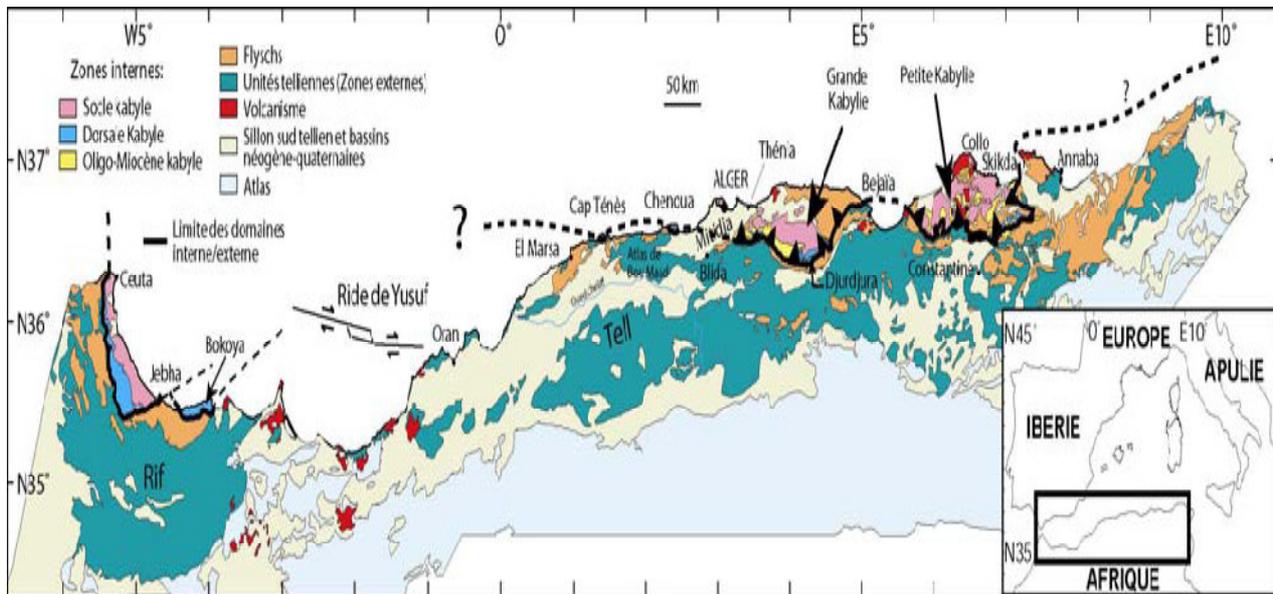


Figure 02 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides

(modifié d'après Domzig et al., 2006).

- un magmatisme d'affinité essentiellement calco-alcalin à localement shoshonitique est représenté par de plutonites et des laves acides (granodiorites, andésites et dacites) durant l'Oligocène supérieur jusqu'au Messinien ;

- un volcanisme calco-alcalin miocène est connu en Oranie (Sahel d'Oran et M'sirda) et de basaltes alcalins plio-quaternaires (Moyenne Tafna) (**Sadran, 1958 ; Bellon et al., 1984 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Louni Hacini et al., 1995 ; Tabeliouna, 1997 ; Louni Hacini, 2002 ; Bendoukha, 2008**), et même dans l'Ouest et l'Est algérois, le magmatisme miocène est représenté par des intrusions plutoniques (massif granodioritique de Thénia), des coulées basaltiques (Cap Djinet et Dellys) et des coulées et brèches de nuées ardentes dacitiques et rhyolitiques (Zemmouri Elbahri, Elkarma) la mise en place de ce matériel semble s'être effectuée au cours de trois épisodes situées vers 19, 16, à 15 Ma et 14 à 12 Ma. Ces roches à affinité calco-alcaline à fortement potassique, proviennent de magma qui pourrait dériver d'une source mantellique métasomatisée au cours d'un épisode de subduction anté-miocène (**Belanteur, 1995 ; Hernandez et Lepvrier, 1976 ; Ait Hamou, 1987 ; Piquet et al., 1998 ; Blanteur, 2000**).

Ce magmatisme calco-alcalin est le mieux représenté en Méditerranée occidentale avec une nette prédominance des andésites par rapport aux basaltes. Cependant, ces laves calco-alcalines dont la mise en place se situe entre 11,7 et 7,5 Ma, présentent des caractères typiques des magmas des zones de subduction-collision (**Louni Hacini, 2002**).

- un volcanisme est globalement d'affinité alcaline au cours du Plio-Quaternaire s'installe principalement dans le Guilliz et dans la région d'Oujda au Maroc et Moyenne Tafna en Algérie

occidentale (**Mégartsi, 1985**) où des laves transitionnelles d'âge miocène assez discrètes, viennent s'intercaler entre les deux affinités précédentes, ce qui accentue l'intérêt volcanologique de cette région occidentale de l'Algérie.

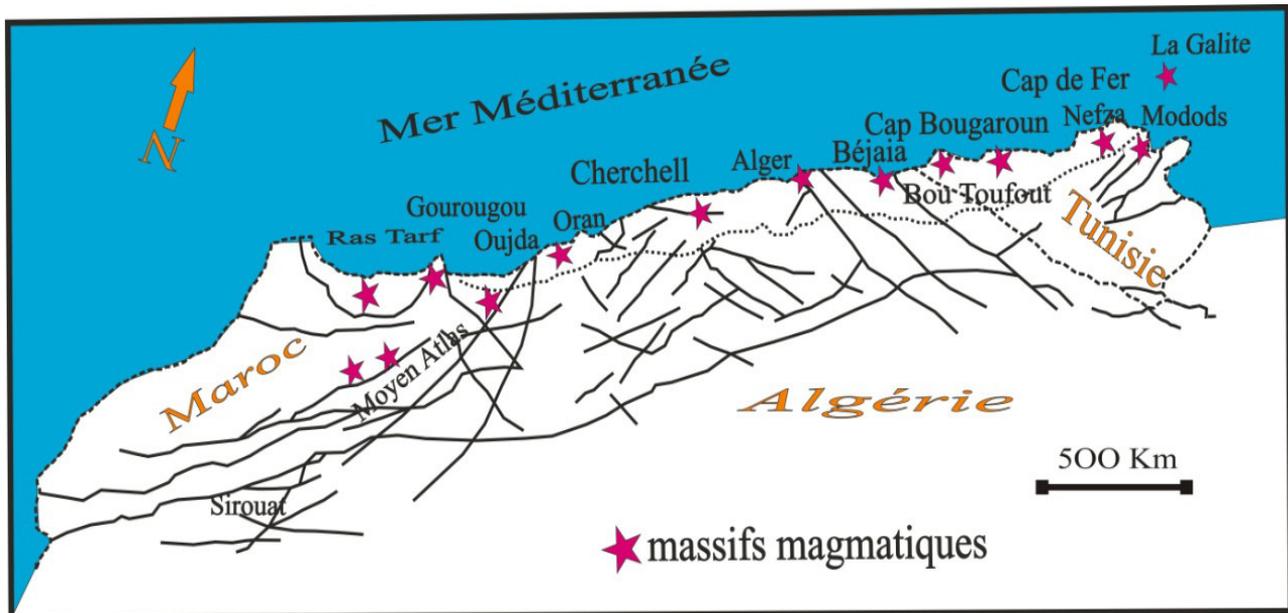


Figure 03: Répartition du magmatisme néogène de la Marge Maghrébine (in **Piquet et al., 1998**).

Objectif de travail :

Compte tenu des travaux déjà réalisés sur le volcanisme de la région Oranaise, l'étude que nous avons entreprise avait pour but essentiel :

- De dresser un levé de carte géologique du massif volcanique de la région de Mohammadia à l'échelle 1/25000.
- De récolter des échantillons afin de préciser les caractères pétrographiques de diverses coulées.
- De définir la nature magmatique du volcanisme à l'aide de la géochimie (éléments majeurs, traces et terres rares).
- De mettre en évidence le dynamisme du volcanisme de Mohammadia.
- De comparer les résultats obtenus avec ceux du massif de la Basse Tafna et du flanc sud du Djebel Fillaoucene.

I-1- Introduction :

Dans la région Nord Occidentale de l'Algérie, un volcanisme intense et recouvrant d'importantes surfaces s'est manifesté, par intermittence, depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire. Les produits éruptifs qui se sont épanchés le long de la côte méditerranéenne, constituent le jalon de toute une activité magmatique qui a marqué non seulement l'Algérie toute entière, mais également tout le pourtour de la méditerranée occidentale. En effet, les gisements volcaniques du Nord de l'Algérie, bien que répartis en massifs plus ou moins éloignés les uns des autres selon les régions, n'en forment pas moins un liséré continu d'Est en Ouest qui se produit de la même manière au-delà des frontières orientale et occidentale.

I-2- Cadre géographique :

L'Oranie Nord Occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain (figure 2), a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire, qui s'est manifestée depuis les M'sirda, à l'ouest, jusqu'au pointement éruptif de Mohammadia à l'Est, ils sont marqués par des alignements de reliefs Sud Ouest - Nord Est, séparés par des dépressions de même orientation (**Gentil, 1903 ; Lacroix, 1913, 1924 et 1925 ; Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon, 1981 ; Bellon et al., 1984 ; Mégartsi, 1982 et 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abad, 1993 ; Louni et al, 1995 ; Tabetiouna, 1997 ; Piqué et al. 1998 ; Maury et al, 2001 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 et Bendoukha et al., 2008**):

- Le secteur des M'sirda, situé à la frontière algéro-marocaine et s'étendant depuis Cap Kelah, à l'Est, jusqu'au Mersat Ben M'hidi à l'Ouest.
- La région de Souhalia, à environ 150 km à l'Ouest d'Oran au Nord-Ouest des monts des Traras et s'étalant de part et d'autre de l'Oued El Marsa.
- La Moyenne Tafna et dont les émissions sont rapportées au flanc sud du Djebel Fillaoucène ainsi qu'aux secteurs de Hadjra El Kahla et de Ain Romana.
- La Basse Tafna, à environ 90 km à l'Ouest d'Oran et s'étalant de part et d'autre de l'embouchure de l'Oued Tafna depuis la ville de Beni Saf à l'Est jusqu'au Cap Sidi Mohamed El Ourdini à l'Ouest.
- La région d'Ain Témouchent, situé à environ 70 km au Sud Ouest d'Oran.
- Le Sahel d'Oran, à environ 40 km à l'Ouest d'Oran, et s'étend depuis le Cap Sigale, à l'Est jusqu'au Cap Figalo à l'Ouest. Il comprend les secteurs de Tifraouine-Bouzedjar et des îles Habibas.
- La région de Mohammadia, à environ 80 km à l'Est de la ville d'Oran, sur les confins méridionaux de la plaine de Habra entre Oued Attache et oued El Habra.

- I-3- Cadre géologique et structural de l'Oranie Nord Occidentale :

L'Oranie se trouve à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique, dans lesquelles se sont mises en places les roches volcaniques néogène (**figure 04**): le domaine atlasique « Moyen Atlas marocain », comprenant les massifs paléozoïques avec sur leur bordures méridionale les éléments de la chaîne calcaire, et le domaine tellien « Tell algérien », où sont représentées des nappes de glissement, vers le sud, des nappes ont glissé dans un bassin Miocène, alors qu'au Nord elles recouvrent des zones autochtones ou para-autochtones plus ou moins métamorphiques, des unités de flysch situées entre ces deux domaines structuraux, les recouvrent également par endroits.

I-3-1- Le domaine Atlasique :

Il constitue l'avant pays autochtone modérément déformé de la chaîne tellienne. Le massif des Traras et la chaîne du Fillaoussène en sont les principaux représentants. Cette zone composée de terrains autochtones montre un substratum paléozoïque, traversé par un pluton granitique. (Le massif granitique de Nedroma), recouvert par une série mésozoïque assez bien développée.

Stratigraphiquement, la couverture comprend cinq formations sédimentaires :

- Le Permo-Trias est constitué par des intercalations détritiques et calcaires ;
- Le Lias-Dogger est formé par des niveaux carbonatés ;
- Le Callovo-Oxfordien inférieur est représenté par des pélites ;
- L'Oxfordien supérieur-Aptien est grés-carbonaté ;
- Le Crétacé supérieur comprend la formation marno-calcaire.

L'autochtone atlasique oranais est affecté par une tectonique souple (plis) et cassante (failles) acquis dès le Miocène moyen donne à la région étudiée, son caractère. Les accidents sont regroupés en trois familles :

- Seules de direction comprise entre N40 et N90 sont les plus fréquentes. Elles découpent cette zone en horst et graben allongés suivant cette direction.

- Un réseau de fractures à direction moyenne N20 est celui des transversales définies par **Glangeaud (1932)**.

- Les accidents de direction N120 sont plutôt rares.

La direction des plis est à peu près constante, en moyenne à N60. Ces plis sont déversés ou renversés vers le NW.

I-3-2- La zone tellienne ou domaine externe de la chaîne alpine :

Des nombreux travaux régionaux réalisés durant les trente dernières années, sur les modalités de l'origine et de l'évolution géologique de cette région qui présente un fort héritage structural. En 1975 **Guardia** y distingue les formations géologiques suivantes :

a)-l'autochtone et le para-autochtone :

L'autochtone est représenté par :

-des formations d'âge Paléozoïque à Mésozoïque qui affleurent près d'Ain Témouchent, au djebel Tounit et près du douar chentouf, ainsi qu'au sud-est et au sud-ouest des Souhalia et dans le flanc sud de Djebel Fillaoucene.

-des sédiments miocènes du premier cycle post-nappes (argiles vert, grès et poudingues) et du deuxième cycle post-nappes (marnes et calcaires récifaux). Ces formations apparaissent localement dans les M'sirda, à l'Est et à l'ouest des Souhalia ainsi que tout autour de la basse Tafna et de la région d'Ain Témouchent.

- des formations d'âge Pliocène essentiellement aux gréseuses ou sableuses à la basse et marneuses au sommet. Elles affleurent principalement aux embouchures de l'oued Tafna et de l'oued Halouf.

- le quaternaire est représenté, dans la région, localement par des dépôts lacustres, des sols rougeâtres et de la croute calcaire.

Le para-autochtone est formé essentiellement par des formations marneuses, d'âge Serravalien (**Guardia, 1975, Bellon et al, 1984**), et qui ont charriées au sein d'un bassin miocène synchro-nappes. Ce para-autochtone est assez développé également dans les régions des M'sirda, dans le flanc sud du djebel Fillaoucene, tout autour des Souhalia, dans les Sebaa Chioukh, dans la vallée de la basse Tafna et dans la région d'Ain Témouchent.

b)- l'allochtone métamorphique :

L'allochtone métamorphique s'étend depuis les monts d'Arzew, à l'est d'Oran, jusqu'à la frontière algéro-marocaine à l'ouest (**Megartsi, 1985**). Il est essentiellement constitué d'unités métamorphiques de type rifain. Nous pouvons reconnaître :

1-l'unité de djebel houariya : affleurant à l'extrémité orientale du complexe éruptif de la basse Tafna. Elle comprend des terrains primaires (Carbonifère supérieur à Permien), constitués de schistes sombres, de flysch schisto-gréseux et de poudingues à galets de quartz recouverts de sédiments d'âge jurassique ;

2-l'unité d'elmaleh : qui apparaît dans le djebel sidi kacem et est formée de schistes et de calcaires d'âge jurassique moyen à supérieur ;

3-l'unité de souahlia : affleure au sud de Ghazaouet ainsi que dans les M'sirda. Elle est constituée de matériel métamorphique d'âge jurassique supérieur à Crétacé inférieur ;

4-l'unité de tadjera : est visible au sud-ouest de Ghazaouet. Elle est très chaotique, et est formée de sédiments d'âge Trias à jurassique.

c)- l'allochtone non métamorphique :

Cet ensemble structural forme les unités telliennes et numidiennes de l'Oranie. Celles-ci sont représentées par :

-*l'unité de chaouala*, au sud de la basse Tafna et au nord des Sebaa Chioukh, composée de marnes d'âge crétacé inférieur à Oligocène, associées à des blocs de calcaires jurassique.

-*l'unité Sénonienne* affleure dans les Sebaa Chioukh. Elle est formée de marnes et de calcaires d'âge crétacé supérieur à Eocène moyen et supérieur ;

- *l'unité Oligocène*, datée de l'Oligo-Aquitainien et apparaissant près d'Aghlal, elle est constituée de carbonates et de grès à ciment calcaire.

Ces différentes unités allochtones ont été charriées au sein d'un bassin Miocène synchronappe dont les formations sont datées du Serravalien (**Guardia et Magne, 1972 ; Guardia, 1975 ; Bellon et al., 1984**).

Les dépôts du Miocène post-nappes et du Pliocène reposent sur ces ensembles structuraux.

Le Miocène post-nappes comprend deux cycles : un cycle inférieur constitué par des argiles vertes, des grès et des poudingues, surmonté d'un cycle supérieur représenté par des marnes et des calcaires récifaux (**Guardia, 1975**).

Cependant, le Pliocène représenté par deux ensembles, l'un à la base, constitué de marnes à « *Globorotalia Margaritae* » Bolli et l'autre au sommet formé de calcaire à *Clypeasters* ou à *Pectinidés*, des grès dunaires et des sables rubéfiés à *Hélix* des Villafranchien (**Guardia, 1975**).

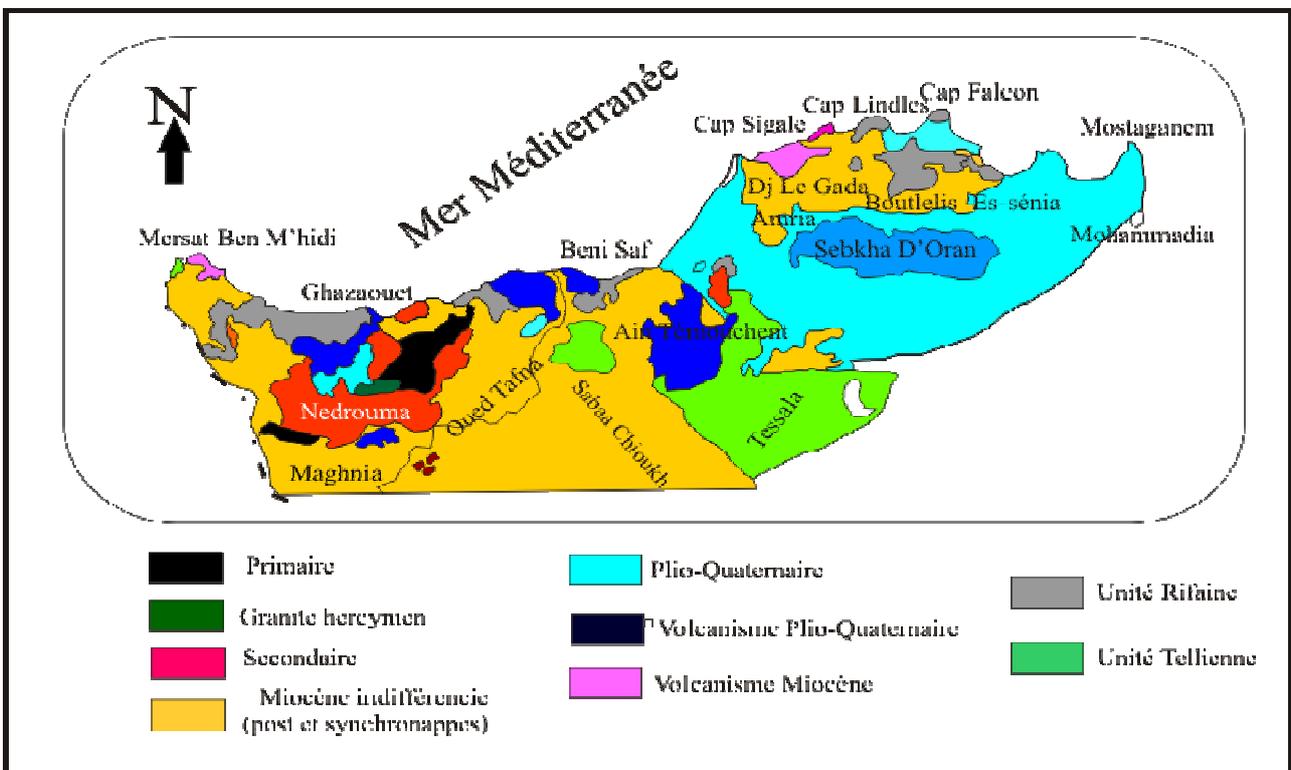
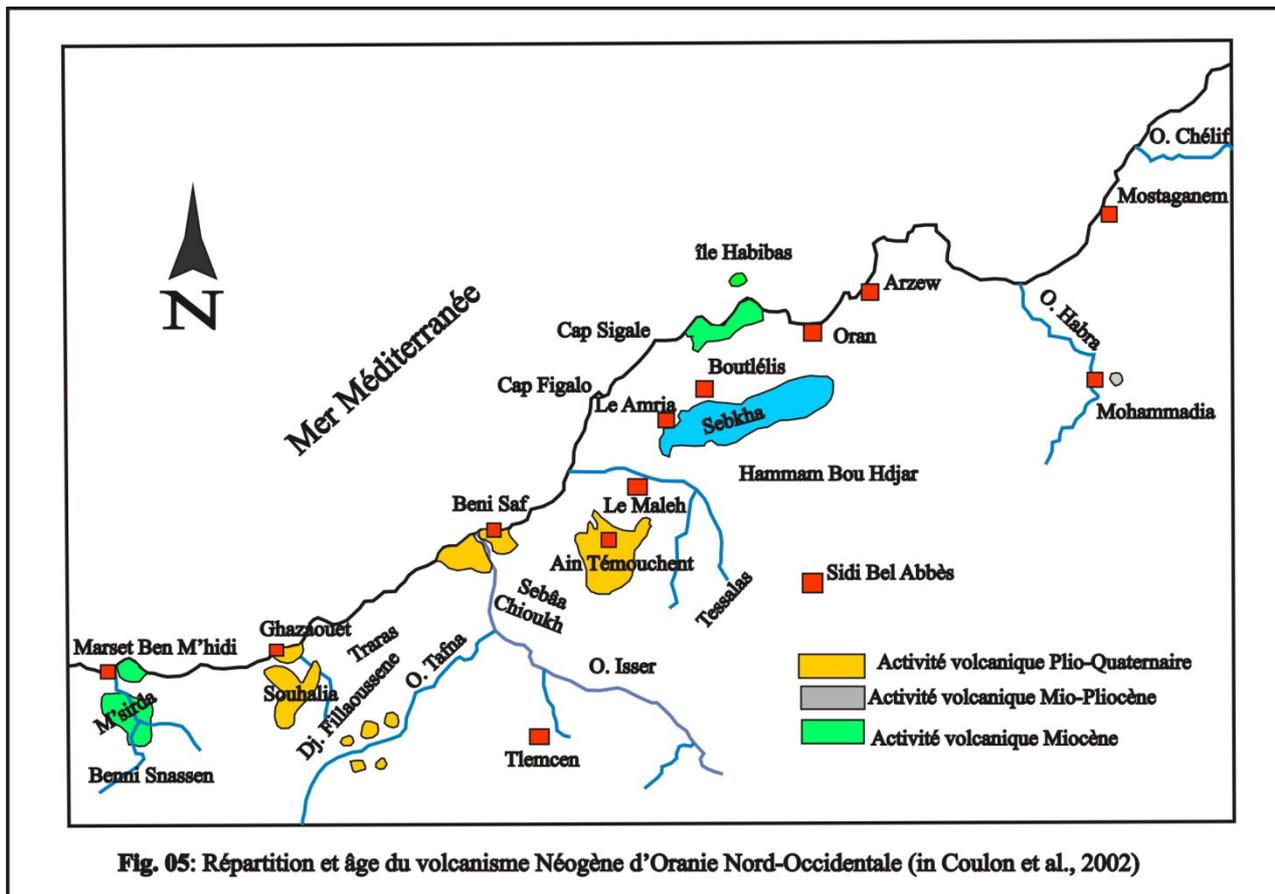


Figure 4 : Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Megartsi, 1985).

I-4- Le volcanisme de l'Oranie Nord Occidentale :

L'Oranie nord occidentale a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire couvrant de grandes surfaces qui s'est déroulée depuis la région de Mohammadia, à environ 80 Km au Sud-Est d'Oran, jusqu'aux confins de la frontière algéro-marocaine (**Figure 05**) (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon, 1981 ; Bellon et al., 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Piqué et al. 1998 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 et Bendoukha et al., 2008), .



Ces formations éruptives forment d'Ouest en Est :

I-4-1- Le massif de M'Sirda (figure, 05), aux confins de la frontière algéro-marocaine, depuis Mersat Ben M'hidi à l'Ouest jusqu'au Cap Kelah à l'Est. Les épanchements volcaniques couvrent une surface atteignant près de 60 Km². Les roches sont généralement d'affinité calco-alcaline au Miocène, qui deviennent alcalines au Plio-Quaternaire (Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002). D'une manière générale, l'activité volcanique dans M'Sirda caractérisée par trois périodes principales, marquées chacune par des émissions de laves, correspond respectivement à (**Figure, 06**) :

- Des épanchements de laves basaltiques plus anciennes datant le Miocène (9,99 +/- 0,37 Ma), prennent naissance le long de la côte depuis Mersat Ben M'hidi jusqu'au Cap Millonia (Louni-Hacini, 2002).

- A environ 7,5 à 8 Ma, la mise en place d'un important volume de produit andésitiques assez diversifiés et formant la masse principale du massif. la grande partie de ces émissions apparaît sous forme de brèches ou de tufs parmi lesquels s'intercalent des manifestations effusives un peu moins abondantes (Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002).

- L'émission de laves basaltiques tardive, d'affinité alcaline, qui viennent essentiellement recouvrir les roches andésitiques. La mise en place de ces roches été attribuées à Plio-Quaternaire (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985).

Par ailleurs, une période plus tardive, à laquelle se rattachent les phénomènes de minéralisations (Medini, 2009).

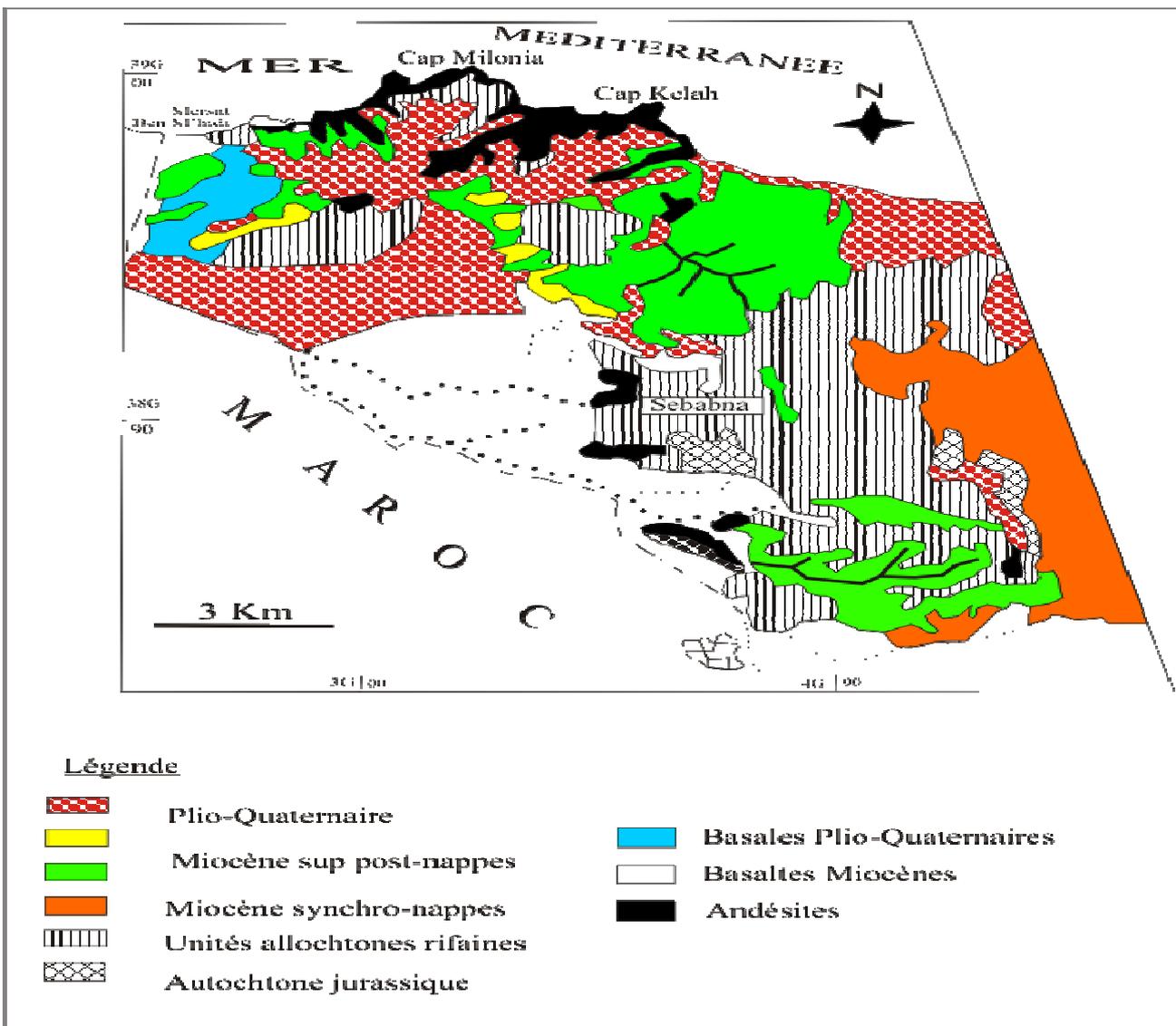


Figure 06: Carte géologique des M'sirda (in Guardia, 1975).

I-4-2- Le complexe de Souhalia situé à environ 130 Km à l'ouest de Traras, s'étale de part et d'autre de l'Oued El Mersa, depuis la ville de Ghazaouet jusqu'à Nédroma (Figure. 07). La topographie de ce secteur est caractérisée par de vastes plateaux basaltiques d'altitude modérée (200 à 250 m) et entaillés par plusieurs Oueds. Les produits émis, essentiellement des brèches et des

coulées de nature alcalin, recouvrent indifféremment des formations allochtones (unités de type rifain) ou des sédiments autochtones du Miocène synchro-nappes ou des 1^{er} et 2^{ème} cycles post-nappes ainsi que parfois des sédiments Quaternaires (grès du Villafranchien) (**Figure, 08**). Près de quinzaines de centres éruptifs (présentent le plus souvent en dômes ou en cônes scoriacés), répartis de part et d'autre de l'Oued El-Mersa, ont été dénombrés dans ce secteur, ont tous une forme en cône ou en dôme aplati ou érodé à son sommet excepté celui de Tigraou qui présente une enceinte circulaire d' environ 800 m de diamètre (**Megartsi, 1985 ; Abad, 1993, Bendoukha, 2008**). Certains appareils ont produit jusqu'à trois coulées tels ceux de Feddan Sellah et El-Koudia ou encore ceux de Rokba, de Boukdama et de Bou Habiba..... Ainsi, il faut noter que le centre éruptif d'Ali Ben Saleh semble être le seul volcan des Souhalia à avoir émis quatre coulées successives (**Bendoukha, 2008**).

Dans le complexe éruptif des souhalia, Bendoukha en 2008 met en évidence quatre (04) ensembles pétrographiques inégalement répartis entre la rive droite et gauche de l'Oued El Marsa. Les ensembles S3 et S4 correspondent chacun, en rive gauche, à un seul centre d'émission, respectivement les volcans de Tigaraou et de Bou Hadiba qui ont rejeté chacun une seule coulée. Les ensembles S1 et S2 sont rattachés chacun à trois (03) ou quatre (04) appareils qui ont émis une à quatre coulées (**Tableau 01**).

Ensembles pétrographiques	Rive gauche d'Oued El Marsa		Rive droite d'Oued El Marsa	
	Centre éruptifs	Nombre de coulées	Centres éruptifs	Nombre de coulées
S4	Bouhabiba	3	-	-
S3	Tigraou	1	El Bahri	2
			Ain Beriet	3
S2	-	-	Ain Djenane	2
			Bousserdoun	2
			El Hadaba	1
S1	Ras Kela	2	Feddan Salah	3
	El Koudia	3	El Aroussa	3
	Rokba	3	El Bahri	2
	Boukdama	2	Zourana	1
	Ali Ben Saleh	4	-	-

Tableau 01 : Récapitulatif des données volcanologiques du secteur des Souhalia
(Bendoukha, 2008).

A- Groupe S1 ; comporte trois coulées basaltiques. Les laves sont gris clair et présentent assez souvent le faciès « taches de soleil ». Elles montrent également une structure en plaquettes ou en boules.

- La coulée inférieure ; est caractérisée par une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase baignent dans une mésostase qui comprend la même constitution minéralogique.

- La coulée moyenne; montre une texture microlitique légèrement porphyrique à phénocristaux d'olivine partiellement iddingsitisée, du clinopyroxène et de plagioclase en très fines aiguilles autour des phénocristaux.

- La coulée supérieure ; montre une texture microlitique et renferme des microcristaux de clinopyroxène, d' olivine et de plagioclase.

B- Groupe S2 ; est représenté par quatre coulées basaltiques à structure grossièrement prismée.

- La coulée inférieure montre une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont constitués de clinopyroxène et de plagioclase baignant dans une mésostase renfermant ces mêmes minéraux en microlites.

- La coulée moyenne du groupe S2 présente une texture microlitique à microcristaux de clinopyroxène, d' olivine iddingsitisée et de plagioclase en petites lattes plus ou moins orienté suivant la direction de fluidalité de la roche.

- La coulée supérieure présente également une texture microlitique et renferme des microlites de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine.

C- Groupe S3 ; est comprend trois coulées :

- La coulée inférieure est à texture microlitique porphyrique dans laquelle nous distinguons des phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine ainsi que des xénocristaux d'amphibole.

- La coulée moyenne, à texture microlitique, présente des microcristaux d'olivine iddingsitisés, de clinopyroxène et de plagioclase.

- La coulée supérieure représente la dernière émission basaltique du complexe éruptif des Souhalia. Elle est de texture aphyrique. La roche est constituée uniquement de microcristaux de petite taille. Elle comprend du plagioclase, du clinopyroxène, d'olivine altérée et des grains d'opakes.

D- Groupe S4 ; représenté par les coulées basaltiques d'Elbahri en rive gauche et celui de Bouhabiba en rive droite. Ces laves sont plus ou moins semblables à ceux de groupe S1, nous pouvons observer une évolution des caractères texturaux et minéralogiques se traduisant par une diminution des proportions et de la taille des cristaux d'olivine et de clinopyroxène.

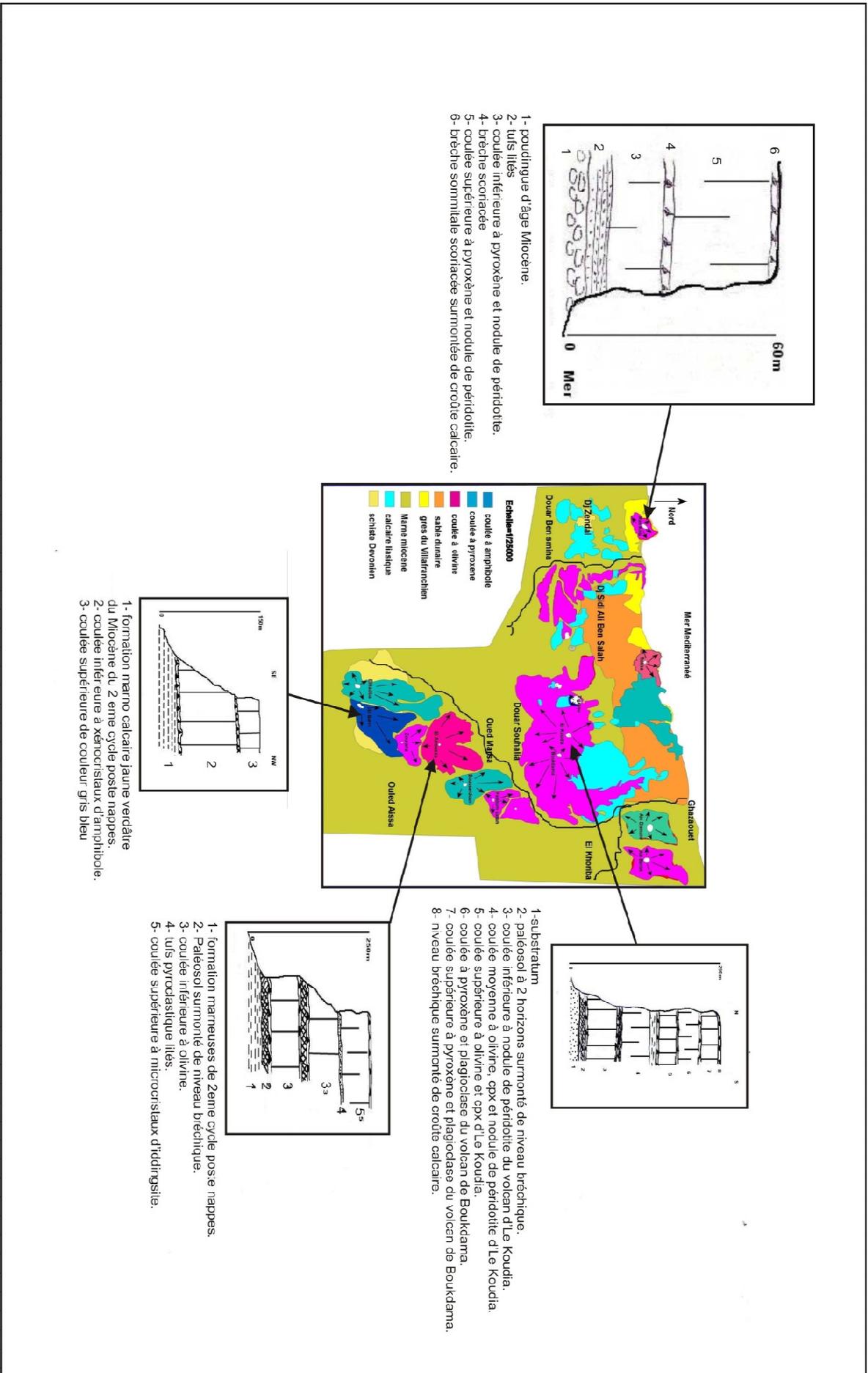


Fig. 07 : Répartition géographique des volcans de Southalia. (In Bendoukha, 2008).

I-4-3- Le massif éruptif de la Moyenne Tafna, localisé à peu près de 150 Km au Sud-Ouest d’Oran, et comprenant les secteurs de Hadjra El Kahla et de Ain Romana, situés en rive droite de la Tafna, et celui du flanc Sud de djebel Fillaoucène en rive gauche ; représenté par des coulées basaltiques alcalines reposent sur des formations du Miocène synchronappes et sont interstratifiées dans les sédiments miocènes post nappe premier cycle (**Figure, 08**).

Dans cette région, l'activité a débuté par la mise en place du dôme rhyolitique de Hammam Bou Ghrara. La coulée basaltique de Hadjerat El Kahla surmonte une coulée rhyodacitique inter stratifiée dans le Miocène post nappe premier cycle, la coulée basaltique, achève cette activité volcanique sur la rive droite de la Moyenne Tafna (**Bellon et al, 1984**).

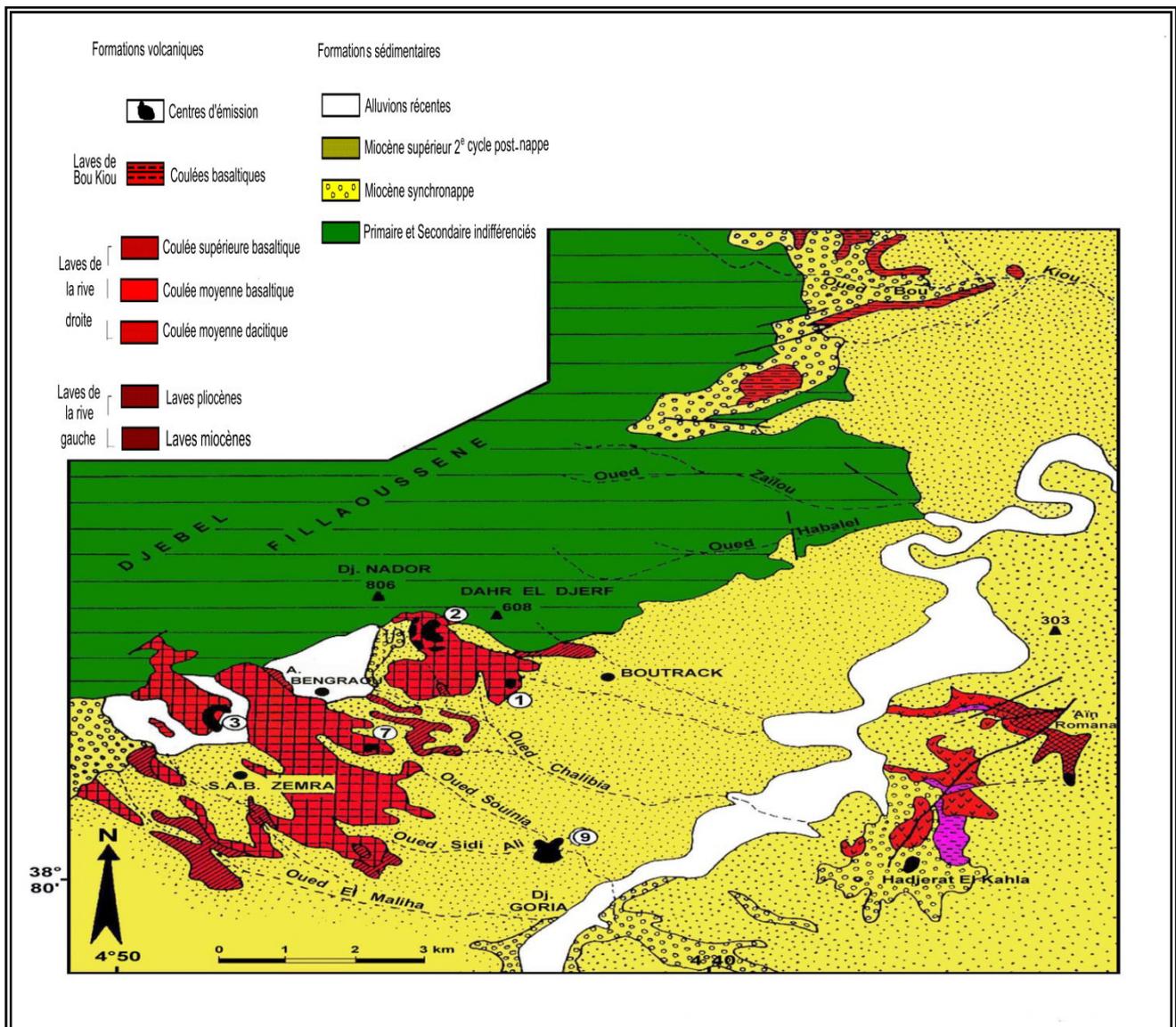


Figure 08 : Cartographie des formations volcaniques de la Moyenne Tafna.

(D’après P. Guardia, 1975)

Les manifestations volcaniques de la Moyenne Tafna ont débuté autour de 4 Ma, elles ce rapportent à quatre appareils principaux : ceux de Ain El Maâden, de Ain Fateh, de Boutrack et de Sidi Ali Benzomra. Les coulées basaltiques ont été subdivisés, en fonction de la distribution des phases minérales en trois groupes F1, F2 et F3, et qui montrent, globalement une diminution de taille des phénocristaux depuis les coulées inférieures jusqu'aux coulées supérieures (**figure 09**).

A- Groupe F1 ; englobe trois coulées rapportées aux volcans de Ain El Maâden et de Ain Fetah. Ce sont des roches microlitiques porphyriques à phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène de type augite et d'olivine.

B- Le groupe F2 ; comprend trois coulées attribuées au volcan de Sidi Ali Benzomra. Les roches montrent assez souvent le faciès « brûlures de soleil ». elles sont globalement microlitiques porphyrique à la base et contiennent très peu de phénocristaux, notamment de clinopyroxène, qui deviennent microlitique dans la partie sommitale.

C- Le groupe F3 ; est représenté par une seule coulée attribué au volcan de boutrack. La lave est à texture microlitique porphyrique comprenant des phénocristaux clinopyroxène et de plagioclase.

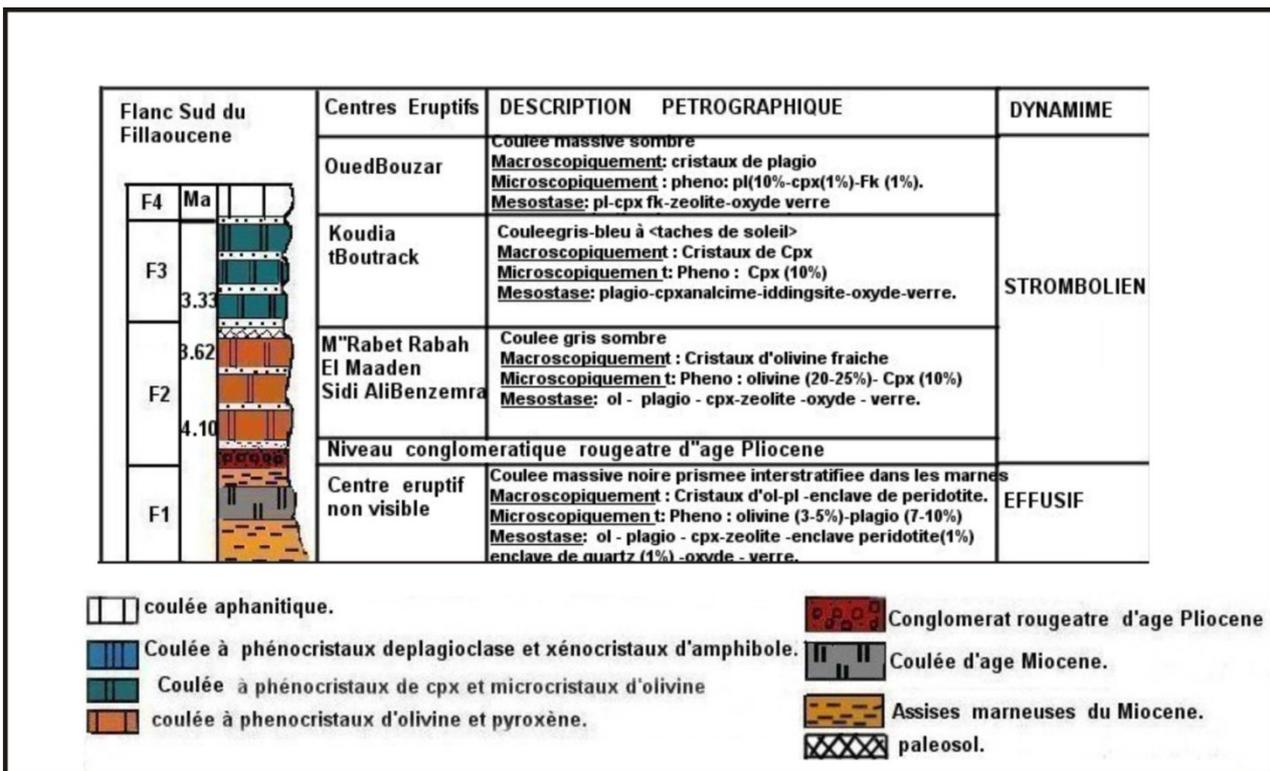


Figure 09 : Position stratigraphique des produits éruptifs du flanc Sud du Jebel Fillaoucene.

(D'après bendoukha, 2008)

I-4-4- Le massif volcanique de la Basse Tafna couvre une superficie de 200 Km² et s'étale de part et d'autre de l'enbouchement de l'Oued Tafna, depuis le Cap Sidi Mohamed El Ourdini, à l'Ouest, jusqu'à Beni Saf à l'Est. Le volcanisme est essentiellement constitué de coulées et de scories basaltiques (**Tabeliouna, 1997**). Un assez grand nombre de cônes volcaniques de type explosif sont assez bien conservés sur les deux rives de la Basse Tafna. Ce secteur se caractérise par des reliefs d'altitude modérée avec un point culminant à 403m à Djebel Aissa, et les laves prismatiques dominant par rapport aux produits pyroclastiques (**Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987**). Les formations sédimentaires sous jacentes aux émissions volcaniques sont représentés soit par des unités charriées, soit par les assises du miocène post nappe 2^{ème} cycle, soit par des marnes claires du pliocène inférieure.

Le magmatisme de ce massif semble lié à l'accident N20° transversale Tafna-Magoura (Bellon et al, 1984 ; Bendoukha, 1987).

Dans la basse Tafna, deux épisodes volcaniques se sont succédé durant cette période pliocène: Un premier épisode entre 4,7 Ma et 3,5 Ma, et un second épisode débutant à 2,7 Ma et se poursuivant jusqu'au Quaternaire.

On note dans ce secteur une légère interruption de l'activité volcanique entre 3,5 Ma et 2,7 Ma.

L'éruption du Cap d'Acra a été responsable de l'émission des premières coulées vers 4,68 Ma. Son activité volcanique est simultanée ou légèrement postérieur à celle du Kelkoul vers 4,54 Ma. A Tademaya les deux épaisses coulée que l'on pourrait rattacher au volcan du klib ont donné des âges de 2,32 Ma pour la coulée inférieure et de 2,21 Ma pour la coulée supérieure. Ces deux coulées sont séparées par un paléosol.

Le massif volcanique de la Basse Tafna est occupé par une vingtaine de centres d'émission de faible altitude. Ils se répartissent sur les rives droite et gauche de l'Oued Tafna. Ainsi, Bendoukha (1987) y distingue cinq (05) groupes pétrographiques dont deux à la base (B1 et B2) et deux au sommet (B4 et B5) correspondent à des émissions stromboliennes. Le groupe intermédiaire B3 reflète la mise en place d'éruptions phréatomagmatiques (**figure 10**).

A- Le groupe B1 ; est représenté par deux coulées sombres qui ont été émises par le volcan d'El Gloub. Ce sont des roches microlitiques porphyriques à tendance doléritiques contiennent de phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase dans la coulée inférieure à microlitiques porphyriques avec diminution remarquable de phénocristaux de mêmes minéraux.

B- Le groupe B2 ; regroupe trois coulées émises par différents centres éruptifs de la Basse Tafna. Ce sont des roches gris-noir microlitiques porphyriques à gros phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Ces coulées renferment des nodules de péridotites de 2 à 5 cm de diamètre.

C- **Le groupe B3** ; trouve son maximum de développement au niveau de l'appareil volcanique du Fort El Belinsi et il est représentatif uniquement des émissions phréatomagmatiques. Celles-ci forment essentiellement des formations volcano-sédimentaires puisqu'elles sont constituées principalement d'un mélange de particules de nature volcanique et de particules d'origine sédimentaire appartenant à différents niveaux du substrat.

D- **Le groupe B4** ; comprend jusqu'à près de trois coulées qui ont été émises par les volcans de Sidi Aissa, de Sidi Laredj (en rive gauche), d'El Kelkoul, de Biramdane et Fort El Belinsi (en rive droite). Les laves sont de couleur gris-bleuté et montrent assez souvent une structure en dalles. La texture est microlitique porphyrique à la base à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine et qui apparaissent également microlitique au sommet.

E- **Le groupe B5** ; est représentatif des produits émis par les centres éruptifs de Boukeltoum, de Tafardjoun et de Bouhamar (rive gauche), du Fort El Belinsi, de Gaadat El Ghouzlane et d'Elbradj (rive droite). Tous ces appareils ont émis jusqu'à quatre coulées chacun. Ces laves montrent une structure en dalles et sont le plus souvent microlitiques à microlitiques porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène, de feldspath (alcalins et calco-sodiques) et parfois d'olivine. Elles sont également riches en xénocristaux d'amphiboles.

F- **Le groupe B6** ; apparaît dans le volcan de Boukeltoum et le volcan de Gaâdat El Ghouzlane, ce sont des coulées bleues en plaquette aphanitique.

L'étude de différents groupes de basalte de la Basse Tafna montre une évolution texturale et minéralogique depuis les coulées inférieures jusqu'aux laves les plus récentes. Cette évolution se traduit notamment par une diminution des proportions de clinopyroxène et d'olivine au profit de feldspath.

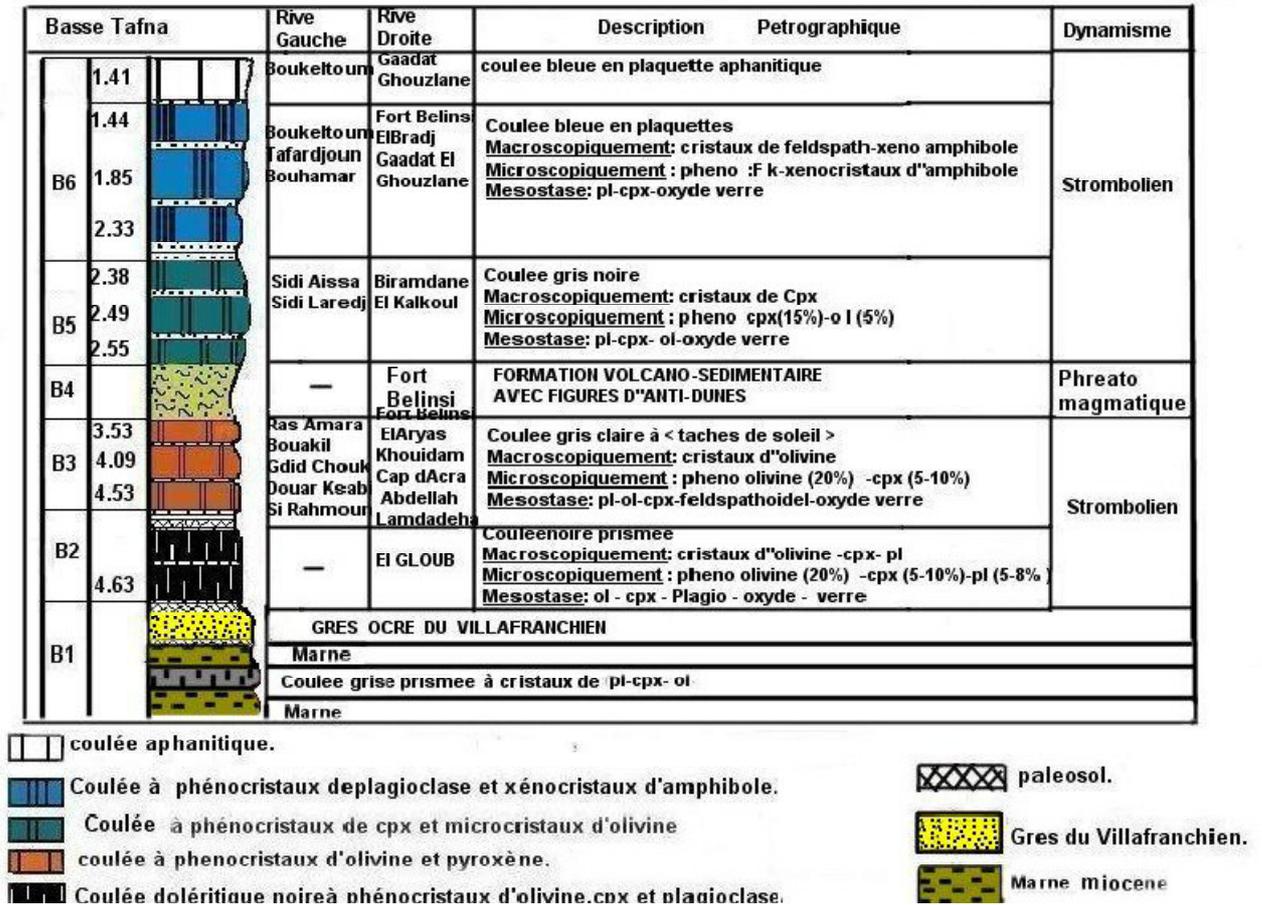


Figure 10 : Position stratigraphique des produits éruptifs de la Basse Tafna (Bendouka, 2008).

I-4-5- le massif volcanique d'Ain Témouchent :

Les manifestations volcaniques Plio-Quaternaires du complexe d'Ain Témouchent ont donné lieu à d'importants volumes de produits éruptifs qui se différencient en projections et en laves. Ces émissions ont atteint les alentours de Chaâbat 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. Elles reposent en grande partie sur les assises Néogènes du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes. Localement, notamment aux environs du Djebel Dzioua, de Koudiat Berbous et de Sidi Ben-Adda, les produits éruptifs recouvrent des récifs coralliens d'âge Messinien, tandis que les gisements volcaniques les plus méridionaux reposent sur des formations essentiellement marno-gréseuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes. Au Sud-Ouest, les coulées du volcan de Djebel Dokma semblent recouvrir des dépôts lacustres qui affleurent sur la rive droite de l'Oued Senane (figure 11).

L'activité volcanique dans ce secteur semble la plus jeune de toute l'Oranie Nord Occidentale. D'après les datations obtenus par Louni –Hacini et al (1995) et Coulon et al. (2002), les manifestations éruptives de la région d'Ain Témouchent sont Quaternaire (-1,28 à -0,82 Ma).

Néanmoins ces âges ne seraient représentatifs que l'activité volcanique la plus récente. **Zerka (1991)** et **Tabeliouna (1997)** avaient déjà observé, dans cette région, des émissions stromboliennes et un épisode phréatomagmatique plus anciens qui n'ont pas encore fait l'objet d'étude radiochronologique.

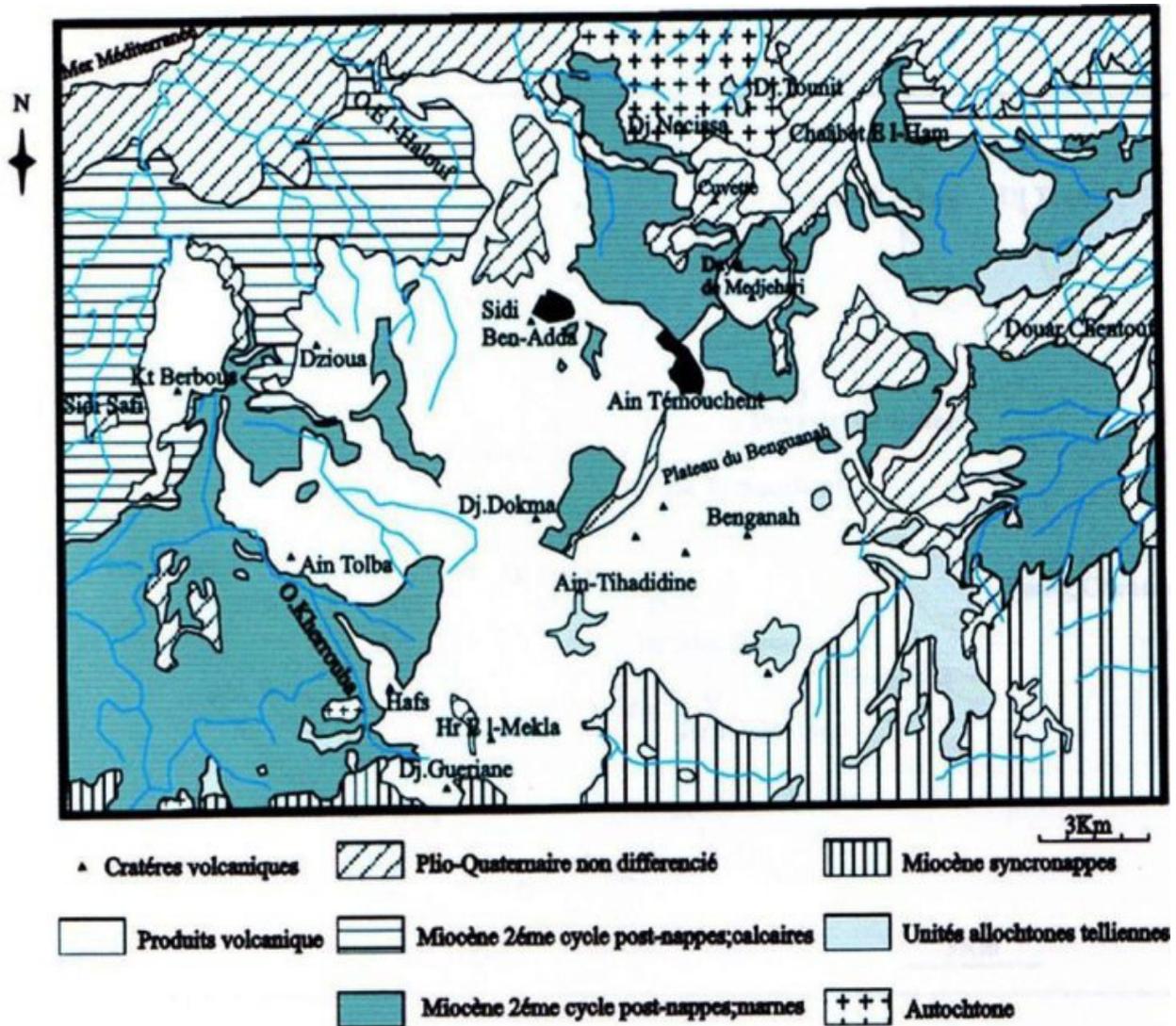


Figure 11 : carte géologique du massif d'Ain Témouchent (in Mégartsi, 1985)

Le complexe volcanique d'Ain Témouchent compte près de 22 appareils volcaniques (**Sadran 1958**, **Mégartsi, 1985**, **Bendoukha, 1987** ; **Zerka, 1991** et **Tabeliouna, 1997**) qui semblent s'aligner, selon des directions atlasiques, en volcans septentrionaux (Dayet El-Medjahri, Sud de Djebel Necissa, Sidi Ben Adda, Djebel Dzioua, et Koudiat Berbous), centraux (Argoub El Ham, Koudiat Zenzla, Koudiat Meharik, Djebel Dokma, Hammar Ank Djemel, Hamar S'nidig) et méridionaux (Djebel Hafsa, Djebel Guerriane, Hammar Makla, Hamar Tizi).

Les appareils éruptifs sont généralement bien conservés. Ils montrent une morphologie assez variée en dômes scoriacés ou en enceintes circulaires à sub-circulaires entourant une cuvette ou daya et formant de larges cratères tels ceux du Benghana, de Sidi Ben adda ou encore Djebel Dzioua. Les produits émis sont très importants en volume et se différencient en coulées, brèches volcaniques et formations volcano-sédimentaires. La plupart des appareils ont émis au moins une coulée chacun.

Globalement, les produits éruptifs du secteur d'Ain Témouchent peuvent être ainsi subdivisés en quatre groupes pétrographiques correspondant pratiquement chacun à un des trois épisodes dynamiques qui se sont déroulés dans la région (**figure 12**).

A-Le groupe T1 ; rassemble les produit émis par les volcans de Hammar Kermous En-Sara, de Hammar Tizi, de Djebel Dokma, Dayet El Mdjahri, de Hammar Brarcha, de Djebel Nécissa, de Koudiat Berbous, de Djebel Gueriane et de Hammar Makla. Il comprend globalement une à deux coulées associées le plus souvent à des brèches volcaniques. Les laves sont gris noir, à texture microlitique porphyrique et renferment des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase.

B-Le groupe T2 ; est caractérisé par une formation volcano-sédimentaire correspondante aux émissions de nature phréatomagmatique de la région. Cet ensemble est bien représenté au niveau des volcans du Benghana, de Koudiat Berbous, de Hammar Sniding, de Djebel Dokma, de Hammar Brarcha, de Djebel Tzioua et de Sidi Ben adda. Cette formation volcano-sédimentaire est formée essentiellement par des alternances rythmique de tufs à lapillis, de cinérites, de cendres et de tuffites. Elle est limitée à son sommet par un paléosol sur lequel sont venus se mettre en place d'autres produits éruptifs de nature strombolienne et représentatifs du groupe T2.

C-Le groupe T3 ; correspond à la reprise de l'activité strombolienne dans le secteur d'Ain Témouchent. Il est bien représenté au niveau des volcans du Benghana, de Koudiat Berbous, de Hammar Ank El Djemel, de Djebel Dokma, de Hammar El Matmar, de Djebel Tzioua et de Sidi Ben adda, de Argoub El Ham, de Koudiat Zenzela, de Koudiat Mharik, de Hammar El Makla et de Djebel Gueriane. Ce groupe comprend au maximum deux coulées associées à des brèches volcaniques. Les laves sont gris bleu, aphyriques ou microlitiques porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase. De gros xénocristaux de sanidine peuvent également apparaitre dans certaines coulées.

D-Le groupe T4 ; comprend les produits rejetées par les volcan de Benghana, , de Hammar Sniding, de Djebel Tzioua, Dayet Medjahri et de douar Chafa. Il englobe une coulée massive renferme des phénocristaux de plagioclase.

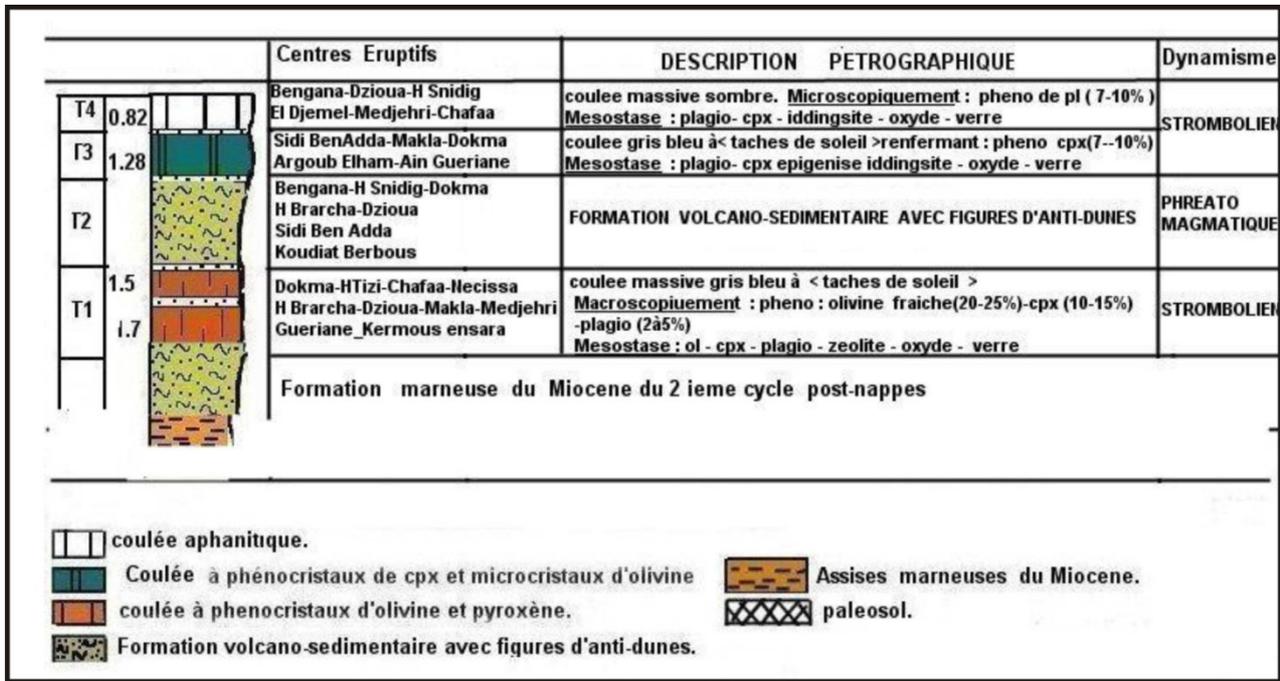
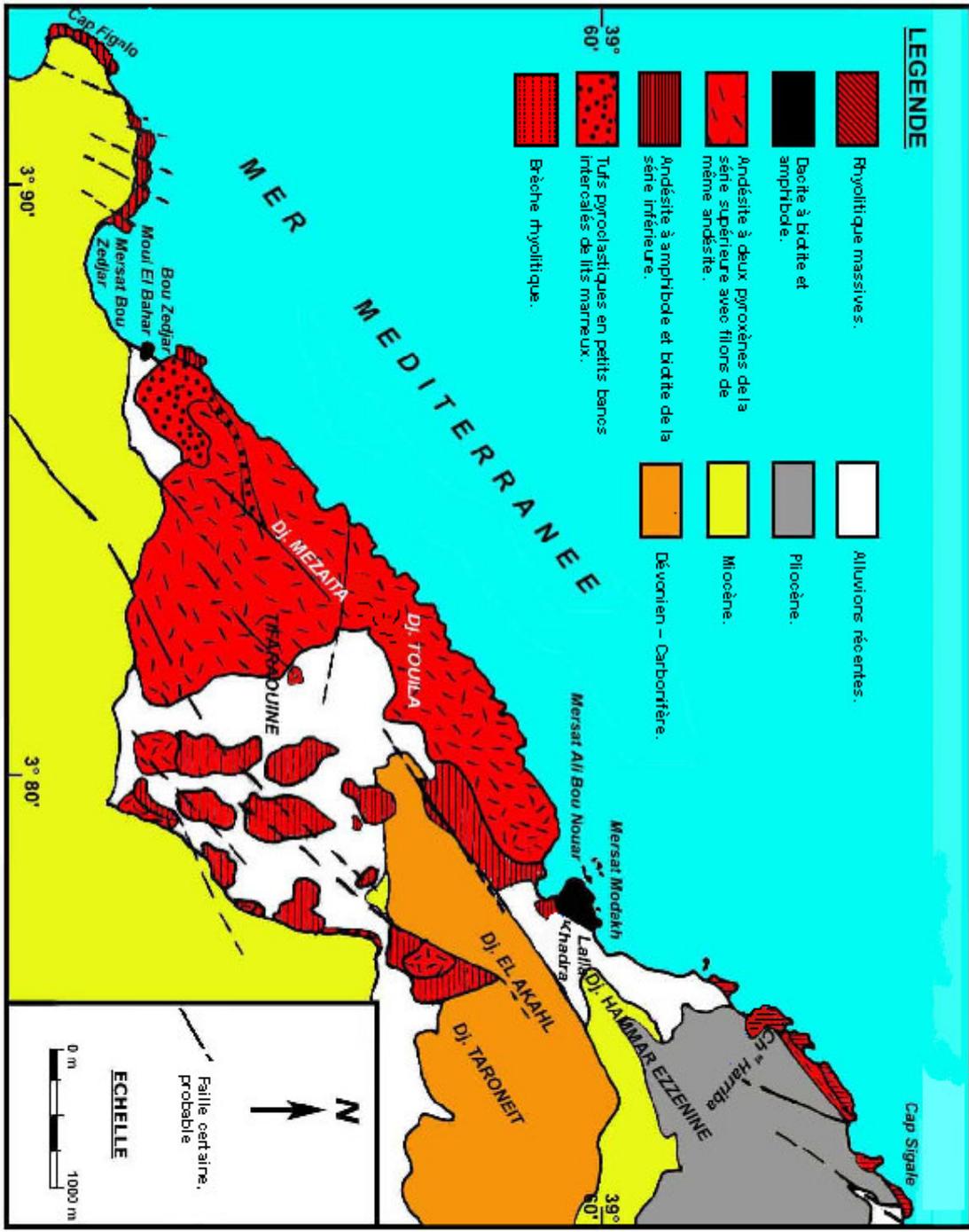


Figure 12 : Position stratigraphique des produits éruptifs du massif d’Ain Temouchent.
(d’après Bendoukha, 2008)

I-4-6- Le Sahel d’Oran s’étend depuis le Cap Figalo à l’ Ouest jusqu’au Cap Sigale à l’Est, est limité au Nord par la mer Méditerranée, au Sud par la sebkha, à l’Est par le Murdjadjo et s’étend jusqu’aux environs l’Oued El Melah (**figure 13**). Des roches volcaniques de nature variées, **Mégartsi (1985)** a dénombré (03) groupes (**figure 14 a, b et c**) ; des andésites, des dacites et rhyolites, affleurent sur une bande étroite (pas plus de 5km de large) longeant la côte. Ces roches généralement en contact avec les sédiments miocènes (à faible pendage S-E), apparaissent sous forme de dômes (Cap Figalo), de dykes (Moul El Bahr, Lalla Khadra) ou de coulées et de pyroclastites émises par le volcan du Tifaraouine. Il existe des affleurements de roches volcaniques que l’on peut rattacher à des appareils plus ou moins démantlés. Dans ce secteur les datations montrent que les émissions volcaniques se sont produites de manière régulière et sans interruption lors de la période allant de 11,70 Ma à 9 Ma.

Les andésites sont prédominantes (70% du volume des laves épanchées) et correspondent à la première phase éruptive de la région vers 11,70 Ma. .

L’activité volcanique a débuté dans le Tifaraouine par l’émission d’andésites à pyroxènes et amphibole a été daté à 11,70 Ma. Ce dôme est surmonté par des lambeaux de coulées andésitiques (andésites à Cpx et Opx seulement) d’âge 11,41 Ma. L’ensemble de ces blocs de coulées associés à des pyroclastites sont emballés dans des marnes tortoniennes.



La deuxième éruption volcanique s'est produite dans le Tifaraouine. Elle se caractérise par une énorme accumulation de brèches andésitiques renfermant des lambeaux de coulées et recoupées par endroit par des filons de direction EW et NS. Les âges obtenus sont de 10,52 Ma pour les andésites hydroxylées (andésites à amphibole) et de 10,42 Ma pour les andésites à Cpx et Opx.

L'émission de laves andésitiques s'est achevée dans le Sahel d'Oran par la mise en place du dyke du Cap Figalo. Cette intrusion accompagnée de brèches andésitiques et de tuf rhyodacitique est recouverte par les marnes Tortoniennes et les calcaires Messiniens.

Dans le Sahel d'Oran cette deuxième phase éruptive se traduit par l'émission de laves dacitiques dans les secteurs de Moul El Bahr et de Lalla Khadra.

Ainsi à Moul El Bahr, les sédiments quaternaires ayant recouverts toutes les formations miocènes, il est très difficile d'observer les contacts entre ce filon et ces formations miocènes. La datation de filon a donné un âge de 10,2 Ma.

Le dyke dacitique de Lalla Khadra de 190 m d'altitude traverse les marnes du premier cycle post nappe qu'il métamorphose légèrement sur plusieurs cm. L'âge de ce piton est de 9,79 Ma pour la partie inférieure du dyke et de 9,40 Ma pour la partie supérieure. Les émissions rhyolitiques dans le secteur de Chabet Harriba sont contemporaines des émissions andésitiques du Djebel Touila. Elles correspondent à des dykes rhyolitiques traversant les formations marneuses du miocène post nappe premier cycle.

Les îles Habibas situées à 10Km environ de la côte au nord de la Marsa Madakh sont essentiellement constituées par des dacites et des rhyolites. Ces formations volcaniques sont arrivées à la surface à la faveur de fractures de direction atlasique (N130 et N40).

L'activité volcanique dans cette île a débuté par la mise en place du complexe dacitique cet ensemble très démantelé est représenté par quelques filons peu développés et de brèches entrecoupées par endroit par des lambeaux de coulées.

Ces formations dacitiques sont surmontées par des marnes vertes à gypse dont l'âge serait du Tortonien supérieur. Ces marnes renferment des éléments de laves noirâtres provenant probablement du complexe dacitique.

L'éruption rhyolitique dont l'essentiel de l'activité est explosive donne un âge de 11,27 Ma. Ces émissions sont constituées en grande partie par des tufs rhyolitiques à caractère bréchiq, traversés par des dykes composés par plusieurs laves.

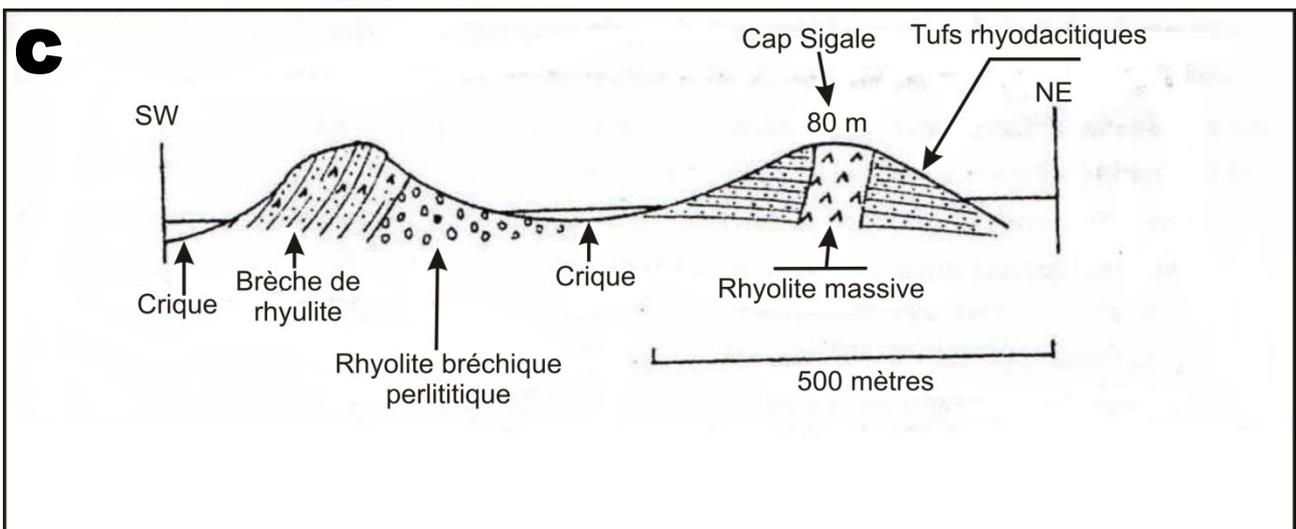
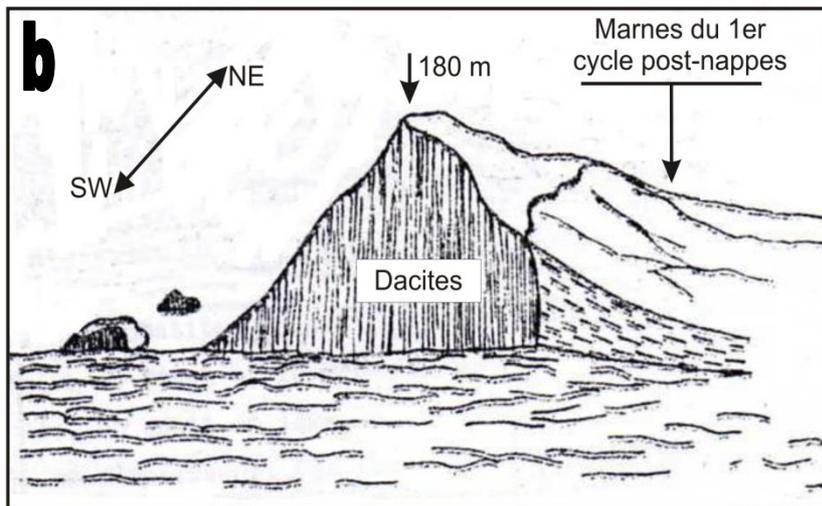
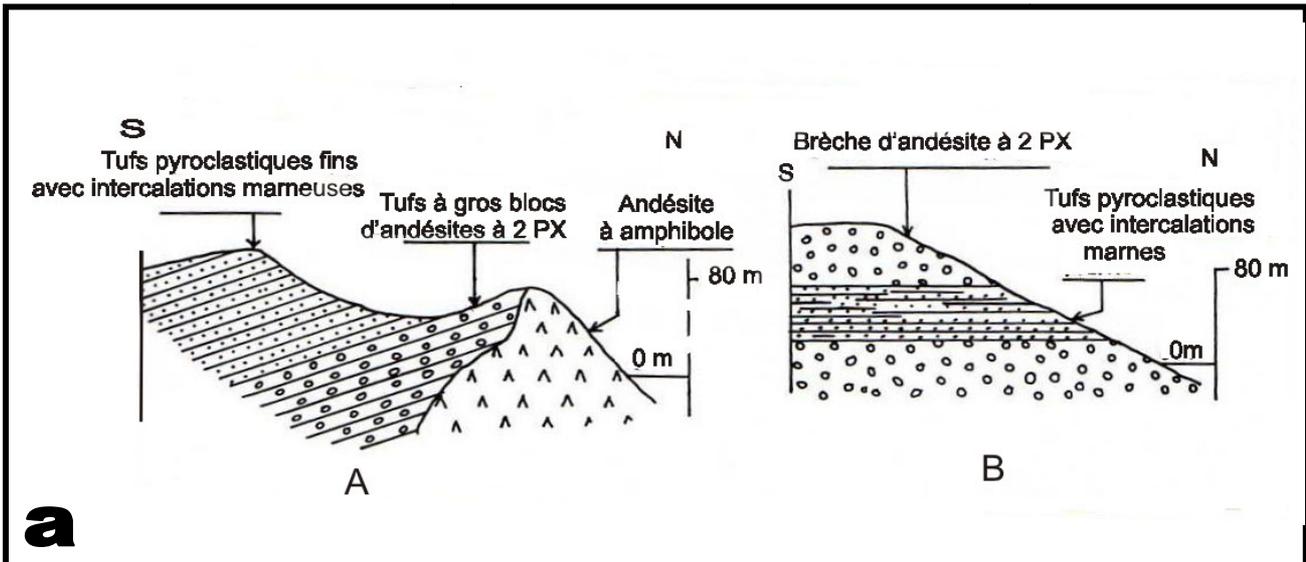


Figure 14 : Coupes géologique simplifiées dans le sahel d’Oran (a ;secteur de Bouzedjar, b ; le pointement dacitique de Lala Khadra et c ; le secteur de Cap Sigale) (Mégartsi, 1985).

I-4-7- Le secteur volcanique de Mohammadia :

A- Situation géographique :

Le secteur d'étude s'intègre dans le bassin néogène du Bas-Chelif lequel se situe dans la partie médiane de la chaîne alpine d'Afrique du Nord. Il se présente sous forme d'une gouttière, orientée généralement ENE-WSW, d'une longueur qui peut atteindre 200 km et une largeur de 60 km (**Rouchy, 1982**). Ce bassin s'inscrit dans un quadrilatéral limité au Nord par les massifs côtiers d'Oran (Djebel Murdjajo), les massifs d'Arzew et les massifs de Dahra. Au Sud, il est bordé par les Monts de Tessala, Ouled Ali, les Béni Chougrane et les Monts de l'Ouarsenis. Vers l'Est, les massifs de Béni Menacer délimitent ce Bassin et par l'Oued Tafna et le plateau d'Ain Témouchent à l'Ouest. Il s'organise morphologiquement, dans sa partie occidentale, en deux zones déprimées longitudinales : les plaines sublittorales, au Nord, et les plaines intérieures au Sud (**Figure 15**).

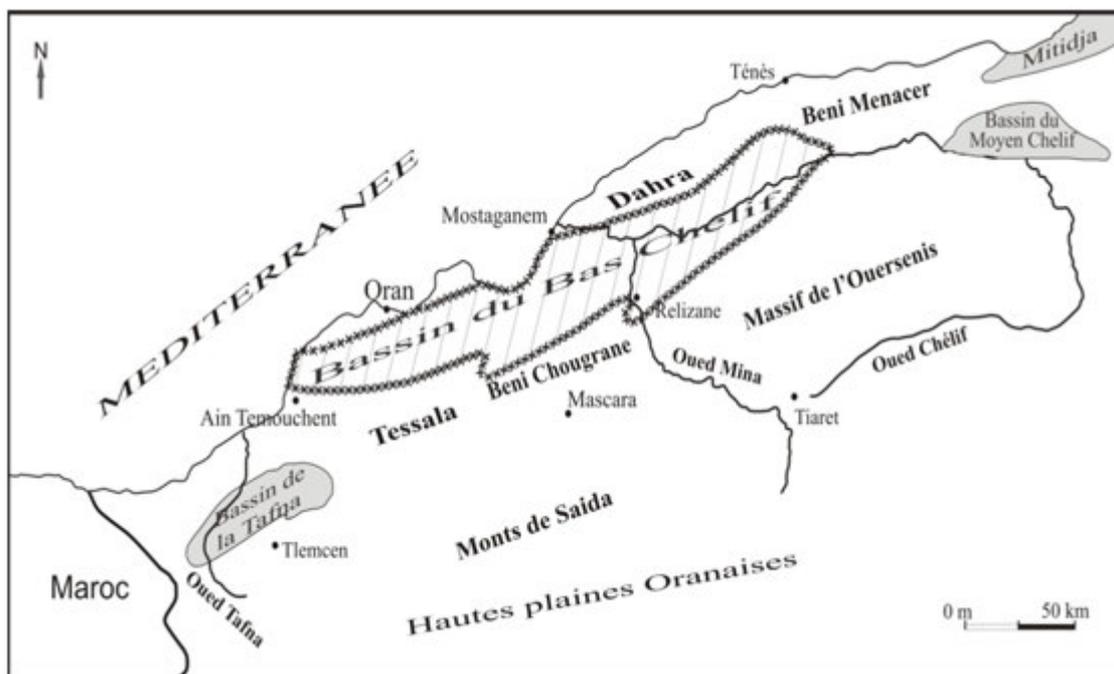
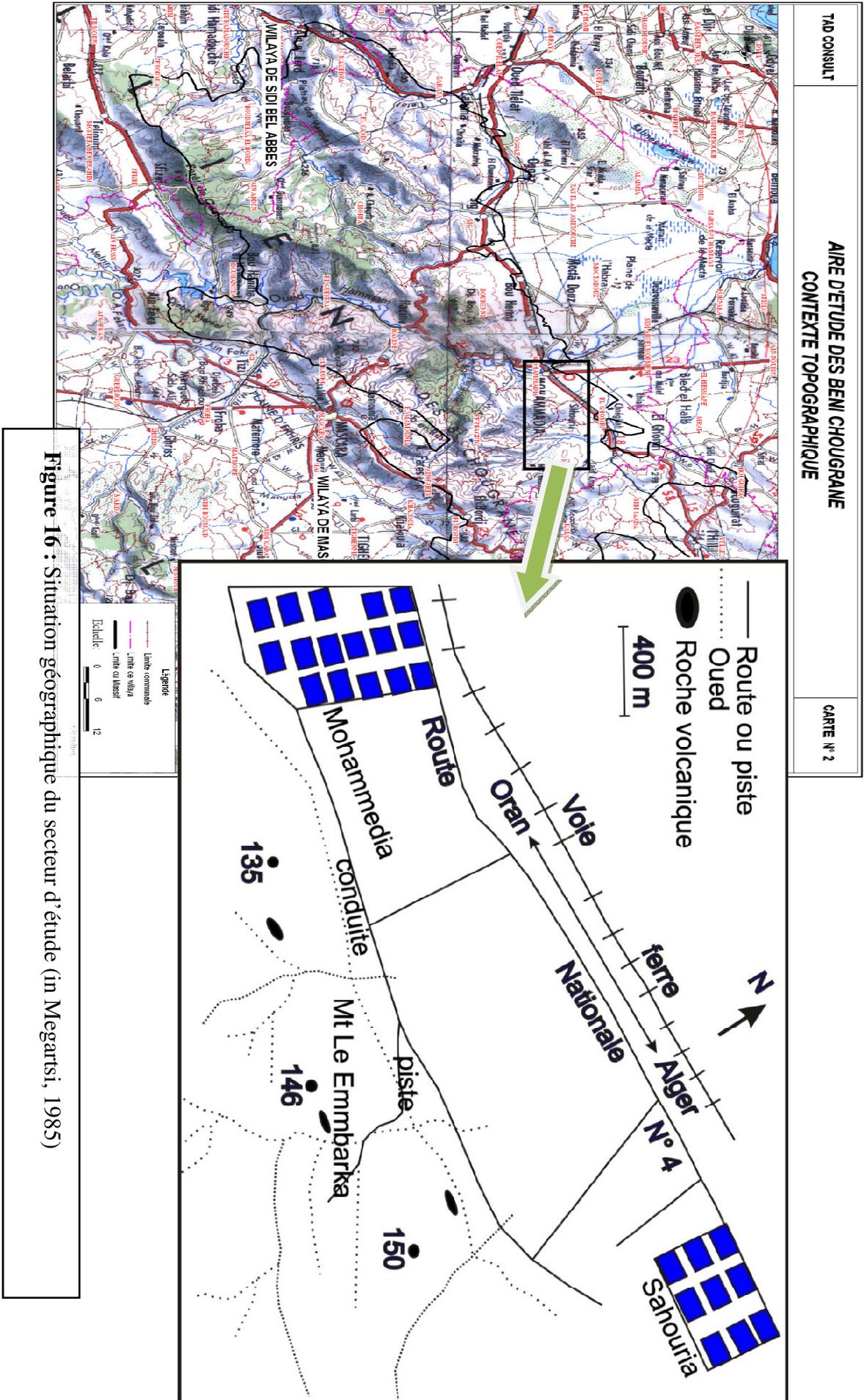


Figure 15 : Situation géographique générale du bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957).

Le centre volcanique de Mohammadia situé à environ 80 Km au Sud-Est d'Oran situé dans la partie Nord-occidentale des Beni Chougrane, sur les confins méridionaux de la plaine de Habra entre Oued Attache et Oued Habra (**figure 16**). Les roches basaltiques de Mohammadia affleurent au voisinage de Sahouria de couleur gris-noir associées à des brèches et des tufs entre des niveaux de gypse connus dans cette région comme représentatifs du Messinien et des bancs d'une série marno-gréseuse attribuée au Pliocène (**Perrondon, 1975 ; Megartsi, 1982**).



B- Cadre géologique :

Le Bassin Néogène du Bas Chéelif correspond à un Bassin intra-montagneux (**Thomas ,1985**) d'une direction WSW-ENE, Syn-orogénique lié aux phases paroxysmales de l'orogénèse alpine (**Perrodon, 1957**).

Le remplissage de ce bassin se fait par des formations d'âge Mio-plio-quaternaires discordantes sur un substratum schisteux d'âge Crétacé (**Perrodon, 1957**), ces formations sont fortement plissées selon la direction NE-SW, alors qu'elles sont sensiblement faillées suivent la direction E-W.

Ce Bassin est très subsidient et délimité par des terrains d'âge Secondaire «Nummulitique» plissés, qui restent immergés pendant le Néogène (**Thomas ,1985**).

Le Miocène du Bassin du Bas Chéelif présente un cycle complet caractérisé généralement par une sédimentation continue au centre du bassin et qui présente des interruptions sur les marges dues aux jeux de la tectonique Alpine (**Rouchy, 1982**).

Ce cycle comprend deux périodes, le Miocène est comprend ;

- Miocène inférieur transgressif (Burdigalien) ce miocène est marqué par une légère régression de la mer vers la fin et discordant sur les terrains antérieurs du crétacé. Il comporte des conglomérats et des grès marins et correspond au Miocène post-nappes défini par (**Guardia, 1975**).

- Miocène supérieur (Vindobonien) qui se débute à la base du Tortonien d'après **Delteil (1974); Guardia (1975)**. Ce Miocène est matérialisé par une nouvelle transgression progressive qui a donné à deux types de bassin : les uns marins et les autres continentaux.

- Miocène terminal a connu une période de sur salure favorisant d'important phénomènes évaporitiques.

Et le cycle Pliocène est représenté par une sédimentation marneuse et, reposant sur les formations précédentes. Ce cycle débute par une transgression sur les dépôts antérieurs et s'achève par une régression qui provoque l'installation d'une sédimentation continentale.

Du point de vue magmatisme, le bassin du Bas Chéelif présente des affleurements volcaniques importants d'âges Serravalienn (-18 et -12 Ma) (**Bellon et Guardia, 1980**). Cet âge a été déduit pour les produits pyroclastiques fines (cinérites) de Bouhanifia situées à quelques Km au sud de Mohammedia. En fait le maximum de l'activité volcanique semble se rapporter au premier cycle, mais la présence de cinérites dans les marnes bleues du second cycle post-nappes Miocène indique que cette activité s'est poursuivie jusque là.

Il ressort ainsi que les éruptions sont ainsi contemporaines de l'établissement du bassin post-nappes et sont donc liées à son développement.

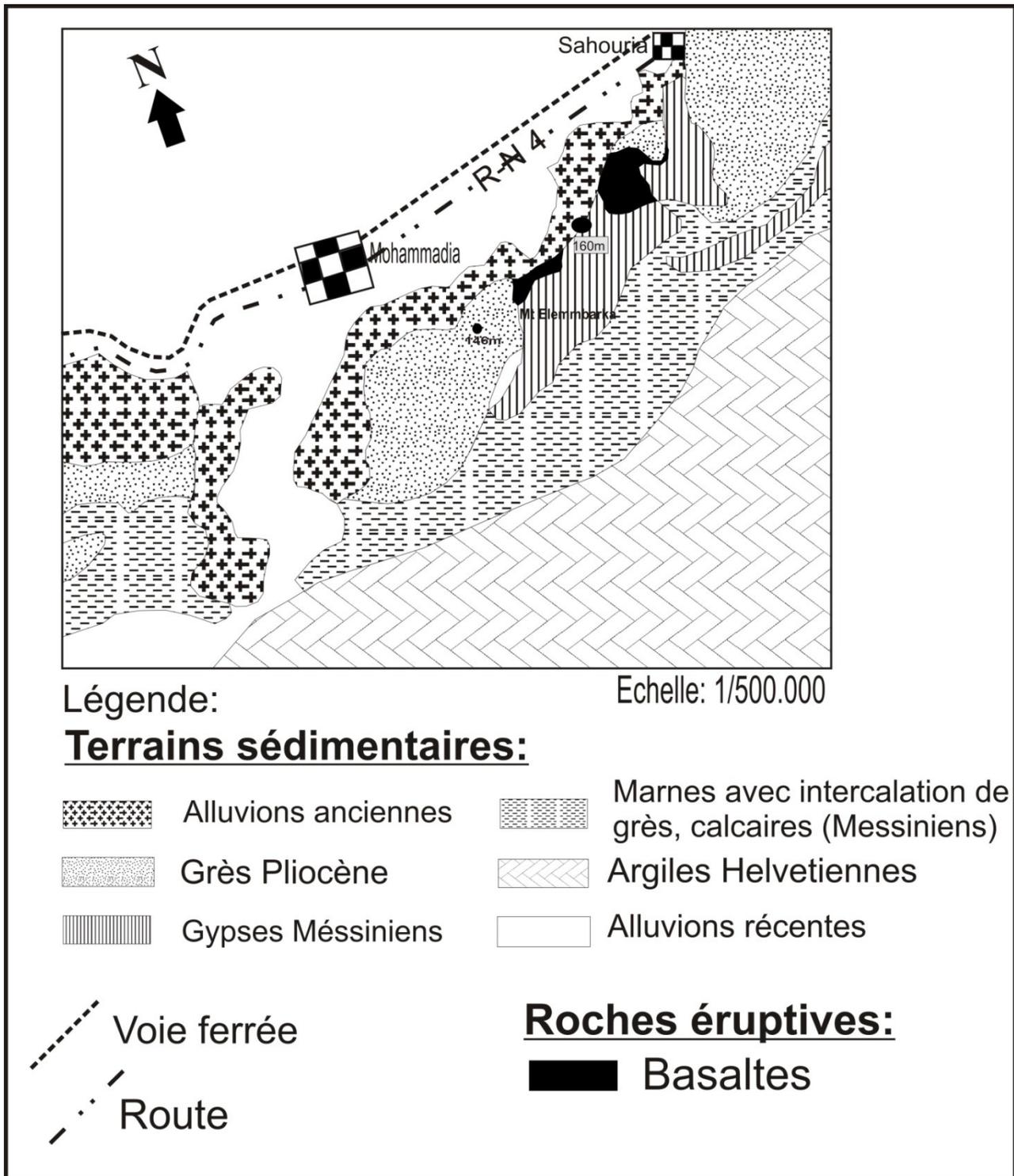


Figure 17 : Carte géologique détaillées de la région de Mohammadia (Benali, 2001).

C- Etude volcanologique :

Nos investigations de terrain nous ont permis de reconnaître dans le secteur de Mohammadia des produits éruptifs représentés par des émissions effusives et explosives. Les laves s'individualisent en deux coulées et un dyke, les pyroclastites sont des bèches volcaniques et des tufs (**Figure 18**).

Les recouvrements importants des sédiments Plio-Quaternaires ne permettent pas d'apprécier la morphologie du volcan de Mohammadia, seule une brèche volcanique à éléments métriques peut témoigner de la proximité d'un centre d'émission qui est situé juste à la sortie Est de la ville de Mohammadia. Les produits volcaniques de ce centre éruptif sont représentés par :

- Les Brèches:

Elle affleure nettement dans la châaba située juste sous la colline d'El Emmarka au NE du point 146m à la faveur d'entaille, de petit ravin creusé sur le flanc de cette dernière; elle constitue la partie la plus importante des produits volcaniques émis par ce volcan sur une épaisseur de 20 m. Elle est composée d'éléments scoriacés dont des bombes en fuseau de taille métrique, qui sont intercalées dans une série sédimentaire dont les bancs de direction NE-SW sont redressés à la verticale (**figure 18**).

- Tufs I:

Présentent une épaisseur de 5 mètres de couleur beige à éléments grossiers, ils reposent directement sur la brèche volcanique et ne présentent pas de litage.

- Tufs II:

Présentent une épaisseur de 10 mètres, de couleur beige à éléments moyens, reposent sur la coulée inférieure. Ils ne présentent pas de litage.

- Les coulées :

Deux coulées ont pu être définies (**figure 19**). Leur superposition n'est pas directe. Leur distinction en coulée inférieure et supérieure s'est effectuée sur la base de leur position relative par rapport à la topographie. Les épaisseurs de ces coulées sont difficiles à apprécier à cause de la discontinuité des affleurements et des lacunes de visibilité au niveau des contacts inférieurs et supérieurs avec les formations sédimentaires voisines. Cependant, nous estimons la puissance de chaque coulée entre 15 et 20 m environ ; ces coulées sont gris noir à brun rouge, elles sont scoriacées à la base et au sommet, les parties centrales peuvent être massives, structurées en boules,

débitées en pelure d'oignons ou encore débitées en dalles à plongement SE (**figure 21**); les parties sommitales des coulées sont très véhiculées, des produits soufrés remplissent partiellement et/ou totalement les vésicules. Ces basaltes sont de couleur gris-noir, renferment des phénocristaux de pyroxène et d'olivine altéré de taille compris entre 0.5 et 1 cm de long

- **Dyke:**

L'affleurement du dyke apparaît au voisinage de la coulée inférieure sous le point 160m (**figure 20 et 22**). Il semble la recouper parce qu'il est situé à un niveau plus élevé.

Tous ces produits volcaniques sont couverts par des grès pliocènes.

(Une étude pétrographique détaillée de chaque élément fera l'objet du prochain chapitre.)

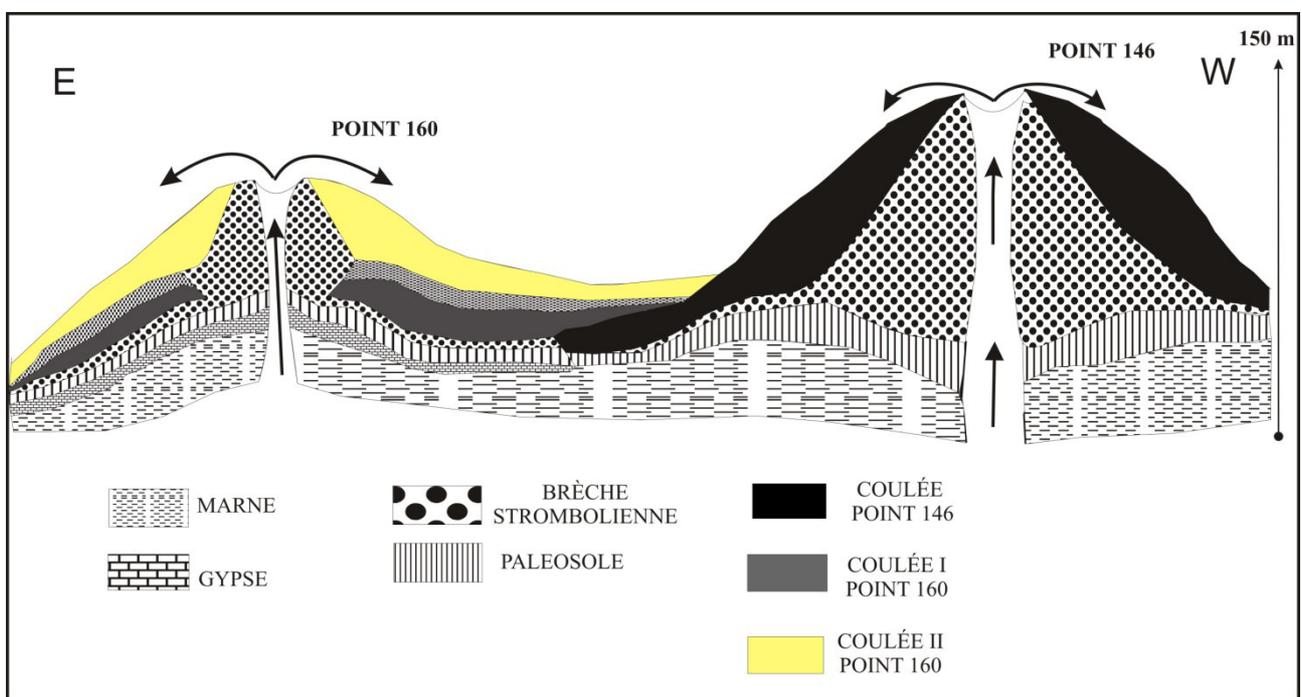


Figure 18 : Coupe longitudinale reliant le volcan du point 146 et le volcan du point 160

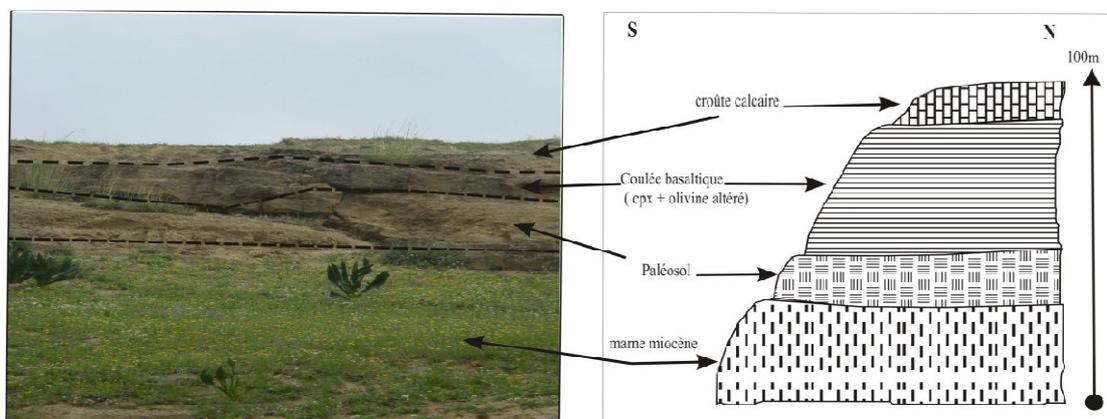


Figure 19 : coupe du flanc Nord du point 146.

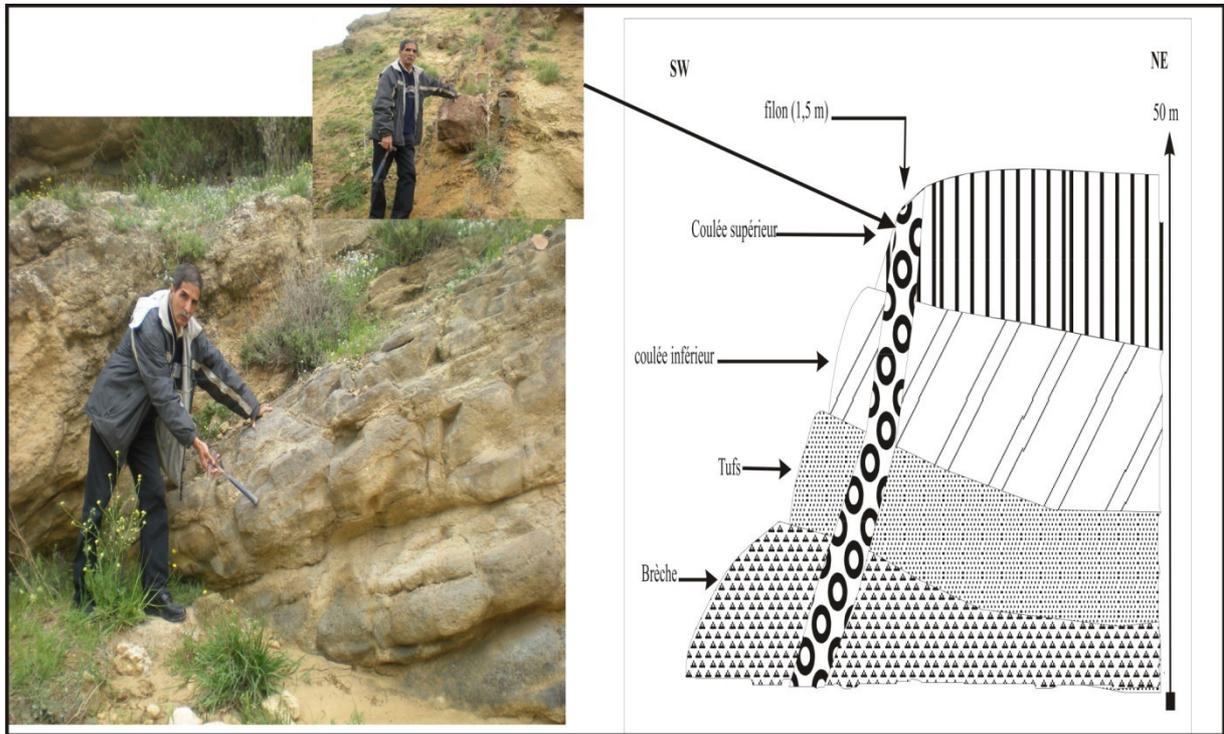


Figure 20 : coupe du Flanc Sud du point 160.

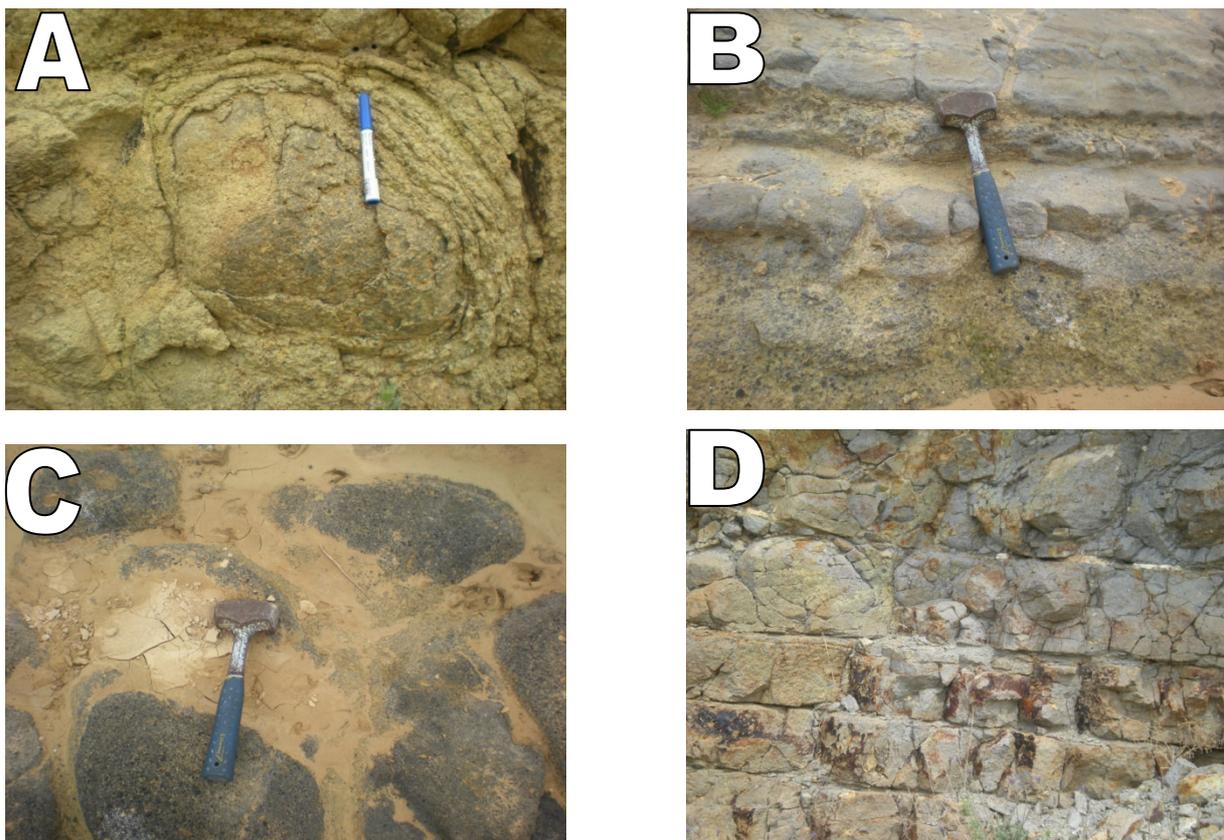


Figure 21 : Les différentes structures de la mise en place des laves basaltiques de Mohammedia (A et C structure de pelure d'oignons, B et D structure en dalle)



Figure 22 : Photo représentative d'un dyke dans la région de Mohammadia « le point 160 ».

D- Dynamisme de l'appareil volcanique de Mohammadia :

Un épisode volcanique majeur a marqué la région de Mohammadia. Celui-ci est de type strombolien, il est caractérisé par l'alternance des produits de projections (bombes, scories, tufs) et l'épanchement de deux coulées.

L'observation détaillée des produits volcaniques et leur mise en place ont permis de mettre en évidence les différentes étapes de cette éruption mixte qui a connu deux explosions successives :

La première provoquée par la montée du magma a donné naissance à la brèche volcanique, les tufs et la première coulée dite inférieure.

La deuxième explosion qui lui a succédé, se traduit par la formation de tufs suivis par la deuxième coulée dite supérieure. Ces différentes étapes sont schématisées sur **figure 23**.

E- Conclusion :

Lors des éruptions volcaniques de Mohammadia, deux types de produits ont été mis en évidence :

- Produits de la phase explosive qui s'individualisent en brèche volcanique à éléments métriques et des bombes en fuseau et des tufs.
- Produits de la phase effusive qui ont donné deux coulées de couleur gris-noir à brun-rouge et un dyke. Selon la nature de ces produits et leurs positions, on a pu définir un dynamisme strombolien.

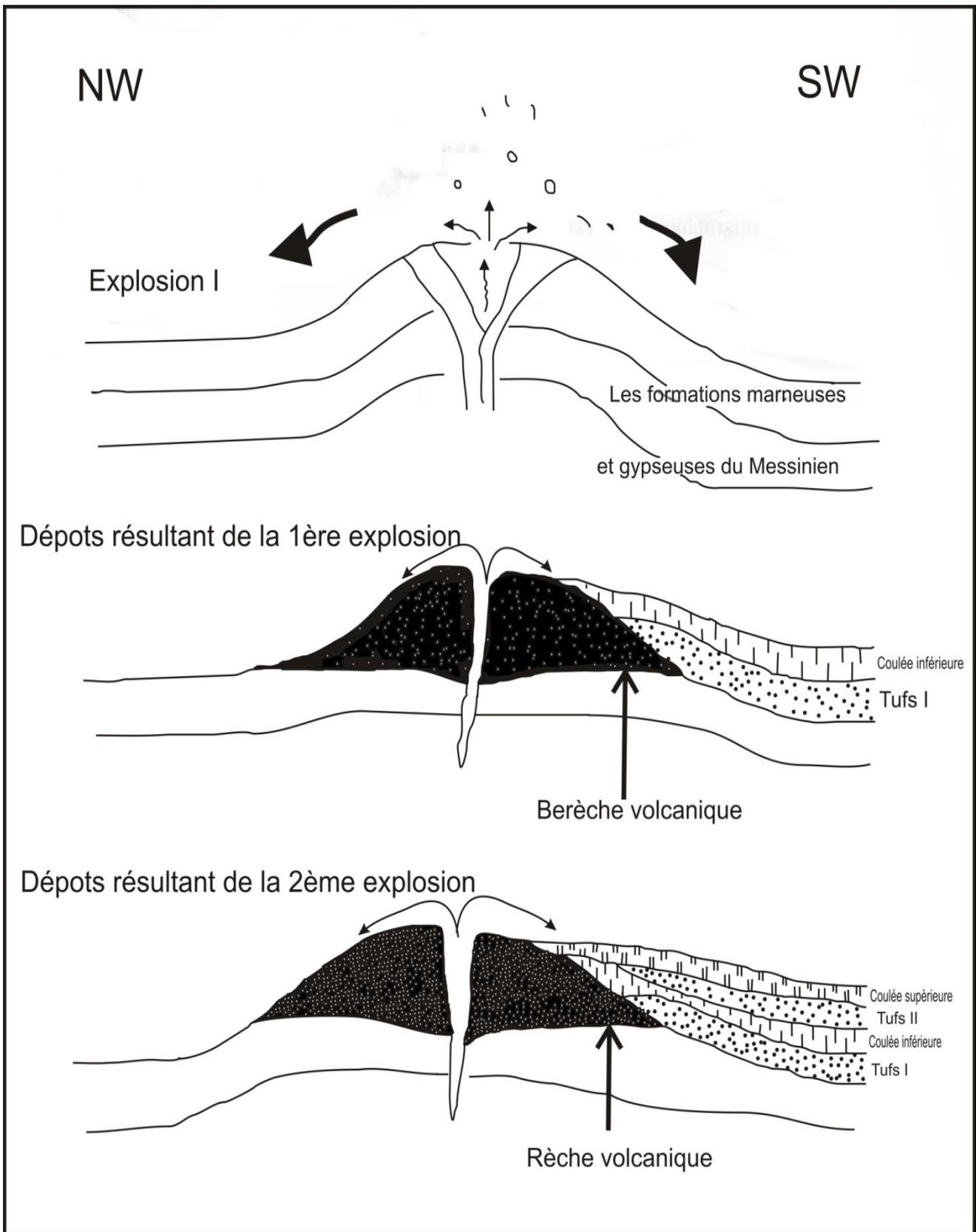


Figure 23 : Les différentes étapes de l'éruption mixte de Mohammadia (Benali, 2001)

I-5- Géochronologie :

En Oranie Nord-Occidentale, le magmatisme Néogène à Quaternaire n'est représenté que par des émissions volcaniques (**Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Megartsi, 1985**). Les âges de mise en place ont été déterminés d'abord de manière relative, sur la base de critères stratigraphiques se rapportant aux formations sédimentaires qui encadrent les roches effusives.

Par la suite, des études géochronologiques appuyées par des données radiométriques sont venues détailler les âges des émissions volcaniques d'Oranie. Les travaux effectués sur les laves de l'Oranie par (**Bellon et Brousse 1977 ; Bellon et Guardia, 1980 ; Louni-Hacini et al, 1995 ; Coulon et al, 2002**) concernant les datations isotopiques (K/Ar) ont permis de dater à 10,70 Ma les formations du Sahel d'Oran et à 7,9 Ma celles de M'sirda. Les vastes plateaux de basaltes alcalins de la Basse Tafna, des Souahlia, du flanc Sud du Fillaoussène et d'Ain Témouchent correspondent à des laves plio-quaternaires (5,16 à 1,45 Ma).

Ainsi, les émissions d'âges Plio-Quaternaire se rapportent aux complexes volcaniques de la Moyenne Tafna (rive gauche), des Souahlia, de Basse Tafna et d'Ain Témouchent. Dans ce dernier secteur, les âges de -0,82 à - 1,28 Ma, obtenus par (**Louni-Hacini et al., 1995 et Coulon et al., 2002**), ne seraient représentatifs que des toutes dernières manifestations effusives de ce secteur (**Tableau 02**). Certaines émissions volcaniques paraissent plus anciennes et n'ont pas encore été datées (**Zerka, 2004**).

L'étude de la datation K/Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie (Louni et al., 1995) a permis de distinguer trois ensembles volcaniques mis en place à des périodes successives :

- Le premier groupe comprend des andésites, des dacites et des rhyolites d'affinité calco-alcaline. L'âge de mise en place de cet ensemble se situe entre 11,7 et 7,5 Ma.
- Des laves alcalines d'âge compris entre 3,62 et 0,88 Ma affleurent dans la moyenne Tafna (flanc sud du Fillaoussène) dans les M'sirda, dans la Basse Tafna, les Souahlia et dans la région d'Ain Témouchent.
- Entre ces deux ensembles, les laves de la Moyenne Tafna montrent des caractères géochimiques intermédiaires entre les laves calco-alcalines et les laves alcalines. Les âges de ces laves de transition oscillent autour de 8 Ma.
- Les études entreprises à l'échelle du bassin du Bas-chelif montrent que le volcanisme débute avant le Messinien (**Bellon et Guardia, 1980**).
- Il ressort ainsi que les éruptions sont ainsi contemporaines de l'établissement du bassin post-nappes et sont donc liées à son développement.

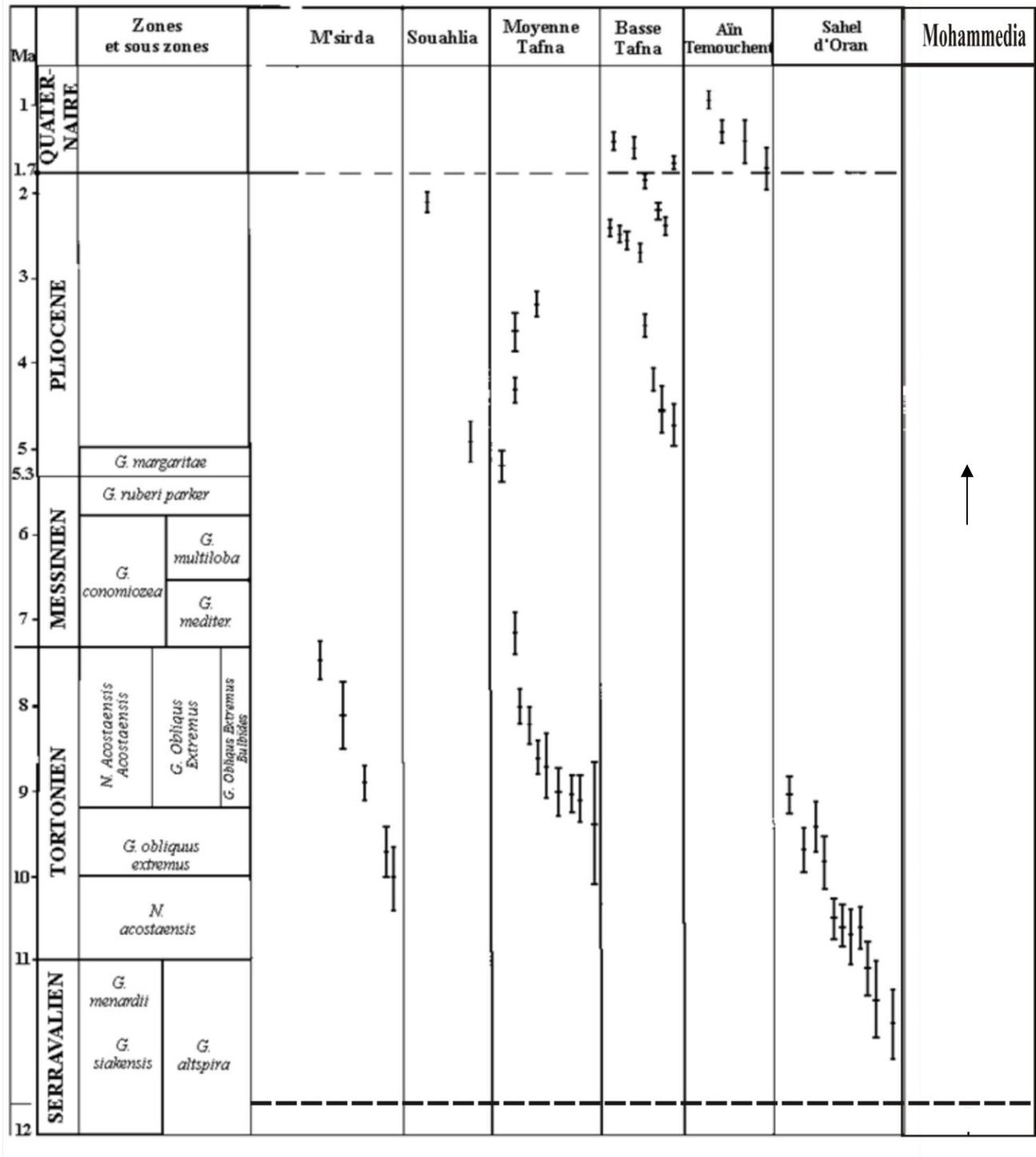


Tableau 02: Récapitulatif des âges de l'activité volcanique Plio-Quaternaire en Oranie Nord-Occidentale (Bellon et Guardia,1980 ; Louni Hacini et al., 1995 ; Coulon et al., 2002 ; Louni Hacini,2002).

I-6- Dynamisme volcanique d'Oranie Nord Occidentale:

L'étude volcanologique des complexes volcaniques Plio-Quaternaire d'Oranie Nord Occidentale révèle certaines variations dans les conditions et les mécanismes de mise en place des produits émis. Globalement, deux types de dynamisme caractérisent les émissions volcaniques de la région :

- Un dynamisme strombolien ; correspond à une activité volcanique mixte, explosive et effusive, qui peut être identifiée grâce à l'émission de pyroclastites et de coulées. Les projections, fines à très grossières, sont classées en fonction de leur granulométrie (**Fischer, 1964 ; Milesi, 1976 ; schmidt, 1981**). Les plus fines correspondent à des cendres ($< 63 \mu$) ou à des cinérites (63μ à 2 mm) alors que les plus grosses forment des scories, des bombes et des blocs (tailles > 64 mm). Les coulées peuvent être assez fluides et s'épanchent assez loin des bouches d'émission formant parfois de vastes plateaux.

En Oranie Nord-Occidentale, tous les secteurs volcaniques Plio-Quaternaires se sont manifestés, à un moment ou un autre de leur activité, par un dynamisme de type strombolien. La nature des produits émis, pyroclastites et coulées actuellement observables sur le terrain, renseigne sur ce type d'activité volcanique. Cependant, quelques variations dans les manifestations de ce dynamisme strombolien peuvent être constatées d'un secteur à un autre. Elles se traduisent essentiellement par des différences dans le volume des produits émis, projections et laves, et reflètent par conséquent des différences dans le comportement et la nature physico-chimique des magmas.

Dans les complexes volcaniques Plio-Quaternaires, les manifestations stromboliennes paraissent plus étendues en phases et en superficie. Elles résultent généralement de l'activité de plusieurs bouches d'émission plus ou moins rapprochées entre elles et dont les produits ont couvert de plus grandes surfaces.

Dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène, quatre centres d'émission principaux, les volcans de Boutrak, de Aïn El Maâden, de Sidi Ali Benzomra et de Aïn Fetah, sont responsables de l'édification des pointements volcaniques de la Moyenne Tafna en rive gauche. Ces appareils ont tous émis des projections et des coulées caractérisant ainsi un seul épisode strombolien majeur de la Moyenne Tafna.

Dans les Souhalia, **Bendoukha (1987) et Abad (1993)** distinguent également un épisode strombolien unique caractérisé par une mise en place mixte de pyroclastites et de laves résultant du fonctionnement, presque simultané, de plusieurs appareils.

Dans la Basse Tafna ainsi que dans la région d'Ain Témouchent, les éruptions de nature strombolienne sont plus importantes et sont les produits de manifestation de nombreux appareils. Elles ont connu également des phases d'intermittence marquées par de très nettes variations dans les conditions et mécanismes de mise en place des produits émis. Globalement dans ces deux secteurs, deux épisodes majeurs peuvent être reconnus. Ils sont séparés par une période d'activité magmatique caractérisée par un changement dans les mécanismes de mise en place des produits émis et traduisant un dynamisme volcanique tout à fait particulier : le phréatomagmatisme (**Bendoukha, 1987; Zerka, 1991 ; Tabetiouna, 1997**). Ce changement de l'activité dynamique reflète également des variations dans le contexte géodynamique qui a prévalu au cours du Plio-Quaternaire.

- Et l'autre phréatomagmatique, défini comme étant un mode très particulier de mise en place des pyroclastites (**Fisher, 1964**). Il reflète des interactions intervenant entre un magma ascendant et un aquifère ou un substrat gorgé d'eau. Les critères d'identification de ce type dynamique ont été décrits par de nombreux auteurs (**Fisher, 1964 ; Moore, 1967 ; Michael et Sheridan, 1971 ; Boucarut et Crévola, 1972 ; Camus.G. Vincent.G.P.M. 1983; Kieffer, 1976 ; Boivin et Gouraud, 1979 ; Camus.G. Kieffer.G., 1980; Boudon et al., 1982**) et correspondent, au niveau du volcan, à la présence :

- de blocs fichés ;
- de figures d'anti-dunes ;
- de lapillis accréctionnaires et de gouttes de cendres pisolitiques ;
- de traces d'impacts ;
- de balle de boue ;
- de tufs à lapillis ;
- de cinérites et de spatter-cones (scories soudées) ;
- d'édifice de type maar.

En Oranie nord occidentale, le phréatomagmatisme n'a été mis en évidence que dans les complexes Plio-Quaternaires de la Basse Tafna et d'Aïn Témouchent (**Bendoukha, 1987 ; Zerka, 1991 ; Tabetiouna, 1997**). Dans ces deux secteurs, il constitue un épisode majeur de grande amplitude et qui se trouve intercalé entre les deux épisodes stromboliens décrits précédemment. L'activité phréatomagmatique est ainsi responsable du dépôt d'importantes formations volcano-sédimentaires qui ont permis l'édification d'anneaux de tufs, de type maar, pouvant dépasser 3 km de diamètre. En considérant les reconstitutions de l'activité phréatomagmatique et élaborées par **Bendoukha (1987)**, dans la Basse Tafna, **Tabetiouna (1990 et 1997)** dans la région d'Aïn Témouchent, nous pouvons synthétiser le déroulement de ce type de dynamisme de la manière suivante (**Figure 24**):

En remontant vers la surface, le magma rencontre une nappe phréatique occupant un substrat gorgé d'eau : ce sont ici les grés du Villafranchien. Au contact du matériel chaud, l'eau se vaporise conduisant à une très forte élévation de pression de vapeur environnante et induisant de ce fait de violentes explosions. Les particules sédimentaires et volcaniques, de toutes tailles, sont projetées sous forme d'un panache chargé également de gaz et de vapeur d'eau. A la base de la colonne de gaz et d'éjectais, se développe un nuage en forme d'anneau et qui se déplace horizontalement et à grande vitesse de façon centrifuge : c'est la déferlante basale.

Cette dynamique, si elle se produit dans un environnement sub-aquatique, favorise le dépôt d'importantes formations volcano-sédimentaires pouvant couvrir de grandes surfaces tout autour des bouches d'émission en formant des anneaux de tufs de type 'maar'. Elles sont constituées d'une alternance rythmique et à granoclassement positif de tufs à lapillis, de cinérites, de cendres et de tuffites. Chaque rythme correspond à une seule séquence de la formation volcano-sédimentaire et reflète également une seule explosion. Les déferlantes basales sont également responsables de la formation des nombreuses figures caractéristiques de l'activité phréatomagmatique telles que les figures d'anti-dunes, marquées par des bancs de cinérites ondulés ou par des stratifications obliques séparées par des surfaces planes, les figures d'impact, les blocs fichés, les balles de boue, etc...

La fin d'une période d'activité phréatomagmatique se traduit par l'arrêt des explosions, un réajustement isostatique et par le début d'installation d'un paléosol si les dépôts se trouvent en milieu aérien.

L'activité phréatomagmatique peut reprendre de nouveau si les conditions environnementales le permettent.

Finalement, l'étude volcanologique des complexes éruptifs basaltiques Plio-Quaternaires d'Oranie Nord-Occidentale montre certaines variations dans les conditions et les mécanismes de mise en place des produits éruptifs. Ces variations traduisent également des différences dans la nature et le volume des apports volcaniques ainsi que du contexte géodynamique prévalant au cours des manifestations éruptives.

Ainsi, l'activité strombolienne est très importante et a permis l'installation de nombreux volcans qui ont parfois fonctionné simultanément en émettant d'importants volumes de produits éruptifs. C'est dans la Basse Tafna et dans la région d'Ain Témouchent que les processus volcaniques prennent le plus d'ampleur et montrent également d'importantes variations dans les conditions de mise en place des roches magmatiques. Dans ces deux secteurs, on assiste à la succession de deux épisodes stromboliens majeurs entrecoupés par une période d'activité phréatomagmatique reflétant ainsi un changement d'environnement dû à un contexte néotectonique particulière.

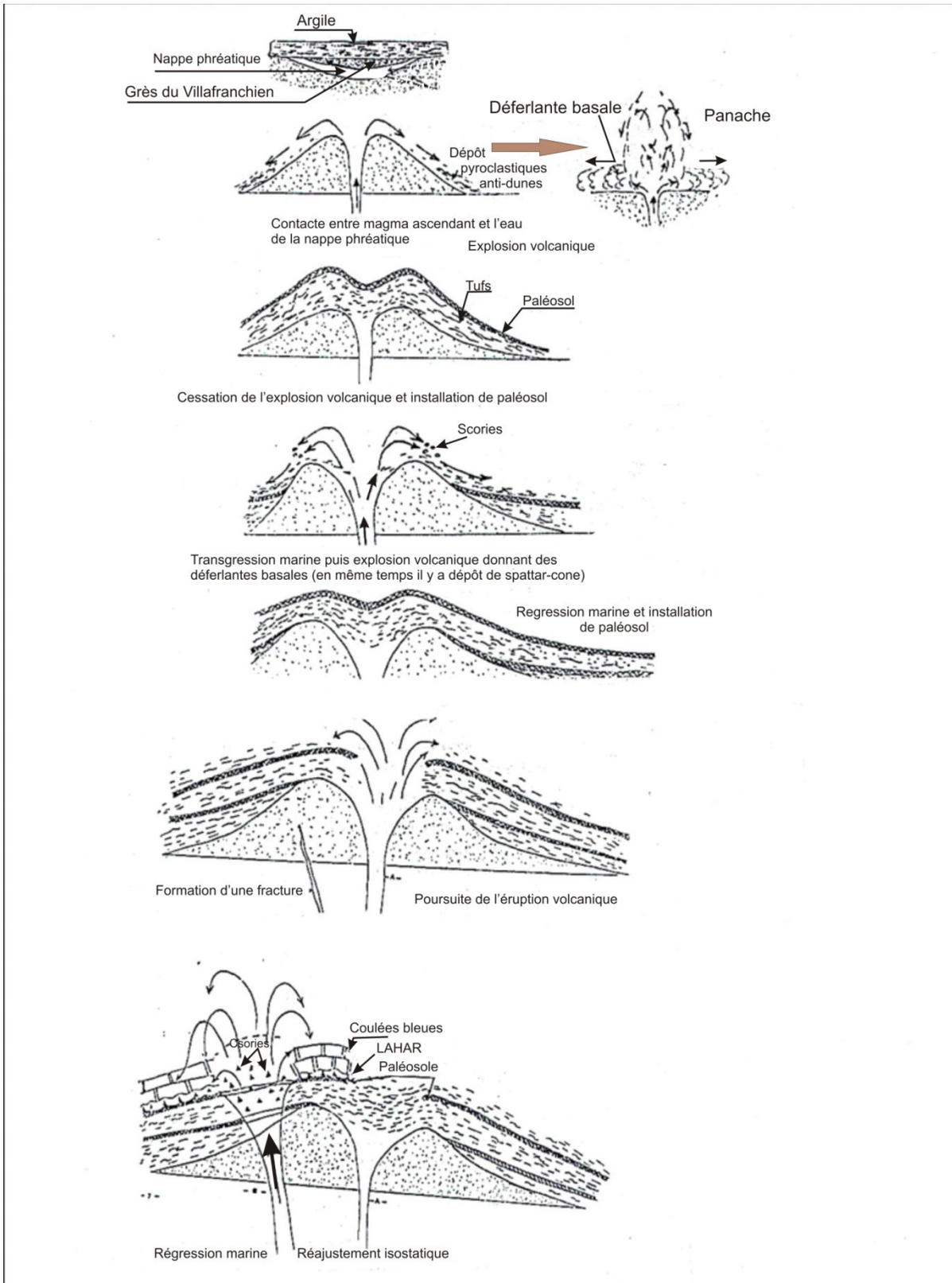


Figure24: Reconstitution schématique du déroulement d'un épisode phréatomagmatique dans la Basse Tafna (in Bendoukha, 2008).

I-7- Conclusion :

Le pourtour de la méditerranée occidentale a connu une activité volcanique très intense depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire. Cette activité magmatique serait liée à l'évolution géodynamique des deux plaques continentales : l'Eurasie au Nord et l'Afrique au Sud (**Bellon et Brousse, 1977 ; Girod, 1977 ; Coulon, 1977 ; Semroud, 1981 ; Hernandez, 1983**). Entre ces deux plaques, Andrieux (1971) introduit également le concept du rôle de la micro-plaque d'Alboran.

Globalement le volcanisme alcalin d'Oranie Nord-Occidental recouvre des terrains d'âge Miocène ou localement des formations Plio-Quaternaires. Les datations radiométriques (K^{40} - Ar^{40} sur roche totale) obtenues par **Louni-Hacini et al, (1995) et Coulon et al. (2002)** mettent en évidence des âges jeunes et une activité temporelle restreinte pour l'ensemble des manifestations alcalines de l'Oranie.

D'un point de vue volcanologique, les volcans d'Oranie Nord-occidentale montrent des formes variées : en dayas ou en dômes dont les produits émis sont des pyroclastites et des laves basaltiques.

Deux épisodes majeurs d'activité dynamique caractérisent le volcanisme d'Oranie. Le premier épisode, de nature strombolienne, est marqué par l'émission de scories, des bombes et de laves. Il est généralisé à l'ensemble des complexes éruptifs. Le second épisode correspond à une activité de type phréatomagmatique . il est spécifique aux secteurs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna dans lesquels il a produit des formations volcano-sédimentaires.

D'un point de vue pétrographique, les roches volcaniques d'Oranie Nord-Occidentale correspondent à des basaltes alcalins ou calco-alcalins, renfermant généralement des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase. Une évolution minéralogique et texturale peut être constatée depuis les coulées basales jusqu'au coulées sommetales.

Le volcanisme de l'Oranie montre un changement de composition : 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 (**Bendoukha, 2008**) :

- 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**) ;
- soit à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (**Zerka, 2004**).

I-8- Historique des travaux :

L'Algérie du Nord a suscité depuis longtemps l'intérêt des explorateurs et des chercheurs, où les affleurements volcaniques dessinent un liseré plus ou moins continu qui se poursuit au-delà des frontières orientales et occidentales, ont fait l'objet de plusieurs travaux. Les plus anciens d'entre eux, datant de la fin du XIX^{ème} siècle, ont abouti à des notes succinctes portant sur l'étude de zones très limitées.

Les premiers travaux ont été de reconnaissance, Velain (1874) donne une très courte description pétrographique du matériel éruptif. Il aborde la nature des roches volcaniques des îles Habibas et signale entre autre une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun.

Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ».

Ainsi, Gentil (1903) présente une étude plus élaborée des massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna et du secteur d'Aïn-Témouchent.

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

En 1975, d'une part Fenet et d'autre part Guardia (1975), par leurs études structurales, désignent pour l'Oranie, un modèle selon les conceptions « nappistes » tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre de secteurs et actualisant, par leurs arguments, d'intéressantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale. Par ailleurs, Guardia (1975) conclut que le volcanisme de la Basse Tafna est totalement indépendant vis à vis de la tectogénèse antérieure, mais plutôt lié à une néotectonique profonde.

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

Parallèlement à ces travaux, Bellon et Guardia (1980), publient les résultats de l'étude radiométrique des roches éruptives alcalines de l'Oranie et présentent ainsi leur datation par la méthode K/Ar. Ils révèlent la polarité des coulées basaltiques ainsi que l'âge correspondant à chacune d'elles.

Cinq années plus tard, Megartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.

Par la suite, Bendoukha (1987), dans son étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna, met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs. Il précise également la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif.

En 1993, Àbbad présente une étude volcanologique de la partie septentrionale du massif éruptif de la Souhalia. Il souligne l'affinité alcaline sodique des laves de Souhalia et caractérise un seul épisode volcanique majeur de type strombolien.

Deux ans après, Louni-Hacini et al. (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (^{40}K - ^{40}Ar) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranie et obtiennent des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia (1980) dans la Moyenne Tafna.

En 1997, Tabeliouna décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Aïn Temouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes.

En 2001, Benali A. présente une étude volcanologique, pétrographique et géochimique du secteur volcanique de Mohammadia basant sur les éléments majeurs et terre rares. Elle souligne l'affinité alcaline sodique des laves de Mohammadia et caractérise un seul épisode volcanique majeur de type strombolien.

D'autre fois, Louni-Hacini (2002), Maury et al. (2000) et Coulon et al. (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 la lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-oranais jusqu'à une profondeur de 400 km.

Zerka (1991 et 2004) s'intéresse à l'étude détaillée des enclaves ultramafiques associées aux produits éruptifs d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna. Il conclut à une origine mantellique pour certaines d'entre elles et montre que les hétérogénéités minéralogiques et

texturales observées dans les enclaves mantelliques d'Oranie sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques.

Tout récemment Bendoukha (2008), présente une étude dynamique, pétrographique et géochimique détaillée sur le volcanisme alcalin Plio- Quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale).

CHAPITRE II

Etudes Pétrographiques

II-1- Introduction :

La région de Mohammédia a été également le siège d'une activité volcanique, comme certaines autres régions oranaises (Ain Témouchent, Basse Tafna, Moyenne Tafna, Sahel d'Oran...). Cette activité s'est manifestée par des coulées basaltiques intercalées dans les niveaux gypseux de Miocène supérieurs (Missiniens) et marno-gréseux attribués au Pliocène.

L'étude géologique et volcanologique de différents produits éruptifs rejetés par le centre volcanique de Mohammédia présente chacune ses propres caractères pétrographiques. C'est pour cela qu'une étude minutieuse de chaque produit est prévue dans ce chapitre.

Ce secteur a connu deux centres d'émissions, dont lesquels se répartissent les produits éruptifs. Le premier centre se trouve au point 160, est constitué par deux coulées basaltiques (une inférieure et l'autre supérieure intercalée par des niveaux de tufs), et le deuxième centre occupant le flanc sud du point 146, qui est émise une seule coulée.

II-2- le point 160 :

Il correspond à des épanchements basaltiques de couleur gris-noir à taches de soleil. Ces basaltes sont rejetés en deux coulées :

II-2-1- La coulée inférieure :

Les affleurements de cette coulée apparaissent en petits pointements, d'une taille inférieure ou égale au mètre, le long de la pente située à mi-distance sous le point 160m. Ils reposent directement sur la brèche volcanique et des tufs.

La base et le sommet de la coulée sont scoriacés. Le cœur est plus massif et débité en dalles, à plongement SE vers ses parties sommitales. La roche est brun-rouge à la base et gris-noir vers le haut (**figure 19**).

Microscopiquement, la coulée montre une évolution texturale de microlitique à la base à microlitique porphyrique vers le sommet, elle contient quelques phénocristaux d'augite, d'olivine et de plagioclase. L'abondance de l'olivine est cependant plus remarquable à la base de la coulée tout en diminuant vers le sommet, au profit du plagioclase et du clinopyroxène (**Figure 25**).

Les plagioclases (9 à 12 %), de taille moyenne entre 0,5 et 1mm de long, sont représentés par des lattes limpides et automorphes commencent à apparaître lorsqu'on se rapproche du sommet de la coulée. Des golfes de corrosion apparaissent quelquefois. Les macles polysynthétiques sont toujours présentes et nettes, parfois zonées. Certains individus renferment des inclusions de petits cristaux de clinopyroxène de type augite, zoné ou en macle en sablier et des minéraux opaques. Le plagioclase est généralement sain mais parfois il est atteint par le phénomène de calcitisation reconnu dans les

olivines notamment vers les parties supérieures de la coulée. La calcite envahit partiellement à totalement les sections de plagioclase.

L'olivine de 1.5 à 3mm de long, en phénocristaux automorphe ou à bordure irrégulière, craquelée et de couleur rouge brun et même en microcristaux baigne dans la mésostase occupant 20 à 25% de la roche totale. L'olivine est plus abondante à la base de la coulée qu'à son sommet. Les grands cristaux montrent souvent des golfes de corrosion assez profonds. Quelques sections allongées sont à aspect squelettique. La transformation en iddingsite est pratiquement générale, partielle pour les phénocristaux à totale dans les microcristaux. Un remplissage de calcite accompagnée de grains de minéraux opaques.

Le clinopyroxène apparaît sous deux habitus : en cristaux isolés ou en amas polycristallins. Les sections sont toujours automorphes, polygonales ou rectangulaires. Des golfes de corrosion sont quelquefois remarquables. Le clinopyroxène est verdâtre à pléochroïsme faible. Les clivages sont grossiers mais très accentués. L'extinction est franchement oblique. Les macles h1, très souvent, ou en sablier, plus rares, sont parfois présentes. Le zonage a été observé sur quelques phénocristaux. Des inclusions de cristaux d'olivine et de grains de minéraux d'opaques sont reconnues. Les caractéristiques optiques de ce clinopyroxène sont très proches de celle de l'augite.

Enfin, il semble que le clinopyroxène ait échappé au phénomène de calcitisation signalé dans l'olivine et, à un degré moindre, dans le plagioclase.

Les minéraux opaques :

Cette phase minérale se présente essentiellement en microcristaux. Les sections, d'une taille inférieure à 0,5 mm, sont subcarrées à subarrondies, quelques unes sont parfois amiboïdes. Les minéraux opaques sont soit inclus dans les silicates ou éparpillés de façon irrégulière dans la mésostase côtoyant ainsi les microcristaux d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène.

La mésostase renferme du verre volcanique dans lequel baignent des microlites de plagioclase, des microcristaux d'olivine, de clinopyroxène et des granules d'opaques.

Le verre volcanique est brun-rouge clair à la base de la coulée. Il devient marron clair vers le sommet. Les microlites de plagioclase sont assez abondants et se présentent en petites baguettes de moins de 0,2 mm, généralement à macles polysynthétiques de deux individus. L'olivine et le clinopyroxène apparaissent respectivement en microcristaux subautomorphes complètement iddingsitisés et en petites sections polygonales. Les minéraux opaques se présentent en minuscules granules, subautomorphes à arrondis, disséminés dans la mésostase.

Séquence de cristallisation :

Les relations mutuelles observées entre les phases constituantes de cette coulée mettent en évidence deux stades de cristallisation dans la roche. Les phénocristaux ont été les premiers à se former. Les opaques, inclus dans les silicates, sont les plus précoces. Ils sont suivis par l'olivine, ensuite le clinopyroxène et enfin le plagioclase. La mésostase s'est constituée en second, mais la chronologie entre les différents microcristaux est difficile à établir en raison de la petite taille des sections. Le verre volcanique s'est solidifié au cours de la mise en place aérienne de la coulée.

Opaques----- olivine ----- clinopyroxène ----- plagioclase.

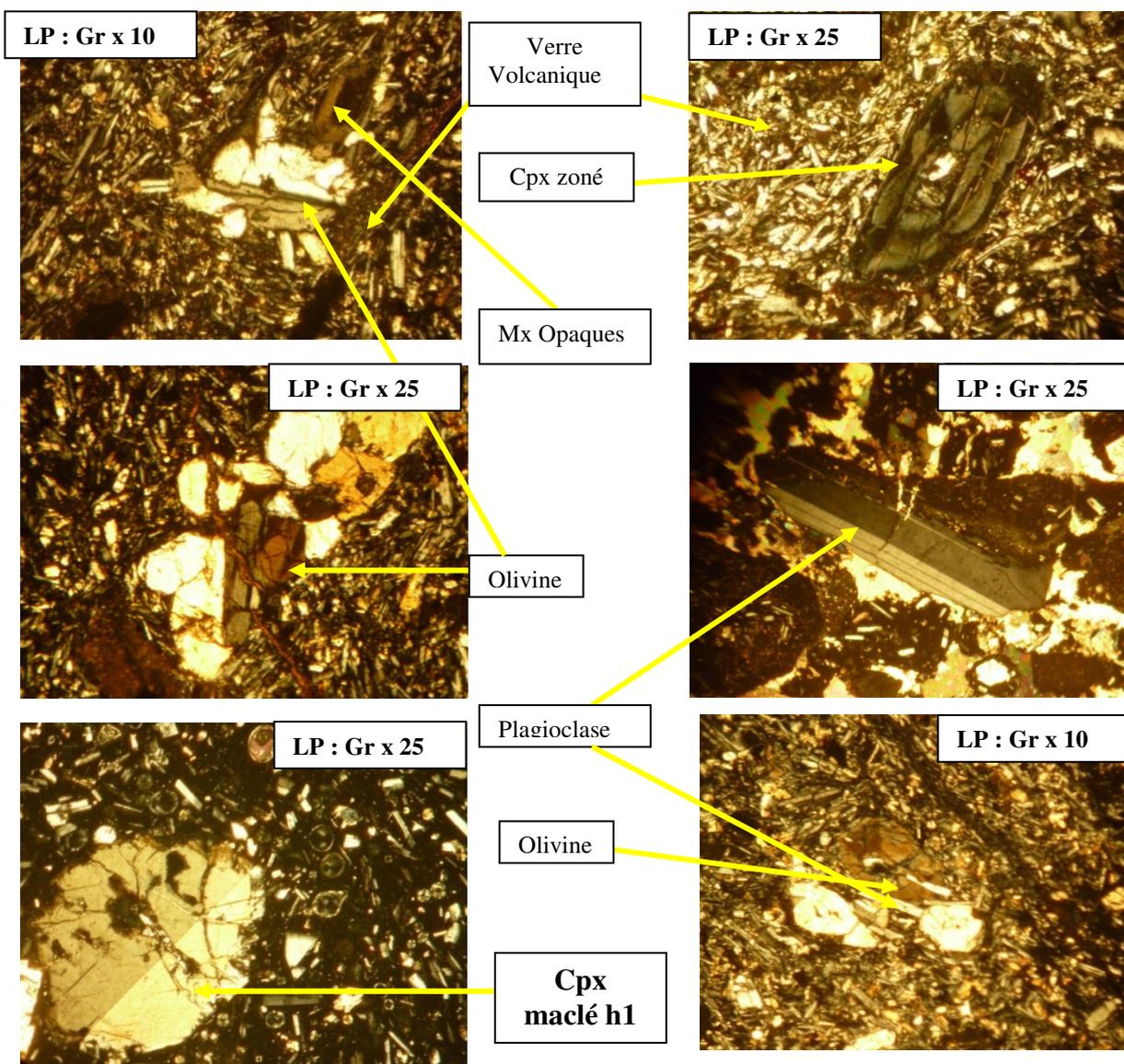


Figure 25 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine dans la coulée inférieure du Point 160

II-2-2- La coulée supérieure :

La coulée supérieure affleure principalement à l'Ouest du secteur, plus précisément entre la Maison de Garde et Koubet Sidi-Salem. Cette formation est plus grande que celle de la coulée inférieure. Sa grande partie affleure sur environ quatre mètres de long sur 1,5 m d'épaisseur. Les autres affleurements ne dépassent pas 1 mètre. Cette coulée semble reposer sur une formation très pulvérulente montrant l'apparence de tufs. Elle est recouverte par les grès du Pliocène (**Figure 26 et 27**).

La roche est brun-rouge clair, à tendance violacée, à la base de la coulée. Elle devient grise vers le sommet. Elle est massive par endroits, tantôt structurée en boules ou parfois débitée en dalles à plongement SE. La coulée devient très scoriacée vers sa partie supérieure. Les vésicules peuvent dépasser 1 cm de long et sont orientées vers le sens d'écoulement SE. Elles sont remplies de soufre (**Mégartsi, 1982**).

Cette coulée renferme de grands cristaux ou des agrégats de pyroxène noir qui à notre avis seraient des xénocristaux dépassant le 1 cm. Cette constatation rappelle l'une des coulées du volcan de Benghana dans le secteur volcanique d'Aïn-Témouchent (**Tabliouna, 1997**).

Ce qui est important aussi à signaler est l'importance de réseaux filoniens, très enchevêtrés et riches en calcite, qui parcourent la coulée, notamment dans ses parties moyennes à inférieures. L'étude en lames minces a montré que ce phénomène a abouti à une calcitisation quasi-générale de certaines parties de la coulée.

En dépit de cette altération particulière, nous avons pu déterminer les caractères pétrographiques de la coulée supérieure de Mohammedia. Ainsi, au microscope, celle-ci montre une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux, plus rares à la base, deviennent plus nombreux au sommet de la coulée, notamment le plagioclase. Là aussi, les olivines sont plus abondantes et mieux exprimées à la base de la coulée.

Dans leur ensemble, les minéraux constitutifs de la coulée supérieure présentent à peu près les mêmes caractéristiques optiques que ceux de la coulée inférieure.

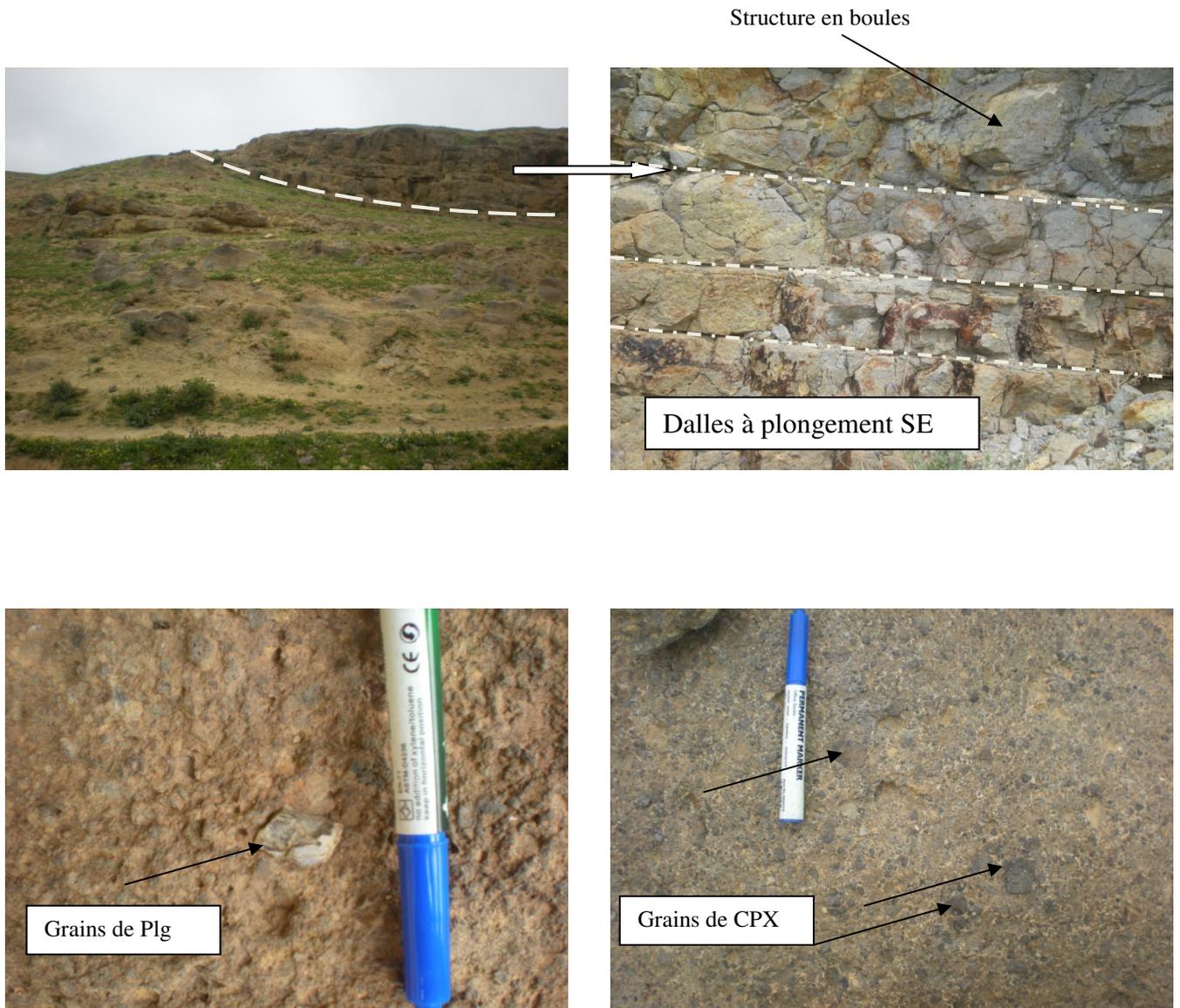


Figure 26 : Photographie de la Coulée supérieure du Point 160

Les plagioclases en fines baguettes sont plus ou moins orientés, d'une taille inférieure à 0.1 à 0.6 mm de long, qui deviennent plus grandes et plus nombreuses vers la partie sommitale de la coulée. Les sections de plagioclase sont incolores et automorphes à subautomorphe, avec parfois la présence des golfes de corrosion. La macle polysynthétique est présente avec quelques cristaux marqué une zonation normale ou inverse accompagnées des minéraux opaques. Le plagioclase est généralement renferme des inclusions d'autres minéraux constituant la roche, mais, il est parfois tantôt trouble, tantôt atteint par le phénomène de calcitisation. La calcite envahit partiellement à totalement les sections de plagioclase.

L'olivine est abondante à la base de la coulée, d'une taille atteignant 2 mm de long, craquelée, automorphe à subautomorphe. Des golfes de corrosion s'observent parfois. L'olivine est subite à une iddingsitisation plus intense dans cette coulée dus à l'altération, elle est partielle et se matérialise par des bordures dans les phénocristaux. Les microcristaux sont totalement transformés. Là aussi, la calcitisation prend de l'abondance notamment dans les phénocristaux d'olivine. Les inclusions de minéraux opaques sont assez fréquentes dans les sections d'olivine.

Le clinopyroxène est représenté par l'augite. il se présent en cristaux isolés ou groupés en agrégats. Les sections sont automorphes, polygonales ou rectangulaires, et dont les bords sont parfois corrodés. Le clinopyroxène est verdâtre et très faiblement pléochroïque. Les clivages sont nets mais grossiers. L'extinction est franchement oblique. Les mâcles h 1 ou en sablier sont parfois présentes. Le zonage s'observe aussi sur quelques individus. Le clinopyroxène peut renfermer des inclusions de cristaux d'olivine, de grains de minéraux d'opaques et de plagioclase.

Les minéraux opaques de taille millimétrique subcarrés ou subarrondis, sont nombreux et. Ils sont soit inclus dans les autres constituants de la roche ou éparpillés de façon irrégulière dans la verre volcanique.

Ordre de cristallisation :

L'ordre de cristallisation de la coulée supérieure débute par l'apparition des opaques, suivis par l'olivine, le plagioclase et enfin le clinopyroxène. Par comparaison à l'ordre de cristallisation défini dans la coulée inférieure, nous remarquons, ici, une légère différence qui consiste à placer le plagioclase avant le clinopyroxène. Ainsi, d'après l'étude, notamment des inclusions, Cet ordre de cristallisation, différent de celui de la coulée inférieure a une importance pétrologique que nous verrons plus tard.

Minéraux opaques-----olivine-----plagioclase-----clinopyroxène

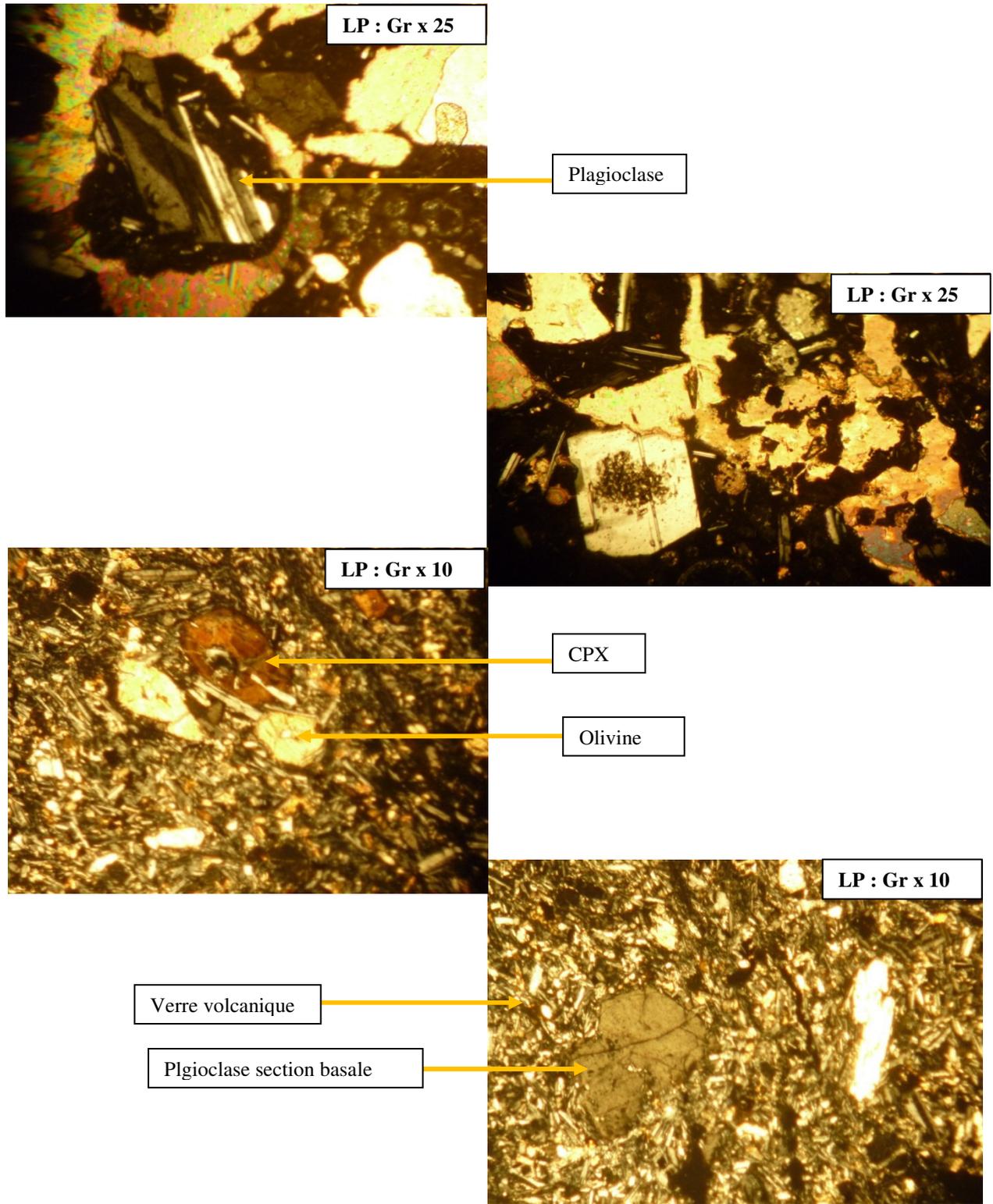


Figure 27 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de pyroxène de la coulée supérieure du Point 160

II-3- Le point 146 :

Les basaltes de ce centre d'émission correspondent à des roches massives de couleur gris claire à la patine qui devient gris sombre à la cassure, présentant une structure en pelure d'oignons. Elles sont affectées par des filons de calcite **Figure 28**, et présente de nombreuses vésicules qui par endroit remplis par la calcite. A la cassure cette roche renferme de nombreux phénocristaux de plagioclase, de pyroxène et d'olivine entre 2 et 5mm de long.

Au microscope, la lave montre une texture microlitique porphyrique dans laquelle nous distinguons :

Le plagioclase (9%), se présente en phénocristaux automorphe à subautomorphe, parfois on remarque les golfs de corrosion dans quelques individus. Généralement, les plagioclases sont disposés en lattes présentant des macles polysynthétiques. Ainsi, des cristaux zonés, cette zonation due à l'altération qui affecte l'ensemble de ces roches accompagnées des minéraux opaques. Le plagioclase est généralement renferme des inclusions d'olivine et de pyroxène. La calcite envahit partiellement à totalement les sections de plagioclase.

L'olivine correspond à la phase principale de ces basaltes, occupant plus de 20% de la roche. Elle est automorphe et craquelée contient dans son cœur limpide des inclusions de minéraux opaques et est entourée d'une bande rougeâtre d'iddingsite. Certaines d'entre elles sont moins irrégulières.

Le pyroxène représenté par l'augite. Ce minéral, généralement automorphe, est très faiblement coloré, dans les tons jaunes bruns. Quelques unes d'entre elles sont altérées. D'autres zonées. Leurs bordures sont plus ou moins irrégulières.

La mésostase est constituée de microlites de clinopyroxène de 0.1 à 0.5 m, d'olivine, de couleur rouille, de plagioclase en très fines lattes et des minéraux opaques qui occupent les interstices.

Ordre de cristallisation :

Après l'étude détaillées de la lame mince, notamment des inclusions, Cet ordre de cristallisation débute par la mise en place des minéraux opaques, arrive en second lieu les olivines, les pyroxènes et se termine par la phase minéral de plagioclase.

Minéraux opaques-----olivine-----augite-----plagioclase.

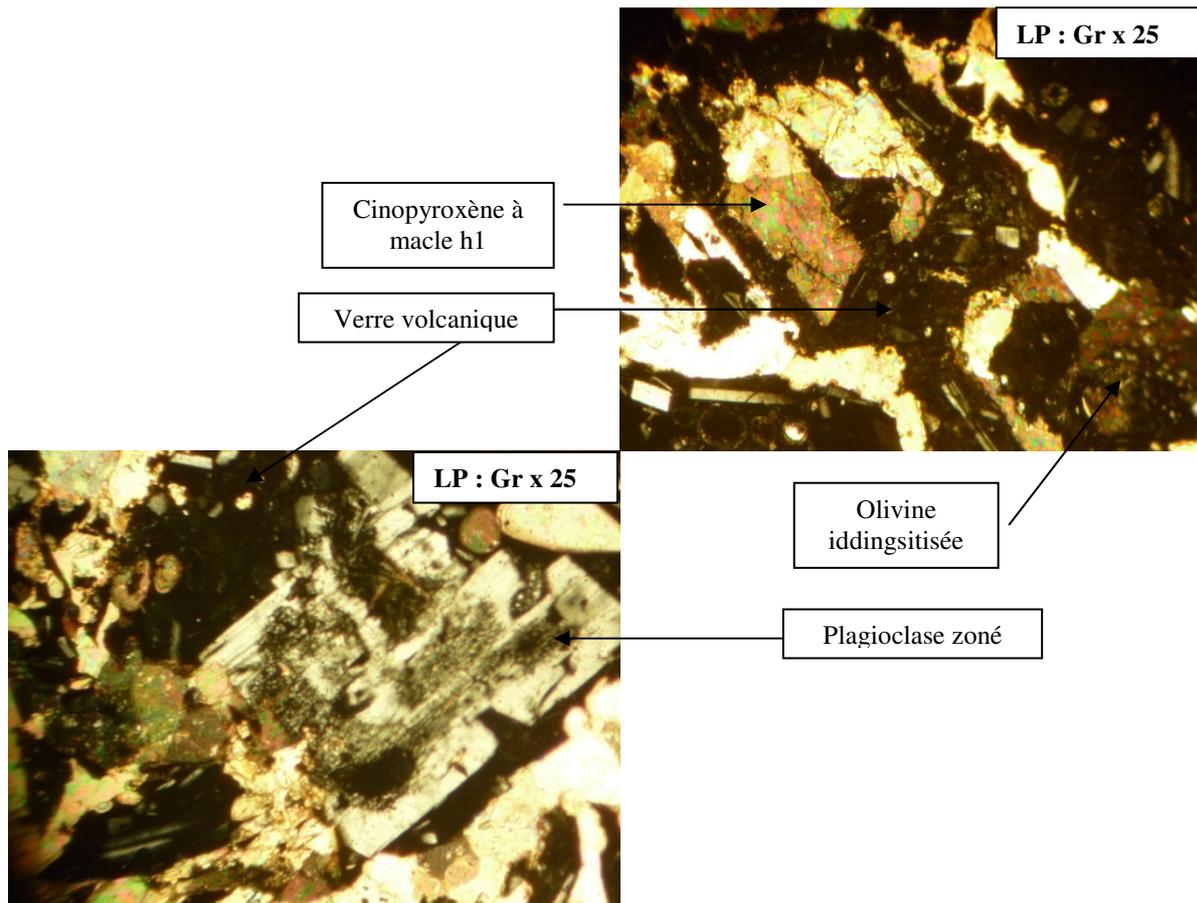


Figure 28 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase, et des cristaux d'olivine iddingsitisée de la coulée du Point 146

II-4- Le dyke :

La taille du dyke est métrique. Il est de couleur gris-noir foncé et très dur à casser. Son débit en dalles est fin et subvertical. A l'œil nu, le dyke est aphyrique **Figure 29**.

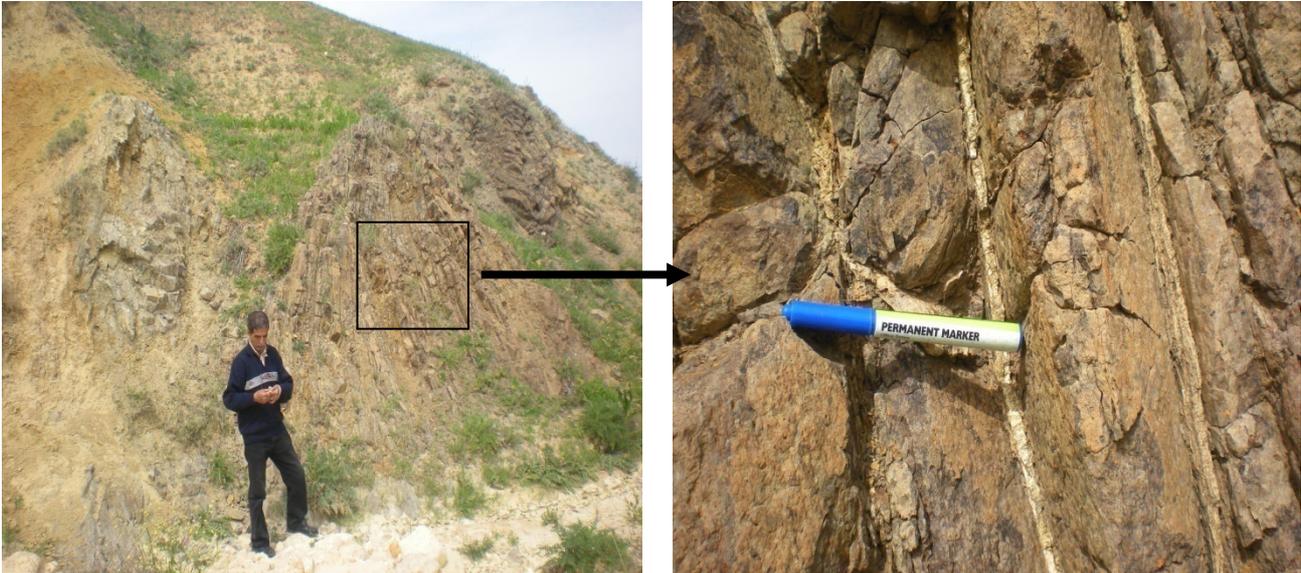


Figure 29 : Photographie du dyke

L'examen microscopique révèle une texture microlitique porphyrique. La roche est constituée d'olivine, de plagioclase, de clinopyroxène et d'opacques. L'olivine est très abondante surtout en phénocristaux (**Figure 30**).

Le plagioclase :

Les sections sont en baguettes automorphes allongées d'une taille atteignant 1,5mm. Elles sont incolores mais pas toujours saines. Beaucoup d'individus sont, en effet, atteints par une calcitisation. Le plagioclase renferme assez souvent des inclusions de grains d'opacques. Les macles polysynthétiques sont présentes.

Les clinopyroxènes sont les plus grands minéraux constitutifs du dyke. Leur taille avoisine assez souvent 3 mm. Ils se présentent en sections isolées ou en agrégats polycristallins associés quelquefois à des olivines. Ils semblent ainsi former des microenclaves ultramafiques. De manière générale, les sections de clinopyroxène sont automorphes sub-rectangulaires ou polygonales, parfois à contours corrodés. Elles sont verdâtres et le pléochroïsme est presque nul. Les macles h1 et le zonage s'observent par endroits. Ce clinopyroxène est très ressemblant à celui décrit dans les coulées et ses caractéristiques se rapprochent de celles de l'augite.

L'**olivine** se présente en phénocristaux et en microcristaux automorphes à subautomorphes. Les grands cristaux peuvent atteindre jusqu'à 2 mm de long et présentent souvent des golfes de corrosion profonds. Quelques sections ont un aspect squelettique. Les microcristaux d'olivine sont complètement calcitisés, ainsi que les cœurs des phénocristaux. Leur bordure est plutôt iddingsitisée ; cette observation a été déjà signalée dans la coulée inférieure. Les inclusions de minéraux opaques sont assez fréquentes dans les sections d'olivine.

Les **minéraux opaques** se présentent en microcristaux d'une taille inférieure à 0,5 mm. Les sections sont subcarrées à subarrondies. Cette phase minérale se présente essentiellement dans la mésostase d'une façon irrégulière ou inclus dans les silicates.

Ordre de cristallisation :

Les minéraux opaques sont les premiers à se former, suivis par l'olivine ensuite viennent les clinopyroxènes et à la fin les plagioclases. Il semble que le dyke présente la même composition minéralogique que les deux coulées, ils se rapprochent beaucoup plus de la coulée inférieure si l'on se base sur l'ordre de cristallisation à savoir opaques, olivine, clinopyroxène et enfin plagioclase.

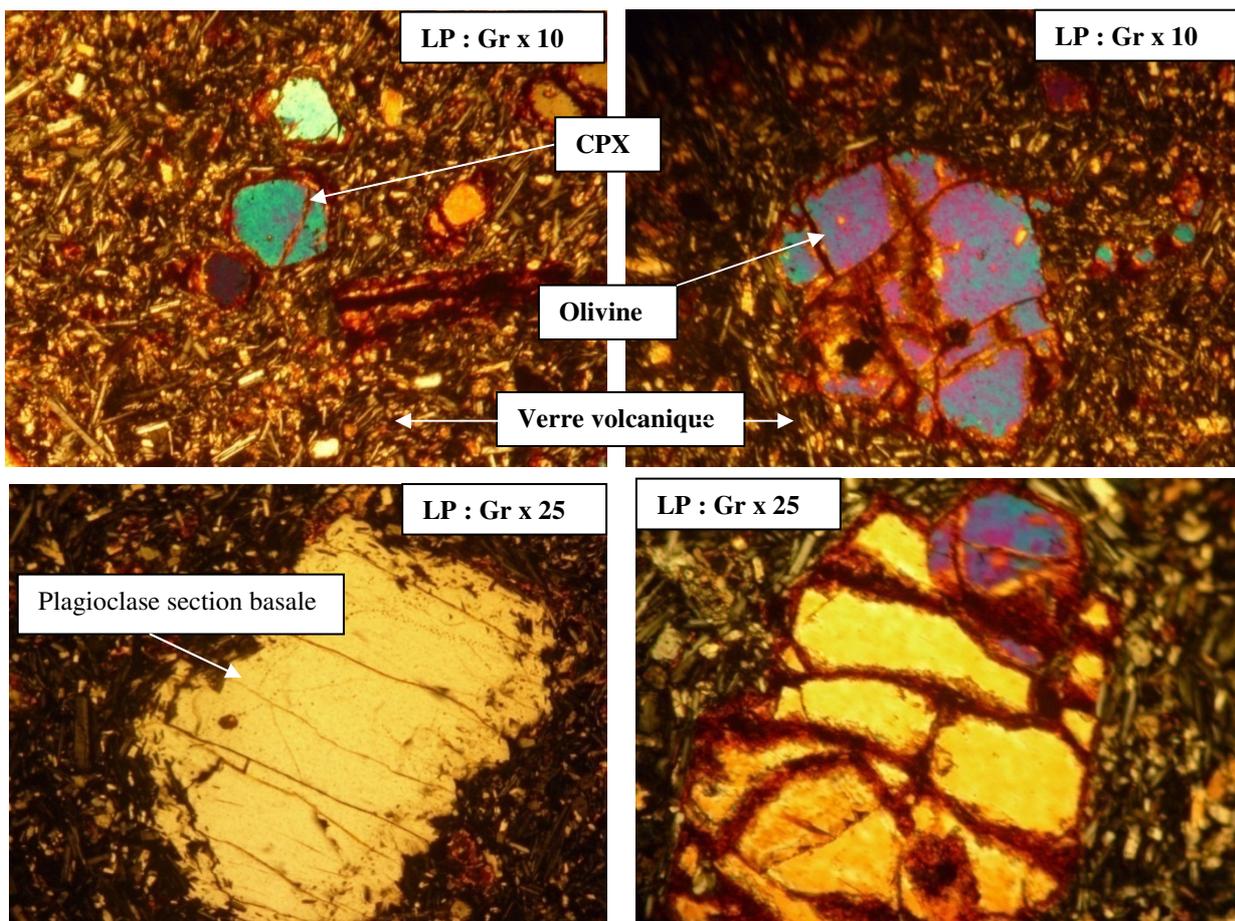


Figure 30 : texture microlitique porphyrique à phénocristaux d'Olivine et de CPX du dyke de Mohammadia.

II-6- Conclusion:

L'étude pétrographique des basaltes de Mohammedia a permis de faire ressortir une nette évolution minéralogique et texturale depuis les coulées basales vers les plus sommitales, qui se traduit par l'appauvrissement en olivine et clinopyroxène et l'enrichissement du feldspath potassique dans les coulées sommitales.

Ainsi, cette étude a permis de déceler des différences entre ces laves (**Tableau 3**), dont l'ordre de cristallisation de leurs minéraux. La coulée supérieure du point 160 voit son plagioclase cristalliser avant le clinopyroxène, contrairement à la coulée inférieure. Ces caractères de cristallisation sont liés aux paramètres thermodynamiques, qui probablement étaient différents pour les deux coulées. L'apparition précoce du clinopyroxène par rapport au plagioclase est probablement liée à un enrichissement du magma en H₂O plus élevée dans le magma générateur de la coulée inférieure.

Quand au dyke et à la brèche, ils ont les mêmes caractéristiques pétrographiques et minéralogiques que la coulée inférieure du point 160 et la coulée du point 146.

Produits	Etude macroscopique	Etude microscopique	
Coulée inférieure Du point 160	-épaisseur inférieure à 1m. -base et sommet scoriacés. -cœur massif. -la coulée est débutée en dalles à plongement SE, vers la partie sommitale. -elle est brun-rouge à la base et gris-noir vers le haut.	texture	Microlitique avec la présence de quelques phénocristaux dans la partie inférieure, plus porphyrique vers le sommet. Olivine abondante à la base en diminuant vers le haut .
		Composition minéralogique	Plagioclase, olivine, clinopyroxène et minéraux opaques. Ordre de cristallisation Opaques---Ol---Cpx---Plg
tufs	5m d'épaisseur, couleur beige à éléments grossiers, pas de granoclassement.		-totalement calcitisés
Coulée supérieure du point 160	-pointement plus grand que la coulée inférieure. -de couleur brun-rouge claire à tendance violacée à la base, elle devienne grise au sommet. -elle est soit massive, soit structurée en boules et même parfois débitée en dalles à plongement SE. -renferme de grands cristaux de pyroxène noirs. -présence de réseaux filoniens très enchevêtrés et riches en calcite	texture	Microlitique porphyrique, phénocristaux, plus rares à la base qui deviennent nombreux au sommet. Olivine abondante et mieux exprimée à la base.
		Composition minéralogique	Olivine, Plagioclase, clinopyroxène et minéraux opaques. -phénomène de calcitisation quasi-générale de certaines parties de la coulée. Ordre de cristallisation Opaques---Ol--- Plg ---Cpx
Coulée du point 146	-roche massive, de couleur gris claire à la patine qui devienne gris sombre à la cassure. -présentant une structure en pelure d'oignons -elle est affecté par des filons de calcites. -renferme de phénocristaux de plagioclase, d'olivine et se CPX atteint 5mm.	texture	Texture microlitique porphyrique avec la présence de phénocristaux de plagioclase, d'olivine et Cpx
		Composition minéralogique	Olivine, Plagioclase, augite et minéraux opaques. -phénomène de calcitisation quasi-générale de certaines parties de la coulée. Ordre de cristallisation opaques----Ol----Cpx----Plag
Tufs	10m d'épaisseur, couleur beige à éléments moyens, pas de granoclassement.		-totalement calcitisés
dyke	-taille métrique. -couleur gris-noir foncée. -très dure. -Présente un débit en dalles fines et subverticales. -il apparait aphyrique	texture	Microlitique porphyrique
		Composition minéralogique	Olivine, Plagioclase, clinopyroxène et minéraux opaques. -l'abondance de l'olivine en phénocristaux Ordre de cristallisation Opaques---Ol---Cpx---Plg

Tableau 03 : Tableau récapitulatif des produits volcaniques de la région de Mohammadia.

CHAPITRE III

Etudes Géochimiques

III-1-Introduction:

Le secteur volcanique de Mohammadia fait parti de l'ensemble de volcanisme d'Oranie Nord Occidentale. L'étude géochimique a permis de mettre en évidence des différences et des similitudes entre diverses coulées basaltiques d'Oranie, ainsi que l'évolution et le comportement des éléments majeurs et traces.

Pour l'étude des laves de Mohammadia, nous disposons de six analyses sur roches totales (majeurs, trace et terres rares).

Cette étude géochimique a pour but de caractériser chimiquement les volcanites de Mohammadia et de les comparer avec les autres roches Mio- Plio-Quaternaires de l'Oranie (Basse Tafna et Flanc Sud du djebel fillaoucène). Nous avons donc mené par la suite une étude géochimique comparative avec les basaltes de la Basse-Tafna et Djebel Fillaoucène, à partir des données de **Bendoukha (2008)** et de **Louni Hacini (2002)**.

III-2-Comportement des éléments majeurs :

La comparaison des analyses chimiques de l'ensemble des échantillons effectué sur les basaltes de Mohammadia permet de signaler que ces laves ont subi des transformations secondaires assez importantes, qui influent probablement sur les alcalins et les alcalino-terreux. Il est à savoir que la perte au feu est assez importante dans nos volcanites, comprise entre 3,34 et 6,34%. Compte tenu de cette perte au feu, l'interprétation géochimique de ces roches va être étudié avec beaucoup de prudence, vu la remobilisation particulière des alcalins et alcalino-terreux. (**Tableau 04, Figure 31**)

L'affinité magmatique et l'évolution chimique des laves étudiées sont illustrées par des diagrammes de classification et de variation, dont la plupart sont construits sur la base de composition anhydre.

D'une manière générale la teneur en Silice, des basaltes de Mohammadia fluctue globalement au roches pauvres en Silice (SiO_2 46.5 % et 50 %), alors que dans les coulées miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène et celles de la rive gauche de la Basse Tafna elle varie entre (SiO_2 43,9 % et 50,2 %).

Quant aux teneurs en Al_2O_3 , elles sont variables et parfois bien élevées (16 % < Al_2O_3 < 19%). Les fortes teneurs en Al_2O_3 reflètent en général la richesse de la roche en phénocristaux de plagioclase. Dans ce cas là, ces teneurs seraient alors d'origine magmatique. Au stade de notre étude, nous préférons penser qu'une partie de cet enrichissement en alumine est à rapporter aux altérations secondaires qu'ont connues ces roches. Par rapport aux autres laves basaltiques, les teneurs en Al_2O_3 varie entre 15 et 16% dans Djebel Fillaoucène, par

contre, dans la Basse Tafna, où les échantillons sont frais (perte au feu <2%), les teneurs en Al_2O_3 Atteignent 19.2%.

Les teneurs en MgO sont inférieures à 6% (1.8 % < MgO < 5.89 %), indiquant un caractère plutôt évolué de ces basaltes. Cet appauvrissement en MgO pourrait s'expliquer par un début de cristallisation fractionnée marquée par la séparation de l'olivine. Ainsi, les concentrations en MgO fluctuent entre 5.5 à 6.5% dans les basaltes de Djebel Fillaoucène. En remarque que dans les laves de la Basse Tafna où les échantillons sont frais (perte au feu <2%), le magnésium atteint 13.2%, par contre dans les échantillons altérés ($\text{PF} \geq 6\%$) le MgO oscille entre 1.5 et 3%.

Le Titane varie entre 1.2 et 2.12%, plus bas que celles des basaltes franchement alcalins. Il varie entre 3.1 et 3.25% dans les basaltes du flanc sud du Djebel Fillaoucène et atteint 2.5% dans la coulée de la Base Tafna.

Par ailleurs, les teneurs en CaO sont assez élevées (11.4%), elles refléteraient en plus d'une origine magmatique, un phénomène de calcitisation que l'on voit bien en microscopie. Ils atteignent une moyenne de 9% dans les laves du flanc sud du Djebel Fillaoucène et celles de la Basse Tafna. Cette richesse en CaO refléterait la cristallisation du cpx.

Les teneurs en Na_2O oscillent entre 2.47 et 5.39%, montre une teneur trop forte qui pourrait être liée à une transformation secondaire de type albitisation des plagioclases calciques. Une étude chimique du plagioclase aurait probablement confirmé.

Les proportions de manganèse comprises entre 0.05 et 0.24% dans les laves de Mohammadia. Ils montrent une moyenne de 0.17% dans les basaltes de Djebel Fillaoucène et de la Basse Tafna.

Les basaltes de Mohammadia présentent une moyenne de 7.2% en FeO total par rapport aux autres laves où les teneurs en FeO total atteint 11%. Ces valeurs reflètent la cristallisation des oxydes opaques.

Les teneurs en K_2O sont variables, fluctuant entre 0.6 et 1.2% dans toutes les coulées étudiées.

En définitive, la distribution des différents oxydes dans les roches volcaniques de Mohammadia révèle une nette évolution de leur chimisme, qui pourrait également être liées aux degrés d'altérations secondaires. Ainsi, depuis la coulée inférieure à la coulée supérieure, nous remarquons :

- Une diminution de SiO_2 et de la perte au feu, et une augmentation en Al_2O_3 , MgO, Na_2O et TiO_2 .

- La coulée inférieure est donc plus riche en SiO_2 et plus pauvre en Al_2O_3 , MgO , Na_2O , TiO_2 , par rapport à la coulée supérieure. Si l'on tient compte uniquement de SiO_2 , MgO et TiO_2 , cette coulée inférieure paraît alors légèrement plus évoluée. Par ailleurs, il est à rappeler que dans l'étude pétrographique, les deux coulées présentaient les mêmes paragenèses minérales, mais un ordre de cristallisation de leurs phases minérales différent : dans la coulée inférieure, le Cpx cristallisait avant le plagioclase, alors que dans la coulée supérieure, le plagioclase apparaissait avant le Cpx. Nous savons que L'ordre de cristallisation des minéraux est régi par la composition chimique du magma et par les conditions thermodynamiques (P, T, PH_2O , CO_2 ...).

Au stade de notre étude, nous pourrions évoquer l'hypothèse probable de conditions physico-chimiques différentes pour les deux coulées. Il est à noter, en général, les magmas basaltiques riches en eau voient leur Cpx cristalliser avant le plagioclase. Dans le cas de nos volcanites, il est probable que le paramètre thermodynamique qui a été responsable de cette différence serait la teneur en eau du magma. Nous pourrions alors conclure qu'au moment de la formation de la coulée inférieure, le magma était probablement plus riche en eau ou avait une PH_2O plus élevée. Une étude plus détaillée de la minéralogie de ces coulées pourrait par la suite confirmer ou infirmer notre hypothèse.

Par ailleurs, nous avons comparé la composition chimique des deux coulées avec celle d'une brèche volcanique de Mohammadia. Les teneurs élevées de la perte au feu (4.16%) et de l'alumine (21%) et moindre de MgO indique probablement des phénomènes d'altération non négligeables.

Régions	Mohammadia				Basse Tafna					Djebel Fillaoucène				
SiO ₂	47,12	49,99	46,51	46,59	45,90	46,20	48,80	46,80	50,20	43,90	44,50	44,70	47	47,70
TiO ₂	1,76	1,23	1,84	2,12	1,96	1,76	2,50	2,16	1,25	3,19	3,10	3,27	2,57	2,85
Al ₂ O ₃	16,74	19,38	18,36	21,10	15,20	13,50	17,90	18,50	19,20	15,40	15,10	16,20	16,50	15,90
Fe ₂ O ₃	7,14	7,52	7,07	7,37	10	10,60	8,90	9,54	7,62	11,20	10,80	11,50	9,80	10,10
MnO	0,05	0,24	0,12	0,09	0,16	0,15	0,16	0,16	0,23	0,18	0,16	0,20	0,18	0,17
MgO	5,18	1,82	5,89	2,35	9,18	13,2	3,22	2,93	1,85	6,07	6,50	5,48	6,40	5,82
CaO	11,39	6,37	11,13	10,30	9,32	9,48	7,42	7	5,85	10,60	10,80	10	8,50	9,50
Na ₂ O	2,47	5,39	3,75	3,60	2,82	2,29	4,60	4,15	7,2	4,19	3,92	4,33	4,03	4,93
K ₂ O	0,64	0,94	1,20	1,08	1,32	0,91	1,54	1,24	3,2	0,60	0,92	0,75	1,31	1,01
P ₂ O ₅	0,42	0,51	0,50	0,00	0,44	0,25	0,72	0,16	0,55	0,74	0,71	0,78	0,67	0,66
PF	6,34	6,07	4,27	4,16	3,34	1,15	4,25	6,68	2,73	2,85	3,40	3,36	3,74	1,64
TOTAL	99,25	99,55	99,70	98,75	99,64	99,49	100,01	99,32	99,88	98,92	99,91	100,57	100,70	100,28
Na ₂ O+K ₂ O	3,11	6,33	4,95	4,68	4,14	3,2	6,14	5,39	10,4	4,79	4,84	5,08	5,34	5,94
Na ₂ O/ K ₂ O	3,85	5,73	3,12	3,33	2,13	2,5	2,98	3,34	2,25	6,98	4,26	5,77	3,07	4,88
K ₂ O/Na ₂ O	0,26	0,18	0,32	0,30	0,47	0,40	0,33	0,30	0,44	0,14	0,23	0,17	0,33	0,20
Qz	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	4,01	5,95	7,37	6,72	8,19	5,53	9,60	7,99	19,60	3,73	5,69	4,61	8,06	6,11
Ab	22,51	47,87	20,16	26,16	21,30	19,00	38,40	37,40	25,40	20,00	18,60	22,80	28,40	26,70
An	35,20	27,79	28,47	40,43	25,90	24,50	24,70	30,70	11,00	22,50	21,80	23,30	24,00	18,50
Ne	0,00	0,47	7,09	3,24	2,00	0,48	1,36	0,42	20,40	9,32	8,70	8,30	3,80	8,60
Di	18,44	2,08	21,02	11,30	16,00	17,90	7,95	5,14	13,30	23,20	24,30	19,20	12,90	21,00
Hy	13,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	10,54	9,53	6,36	19,50	26,50	9,42	11,50	5,02	10,80	10,90	11,20	14,30	10,00
Mt	1,45	1,52	1,40	1,74	2,07	2,14	1,85	2,05	1,56	2,32	2,24	2,36	2,01	2,04
Il	3,59	2,49	3,65	4,25	3,91	3,43	5,00	4,47	2,46	6,37	6,16	6,46	5,08	5,54
Ap	1,07	1,30	1,23	0,00	1,01	0,56	1,66	0,38	1,24	1,70	1,62	1,77	1,52	1,47
Total	100,06	100,01	99,92	100,20	99,88	100,04	99,94	100,05	99,98	99,94	100,01	100,00	100,07	99,96
DI	26,88	54,29	34,62	36,12	31,49	25,01	49,36	45,81	65,40	33,05	32,99	35,71	40,26	41,41

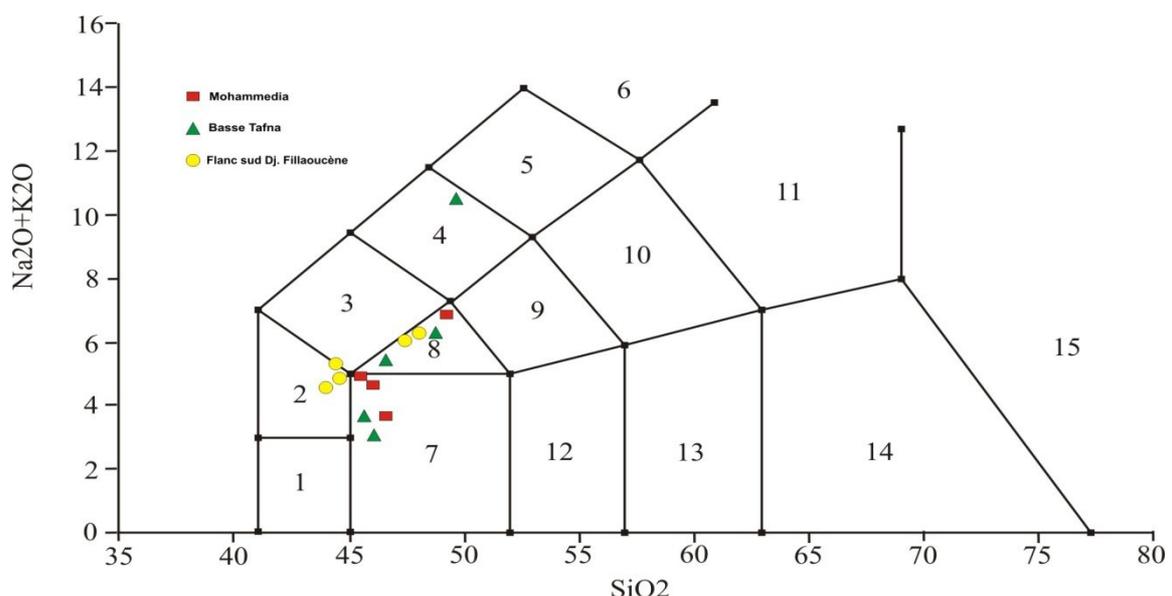
Tableau 04 : Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW de Mohammadia, Basse Tafna et Djebel Fillaoucène (Bendoukha, 2009)

III-3-Classification et nomenclature des laves de Mohammadia :

La caractérisation des magmas et la nomenclature des roches sont basées sur les éléments majeurs. Pour cela nous avons utilisé différents diagrammes pour préciser la nomenclature des laves des massifs étudiés.

A- diagramme TAS de Lemaître et al., 1989 :

L'analyse du diagramme TAS de **Lemaître et al., 1989**, (**figure 31**) révèle la présence de basaltes et de Trachy-Basalte dans la région de Mohammadia et celle de la Basse Tafna et de basanites et de Trachy-Basalte dans le flanc sud du djebel Fillaoucène. Cette série atteint le terme phono-téphrites dans le massif de la Basse Tafna. Cette différenciation résulte en grande partie de processus de cristallisation fractionnée d'une série alcaline sodique (**Bendoukha, 2008**).



1-Picrite 2-Basanite 3-Tephryte 4-Phonotephryte 5-Tephrophonolyte 6-Phonolite
7-Basalte 8-Trachy-basalte 9-Trachy-andésite basaltique 10-Trachy-andésite
11-Trachyte 12-Andésite basaltique 13-Andésite 14-Dacite 15-Rhyolite

Figure 31: Classification de Lemaître et al., 1989, position de différentes laves sur le diagramme alcalins-silice.

B- diagramme de Thorton et Tuttle (1960):

Par ailleurs selon la nomenclature de **Thorton et Tuttle (1960)** (**figure 32**), basée sur les valeurs de l'indice de différenciation (DI), les coupures retenues sont les suivantes : $DI < 35$ correspondent à des basaltes s.l, $35 < DI < 50$ Hawaïtes et quand le $DI > 50$ ce sont des Mugéarites. Les types pétrographiques ainsi définies ne sont pas en accord avec la nomenclature de **Lemaître et al., 1989**.

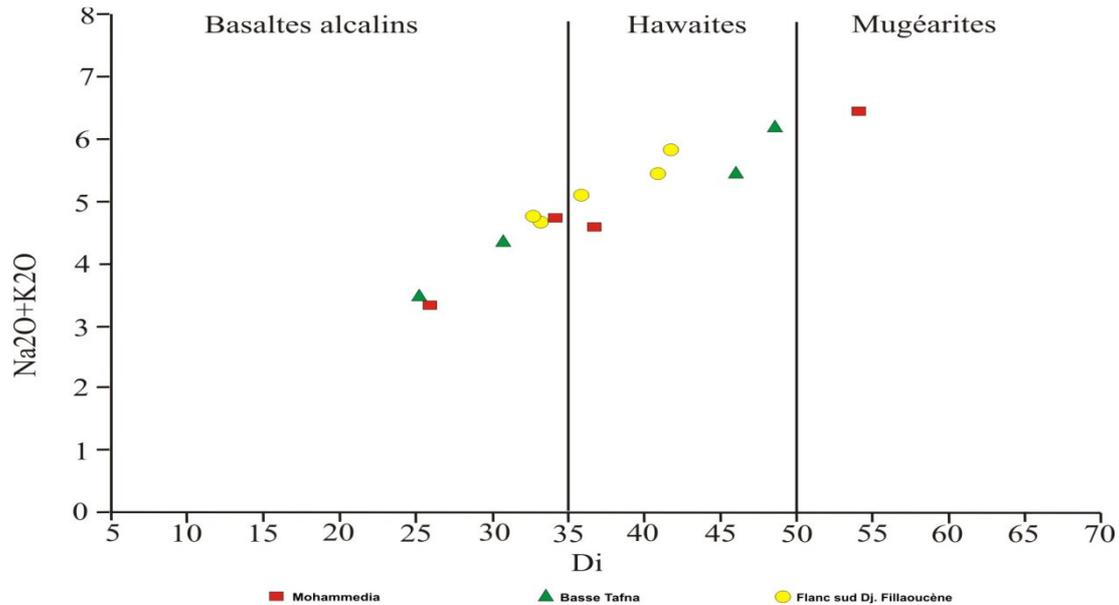


Figure 32: Variation de Na₂O+K₂O en fonction de l'indice de différenciation (DI) de Thorton et Tuttle (1960) .

Ainsi la nomenclature des laves basaltiques qui va être utilisée est basée sur l'indice de différenciation (DI). Elle permet de donner le taux théorique de différenciation. Cet indice, est égal à la somme du quartz, des feldspathoïdes normatifs (Leucite + Néphéline) et des feldspaths alcalins (Orthose + Albite).

$$D.I = Or + Ab + Qz + Ne + Le$$

Les variations des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation de l'ensemble des laves volcaniques étudiées sont représentées par la **figure 33**.

Le calcul de la norme CIPW (**tableau 04**) révèle, à l'exception d'un échantillon dans la région de Mohammadia qui montre quelques indices de silice (0.36 %), l'apparition de néphéline normative (entre 0.47 % et 7.09 %). Ces teneurs peu élevées reflètent le caractère légèrement sous saturé de ces laves. Ces basaltes renferment par ailleurs, des feldspaths, du

diopside, de l'hypersthène et de l'olivine, qui représentent les phases minérales dominantes. A celles ci s'ajoutent, en plus faible quantité, la magnétite, l'ilménite et l'apatite.

Notons que l'hypersthène n'apparaît que dans les laves saturées, c'est à dire dépourvues de quartz ou de néphéline.

- Les teneurs en silice des laves basaltiques augmentent en fonction de l'indice de différenciation depuis les coulées les plus anciennes vers les plus récentes. Elles révèlent des basaltes pour les coulées les plus anciennes et des hawaïtes pour les laves les plus récentes.
- La corrélation négative révélée par le fer, ainsi la courbe en cloche indiquée par le titane suggèrent la précipitation des oxydes opaques.
- La chute du magnésium en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation est marquée par la cristallisation de l'olivine, celle du calcium par le fractionnement des minéraux ferro-magnésiens, notamment le clinopyroxène.
- En définitive, le sodium et l'aluminium, augmentent régulièrement depuis la coulée inférieure jusqu'à la coulée supérieure. Ils sont guidés par la grande quantité de plagioclases présents en microlites, ou en phénocristaux.
- La diminution des concentrations en fer, titane, magnésium et calcium depuis les termes les moins évolués vers les plus évolués indique la précipitation de l'olivine, du clinopyroxène et des minéraux opaques.

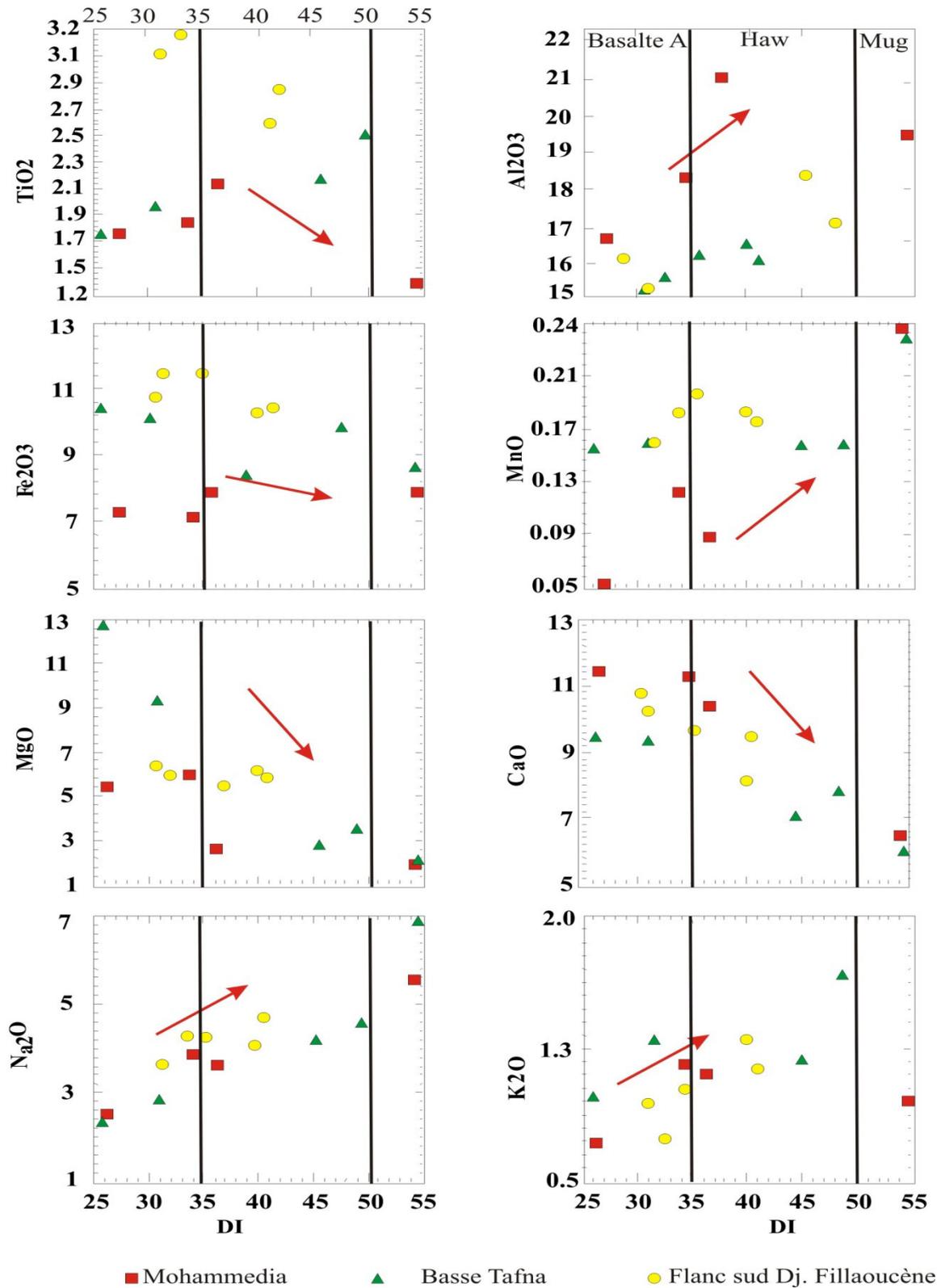


Figure 33: éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (DI) (Basaltes alcalins $DI < 35\%$, Hawaïtes $35 < DI < 50\%$, Mugéarites $DI > 50\%$).

C- diagramme alcalins / silice:

Dans le diagramme alcalins / silice (**figure 34**), tous les basaltes se situent dans le domaine des séries alcalines. D'après les champs délimités par **Schwarzer et Rogers(1974)** et modifier par **Maury (1984)**, ces laves évoluent depuis des roches moyennement alcalines (les teneurs en $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ voisine de 4 %) jusqu'à des termes fortement alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ atteignant 10 %).

Il n'apparaît aucune corrélation de la teneur en alcalins avec la silice dont l'intervalle de variation est restreint. Selon les critères de **Maury 1993** cette série est de type modérément alcalin. Ces laves présentent ainsi des caractères géochimiques basiques attestant une faible différenciation.

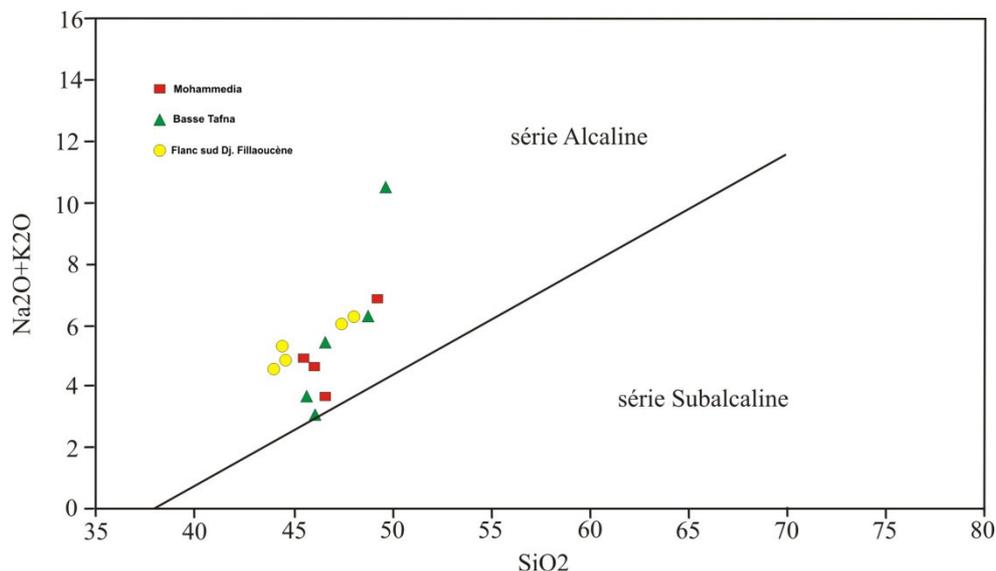


Figure 34 : Place des laves de Mohammadia dans le diagramme de classification des roches volcaniques d'après Maury (1984)

D- diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$:

L'utilisation du diagramme binaire K_2O en fonction de Na_2O est à interpréter avec prudence, à cause des teneurs élevées en Na_2O . L'ensemble des roches se placent dans le champ des basaltes alcalins sodiques, avec un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$. (**Figure. 35**).

Tous ces résultats sont à analyser avec prudence étant donné les phénomènes d'altération assez importants et donc une remobilisation de certains éléments majeurs. Les éléments en traces tels que certains éléments incompatibles (HFSE tels que le Zr, Nb, Ta.....) seraient d'un intérêt majeur pour l'étude de ces volcanites. Ayant pour la plupart un

comportement inerte, ils nous auraient permis de confirmer leur affinité et de proposer un contexte géodynamique.

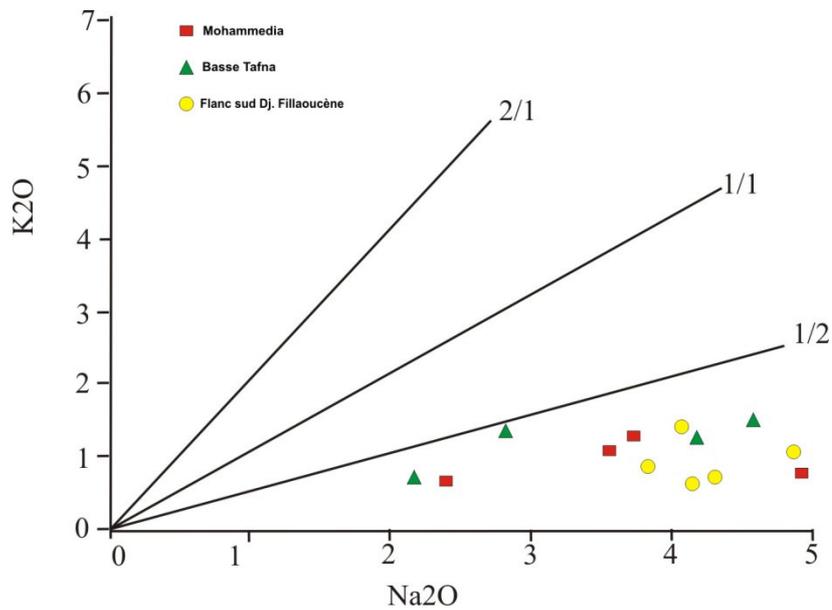


Figure 35: Diagramme Na₂O/ K₂O des différentes laves basaltiques (Middelmost, 1974)

E- diagramme AFM :

Dans le diagramme AFM (**figure 36**), les roches volcaniques de Mohammadia suivent globalement la lignée alcaline. Cette affinité chimique confirmée par le diagramme K₂O vs Na₂O (**figure 35**).

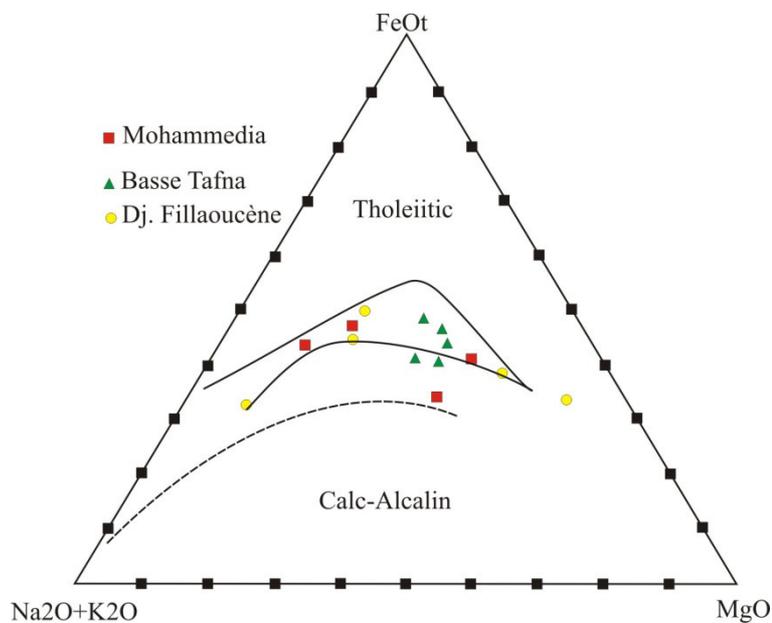


Figure 36: Position des basaltes de Mohammadia, Basse Tafna et flanc sud du Dj. Fillaoucène dans le diagramme AFM (Alcalins-FeO total-MgO).

F- diagramme binaire K_2O / SiO_2 :

Pour préciser encore mieux la tendance géochimique déterminée par le comportement des alcalins vis-à-vis de SiO_2 , nous avons préféré utilisé aussi le diagramme K_2O vs SiO_2 (**figure 37**). Il ressort alors que les roches éruptives du Mohammadia se répartissent dans les champs des séries alcalines.

D'après de nombreux auteurs (**Maury et al. 1984, Caroff, 1996**) des variations importantes du taux de saturation et du rapport K_2O/Na_2O traduisent l'alcalinité des laves. Dans les basaltes étudiés cette alcalinité s'exprime par l'apparition de néphéline normative (entre 0.47 et 7.09%) et par un rapport K_2O/Na_2O assez faible compris entre 0.18 et 0.47, traduisant ainsi leur caractère plutôt sodique.

G- Tétraèdre de Yoder et Tilley (1962) :

Le calcul de la norme CIPW, à l'exception d'un échantillon qui montre quelques indices de silice (0.36 %), a permis de mettre en évidence le caractère sous-saturé de ces roches, avec un taux en néphéline normative variant entre 0 et 7.09 (**Tableau 04, Figure 38**). Ce taux élevé en néphéline normative pour certaines roches peut également être dû à l'altération secondaire (augmentation de Na_2O). Ces basaltes renferment par ailleurs, des feldspaths, du diopside de l'hypersthène et de l'olivine, qui représentent les phases minérales dominantes. A celles-ci s'ajoutent, en plus faible quantité, la magnétite, l'ilménite et l'apatite. Au sens de **Yoder et Tilley (1962)**, ces roches se situent dans le domaine des basaltes alcalins, sauf le cas de la coulée inférieure qui se positionne à la limite des tholéites à olivine et des tholéites à quartz.

Notons que l'hypersthène n'apparaît que dans les laves saturées, c'est à dire dépourvues de quartz ou de néphéline.

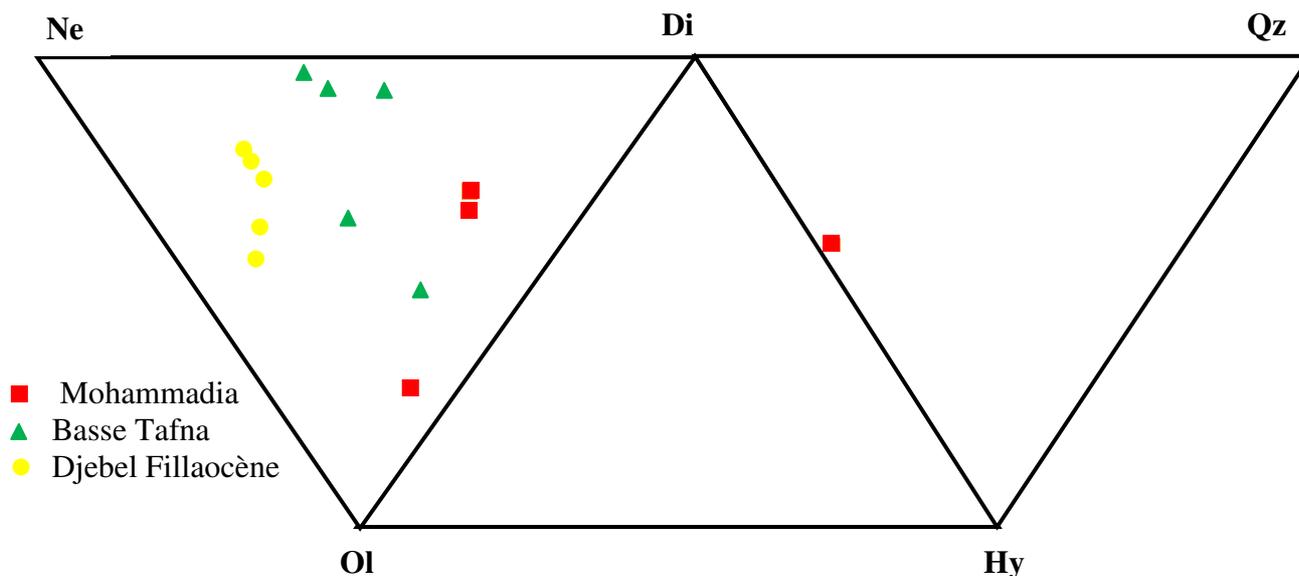


Figure 37: Composition normative (CIPW) des laves basaltiques de Mohammadia, Basse Tafna et flanc sud du Dj. Fillaocène (Tétraèdre de Yoder et Tilley (1962))

III.4. Distribution des éléments en traces

L'étude des caractéristiques géochimiques des basaltes d'Oranie Nord-Occidentale a nécessité l'utilisation des données de roches totales de Megartsi (1985), de Bendoukha (1987), de Abbad (1993), de Tabetiouna (1997), de Coulon et al. (2002), de Louni (2002) et de Bendoukha (2008, 2009) complétées par de nouvelles analyses que nous avons obtenues auprès du Laboratoire de géochimie de l'Ecole des Mines de Saint-Étienne. Les éléments majeurs ainsi que Rb, Ba, Sr, Co, Cu, Ni, V et Zn ont été dosés par absorption atomique. Toutes les données analytiques (éléments majeurs et traces) sont consignées dans les **Tableaux 05, 06, 07 et 08**.

Pour répondre au souci de représentativité et de qualité des analyses, le choix des échantillons a été rigoureux. Nous n'avons effectivement pris en compte que les laves qui montraient un état de fraîcheur évidente et une faible proportion des minéraux d'altération au niveau microscopique. Les roches relativement fraîches présentent des pertes au feu qui n'excède pas 4 %. Selon l'importance des laves (étendue, volume), un ou plusieurs échantillons ont été prélevés. Pour chaque groupe pétrographique de chaque complexe éruptif, nous avons considéré un échantillon à la base et un autre au sommet afin de mieux contraindre l'évolution géochimique au niveau chaque massif.

III-4-1- Intérêt des éléments en trace

Les éléments en trace, dont la concentration dans les roches est ordinairement inférieure à 1000 ppm, sont divisés en deux groupes d'après leur comportement vis à vis de la phase solide du magma, lors d'un processus d'évolution :

- les éléments compatibles dont les coefficients de distributions globaux solide-liquide ($D^{S/L}$) sont largement supérieurs à l'unité.
- Les éléments incompatibles dont la non incorporation dans les solides minéraux se traduit par des coefficients $D^{S/L}$ très inférieurs à l'unité.

Les éléments compatibles sont représentés par les éléments de la première série de transition : Sc, Cr, Co, Ni, V. Ils s'incorporent préférentiellement dans les minéraux au début de la différenciation magmatique; leur concentration dans les liquides résiduels devient rapidement très faible. Ces éléments permettent d'établir le caractère primitif d'un magma car leur concentration dans les magmas primaires est « tamponnée » pare celle du manteau supérieur avec lequel ces magmas sont en équilibre (**Villemant et Treuil, 1983**) .

Les éléments incompatibles, appelés encore éléments hygromagmaphiles regroupent les éléments de transition de la deuxième série (Y, Zr, Nb), de la troisième série (les lanthanides) et de la quatrième série (Hf, Th, Ta). En raison de leurs propriétés physico-chimiques différentes ils sont subdivisés en quatre familles :

-Les L.I.L.E : Large Ion Lithophile Elément, éléments à grand rayon ionique mais de charge faible, ils sont peu incorporés dans la phase minérale à cause de leur grande taille ; ce sont les alcalins (Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Ba, Sr).

- HFSE : High Field Strength Element, éléments à petit rayon ionique et charge élevée.

Il s'agit de Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Ces cations de petites tailles (inférieurs à 1Å), mais de forte charge, tendent à se complexer avec l'oxygène dans les liquides silicatés.

Ils ne peuvent alors, entrer dans le réseau cristallin des minéraux. Ceci dit, certains minéraux, comme l'amphibole, les oxydes ferro-titanés et le sphène, peuvent fractionner le Nb et le Ta alors que le zircon fractionne Zr et Hf.

Les actinides Th et U possèdent à la fois des rayons ioniques relativement élevés et des charges importantes; ils sont très incompatibles vis à vis des minéraux (sauf pour le zircon)

Les lanthanides ou terres rares (REE : Rare Earth Element), ils sont tous trivalents (excepté Eu^{2+} et Ce^{4+}) et leur rayon ionique diminue avec le numéro atomique du La (14A) au Lu (0.85A). Les terres rares légères (LREE) sont plus incompatibles que les terres rares lourdes (HREE). L'Y est souvent associé aux HREE ; ils ont des rayons ioniques voisins et N degré d'oxydation similaire.

En fait, la notion d'élément incompatible est toute relative et dépend essentiellement des phases minérales présentes dans les liquides. Dans une même série, un élément peut être successivement incompatible puis compatible en fonction de l'apparition de phases minérales lors des processus de différenciation.

L'étude des rapports caractéristiques, tels que LILE / HFSE, LREE / HREE et LREE / HFSE, permet pour des séries magmatiques d'arc de caractériser le ou les processus d'évolution et la nature de la source, à condition de s'affranchir des variations dues aux fractionnements décrits précédemment. Les éléments en trace constituent alors un outil géochimique puissant.

Régions	Mohammadia					
Ba	1162,38	1417,83	894,75	893,87	1081,9	
Sr	1625,66	764,78	650,1	761,02	704,93	684,55
Ni	45	143	184,6	163,22	65,18	63,09
Sc	20,13	30,41	29,01	28,43	31,98	30,56
Co	31,89	35,04	53,41	40,52	29,64	28,73
Cr	110,59	299,36	250,15	230,17	261,16	254,99
Cu	47,13	49,82	45,08	45,32	41,31	43,77
Zn	106,57	57,06	253,93	60,33	44,53	36,84
V	206,61	223,16	210,03	201,85	209,79	197,19
Nb	91,93	62,25	67,82	66,41	72,84	69,97
Li	9,04	7,86	10,36	12,58	10,25	9,12
Th	9,05	6,83	6,95	6,78	7,55	7,58
La	52,25	34,78	39,17	35,08	40,89	38,96
Ce	84,73	57,59	63,52	59,12	66,5	64,27
Nd	30,34	21,05	25,23	22,23	26,67	26,24
Eu	1,88	1,68	1,76	1,69	1,79	1,76
Yb	2,97	2,96	3,26	2,97	2,87	2,81
Y	20,88	20,32	24,86	19,38	22,05	21,51
La/Nb	0,58	0,56	0,58	0,53	0,57	0,57
Nb/La	1,76	1,79	1,73	1,89	1,78	1,80
Th/La	0,17	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19
La/Sc	2,60	1,14	1,35	1,23	1,28	1,27

Tableau 05 : Analyses chimiques des éléments en traces des basaltes de Mohammadia (Bendoukha, 2009).

III.4.2. Les éléments compatibles (V, Cr, Co, Ni)

Le vanadium varie entre 197 et 223 ppm dans les basaltes de Mohammadia, de 176 et 184 ppm dans les basaltes miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène. Il atteint 180 ppm dans la coulée miocène de la rive gauche de la Basse Tafna.

Le nickel passe de 45 à 184 ppm dans les roches du Mohammadia. Il atteint une teneur de 42 ppm dans la coulée miocène de la rive gauche de la Basse Tafna et oscille entre 37 et 45 ppm dans les basaltes miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène. Le nickel diminue très nettement dans les coulées sommitales et révèle la cristallisation de l'olivine.

Le chrome varie entre 110 et 299 ppm dans les coulées du Mohammadia, par contre il montre une teneur comprise entre 180 et 210 ppm dans les basaltes miocènes de la basse Tafna et du flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Le cobalt oscille entre 28 et 53 ppm dans les laves du Mohammadia, entre 10 et 150 ppm dans les coulées de la Basse Tafna et enfin entre 38 et 106 ppm dans les laves du Djebel Fillaoucène. La diminution du vanadium et du cuivre, dans les termes les plus évolués indique la précipitation des minéraux opaques. Enfin les corrélations positives indiquées par le baryum et le strontium montrent le non précipitation des plagioclases dans toutes les laves.

Les teneurs en chrome et en cobalt chutent nettement dans les termes les plus différenciés, les corrélations négatives obtenues pour ces deux éléments confirment le fractionnement du clinopyroxène.

III.4.3. Les alcalino-terreux (Ba, Sr)

Le baryum présente des teneurs très variables. Il oscille entre 893 et 1417 ppm dans les laves du Mohammadia. Il atteint 270 ppm dans la coulée miocène de la Basse Tafna et une moyenne variant entre 250 et 290 ppm dans de flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Le strontium présente des variations et des teneurs assez importantes ce qui reflète l'importance des minéraux calciques, en particulier le plagioclase dans les basaltes alcalins de l'Oranie. Il varie entre 650 et 1625 ppm dans les roches du Mohammadia, entre 598 et 1640 ppm dans les coulées de la Basse Tafna. En revanche, cet élément montre des teneurs plus faibles dans les coulées miocènes. Il comprise entre 470 et 644 ppm dans celle du flanc du Djebel Fillaoucène.

Les teneurs en baryum et strontium révèlent une corrélation positive. Ils augmentent dans les termes les plus différenciés. Ils présentent le même comportement que l'aluminium et le sodium et précisent le non précipitation du plagioclase.

III .4 .4 . Les éléments incompatibles

Certains éléments dont le Nb, La, Sr ont un comportement typiquement incompatible dans l'ensemble de la série, marquée par un enrichissement des termes les plus évolués.

Les diagrammes de la **figure 39** montrent en effet, une corrélation positive parfaite entre ces éléments incompatibles et la silice, ce qui plaide en faveur d'une cristallisation fractionnée contrôlée par l'olivine et le clinopyroxène.

III.4.5. Spectres multi-éléments :

Par son enrichissement en LILE et en HFSE et par son anomalie positive en Nb, l'allure des spectres multi éléments des laves de Mohammadia est tout à fait comparable à celle des laves de la Basse Tafna et flanc sud du djebel fillaoucène (**figure 39**). On notera toutefois, l'absence systématique d'anomalie négative en Ti dans toutes les laves basaltiques suggère la précipitation des opaques. En revanche, le Sr présente une anomalie légèrement positive qui traduirait la richesse de ces basaltes en plagioclases.

Une étude plus fine des spectres montre que l'anomalie positive en Nb semble s'estomper depuis les basaltes du Fillaoucène jusqu'aux basaltes de Mohammadia, en passant par ceux de la Basse Tafna.

Comparés aux diagrammes multi éléments des laves de la Basse Tafna et ceux du Flanc Sud de Djebel Fillaoucène, les basaltes de Mohammadia paraissent moins enrichis en LILE et en HFSE.

Ainsi, l'anomalie positive en niobium traduit un caractère transitionnel pour les laves miocènes de Mohammadia et du flanc sud du Djebel Fillaoucène et alcalin pour les basaltes plio-quadernaires de la Basse Tafna.

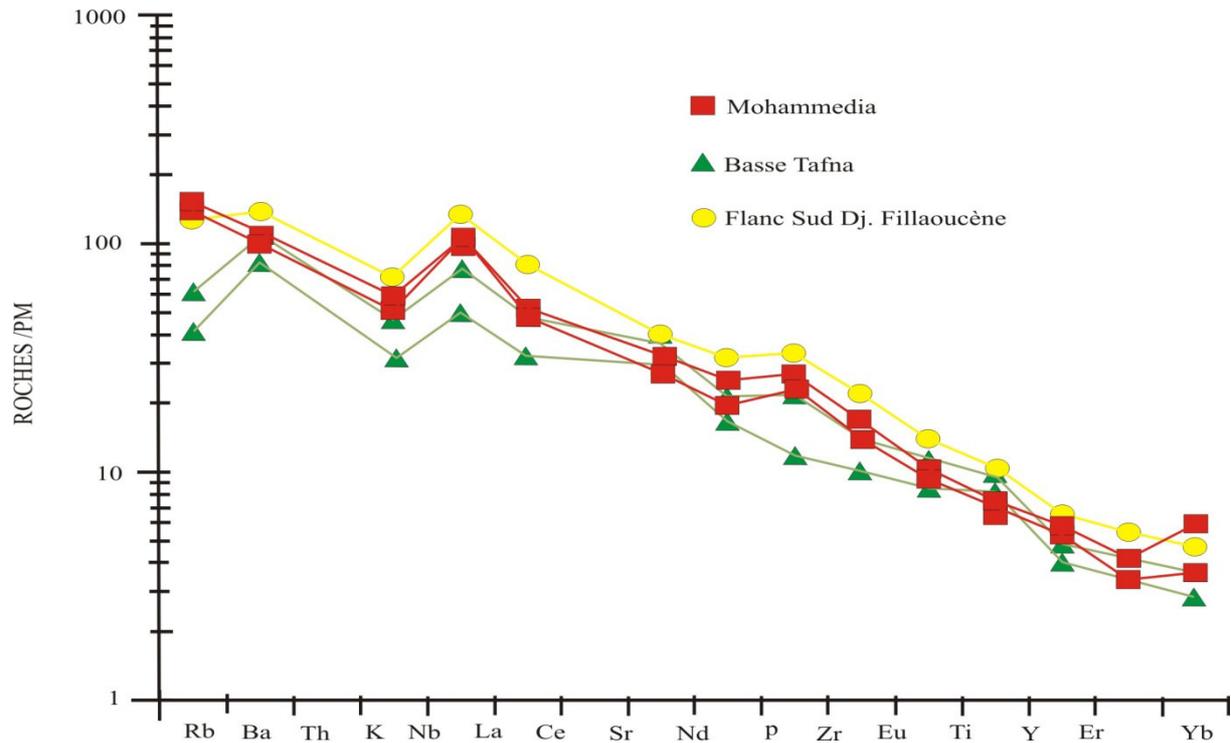


Figure 38 : Spectres multi-élémentaires regroupant les laves de Mohammadia, de la Basse Tafna et du Flanc sud du Djebel Fillaoucène normalisées au manteau primitif (de McDonough et Sun, 1995) (Bendoukha 2008).

III.4.6. Distribution du Th, La, Nb et Yb dans les laves de Mohammadia :

La distribution du Thorium dans les basaltes de Mohammadia révèle des teneurs plus importantes comprises entre 6.78 et 9.05 ppm. Par contre, il oscille entre 3.6 et 3.36 ppm dans les coulées miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène et de la Basse Tafna. Dans les coulées plio-quaternaires, le Thorium atteint 7.4 à 8.4 ppm dans les roches du flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Cet enrichissement s'accroît avec la différenciation conformément au caractère fortement hygromagmatophile de cet élément.

- Le rapport Th/La présente des teneurs comprises entre 0.24 et 0.26 dans les coulées miocènes (0.24 pour les laves venant du flanc sud du Djebel Fillaoucène et 0.26 pour les basaltes de la Tafna). Ce rapport fluctue entre 0.11 et 0.13 les laves plio-quaternaires du Djebel Fillaoucène, entre 0.07 et 0.16 ppm dans les coulées de la Basse Tafna et enfin entre 0.17 et 0.20 dans les coulées de Mohammadia. Ces résultats témoignent le passage continu entre les laves attribuées au Miocène et celles du Plio-Quaternaire.

-Le rapport La/Cs varie de 0.42 à 0.56 dans les basaltes d'âge plio-quadernaire du flanc sud du Djebel Fillaoucène, Il montre des variations notables dans ceux de Mohammadia entre 1.14 à 2.6.

III.4.7. diagrammes binaires :

Le diagramme Nb/La (**Figure.40**) des les laves de Mohammadia révèle un alignement de points sur une droite passant par l'origine. En effet les coulées sont éloignées de l'origine du diagramme. Cela nous laisse penser à la présence de 2 magmas l'un transitionnel, l'autre alcalin provenant tous les deux d'une même source profonde. Le passage du volcanisme transitionnel à un volcanisme purement alcalin s'est fait graduellement. Ce passage étant continu.

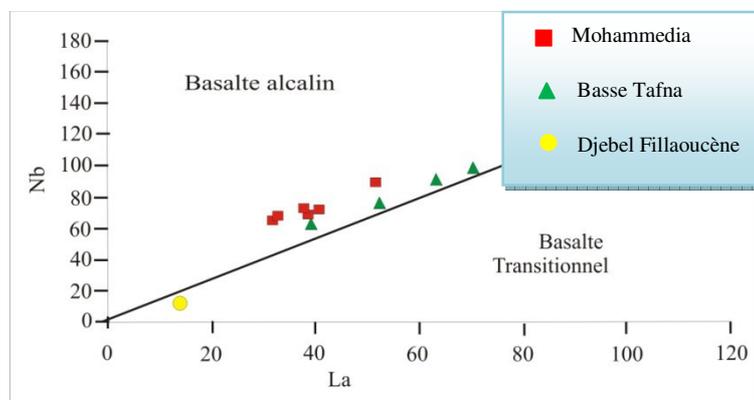


Figure 39: Variation de Nb /La dans les basaltes de l'Oranie (Bendoukha, 2008).

La corrélation entre les éléments très incompatibles (La /Cs) est linéaire et suggère l'existence d'un lien génétique entre toutes ces laves (cristallisation fractionnée ou mélange de magmas cogénétiques). Ceci étant vérifié par le fait que ces droites passent par l'origine. En définitive, l'utilisation des rapports Nb/La, Cs/La et Nb/Th permettent encore une meilleure distinction géochimique entre les basaltes alcalins plio-quadernaires, et les laves transitionnelles d'âge miocène .Ces diagrammes mettent en évidence deux champs :

-L'un réservé aux laves d'âge miocène terminal issues du flanc sud du Djebel Fillaoucène et de la Basse Tafna.

- Le second correspond aux coulées attribuées au Plio-Quadernaire. Ceci nous laisse penser probablement à deux magmas provenant d'une source même profonde. Pour connaître la distribution des éléments en traces du baryum et du rubidium en fonction d'un élément hygromagmatophile et pour voir leur évolution, nous avons choisi le thorium qui est un bon indicateur de la nature des phases ayant précipité.

III-5- Géochimie des Terres rares (les lanthanides) :

Leur caractère suffisamment immobile face aux altérations secondaires et au métamorphisme, va nous permettre de confirmer leur affinité géochimique et de les comparer aux terres rares des basaltes de la Basse-Tafna et ceux du Flanc Sud de Djebel Fillaoucène.

En ce qui concerne les basaltes de la Basse Tafna, nous retrouvons la même allure de spectres, avec le même enrichissement en LREE et le même appauvrissement HREE. L'anomalie en Eu est également inexistante.

Le diagramme regroupant les spectres de terres rares des régions de Mohammadia, de la Basse Tafna et du Flanc Sud de Djebel Fillaoucène (**Figure 41, 42 et tableau 06, 07 et 08**), permet de constater qu'effectivement ces spectres sont sensiblement parallèles entre eux, ce qui traduirait probablement un lien génétique. La seule différence est que les basaltes de Mohammadia sont appauvris en LREE par rapport aux laves de la Basse Tafna et enrichis par rapport aux autres.

Les concentrations en terres rares ainsi que la forme des spectres révèlent en revanche un caractère transitionnel pour les basaltes miocènes provenant du flanc Sud du Djebel Fillaoucène et ceux de Mohammadia.

Tableau 06: Teneurs en RRE des basaltes du Mohammadia(D'après Benali 2001).

	2a	ech4	Cs	Chondrites (Masuda et al.1973)	2a/Chon	ech4/Chon	Cs/Chon
La	109,00	40,60	40,04	0,315	346,03	128,89	127,11
Ce	179,00	72,60	67,00	0,813	220,17	89,30	82,41
Nd	62,80	33,40	32,90	0,579	108,46	57,69	56,82
Sm	9,53	6,90	6,28	0,192	49,64	35,94	32,71
Eu	2,42	1,84	1,61	0,0722	33,52	25,48	22,30
Gd	7,82	6,80	5,24	0,259	30,19	26,25	20,23
Dy	5,72	6,60	4,42	0,325	17,60	20,31	13,60
Er	2,59	3,77	2,12	0,213	12,16	17,70	9,95
Yb	3,17	3,15	1,93	0,208	15,24	15,14	9,27

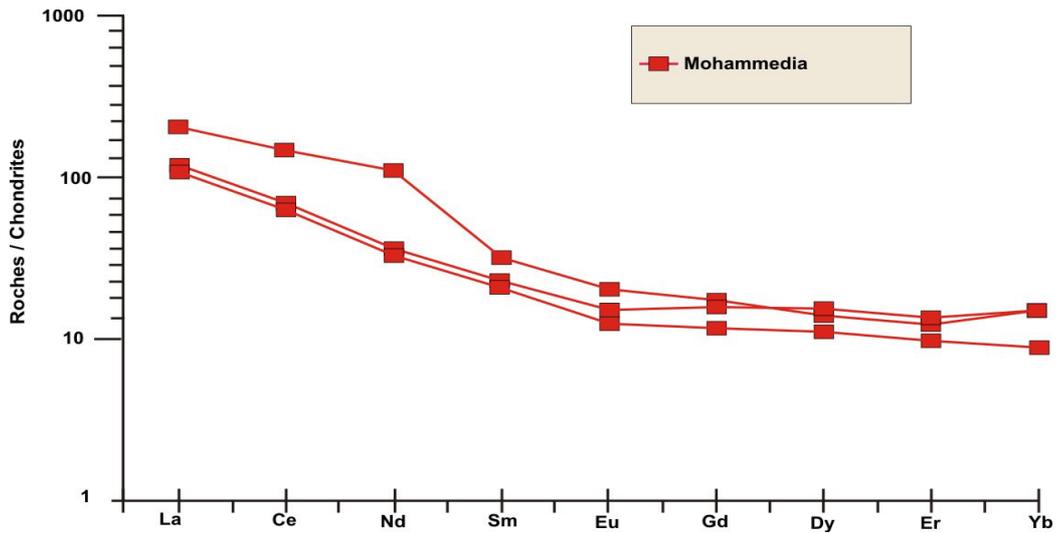


Figure 40: spectres des terres rares des Basaltes de Mohammadia normalisés aux chondrites de Masuda et al. 1973

Tableau 07: Teneurs en RRE des basaltes de la Basse Tafna (Bendoukha, 2008)

	B07	B10	B11	Chondrites (Masuda et al.1973)	B07/Chon	B10/Chon	B11/Chon
La	72,30	67,80	50,00	0,315	229,52	215,24	158,73
Ce	128,00	115,00	95,00	0,813	157,44	141,45	116,85
Nd	50,50	49,40	44,10	0,579	87,22	85,32	76,17
Sm	9,12	8,46	8,64	0,192	47,50	44,06	45,00
Eu	2,17	2,33	2,27	0,0722	30,06	32,27	31,44
Gd	6,63	7,06	7,18	0,259	25,60	27,26	27,72
Dy	5,04	5,34	5,36	0,325	15,51	16,43	16,49
Er	2,32	2,66	2,37	0,213	10,89	12,49	11,13
Yb	2,34	2,25	2,18	0,208	11,25	10,82	10,48

Tableau 08: Teneurs en RRE des basaltes du flanc sud de Dj Fillaoucene(Bendoukha, 2008)

	B04	B06	B08	Chondrites (Masuda et al.1973)	B04/Chon	B06/Chon	B08/Chon
La	31,20	51,40	28,40	0,315	99,05	163,17	90,16
Ce	58,20	90,40	51,10	0,813	71,59	111,19	62,85
Nd	26,70	40,80	24,40	0,579	46,11	70,47	42,14
Sm	5,68	8,34	5,03	0,192	29,58	43,44	26,20
Eu	1,64	2,49	1,55	0,0722	22,71	34,49	21,47
Gd	4,52	6,09	4,07	0,259	17,45	23,51	15,71
Dy	3,64	4,81	3,51	0,325	11,20	14,80	10,80
Er	0,00	0,00	0,00	0,213	0,00	0,00	0,00
Yb	1,65	2,03	1,62	0,208	7,93	9,76	7,79

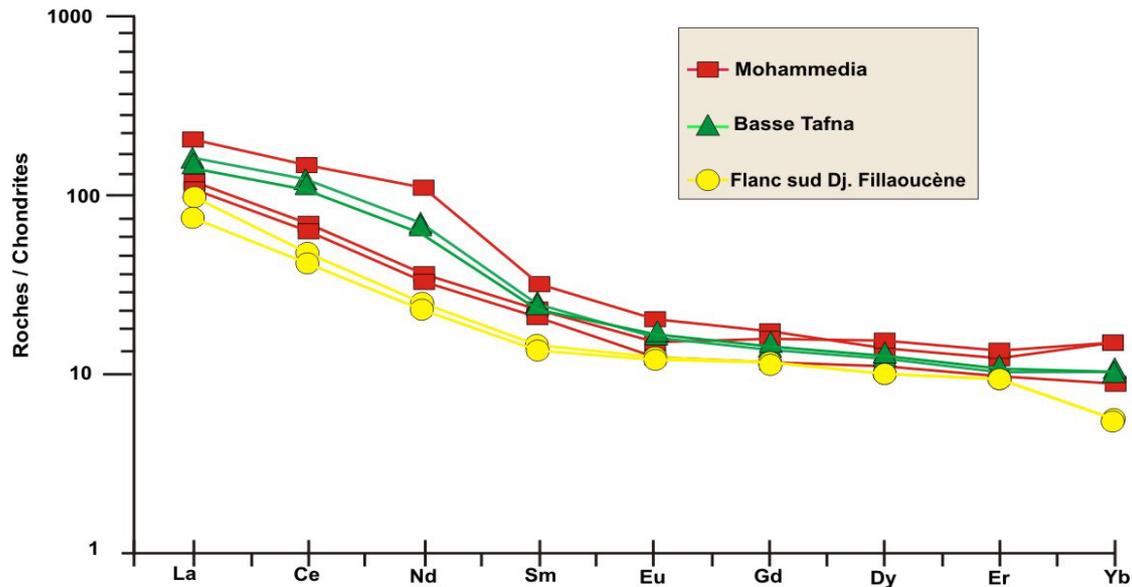


Figure 41 : Spectres de terres rares regroupant les laves de Mohammadia, de la Basse Tafna et du Flanc sud du Djebel Fillaoucène normalisées aux chondrites (de Masuda et al.1973).

D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves d'Oranie sont de type « enrichis en LREE ». Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes. L'interprétation de l'allure de ces spectres ne permet pas de distinguer clairement entre les laves basaltiques des différents massifs sauf pour les roches du Djebel Fillaoucène qui paraissent, cependant, un peu moins enrichies en terres rares légères.

III-6-Conclusion :

L'étude géochimique nous permet de conclure que les volcanites de Mohammadia se caractérisent par une forte perte au feu qui est la conséquence d'une altération secondaire. Ces roches ont une composition basaltique avec des teneurs en MgO pas très élevées qui en font des basaltes évolués. Elles pourraient dériver d'un magma sous-saturé à saturé en silice au sens de **Yoder et Tilly (1962)**. Par ailleurs, leurs compositions chimiques ont montré une tendance alcaline, à subalcaline pour la coulée inférieure leurs teneurs en TiO_2 relativement moyennes n'ont fait pas des basaltes franchement alcalins comme pour les basaltes de la Basse Tafna.

L'étude de leurs terres rares a montré des spectres avec un enrichissement en LREE par rapport aux HREE et un fractionnement assez important, rappelant ceux des basaltes alcalins.

Le parallélisme des spectres des terres rares obtenu dans les coulées étudiés montre un cogénitisme entre l'ensemble des laves alcalines de l'Oranie.

En se basant sur nos analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques de Mohammadia, nous ne pouvons confirmer l'affinité alcaline de ces roches, sans pour autant ne pas émettre l'hypothèse d'une caractérisation subalcaline pour ces roches, les caractères minéralogiques et géochimiques de la coulée inférieure penchent plus pour cette tendance. **Mégartsi (1982)** avait également évoqué cette tendance alcaline pour ces volcanites.

Les corrélations entre les différents oxydes et les teneurs en silice ou l'indice de différenciation, indicatrice du degré de différenciation, mettent en évidence le rôle important du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution de ces volcanites.

L'étude des éléments en trace confirme ce processus pétrogénétique marqué par le fractionnement de l'olivine et de la cpx dans les premiers stades. L'anomalie positive en Nb et en Ti observée dans ces laves constitue la signature typique des séries alcalines.

L'étude de certains rapports HFSE dont le La/Nb met en évidence une variation de la composition chimique des sources au cours du temps confirme le caractère alcalin pour les volcanites de Mohammadia.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

Conclusion générale

Le pourtour méditerranée occidentale a connu une activité volcanique très intense depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire. Cette activité magmatique serait liée à l'évolution géodynamique des deux plaques continentales : l'Eurasie au Nord et l'Afrique au Sud (**Bellon, Brousse, Girod et Coulon en 1977 ; Semroud, 1981 ; Hernandez, 1983**). Entre ces deux plaques, **Andrieux, 1971** introduit également le concept du rôle de la microplaque d'Alboran.

Par conséquence, l'Oranie Nord-Occidentale, est caractérisée pendant le Moi-Plio-Quaternaire, par d'importantes manifestations volcaniques qui se sont déroulés de manière quasi-constante. Globalement le volcanisme alcalin d'Oranie recouvre des terrains d'âge Miocène ou localement des formations Plio-Quaternaires. Les datations radiométriques ($^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ sur roche totale) obtenues par **Louni-Hacini et al. 1995** et **Coulon et al. 2002** mettent en évidence des âges jeunes et une Activité temporelle restreinte pour l'ensemble des manifestations alcalines de l'Oranie.

D'un point de vue volcanologique, les volcans d'Oranie Nord-Occidentale montrent des formes variées : en dayas ou en dômes dont les produits émis sont des pyroclastites et des laves basaltiques. Deux épisodes majeurs d'activité dynamique caractérisent le volcanisme d'Oranie. Le premier épisode, de nature stromboliennne, est marqué par l'émission de scories, des bombes et de laves. Il est généralisé à l'ensemble des complexes éruptifs. Le second épisode correspond à une activité de type phréatomagmatique. Il est spécifique aux secteurs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna dans lesquels il a produit des formations volcano-sédimentaires.

L'alignement de l'ensemble des centres éruptifs de l'Oranie Nord-Occidentale suit les directions N20 à N60. L'arrivée des magmas en surface a été guidée par des accidents globalement orientés NE-SW (**Bousquet et al. 1981 ; Thomas 1985**) et les transversales définies par **Glangeaud 1952** aboutissant à un découpage losangique de la croûte.

Le secteur volcanique de Mohammadia localisé à environ 80Km à l'Est de la ville d'Oran, s'intègre dans le bassin néogène du Bas Chelif situé dans la partie médiane de la chaîne alpine.

La région de Mohammadia a été également le siège d'une activité volcanique, comme certaines autres régions Oranaises (Ain Témouchent, Basse Tafna, Moyenne Tafna, Sahel d'Oran, M'sirda). Les roches basaltiques de Mohammadia affleurent au voisinage de Sahouria de couleur gris-noir associées à des brèches et des tufs entre des niveaux de gypse connus dans cette région comme représentatifs du Messénien et des bancs d'une série marno-gréseuse attribuée au Pliocène.

Nos investigations de terrain nous ont permis de reconnaître dans le secteur de Mohammadia des produits éruptifs représentés par des émissions effusives et explosives. Les laves s'individualisent en deux coulées et un dyke, les pyroclastites sont des bèches volcaniques et des tufs.

Les recouvrements importants des sédiments Plio-Quaternaires ne permettent pas d'apprécier la morphologie du volcan de Mohammadia, seule une brèche volcanique à éléments métriques peut témoigner de la proximité d'un centre d'émission qui est situé juste à la sortie Est de la ville de Mohammadia.

D'une façon générale, l'étude pétrographique des basaltes de Mohammadia a permis de faire ressortir des différences et des similitudes entre ces laves, ainsi pour le dyke et la brèche, qui à notre avis ne sont pas négligeables. D'une part, une nette évolution minéralogique et texturale depuis les coulées basales vers les plus sommitales, qui se traduit par l'appauvrissement en olivine et clinopyroxène et l'enrichissement du feldspath potassique dans les coulées sommitales. D'autre part, par l'ordre de cristallisation de leurs minéraux, la coulée supérieure voit son plagioclase cristalliser avant le clinopyroxène, contrairement à la coulée inférieure. Ces caractères de cristallisation sont liés aux paramètres thermodynamiques, qui probablement étaient différents pour les deux coulées. L'apparition précoce du clinopyroxène par rapport au plagioclase est probablement liée à un enrichissement du magma en H₂O plus élevée dans le magma générateur de la coulée inférieure.

L'étude géochimique des volcanites de Mohammadia a permis de faire résulter que ces roches ont une composition basaltique avec des teneurs en MgO pas très élevées qui en font des basaltes évolués. Elles pourraient dériver d'un magma sous-saturé à saturé en silice au sens de **Yoder et Tilly (1962)**. Par ailleurs, leurs compositions chimiques ont montré une tendance alcaline, à subalcaline pour la coulée inférieure, leurs teneurs en TiO₂

relativement moyennes n'ont pas des basaltes franchement alcalins comme pour les basaltes de la Basse Tafna.

Quand aux éléments majeurs et traces des basaltes de Mohammadia, nous ne pouvons rejeter l'affinité alcaline de ces roches, sans pour autant ne pas émettre l'hypothèse d'une caractérisation subalcaline pour ces roches, les caractères minéralogiques et géochimiques de la coulée inférieure penchent plus pour cette tendance. **Mégartsi (1982)** avait également évoqué cette tendance subalcaline pour ces volcanites.

Les corrélations entre les différents oxydes et les teneurs en silice ou l'indice de différenciation, indicatrice du degré de différenciation, mettent en évidence le rôle important du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution de ces volcanites.

Ainsi, l'étude des éléments en trace confirme ce processus pétrogénétique marqué par le fractionnement de l'olivine et de la magnétite dans les premiers stades. L'anomalie positive en Nb et en Ti observée dans ces laves constitue la signature typique des séries alcalines.

Le comportement des terres rares a montré des spectres avec un enrichissement en LREE (100x enrichis par rapport aux chondrites). D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves d'Oranie sont de type « enrichis » en LREE. Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes.

Enfin, certains rapports HFSE dont le La/Nb met en évidence une variation de la composition chimique des sources au cours du temps confirme le caractère alcalin pour les volcanites de Mohammadia.

L'étude comparative entre les différents massifs (Mohammadia, Basse Tafna et Djebel Fillaoucène) a permis de déceler des similitudes entre les basaltes de Mohammadia et ceux de Djebel Fillaoucène. Il est à rappeler que les basaltes de Djebel Fillaoucène étudiés par **Bendoukha (2008)** présentent des caractères géochimiques assez analogues à nos volcanites (basaltes évolués, teneurs élevés en alumine, faibles teneurs en TiO₂ et P₂O₅). Ces basaltes ont des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles des magmas orogéniques calco-alcalins miocènes (Basse Tafna, Sahel d'Oran et M'sirda). De ce fait, nous pensons que

les volcanites de Mohammadia pourraient se rapprocher de ces caractéristiques géochimiques alcalines, comme pour les basaltes de Djebel Fillaoucène (Moyenne Tafna).

Les rapports des teneurs La/Nb permettent encore une meilleure distinction géochimique entre les basaltes alcalins plio-quadernaires, et les laves transitionnelles d'âge miocène. Ces diagrammes mettent en évidence deux champs :

-L'un réservé aux laves d'âge miocène terminal issues du flanc sud du Djebel Fillaoucène et de Mohammadia ;

- Le second correspond aux coulées attribuées au Plio-Quadernaire.

La mise en place des magmas alcalins d'Oranie Nord-Occidentale se serait effectuée à la faveur de jeux et rejeux des méga-zones de cisaillement jalonnant la marge maghrébine lors d'épisodes distensifs succédant aux dernières phases compressives miocènes (**Hernandez et al., 1987, piqué et al. 1998, Maury et al. 2000, Coulon et al. 2002**). Les basaltes alcalins sont attribuables à l'influence d'un panache asthénosphérique avec fusion d'un manteau enrichi de type continentale (**Louni, 2002, Bendoukha, 2008**).

Références



Bibliographiques

Abad, Z., (1993). Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse, USTHB, Alger, 100 p.

Aït Hamou, F., (1987). Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (ouest algérois). Thèse Magister USTHB Alger, 269 p.

Belanteur, A (2000). Le magmatisme miocène de l'Algérois : géochronologie de mise en place, pétrologie et implantations géodynamiques. Thèse doct. Etat, USTHB Alger

Belanteur, O. , Bellon, H., R.C., Ouabadi, A., Coutelle, A., Semroud, B., Megartsi, M., and Fourcade, S., (1995). Le magmatisme Miocène de l'Est de l'Algérois : géologie, géochimie et géochronologie ^{40}K - ^{40}Ar . C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 489-496.

Bellon, H., (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparés dans leurs cadres géochronométriques. Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, Université Paris Orsay, 367 pp.

Bellon, H., (1981). Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C., (Ed) Sedimentary basins of Mediterranean margins, CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 341-360.

Bellon, H., Guardia, P (1980). Le volcanisme alcalin Plio-Quaternaire d'Algérie Occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique. Rev. Géol. Dyn. Et de Géogr. Phys., 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.

Bellon, H., Brousse, R., (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse, Bull. Soc. Géol. France XIX (7)469-480.

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 alcalin plio- quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale) Thèse doctorat, USTHB, Alger.

Benali A., (2001) Etude volcanologique, pétrographique et géochimique du secteur de Mohammadia. (Oranie Nord Occidentale).

Boivin.P, Gourgaud. A., (1979), « synchronisme des dynamismes de type « maar » et « strombolien » près de la Sauvetat (Sud-Dévès – Massif central français) », *C.R. Som. Soc. Geol. France, Fasc. 1, P. 24-27.*

Boucarut et Crévola (1972). Dépôts de déferlantes basales (Base Surge) dans l'Estérel et le Devès (Var et massif central Français) et gouttes de cendres pisolitiques. *Bull.soc. géol.france, 7, p.179-190.*

Boudon. G, De Goerde Herve. A., Vincent. P M. (1982), « Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique : Passage d' une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemples du cantal (Massif central français) », *Bull. Volcanol., 45-4, P. 367-383.*

Camus. G. Kieffer. G. (1980), Les couches rouges (red parting) du massif volcanique des Coirons (Ardèche, France), *Géol. Mediterr., t. VII ;, N°2, P. 193-197.*

Camus. G. Vincent. G.P.M. (1983), Discussion of a new hypothesis for the Karakatan volcanic eruption in 1883, *volcanol. Geotherm. Res., 19, P. 167-173.*

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P;T., Sabadini, R., (1998). The two stage opening of the western-central Mediterranean basins : a forward modelling test to a new evolutionary model, *Earth Planet. Sci. Lett. 160, 667-679.*

Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C., and Wang, S., (1986). Mesozoic and cenezoic volcanic rocks from central and southern Tibet $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristic and geodynamic significance. Earth Planet. Sci Lett., 79, 281-302.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Hermitte, D. (2002), The transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff. (soumis).

Durand-Delga, M., (1969). Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbèrie. Bull. Serv. Carte Géol., Algérie, 39 :89-131.

El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths. J., Bellon, H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J., Hernandez J., (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du néogène C.R., Acad. Sci Paris, 329, 95-102.

Fenet, B., (1975). Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse Nord-Maghrebines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.

Fischer (1964). Maximum size, medium diameter and sorting of tephra. J. géophys. Res. Vol. 69, N2, pp. 341-355.

Gentil L. (1903). Etude géologique du bassin de la Tafna. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N4; pp.1-4.

Girod, et al. (1978), les roches volcaniques : pétrologie et cadre structurale. Doins éditeurs, 240p.

Glangeaud, L., (1932). Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 2^{ième} série, n°8.

Guardia, P. et Magne J. Moyes J. (1971) – Aperçus sur la néogène autochtone de l'Ouest de l'Oranais.(Algérie Occidentale). 5 congré. Du néogène médit. Lyon, Mém. B.R.G.M n°78; t.2 pp. 691-703.

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

Harker, A., (1909). The natural history of igneous rocks. Methuen, London.

Hernandez, J., & Lepvrier, C., (1976). Pétrographie des laves liées aux bassins tertiaires de l'ouest algérois. Comparaison avec le volcanisme du Rif et de l'Oranais. 4^{ième} réunion An., Sci., Terre, Paris, P., 222.

Hernandez, J., & Bellon,H., (1985). Chronologie K/Ar du Volcanisme Miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatiques. Rev. Géol. Dyn. Géogr., Phys., Paris, 26, 85-94.

Hernandez, J., (1986). Pétrologie du massif volcanique du Guilliz (Maroc oriental), Cristallisation fractionnée, mélange de magmas et transfert de fluides dans une série shoshonitique. J., Afric., Earth, Sci., 5, 381-389.

Kieffer, G., (1980), Les explosions phréatiques et phréatomagmatiques terminales de l'Etna. Bull. volcanol. 44, P. 655-660.

Kieffer, G., Camus, G., (1981)- Manifestations dangereuses des volcans réputés pacifiques : Les éruptions et les explosions phréatomagmatiques ou phréatiques » Rev.d'Auvergne, 1, P.211-226.

Kieffer, G., Pomel, R.S. (1982). - Morphologie et volcanologie de Stromboli., Bull.Asoc.Géogr.fraç., N°488, P.1-14.

Lacroix A. (1913) – Minéralogie de la France et de ces colonies. Berger Ed 5 vol.

Lacroix A. (1924) – les analcimiques de l'Afrique du Nord. D'une manière générale, la classification des laves renfermant de l'analcime. C.R Acad. Sci, Paris, tome 178.

Lacroix A. (1925) – les basanites et les basaltes analcimiques d'Algérie et du Maroc. Bull. vol. n2, 8p. Napoli.

Lacroix A. (1927). Les caractères chimico-minéralogiques des roches éruptives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. C.R Acad. Sci., tome 185 N12, 573-576.

Lemaître, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Lebas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., and Zanettin, B., (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Black Well , Oxford.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, C., and Coutelle, A., (1995). Datation $^{40}\text{K}^{40}\text{Ar}$ de transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocene Supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 975-982.

Louni-Hacini A.,(2002).La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie nord occidentale) *Thèse Doc. D'état, USTHB, Alger, 201p*.

Masuda A., Nacamura N. and Tanaka I.T (1973). Fine structure of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosm. Acta*, Vol.37, pp 239-248.

Maury, R.C., Fourcade S., Coulon C., El-Azzouzi M., Bellon H., Coutelle A., Ouabadi A., Semroud B., Megartsi M., Belanteur O., Louni-Hacini Apique A., Capdevila R., Hernandez J. and Rehault J.P. (2000). Post collisional neogene magmatism of the Mediterranean magreb margin: A consequence of slab breakoff. *C.R.Acad.Sci., Paris, 33, pp.159-173.* **(1984)**. Les conséquences volcaniques de la subduction. *Bull.Soc. Géol. Fr.*, 7 : 489-500.

Références Bibliographiques

Megartsi, M., (1982). Les roches volcaniques d'âge Moi-Pliocène de la région de Mohammedia (Oranie). Données pétrographiques et géochimiques préliminaires. Géosciences, Bull. alg. Sci. Terre, 2(1), pp.1-12.

Megartsi, M., (1985). Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale (Algérie). Thèse d'Etat. Université d'Alger, 296 p.

Medini S. (2009). Les minéralisations hydrothermales liées à l'activité volcanique calco-alcaline du complexe des M'sirda (Oranie Nord-Occidentale). These de Mag. Univ. d'Oran.

Middelmost EAK (1975). The basalts clan. Earth Sci. Rev., 11, pp

Milesi, J.P., (1976), Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l' Alagnon-Massif central français. Thèse de spécialité-troisième cycle de Géologie appliquée, Université de Grenoble, 197p.

Miyashiro A., (1974). Volcanic rock séries in island arcs and active margins. Am; Journ. Of Sci., 274 : 321-355.

Moore, J. G. (1967) - Base-surge in recent volcanic eruptions. Bull. Volcanol. , XXX, P. 337-369.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.

Perrodon A. (1957) – Etude géologique des bassins sublittoraux de l'Algérie occidentale. Pub. Ser. Géol., Algérie.

Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M. Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., and Laville, E., (1998). Le poinçon maghrebin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci. Paris.* 326, 575-581.

Sadran G. (1952) – les roches cristallines du littoral Oranais. Morphologie régionamles. 1^{ère} série, Algérie N18.

Sadran G. (1958) – les formations volcaniques tertiaires et quaternaires de Tell Oranais. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Nouv. série, Bull. N8, 533p.

Schwazer R.R and Rogers J.J (1974)- A worldwide comparison of alkali olivin basalts and their differentiation trends. Earth Planet. Sci. Lett., 23, pp.286-296.

Semroud, B., (1981). Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Bejaïa-Amizour. Thèse Doc. d'état, USTHB, Alger, 267p.

Sun, S.S., and Mc Donough, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D., and Norry, M.J., (Eds), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc., London Spec. Pub. 42, 313-345.

Tabeliouna M. (1991) – contribution à l'étude volcanologique, pétrologique et géochimique de la partie occidentale d'Ain Témouchent. Mém. Ing. Etat. Univ. Oran.

Tabeliouna M. (1997)- etude dynamique, pétrographique et géochimique des laves basaltiques plio-quaternaires du massif d'Ain Témouchent (Oranie nord occidentale). Thèse Mag, USTHB, Alger, 118p.

Thomas, G. (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. Thèse d'état, Univ. De Pau, 594 p.

Thornton, C.P., & Tuttle, O.F., (1960). Chemistry of igneous rocks, differentiation index. Am.J. Sci., 258 : 664-684.

Velain c (1874). Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie. C.R.Acad.Sci. ,Paris,t.128p,p.73.

Wildi, W., (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) :structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris, 24: 201-297.

Références Bibliographiques

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

Zerka, M., (2004) – Le manteau sous la marge Maghrébine : Relations (infiltrations-réactions-cristallisations) et cisaillement 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+ annexes.