

N° d'ordre :



République Algérienne démocratique et populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'univers, de Géographie
et d'Aménagement du Territoire
Département de Géologie

Mémoire

Présenter pour l'obtention du diplôme de Master en Géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

Thème :

Synthèse Volcanologique des émissions magmatiques Plio-Quaternaires de
l'Oranie Nord Occidentale et de l'Algérois



Présenté par :

Cissé Mohamed

Alcinda Da Gloria Zacarias Damao

Soutenu devant le jury composé de

A. SEDDIKI	Professeur	Président	Université d'Oran2
R. BENDOUKHA	M.C.A	Encadreur	Université d'Oran2
M. MAHMOUDI	Maitre Assistant	Examineur	Université d'Oran2

Année : 2019/2020

AVANT PROPOS

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

Un grand merci spécial Mr BENDOUKHA RACHID Maître de conférences à l'université d'Oran 2, mon directeur de thème de m'avoir proposé ce sujet de mémoire et qui m'a aidé durant la préparation de ce travail.

Nos vifs remerciements également à monsieur SEDDIKI ABDEL MADJID professeur à l'université d'Oran 2 d'avoir accepté de présider le jury d'examination

Nos vifs remerciements s'adressent à Monsieur MAHMOUDI enseignant à l'université d'Oran 2 d'avoir acceptée d'examiner ce travail

Nous tenons à remercier tous les enseignants du département de la géologie et tous mes ami(es).

Enfin, je remercie mes parents qui m'ont soutenu et encourager constamment durant mes cursus. Mes remerciements vont aussi à mes frères et sœur pour leur aide, leur soutien moral. A tous ceux qui contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Table des matières

Chapitre I : Introduction – Généralités

	Pages
I.1. Introduction.....	1
I.2. Présentation des régions d'études.....	3
I.2.1. L'Oranie nord-occidentale.....	3
a) Cadre géologique.....	3
b) Cadre géologique et structure de l'Oranie nord occidentale.....	4
b.1. l'autochtone et le para-autochtone.....	4
b.2. l'allochtone métamorphique.....	4
b.3. l'allochtone non métamorphique.....	7
c) Chronologie de mise en place des roches effusives d'Oranie nord-occidentale.....	7
d) Historique des travaux.....	8
I.2.2. L'Algérois.....	9
a) Cadre géologique.....	9
b) Contexte géologique et structural de l'Algérois.....	11
b.1. Les grandes unités géologiques de la région de Dellys et du Cap Djinet.....	11
b.2. Les grandes unités géologiques de la région de Thénia et Zemmouri El Bahri – El Kerma.....	13
b.3. Les grandes unités géologiques de la région de Cherchell-Hadjout.....	15
c) Chronologie de mise en place des roches magmatiques miocènes de l'Algérois.....	17
d) Historique des travaux.....	17

	Pages
II.1. Pétrographique des roches effusives de l'Oranie nord-occidentale.....	19
II.1.1. Les produits éruptifs miocènes.....	19
a) Sahel d'Oran et les Iles Habibas.....	19
b) Les M'sirda.....	23
c) La Moyenne Tafna (rive droite).....	23
II.1.2. Pétrographie des produits moi-pliocènes.....	26
II.1.3. Pétrographie des produits plio-quatérnaires.....	26
a) La Moyenne Tafna (rive gauche).....	29
b) Les Souhalia.....	29
c) La Basse Tafna.....	30
d) Le complexe d'Ain Témouchent.....	33
II.1.4. Conclusion à l'étude pétrographique des produits éruptifs de l'Oranie nord-occidentale.....	36
II.2. Pétrographie des roches magmatiques miocènes de l'Algérois.....	36
II.2.1. Le secteur de Dellys.....	36
II.2.2. Le secteur du Cap Djinet.....	38
II.2.3. Le secteur de Thénia.....	38
II.2.4. Le secteur de Zemmouri El Bahri-El Kerma.....	39
II.2.5. Le secteur de Cherchell-Hadjout.....	39
II.2.6. Conclusion à l'étude pétrographique des roches magmatiques de l'Algérois.....	40

Chapitre III : Synthèse volcanologique

III.1. Datation du volcanisme alcalin d’Oranie et d’Algérois	41
III.1.1. Introduction	43
III.1.2. Les épanchements volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène	43
a) le volcan de Boutrack.....	46
b) Le volcan de Aïn el Maaden (704 m).....	47
c) Le volcan de M’rabet Rabah (726 m).....	47
d) Le volcan de M’rabet Rabah (726 m).....	48
e) Le volcan de M’rabet Rabah (726 m).....	48
f) Le volcan de M’rabet Rabah (726 m).....	49
g) Le volcan d’El Arroussa (468 m).....	49
h) Le volcan de Zourana (492 m).....	51
i) Le volcan d’El Bahri (614m).....	51
j) Le volcan de Bousserdoun (360m).....	52
k) Le volcan d’Ain Djenane (277 m).....	53
l) Le volcan de Dar Ali Ben Ayed (314m).....	53
m) Le volcan de Dar Ali Ben Ayed (314m).....	54
n) Le volcan de Douar El Hadjra (433m).....	55
III.1.3. les centres d’émission de la rive gauche d’Oued Marsa	57
a) Le volcan de Ras EL Kela.....	57
b) Le volcan de Tigraou.....	59
c) Le Volcan d’El Koudia (444m).....	59
d) Le volcan de Rokba (221m).....	61
e) Le volcan de Bouhabiba.....	62
III.1.4. le massif volcanique de la Basse Tafna	63
III.1.5. les volcans de la rive gauche de la Tafna	64
a) Le volcan d’El Gloub (155 m).....	65
b) Le volcan de sidi Rahmoun (347 m).....	66
c) Le volcan de Douar Ksabi (282 m).....	66
d) Le volcan de Tafardjoun (152 m).....	67
e) Le volcan de Douar Bouhamar (146 m).....	67
f) Le volcan de Boukeltoum.....	68
III.1.6. Les volcans de la rive droite de la Tafna	69

a) Le volcan de Gaadat El Ghouzlane (232 m).....	69
b) Le volcan d'El Bradj (172 m).....	69
c) Le volcan de Khouidam (100m).....	70
III.1.7.LE MASSIF VOLCANIQUE D'AÏN TEMOUCHENT.....	75
III.2 : Volcanologie de l'algérois.....	83
III.2.1. Le secteur de Dellys.....	83
III.2.2. Le secteur volcanique de Mohammadia.....	83
A- Situation géographique.....	83
B- Cadre géologique.....	86
C- Etude volcanologique.....	88
D- Dynamisme de l'appareil volcanique de Mohammedia	91

Chapitre IV : Synthèse géochimique

	Page
IV.1. Caractères géochimiques des roches volcaniques d'Oranie nord-occidentale.....	93
IV.1.1. Distribution des éléments majeurs.....	93
IV.1.2. Distribution des éléments en traces.....	100
IV.1.3. Conclusion à l'étude géochimique des laves néogènes de l'Oranie.....	103
IV.2. Caractères géochimiques des roches volcaniques de l'Algérois.....	103
IV.2.1. Distribution des éléments en traces.....	106
IV.2.2. Conclusion à l'étude géochimique des roches magmatiques de l'Algérois.....	111
IV.3. Géochimie comparée.....	112
Conclusion Générale.....	119

Listes des figures

	Pages
Fig.1. Répartition du magmatisme néogène le long de la marge algérienne septentrionale (in Halloul, 1989, simplifiée).....	2
Fig.2. Répartition et âges du volcanisme néogène d’Oranie nord occidental (in Coulon et al ; 2002, complété).....	4
Fig.3. les domaines structuraux du Maghreb (in piqué et al ; 1998).....	6
Fig.4. Situation géographique de l’Algérois.....	10
Fig.5. Esquisse géologique de la région de Dellys et de Cap Djinet.....	12
Fig.6. les grandes unités géologiques de Thénia et Zemmouri Bahri.....	14
Fig.7. cadre géologique du magmatisme miocène de Cherrhell (Hernandez et Lepvrier, 1979) (in Belanteur ; 2001).....	16
Fig.8. contexte géologique de l’Oranie nord occidental (in Megartsi, 1985, redessinée).....	20
Fig.9. contexte géologique du Sahel d’Oran (in Megartsi ; 1985).....	22
Fig.10. Répartition des formations volcaniques dans le secteur des M’sirda (in Sadran ; 1958).....	24
Fig.11. contexte géologique simplifié des émissions volcaniques de la Moyenne Tafna (rive droite et gauche).....	25
Fig.12. contexte géologique des émissions volcanique de la région de Mohammadia (in Benali, 2001).....	27
Fig.13. contexte géologique schématique des centres éruptifs de la Moyenne Tafna rive gauche (in Bendoukha, thèse en cours).....	28
Fig.14. situation géographique des volcans du Djebel Fillaoucène (in Bendoukha, 2008).....	45
Fig.15. coupe longitudinale du neck et volcan de Boutrack (Megartsi, 1985).....	46
Fig.16. répartition géographique des volcans de Souhalia.....	49
Fig.17. coupe du flanc NE d’El Arroussa.....	50

Fig.18. coupe du flanc SW du centre éruptif El Bahri.....	52
Fig.19. coupe longitudinale du centre éruptif de Douar El Hadjra.....	54
Fig.20. coupe du flanc NE du volcan de Douar El Hadjra.....	57
Fig.21. coupe du flanc NE du volcan Ras El Kela.....	60
Fig.22. coupe du flanc sud de volcan El Koudia.....	61
Fig.23. répartition géographique des centres d'émissions de la Basse Tafna.....	64
Fig.24. tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de la basse Tafna.....	74
Fig.25. situation géographique des volcans du massif d'Ain Témouchent (Bendoukha, 2008).....	75
Fig.26. situation géographique générale du bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957).....	84
Fig.27. situation géographique du secteur d'étude (Megartsi, 1985).....	85
Fig.28. carte géologique détaillées de la région de Mohammadia (in Benali, 2001).....	87
Fig.29. coupe du flanc nord du point.....	89
Fig.30. les différentes structures de la mise en place des laves basaltiques de Mohammadia (A et C structure pelure d'oignons, B et D structure en dalle).....	91
Fig.31. les différentes étapes de l'éruption mixte de Mohammadia (in Benali, 2001).....	92
Fig.32. diagramme alcalins-silice des laves néogènes d'Oranie nord-occidental (données de Megartsi ; 1985, Bendoukha ; 1987, Tabeliouna ; 1997, Coulon et al ; 2002).....	96
Fig.33. nomenclature des laves néogènes d'Oranie nord-occidental.....	96
Fig.34. Diagramme K ₂ O-Na ₂ O des laves néogènes d'Oranie nord-occidentale.....	97
Fig.35: Distribution des éléments majeurs en fonction de la silice dans les roches d'Oranie.....	98

Fig.36 : Distribution des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (I.D), et nomenclature des laves basaltiques d'Oranie nord-occidentale.....	99
Fig.37 : Spectres des terres rares (a) et spectres élargis d'éléments en traces (b) des roches volcaniques néogènes d'Oranie nord-occidentale (données de Coulon et al ; 2002).....	102
Fig.38 : Diagramme K ₂ O-Na ₂ O des roches magmatiques de l'Algérois.....	105
Fig.39 : Spectres élargis d'éléments en traces des roches magmatiques de l'Algérois (données in Belanteur, 2001 ; valeurs de normalisation de McDonough et Sun, 1995).....	109

Liste des tableaux

	Pages
Tab.1 : Récapitulatif des âges de mise en place des roches effusives d’Oranie nord-occidentale (données de Coulon et al. 2002 ; Louni-Hacini, 2002).....	7
Tab.2. : Récapitulatif des âges de mise en place des roches magmatiques néogènes de l’Algérois (données de Belanteur, 2001).....	17
Tab.3 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches du flanc du sud Dj. Fillaoucène (Moyenne Tafna-rive gauche).....	29
Tab.4 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques du secteur des Souhalia (in Abbad, 1993).....	30
Tab.5 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques de la Basse Tafna (In Bendoukha, 1987).....	33
Tab.6 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques de la région d’Ain Témouchent (in Tabeliouna, 1997).....	35
Tab.7 : Récapitulatif des caractères pétrographiques des laves miocènes de Dellys (in Belanteur, 2001).....	37
Tab.8 : Caractères pétrographiques des roches effusives du Cap Djinet (in Belanteur, 2001).....	38
Tab.9a. Récapitulatif des âges de mise en place des roches effusives d’Oranie nord-occidentale (données de Coulon et al. 2002 ; Louni-Hacini, 2002).....	42
Tab.9b. : Récapitulatif des âges de mise en place des roches magmatiques néogènes de l’Algérois (données de Belanteur, 2001).....	42
Tab.10 : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène.....	48
Tab.11 : récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de Souhalia.....	63
Tab.12 : Tableau récapitulatif des nombres de coulées basaltiques émises par les volcans du massif de la Basse Tafna.....	73
Tab.13. Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif d’Ain Témouchent.....	83
Tab.14 : Sélection d’analyses chimiques globales (éléments majeurs) des laves mio-plio-quadernaires de l’Oranie (données de Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Benali, 2001 ; Coulon et al, 2002 et Louni-Hacini, 2002).....	95

Tab.15 : Sélection d'analyses d'éléments en traces (en ppm) des laves moi-plio-quaternaires d'Oranie nord occidentale (données de Coulon et al ; 2002).....	101
Tab.16 : Compositions chimiques globales (éléments majeurs) des roches magmatiques de l'Algérois (données de Belanteur, 2001).....	105
Tab.17 : Compositions en éléments en traces des roches magmatiques de l'Algérois (données de Belanteur, 2001).....	108

I.1. Introduction

Le littoral algérien est jalonné par « Chapelet » des complexes éruptifs plutoniques (**Fig.1**). D'est en Ouest ces massifs peuvent être regroupés en trois régions principales

-Le nord constantinois qui comprend les complexes de l'Edough, de coullon, de Cap Bougaroun, de l'Aouana et Bejaia-Amizour, de Chetaibi, de Cap fer et de Filfila ; (Hilly, 1962 ; Aïssa 1996 ; Semroud 1981 ; Semroud 1970 ; Semroud et Fabriès, 1976 ; Ouabadi, 1988 ; Ouabadi 1994) ;

-L'algérois qui a connu une intense activité au Miocène, est constitué à l'Est par les massifs Dellys, de cap Djinet, deThénia et Zemmouri El Bahri-El Kerma et à l'Ouest par les complexes de Hadjout, de Menacer, de Cherchell, de Tenès, et de Miliana (Raymond, 1996 ; Lepvrier et Hernandez, 1997 ; de Degiovanni, 1978 ; Ait Hamou, 1987, Belanteur, 1989, Belanteur et Al, 1995 ; Belanteur 2001) ;

-L'Oranie nord-occidentale a été également le siège d'une activité volcanique néogène à quaternaire a donné naissance à plusieurs massifs éruptifs se répartissant depuis la région de Tifaraouine-Bouzedjar jusqu'à la frontière algéro-marocain (Gentil 1903 ; Lacroix 1913,1924 et 1925 ;Sandra, 1958 ,Megartsi 1982 , 1985 ; Bendoukha ,1987,Zerka,1991 ,Abbad,1993 ;Louni et al ; 1995 ;Tabeliouna,1997 ;Piqué et al ;1998 ; Maury et al ;2000 ; Benali, 2001 ;Coulon et al ; 2002 ;Louni-Hacini, 2002 et Zerka, 2004). Ces principaux sont d'Est en Ouest :

- Le massif de Mohammadia ;
- Le massif de sahel d'Oran
- Le massif d'Ain Témouchent ;
- Le massif Beni-saf- basse Tafna ;
- Les pointements de moyenne Tafna ;
- Le massif des Souahlia ;
- Le massif des M'sirda

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

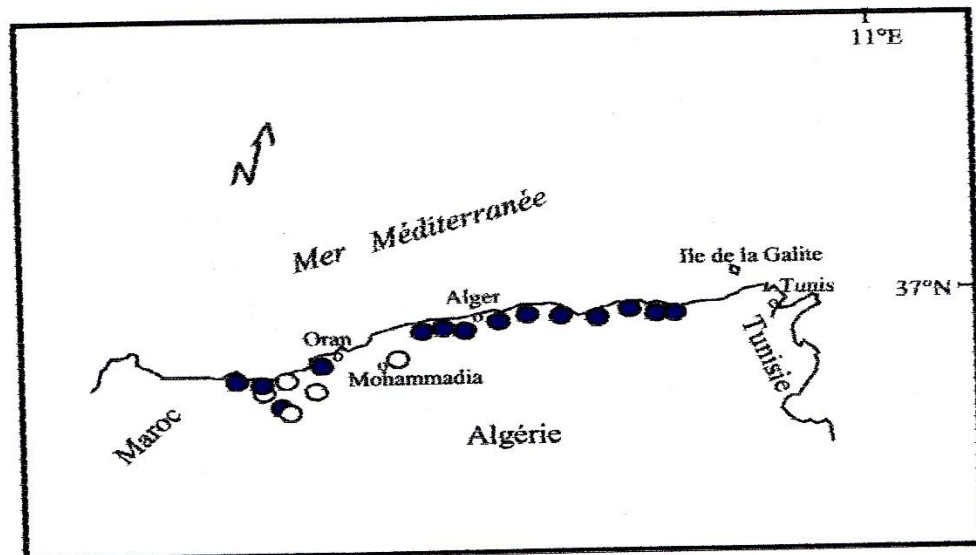


Fig.1 : Répartition du magmatisme néogène le long de la marge algérienne septentrionale (in Halloul, 1989, simplifiée)

- magmatisme calco-alcalin
- magmatisme alcalin

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés à l'élaboration d'une étude comparative des caractères géochimiques, pétrographiques et minéralogiques des produits volcaniques moi-plio-quaternaires de l'Oranie et de ceux néogènes de l'Algérois. Une reconstitution du contexte géodynamique de mise en place est également envisagée.

I.2. Présentation des régions d'études

I.2.1. l'Oranie nord-occidentale

a)- Cadre géographique

L'Oranie nord-occidentale, bordée au Nord par la Méditerranée, est caractérisée par un liseré de massifs éruptifs situés d'Est en Ouest (**Fig.2**) :

- dans la région de Mohammadia, à 80 km au Sud-Est d'Oran, sur les confins méridionaux de la plaine de l'Habra Oued Attache et Oued Habra ;
- dans le Sahel d'Oran qui s'étend entre le Cap Figalo à l'Ouest et Cap Sigale à l'Est, à environ une trentaine de kilomètre à l'Ouest de la ville d'Oran. Ce massif comprend le secteur de Tifarouine-Bouzedjar et les Iles Habibas ;
- dans la région d'Ait Témouchent, à environ 70 km à l'Ouest d'Oran
- dans la Basse Tafna situé à une centaine de kilomètre à l'Ouest d'Oran. Ce complexe est traversé par l'Oued Tafna qui le sépare en rive droite et en rive gauche ;
- dans la Moyenne Tafna, comprenant les venues volcaniques du flanc sud Djebel Fillaoucene, de Hadjra El Kahla et d'Ain Romana ;
- dans les Souhalia, à environ 130 km à l'Ouest d'Oran ;
- dans les M'sirda, aux confins de la frontière algéro-marocaine, depuis Cap Kelah à l'Est jusqu'à Mersat Ben M'hidi.

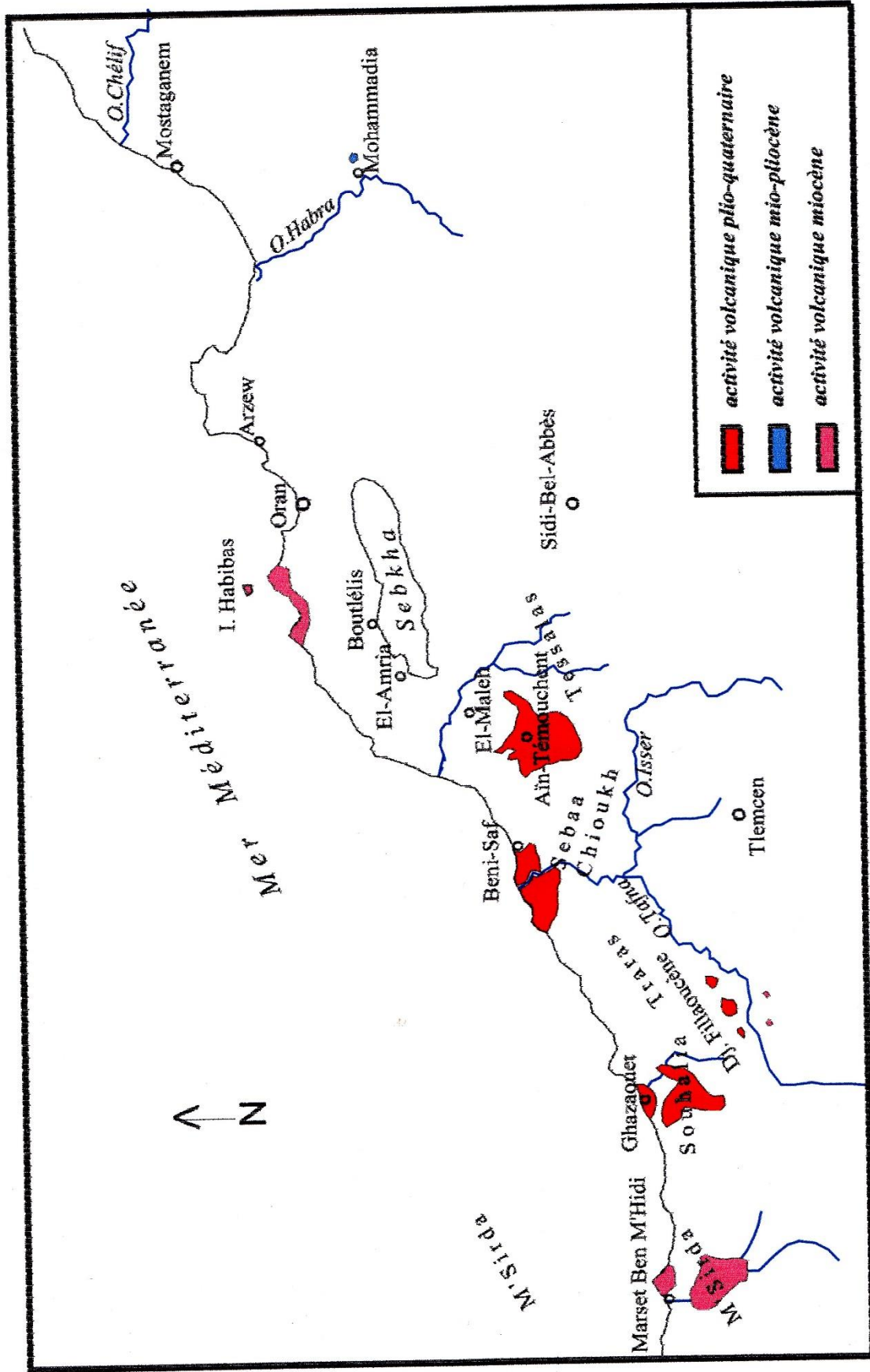


Fig.2 : Répartition et âges du volcanisme néogène d'Oranie nord-occidentale
 (in Coulon et al ; 2002, complétée)

b)- Cadre géologique et structural de l'Oranie nord-occidentale

Les formations géologiques de l'Oranie nord-occidentale s'intègrent dans le domaine externe de la chaîne alpine. Guardia (1975) y distingue plusieurs domaines structuraux (**Fig.3**) :

b.1. l'autochtone et le para-autochtone

L'autochtone est représenté par :

-des formations d'âge Primaire à Secondaire qui affleurent près d'Ain Témouchent, au Djebel Tounit et près du Douar Chentouf, aussi qu'au Sud-Ouest des Souhalia et dans le flanc sud de Debel Fillaoucène ;

-des sédiments miocènes du premier cycle post-nappes (argiles vertes, grès et poudingues) et du deuxième cycle post-nappes (marnes et calcaires récifaux). Ces formations apparaissent localement dans le 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 gréseuses ou sableuses à la base et marneuses au sommet. Elles affleurent principalement aux embouchures de l'Oued Tafna et de l'Oued Hallouf ;

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

Le para-autochtone est caractérisé essentiellement par des formations marneuses, datées du Miocène synchro-nappes, et qui apparaissent également dans les M'sirda, dans le flanc sud au Djebel Fillaoucène ainsi que tout autour des Souhalia, dans les Sebâa Chioukh, dans la vallée de la Basse Tafna et dans la région d'Ain Témouchent

b.2. l'allochtone métamorphique

L'allochtone métamorphique est constitué essentiellement par les unités de type rifain et dont l'extension atteint les monts d'Arzew, à l'Est et à l'Ouest algéro-marocaine.

Parmi ces unités, nous pouvons citer :

1% l'unité de Djebel Houariya affleurant à l'extrémité orientale du massif éruptif de la Basse Tafna. Elle comprend des terrains primaires, d'âge Carbonifère supérieur à Permien, et constitués de schistes sombres et de flysch schisto-gréseux recouverts de sédiments d'âge Jurassique ;

2% l'unité d'El-Maleh qui apparaît dans le Djebel Sidi Kacem et qui est formée de schistes et de calcaire d'âge Jurassique moyen à supérieur ;

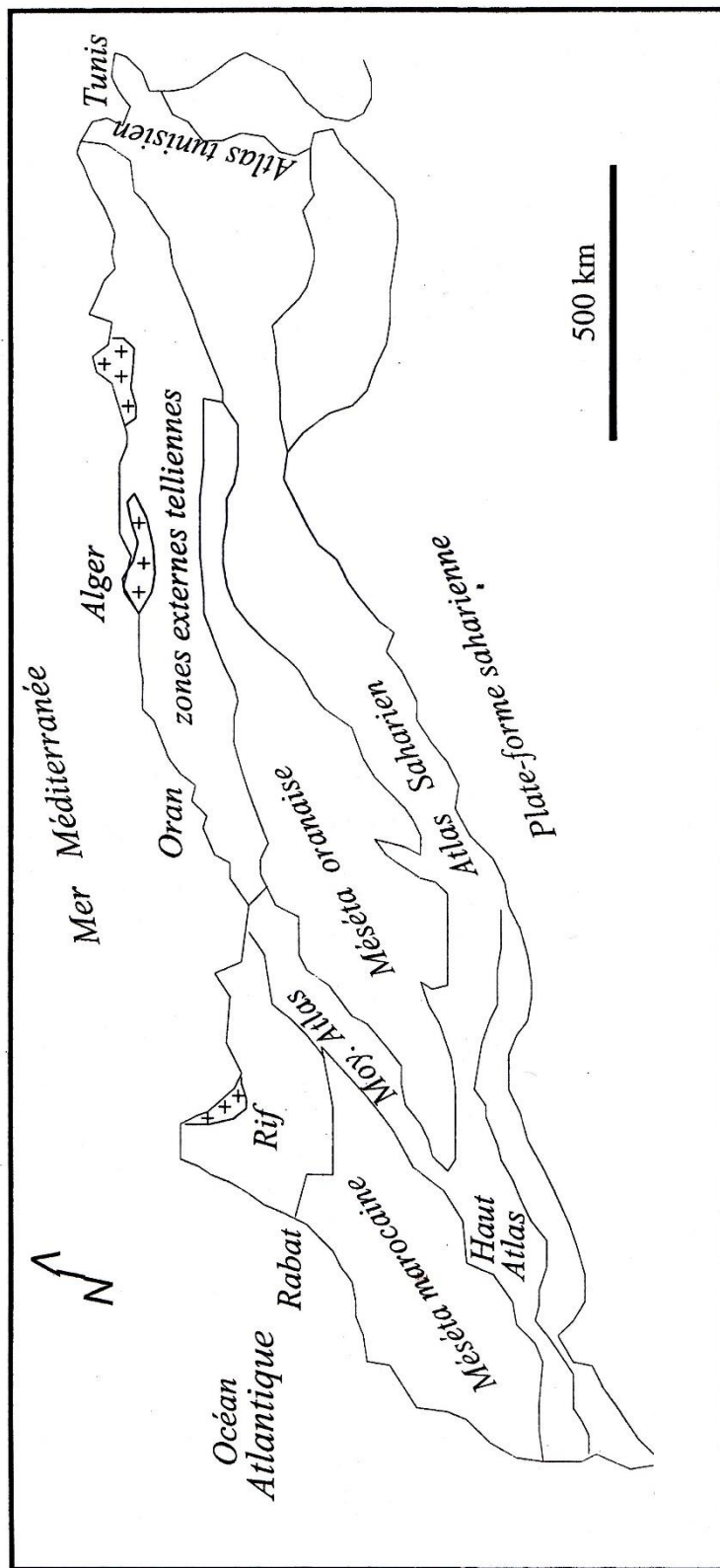


Fig.3 : Les domaines structuraux du Maghreb (in Piqué et al ; 1998)

+ + Zones interne telliennes

3% l'unité des Souhalia affleure au Sud de Ghazauet ainsi que dans les M'sird.

Elle est formée 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 constituée de sédiments d'âge Trias à Jurassique

b.3. l'allochtone non métamorphique

L'allochtone non métamorphique forme les unités telliennes et numidiennes de l'Oranie.

Celles-ci sont représentées par :

1% l'unité des Chouala, au Sud de la Basse Tafna et au Nord des Sebâa Chioukh, composée de marnes, d'âge Crétacé inférieur à Oligocène, associées à des blocs de calcaires Jurassiques ;

2% l'unité sénonienne, affleurant dans les Sebâa Chioukh, est formée de terrains d'âge Crétacé supérieur à Eocène moyen et supérieur ;

3% l'unité oligocène, datée de l'Oligo-Aquitaniens, apparaît près d'Aglal et est constituée de carbonates et de grès à ciment calcaire

c)- Chronologie de mise en place des roches effusives d'Oranie nord-occidentale

Les datations absolues sur les roches volcaniques d'Oranie nord-occidentale, ont permis de préciser leur âge de mise en place (**Tab.1**).

Globalement, les manifestations éruptives de la région se sont déroulées au cours de deux périodes nettement distinctes entre elles : une période miocène (-12- -7.5 Ma) et une période plio-quadernaire (-5 à -1 Ma). Les roches volcaniques du secteur de Mohammedia n'ont pas encore fait l'objet d'une datation absolue, mais leurs corrélations avec les formations sédimentaires sous-jacentes permettent de leur attribuer un âge Mio-Pliocène.

Secteurs	Agés (Ma)
Sahel d'Oran et Iles Hibibas	11.70 +/- 0.40 Ma à 9 +/-0.21 Ma
M'sirda	9.99 +/- 0.37 Ma à 7.46 +/- 0.18 Ma
Moyenne Tafna (rive droite)	9.10 +/- 0.30 Ma à 8.58 +/-0.21 Ma
Moyenne Tafna (rive gauche)	5.16 +/- 0.25 Ma à 3.33 +/- 0.14 Ma
Souhalia	5.01 +/- 0.25 Ma à 2.12 +/- 0.08 Ma
Basse Tafna	4.68 +/- 0.22 Ma à 1.41 +/- 0.04 Ma 5.16 +/- 0.25 Ma à 3.33 +/- 0.14 Ma
Ain Témouchent	1.5 +/- 0.25 Ma à 0.82 +/- 0.10 Ma

Tab.1 : Récapitulatif des âges de mise en place des roches effusives d'Oranie nord-occidentale (données de Coulon et al. 2002 ; Louni-Hacini, 2002)

d)- Historiques des travaux

Les affleurements volcaniques de l'Oranie Nord-occidentale ont fait l'objet de nombreux travaux. Les plus anciens d'entre eux, datant du XIX^{ème} siècle, ont abouti à des notes succinctes portant sur l'étude de zones très limitées.

Ainsi, Velain (1874), Pouyanne (1889) ont commencé par donner de brefs aperçus pétrographiques des roches effusives des Iles Habibas, de la Moyenne Tafna et du secteur du Tifraouine.

Par la suite, et dès le début du XX^{ème} siècle, plusieurs auteurs se sont intéressés aux gisements magmatiques de l'Oranie.

Dans un premier temps, Gentil (1903), parallèlement à la publication d'une carte géologique au 1/200 000, a élaboré une étude plus conséquente des massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna, du Tifaraouine, des Iles Habibas et du secteur d'Ain Témouchent.

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 ces publications sur « La minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « Les enclaves des roches volcaniques ». Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'Ain Témouchent de basanitoïdes à analcime précisant ainsi, du point de vue pétrographique, le caractère sous-saturé et alcalin des laves de ce secteur.

Par la suite, Gautier et Rouault (1938) apportent quelques précisions sur les caractères minéralogiques et chimiques des roches volcaniques d'Ain Témouchent.

Sadran (1958) a axé beaucoup plus ses travaux sur le volcanisme récent de l'Oranie et à publier une étude plus précise, des massifs éruptifs et des produits émis, comportant une cartographie des différents cendres d'émission et de nombreuses analyses des divers ensembles pétrographiques. Il signale également la présence d'enclaves de natures pétrographiques variées.

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

D'un point de vue chronologique, Bellon (1976), 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 par le biais d'un certain nombre de mesures radiométriques et de datations micropaléontologiques.

Megartsi (1985), a présenté une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme moi-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale. Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines et d'âge Miocène (secteur de Tifaraouine-Bouzedjar) des éruptions alcalines moi-pliocènes (secteurs des M'sirda et de la moyenne Tafna) et plio-quaternaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Ain Témouchent).

Bendoukha (1987), dans ses travaux sur les roches volcaniques de la Basse Tafna, a précisé la nature alcaline de ce massif. Il met en évidence un épisode dynamique phréatomagmatique intercalé entre deux épisodes stromboliens.

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

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. Ils obtiennent des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Gaurdia (1980), notamment dans les secteurs de la Basse Tafna et d'Ain Témouchent.

Tabeliouna (1997), dans son étude sur les roches effusives de la région d'Ain Témouchent, détaille la volcanologie et la pétrographie de ce secteur. Il met également en évidence l'existence d'un épisode phréatomagmatique intercalé entre deux épisodes stromboliens.

Maury et al. (2002), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) suggèrent que la transition du volcanisme néogène, de calco-alcalin à alcalin en Oranie est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture de lithosphère subductée.

Les enclaves ultramafiques associées aux produits d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna ont été étudiées par Zerka (1991), Zerka et al. (2002) et Zerka (2004). Certaines de ces roches sont d'origine mantellique et montrent que le manteau supérieur oranais, source des basaltes alcalins observés en surface, est caractérisé par d'importantes hétérogénéités texturales et minéralogiques résultant de cisaillement lithosphériques en contexte distensif accompagnant des processus métasomatiques.

Nous n'omettrons pas également de signaler de nombreux mémoires d'ingénieur d'Etat, élaborés et soutenus à l'Université d'Oran, et ayant traité, chacun de son côté, des divers aspects du volcanisme moi-plio-quaternaire de l'Oranie (Kheroua, 1990 ; Lagraa et Nekkab, 1990 ; Tabeliouna, 1990 ; Benmerzouz et Zinet, 1993 ; Hadj-Abdelkader, 1993 ; Achour et Hamma, 1995 ; Bouziane, 1995 ; Raouya, 1995 ; Bellaredj, 1997 ; Betaouf et Maaleg, 1997 ; Bendouina et Beazza, 1998 ; Mazouni, 1998 ; Charef, 1999 ; Moudjed et Zerouala, 1999 ; Benfréha et Mehalli, 2000 ; Benali, 2001 ; Serradj, 2003 ; Benziane, 2004).

I.2.2. L'Algérois

a) Cadre géographique

L'Algérois, s'étend sur près de 100 km de part et d'autre de la ville d'Alger et appartient à différentes coupures de la carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, dont les feuilles de Dellys (feuille n° 8), de Thénia (feuille n° 22) et de Cherchell (feuille n° 39). Cette région s'étend de Dellys, à l'Est, jusqu'à Cherchell à l'Ouest en passant par Cap Djinet, Thénia, Zemmouiri El Bahri et Kerma et Hadjout (**Fig.4**).

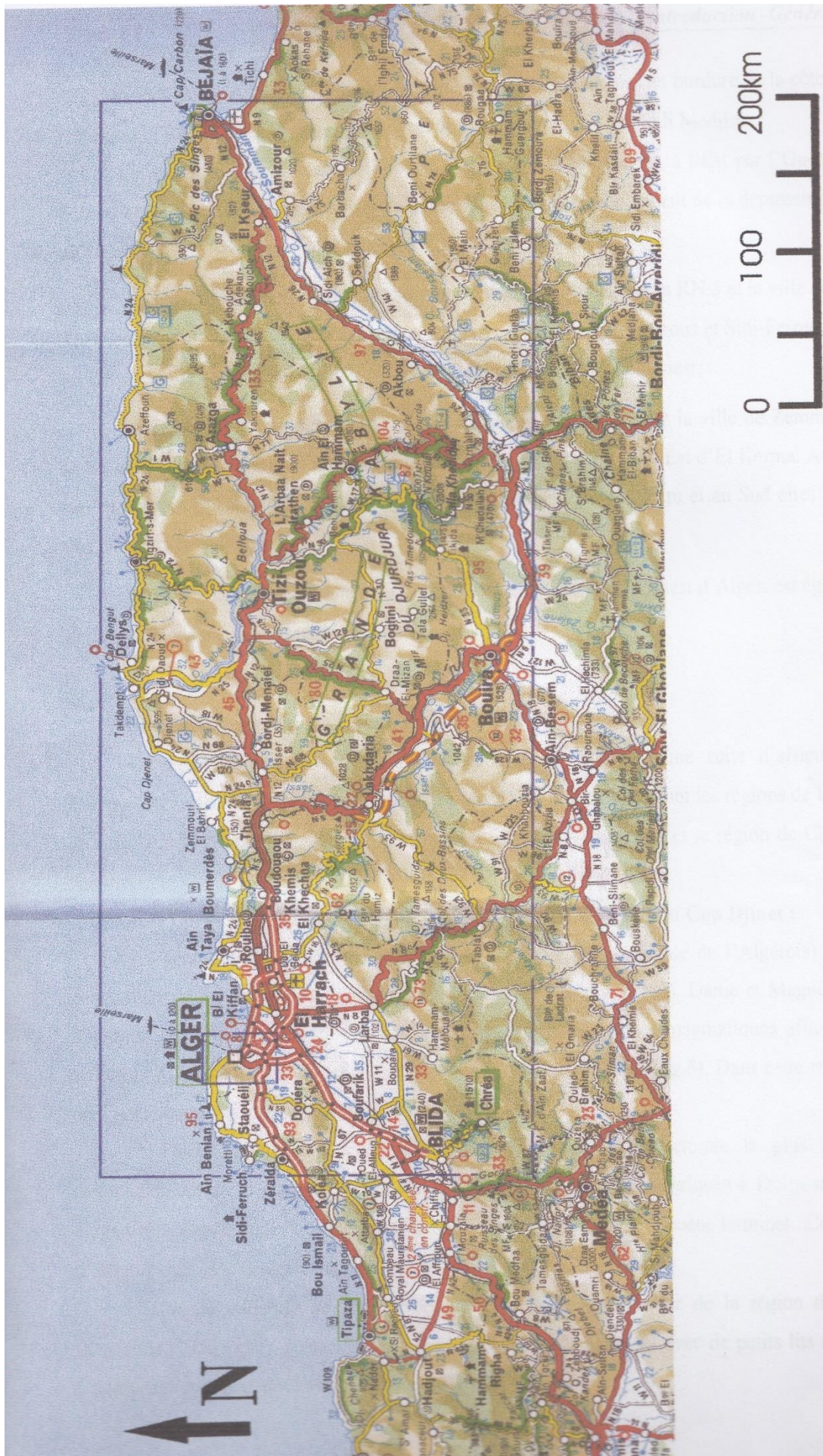


Fig.4 : situation géographique de l'Algérois

A Dellys, les roches volcaniques forment des falaises escarpées en bordure de la côte et logent la RN 24 entre Takdempt et le port de Dellys en passant par Sidi Medjini.

Le massif de Cap Djinet est limité au Nord par la Méditerranée, à l'Est par l'Oued Sebaou et à l'Ouest Isser et se trouve ainsi dans le prolongement de la dépression de Thénia.

Situé à 50 km à l'Est d'Alger, le secteur de Thénia est limité par la RN 5 et la ville de Thénia au Sud. Il s'étend au Nord jusqu'aux sommets des Djebels Bou-Arous et Sidi-Ferredj.

La RN 24 longe sa bordure orientale et l'Oued Boumerdès le limite à l'Ouest.

La région de Zemmouri El Bahri- El Kerma est comprise entre la ville de Zemmouri El Bahri et El Kerma à 5 km à l'Est de la ville de Boumerdès et à 1 km à l'Est d'El Kerma. Au Nord, des formations volcaniques affleurent le long de la côte sur près de 3 km et au Sud elles bordent une partie de la route RN 24.

La *région* de Hadjout-Cherchell, situé à environ 100 km à l'Ouest d'Alger, est également bordée au Nord par la Méditerranée.

b) Contexte géologiques et structural de l'Algérois

Dans l'Algérois, le magmatisme miocène est distribué en une d'affleurements d'importance variable et regroupés en trois régions. D'est en Ouest, ce sont les régions de Dellys et du Cap Djinet, la région de Thénia et Zemmouri El Bahri-El Kerma et la région de Cherchell-Hadjout.

b.1. Les grandes unités géologiques de la région de Dellys et du Cap Djinet :

La géologie de Dellys et du Cap Djinet (partie orientale de l'Algérois) est bien connue depuis les travaux de Glangeaud (1950, 1952), Muraour(1956), Dame et Magné (1956), Raymond (1976) et Degiovani (1978). Dans cette région, les roches magmatiques affleurent au sein d'un Miocène <<post-nappes>> et occupent de vaste superficie (**Fig.5**). Dans cette région, on distingue quatre ensembles géologiques :

***l'unité à faciès flysch d'Afir** : correspond à l'unité structurale la plus profond tectoniquement de la région. Elle est constituée de flyschs pélito-quartziques à faciès massylien d'âge Crétacé inférieur et Eocène et des termes grésos-micacés de l'Oligocène terminal. Cette unité n'affleure que dans la région de Dellys ;

***l'unité tellienne de Dellys** : décrite dans la partie orientale de la région de Dellys (Raymond, 1976), est représentée par une série de calcaires alternant avec de petits lits marneux.

Ces niveaux marneux ont livré une faune d'âge Crétacé inférieur-Yprésien ;

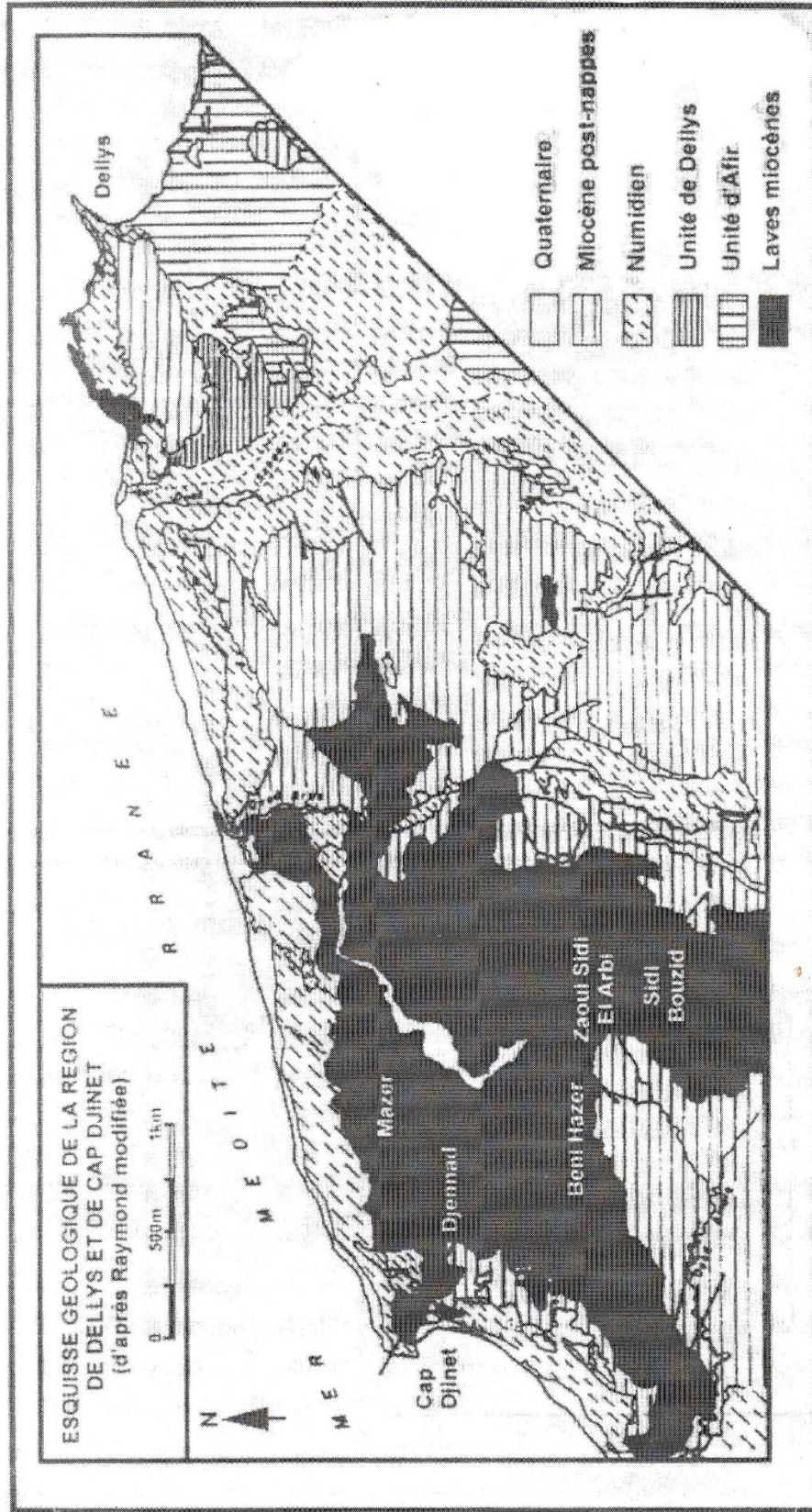


Fig5 : Esquisse géologique de la région de Dellys et de Cap Djinet

***la formation numidienne** qui débute par des argiles rouges et vertes est formée pour l'essentiel par une épaisse série de grès jaunes. Le Numidien forme une unité structurale qui surmonte l'unité tellienne de Dellys et l'unité d' Afir. L'âge précis de la formation numidienne serait à situer de l'Eocène à l'Aquitanién sup-Burdigalien basal ;

***les formations dites « post-nappes »**, discordantes sur toutes les unités qui affleurent dans la région, correspondent essentiellement des formations grésomarneuses dont l'âge serait Langhien-Serravalien.

Les roches magmatiques de Dellys et du Cao Djinet correspondent à des laves basaltiques, des andésites basiques et des tufs qui sont soit inter stratifiés, soit recourent les formations « post-nappes » largement développées dans la région. A Dellys, les coulées basaltiques sont inter stratifiées dans la molasse du Miocène au cours de plusieurs phases éruptives. Au Cap Djinet, les épanchements volcaniques comprennent une série inférieure basaltique et une série supérieure andésitique.

b.2. Les grandes unités géologiques de la région de Thénia et Zemmouri-El Bahri-El Kerma

Dans cette région affleurent du socle métamorphique, des sédiments « post-nappes » qui regroupent les dépôts du Miocène (Burdigalien et Langhien), du Pliocène et Quaternaire ainsi que les roches magmatiques miocènes (**Fig.6**). Le socle métamorphique est cristallophyllien et largement représenté par des schistes et des gneiss qui affleurent sur les flancs nord et du sud du Djebel Bou Arous et à l'extrémité ouest d'El Kerma.

Le Miocène débute par des conglomérats surmontés par des molasses à intercalations volcaniques. Les conglomérats sont recouverts par des grès carbonatés riches en faune littorale datée du Miocène inférieur (Muraour, 1956). Le Langhien, largement développé dans la région de Thénia et Zemmouri El Bahri-El Kerma, comprend des formations volcano-sédimentaires et des marnes argileuses à passées gréseuses ou carbonatées. Tout comme dans la région de Dellys, le volcano-sédimentaire fut dans un premier temps rattaché à l'Oligocène, puis au Miocène inférieur (Muraour, 1956) puis au Langhien (Vesnine, 1969). Le pliocène, toujours discordant sur les différentes formations, est représenté par des dépôts plaisanciens et astiens. Ce sont essentiellement des marnes argileuses et des argiles carbonatées.

Dans la région de Thénia, les roches magmatiques correspondent à un stock granodioritique, se développant sur les flancs ravin de l'oued Sidi Yahia et s'élevant sur la crête

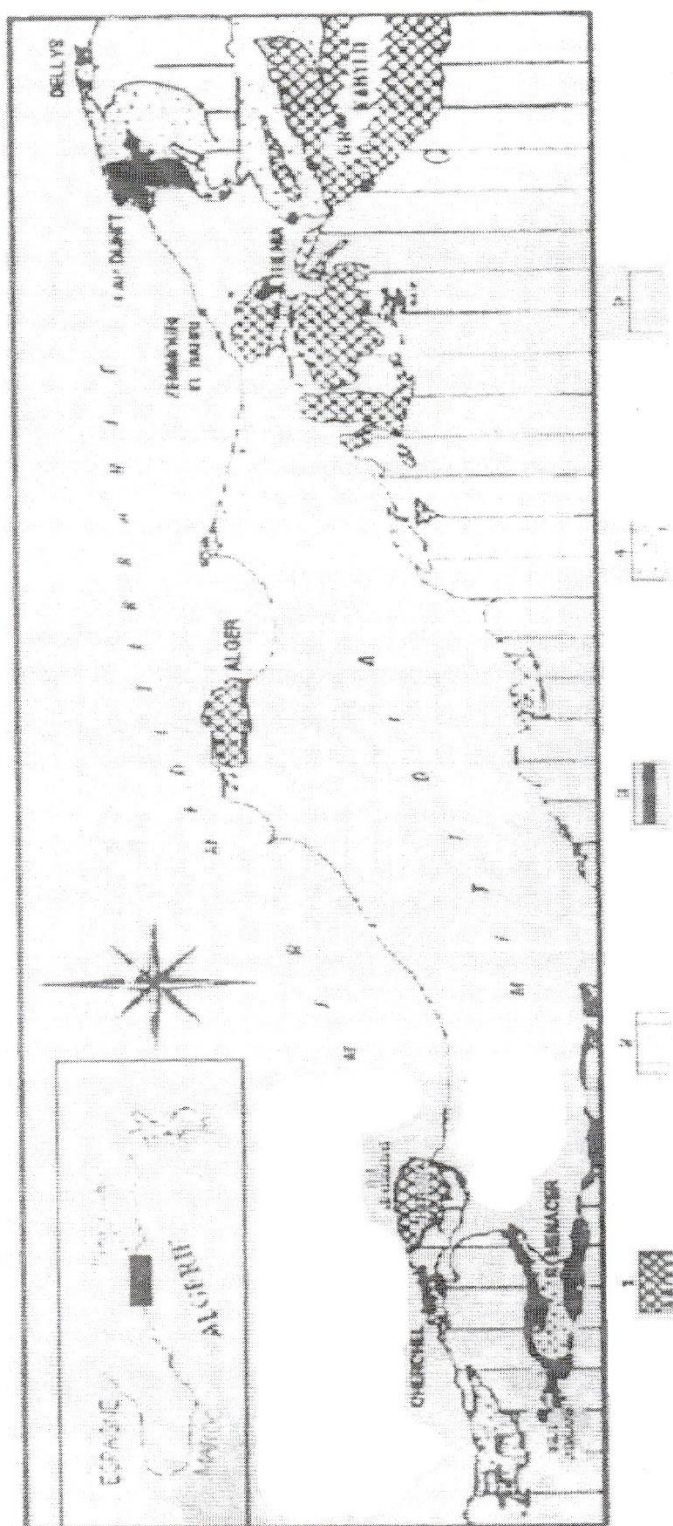


Fig 6: Les Grandes unités géologiques de Thénia et Zémouri Bahri

1 : massifs internes kabyles ; 2 : flysch kabyles et formations telliennes ; 3: formations magmatiques ;
 4: Miocène "post-nappes" ; 5 :formations plio-quaternaires

(in Belanteur 2001)

du Djebel Bou Arous jusqu'au Djebel Sidi Ferredj où il est recouvert en partie par des épanchements rhyolitique. De nombreux dykes et filons, de nature également rhyolitique, recourent le granodiorite. Des laves dacitiques constituent une masse rocheuse que forme le point culminant de Djebel Sidi Ferredj.

A Zemmouri El Bahri-El Kerma, les roches magmatiques correspondent essentiellement à des coulées ignimbriques, de nature rhyodacitique, associées à une brèche dacitique et des tufs pyroclastiques.

b.3. les grandes unités géologiques de la région de Cherchell-Hadjout :

D'après les travaux réalisés dans la région (Lepvrier et Magné, 1970 ; 1975 ; Lepvrier et Velde, 1976 ; Semroud, 1986 ; Ait Hamou, 1987), la région de Cherchell-Hadjout se situe dans le domaine externe des Magrébides (**Fig.7**). Dans cette région apparaît également la dorsale kabyle.

***le socle métamorphique :** ne se rencontre que dans le littoral, au niveau du Chenoua. Il est structuré en écaillés de marbres bleutés alternant avec des calcaires schisteux, des schistes chloriteux et des schistes graphiteux. Le paléozoïque, largement représenté dans la région, comprend essentiellement du Dévonien et du Carbonifère. Le Dévonien est schisteux à carbonaté.

Le Carbonifère comprend principalement des grés psammitiques.

***la dorsale kabyle** est constituée, dans l'ouest algérois, par deux unités présentant les faciès des unités médianes du Djurdjura. La série s'étend du Trias au Lutétien.

***le Néogène « post-nappes » :** comprend du Miocène « post-nappes » débutant au Burdigalien supérieur et constitués essentiellement de formations détritiques. Le pliocène (Plaisancien) comprend des marnes recouvertes en discontinuité par les alternances des marnes et calcaires de l'Astien.

Dans la région de Cherchell, des intrusions de nature microgranitique et monzogranitique recourent les sédiments « post-nappes ». Ce sont les plutons du Djebel El Kourd, de Gouraya et de l'Oued Harbil.

Dans la région de Hadjout, le magmatisme miocène est représenté par des épanchements volcaniques qui forment un liseré étroit qui souligne le pourtour des bassins néogènes « post-nappes ». Ce sont des coulées d'andésites intercalées entre les dépôts du Miocène inférieur et ceux du Miocène supérieur (Ait Hamou, 1987).

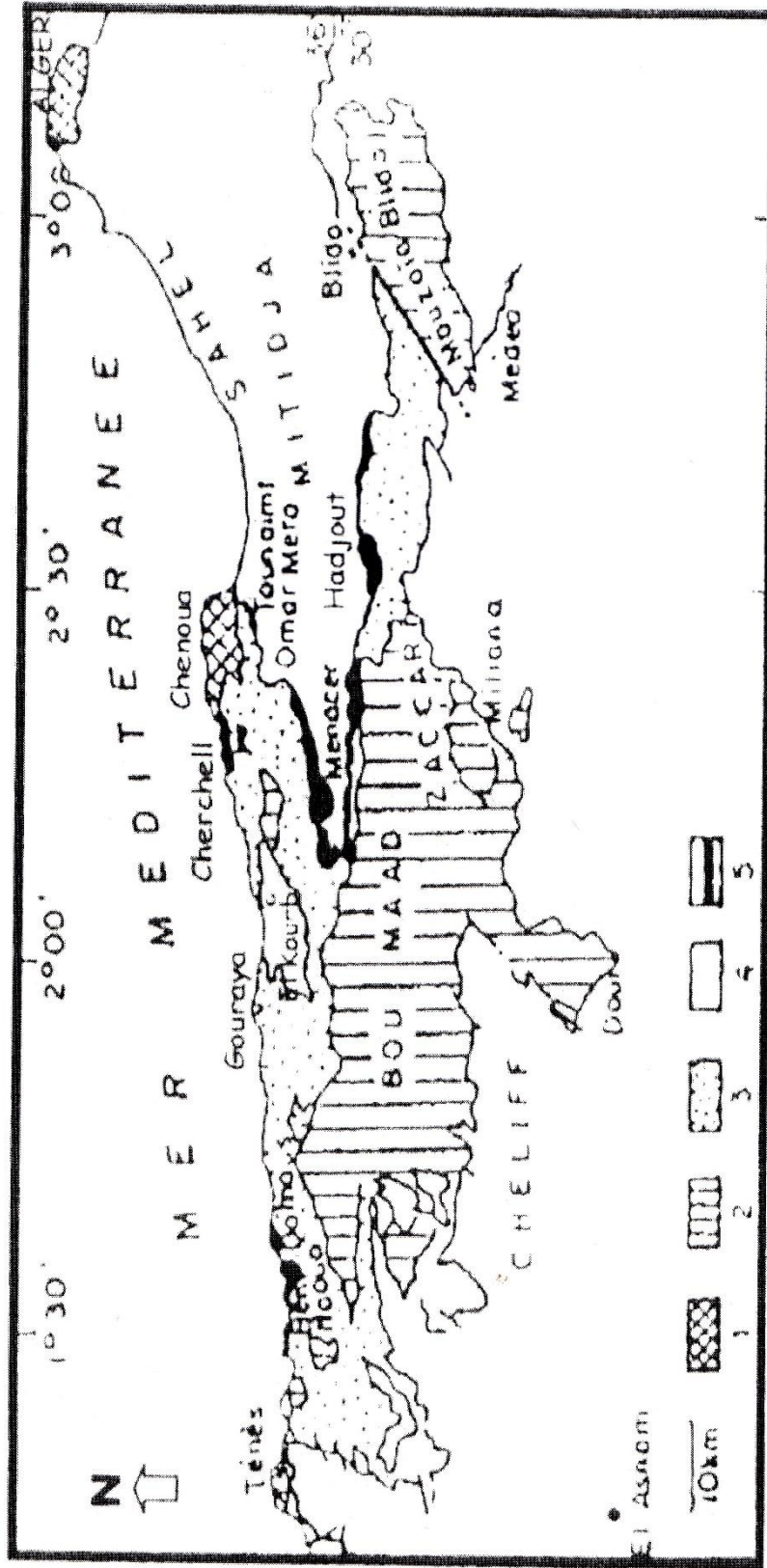


Fig.7 : Cadre Géologique du magmatisme miocène de Cherchell (Hernandez et Lepvrier, 1979) (in Belanteur, 2001)

- 1 : massifs internes kabyles, 2 : paléozoïque, 3 : dorsales et flysch kabyles
- 4 : Néogène post nappes et quaternaire, 5 : magmatisme miocène

c) Chronologie de mise en place des roches magmatiques miocènes de l'Algérois

Jusqu'aux travaux de Belanteur (2001), la détermination de l'âge de mise en place des émissions magmatiques de l'Algérois s'est basée uniquement sur des corrélations avec les formations sédimentaires environnantes. Les âges absolus par Belanteur (2001), permettent ainsi de préciser ces datations (**Tab.2**).

D'une manière globale, l'âge de mise en place des roches magmatiques du miocène de l'Algérois correspond à un large intervalle compris entre -19.2 Ma et -9 Ma. Cependant, la plupart des manifestations éruptives se sont déroulées entre -16.3 Ma et -13.5 Ma. Il apparaît clairement, ainsi que les éruptions ont commencé d'abord dans l'Est Algérois pour s'étendre ensuite à sa partie occidentale.

régions	faciès	Âges (en Ma)
Dellys	Basaltes	19,71 +/- 0.98 Ma à 14.6 +/- 0.6 Ma
	Andésites basiques	11.82 +/- 0.38 Ma
Cap Djinet	Basaltes et andésites	14.28 +/- 0.43 Ma 11.59 +/- 0.53 Ma
Thénia	Microdiorite	16.28 +/- 0.37 Ma
	Granodiorite	15.96 +/- 0.36 Ma
	rhyolites	13.37 +/- 0.29 Ma
Zemmouri-El Kerma	rhyodacites	13.96 +/- 0.30 Ma
Cherchell	monzogranites	10.6 +/- 0.5 Ma à 12.00 +/- 0.08 Ma
Hadjout	Andésites de Hadjout	13.1 +/- 0.4 Ma à 12.4 +/- 1.2 Ma

Tab.2. : Récapitulatif des âges de mise en place des roches magmatiques néogènes de l'Algérois (données de Belanteur, 2001).

d) Historiques des travaux

Les premiers travaux sur les roches éruptives de la « province d'Alger » ont été réalisés par Renou (1848) dans les environs de Cherchell. Mais ce n'est qu'en 1889 que furent publiées les premières descriptions par Curie et Flamand. Ficheur (1903) publie la carte géologique de la région d'Alger en 1894 ainsi que la carte géologique de Hadjout (ex Marengo).

En 1900, Duparc, Pearce et Ritter donnent une description détaillée des roches volcaniques de la région de Thénia.

L'étude des roches éruptives de l'Ouest Algérois fut reprise par Lacroix (entre 1924 et 1927) et ensuite celles de l'Est Algérois par Royer (1937) et Thiebaut (1951).

Entre 1925 et 1954, Glangeaud effectue les premières synthèses sur le magmatisme tertiaire du littoral algérien et plus particulièrement sur celui de l'Algérois.

Des travaux plus récents sur le magmatisme de l'Algérie du Nord, comme ceux de Vesnine (1971), Raymond (1976), Bellon (1976), Lepvrier et Velve (1976), Degiovanni (1978), Hernandez et Lepvrier (1979), Semroud (1980 et 1986), Megartsi (1983), Ait Hamou (1987), Ouabadi (1988 et 1995), Belanteur (1989), Benali (1992), Aite (1994), Louni-Hacini et al, (1996), Belanteur et al, (1996), Maury et al, (2000), et Belanteur (2001), ont progressivement apporté des vues plus détaillées sur ce matériel.

II.1. Pétrographie des roches effusives de l'Oranie nord-occidentale

L'étude pétrographique des produits éruptifs de l'Oranie nord-occidentale permet de distinguer clairement entre la nature des émissions d'âge Miocène de celles attribuées au Mio-Pliocène et au Mio-Quaternaire (**Fig.8**).

II.1.1. Les produits éruptifs miocènes

L'activité volcanique miocène a concerné trois secteurs en Oranie nord-occidentale : ce sont du Sahel d'Oran et des Iles Habibas, des M'sirda et la Moyenne Tafna (rive droite).

a) Le Sahel d'Oran et les Iles Habibas

Dans ce secteur, les roches volcaniques sont assez diversifiées.

Megarsti (1985) y reconnaît au moins trois faciès :

- Des roches andésitiques
- Des dacites
- Des rhyolites

Les andésites représentent le faciès le plus abondant dans le Sahel d'Oran. Elles constituent les premières manifestations éruptives du secteur. Elles ont toutes été émises par le volcan de Tifraouine et s'étendent principalement le long de la côte depuis Cap Sigale à l'Est jusqu'au Cap Figalo à l'Ouest. Les roches andésitiques comprennent des brèches et des coulées. Elles forment parfois des Dykes. Elles se distinguent, selon leur compositions minéralogique, en un groupe hydroxylé (à amphibole +/- biotite) et un groupe supérieur anhydre.

Les andésites du groupe inférieur sont des roches grises à gris clair. Elles sont globalement à texture porphyrique. La paragenèse générale est constituée de plagioclase +/- pyroxène +/- biotite + titanomagnétite (Megarsti, 1985 ; Louni-Hacini, 2002). Le plagioclase est assez abondant dans ces roches. Les pyroxènes sont représentés par de l'orthopyroxène de type hypersthène, et du clinopyroxène de type augite.

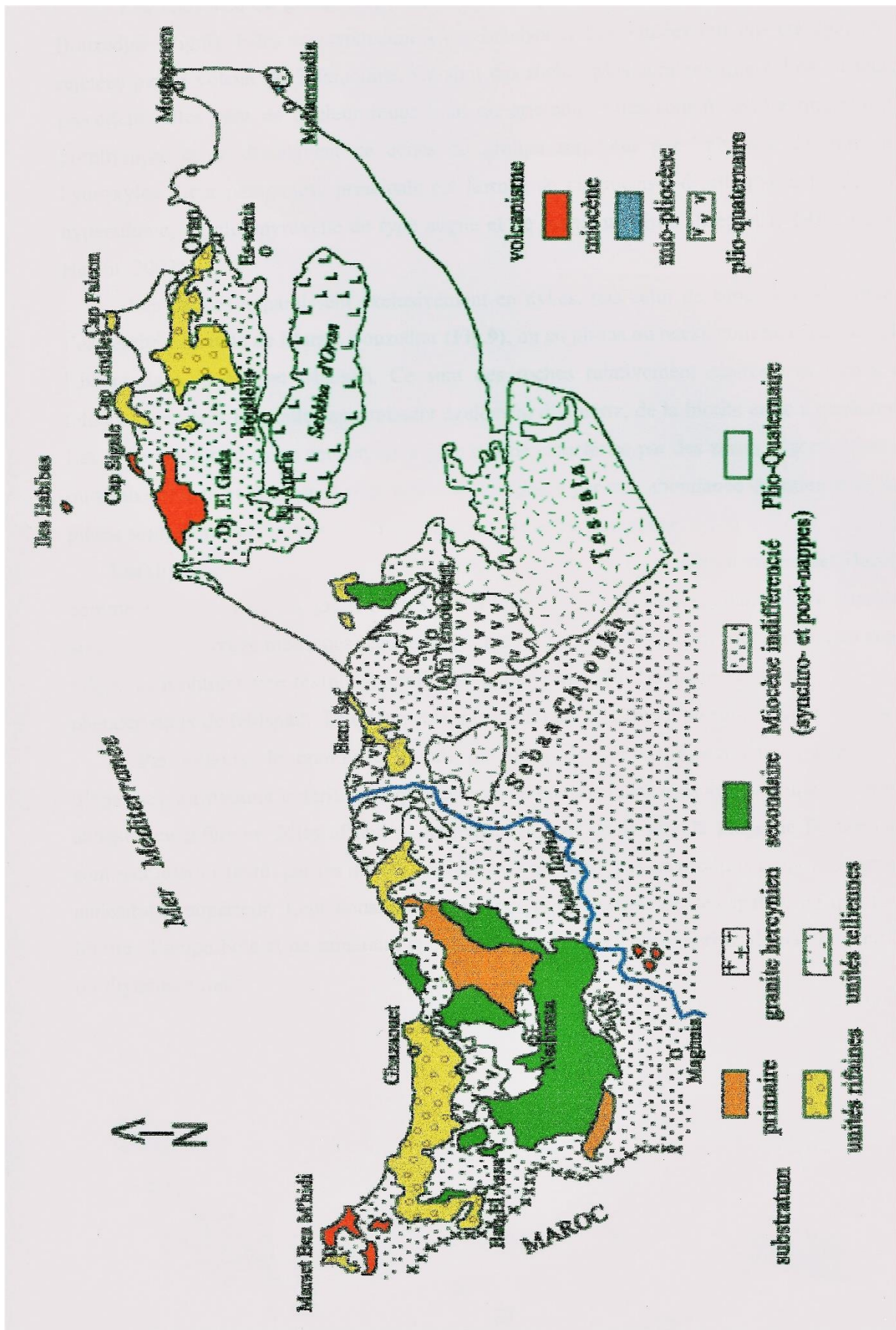


Fig.8 : contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Megartsi, 1985, redessiné).

Les andésites du groupe supérieur affleurent principalement aux alentours de Marset Bouzedjar (**Fig.9**). Elles correspondent à des brèches et des coulées qui ont été également rejetées par le volcan du Tifraouin. Ce sont des roches plus sombre que celles du faciès précédent, elles sont de couleur rouge-brun ou gris-noir. Elles sont à texture microlitique porphyrique et se distinguent de celles du groupe supérieur par l'absence de minéraux hydroxylés. Leur paragenèse principale est formée de plagioclase, d'orthopyroxène de type hypersthène, de clinopyroxène de type augite et de titanomagnétite (Megartsi, 1985, Louni-Hacini, 2002).

Les dacites apparaissent exclusivement en dykes, tels celui de Moul El Bahr situé à l'extrémité orientale de Marset Bouzedjar (**Fig.9**), ou en piton ou necks comme celui de Lalla Khadra dans Marset. Ce sont des roches relativement claires très riches en feldspath et dans lesquelles apparaissent également du quartz, de la biotite et de l'amphibole. Les dykes montrent assez souvent un aspect rubané caractérisé par des zones claires riches en minéraux blancs et des zones sombre soulignées par une abondance de mica noir. Les pitons sont, revanche, très massifs et de structure homogène.

Les rhyolites semblent être plutôt dominantes sous forme de coulées dans les Iles Habibas comme témoignent des galets rejetés par la mer. Elles existent, cependant, sur le continent sous forme de dykes métrique recoupant les roches andésitiques. Elles sont de couleur rouge brique et montrent une texture microlitique porphyrique dans laquelle se détachent de gros phénocristaux de feldspath. Le quartz et le mica noir sont également présents dans ces roches.

Par ailleurs, le complexe éruptif du Sahel d'Oran est également caractérisé par d'épaisses formations cinéritiques qui recouvrent pratiquement tous les produits du groupe andésitique inférieur. Elles affleurent largement le long de la grande plage de Bouzedjar et sont recouvertes tantôt par les marnes tortoniennes ou tantôt par les produits éruptifs du groupe andésitique supérieur. Leur constitution minéralogique, formée de feldspath, de quartz, de biotite, d'amphibole et de minéraux opaques, les apparents à des cinérites de nature dacitique ou rhyodacique.

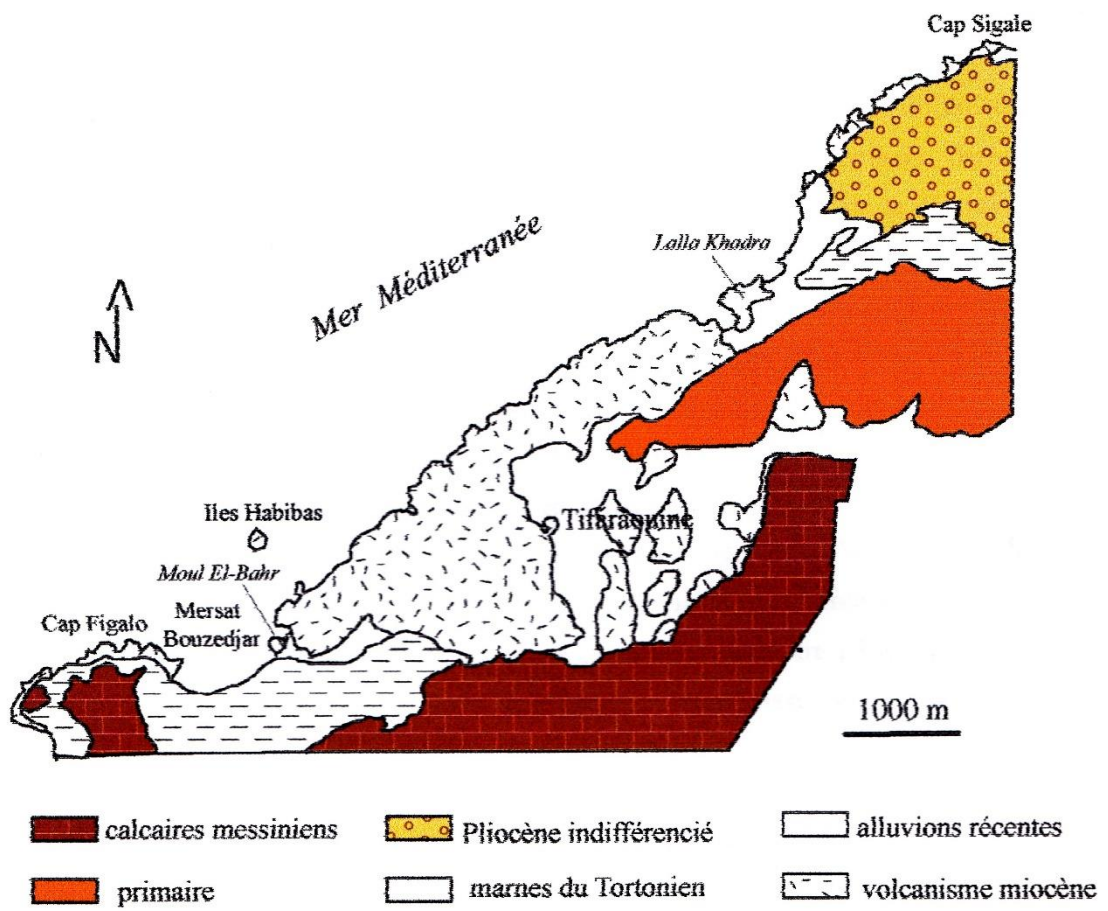


Fig.9 : Contexte géologique du Sahel d'Oran (in Megartsi, 1985)

b) Les M'sirda

Le complexe éruptif miocène des M'sirda s'est édifié dans deux secteurs différents au cours de deux périodes d'activité espacées de 2.5 Ma. La plus ancienne, datée aux alentours de 10 Ma (Coulon et al, 2002), forme un mince liseré le long de côte depuis Maset M'hidi, à l'Ouest, jusqu'au Cao Kelah à l'Est (**Fig.10**). Elle comprend essentiellement des produits de nature basaltique, émis lors d'un seul épisode strombolien, et affleurant sous couverture marneuse attribuée au Messénien (Megartsi, 1985). Les coulées émises sont à plagioclase, clinopyroxène, olivine +/- ilménite.

La seconde période, datée autour de 7.5 Ma (Coulon et al, 2002), couvre de plus grandes surfaces dans le secteur des Seabna en s'étendant jusqu'à Kouidiat Hachiet Bou Reikia, à l'Ouest, jusqu'à Ras El Aiouine et Bab El-Assa au Sud et jusqu'à l'Oued Beider au nord (**Fig.10**). Cette seconde période d'activité volcanique dans M'sirda se caractérise par des roches de nature pétrographique différente de celles de la première période puisqu'elles correspondent essentiellement à des faciès andésitiques à plagioclase, amphibole, biotite et oxydes opaques

c) La Moyenne Tafna (rive droite)

L'activité volcanique miocène en rive droite de la Moyenne Tafna s'est déroulée essentiellement autour de deux centres éruptifs : ceux d'Ain Romana et de Hadjra El-Kahla (**Fig11**). Les produits émis sont de nature basaltique et sont représentés essentiellement par des laves. Les roches sont généralement microlitiques porphyriques. La coulée la plus ancienne est plagioclase et pyroxène (opx et cpx). Celles plus récentes sont à plagioclase, clinopyroxène et olivine.

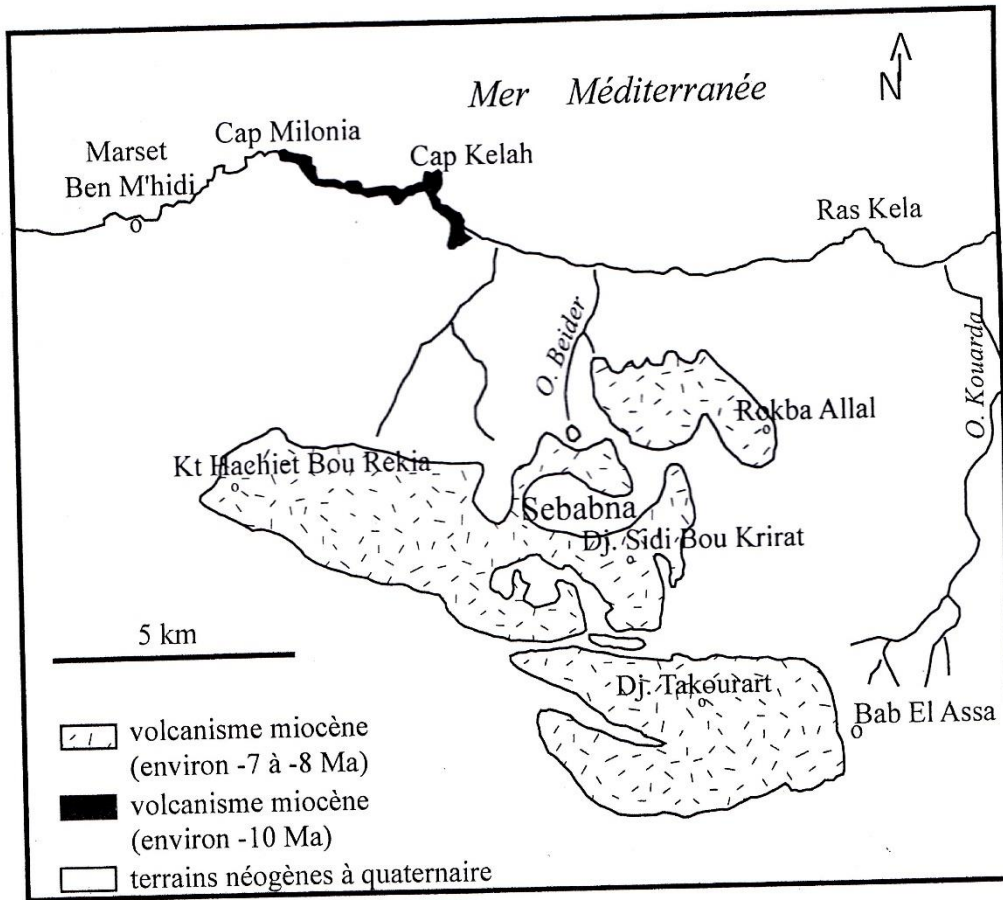


Fig.10 : Répartition des formations volcaniques dans le secteur des M'sirda (in Sadran, 1958)

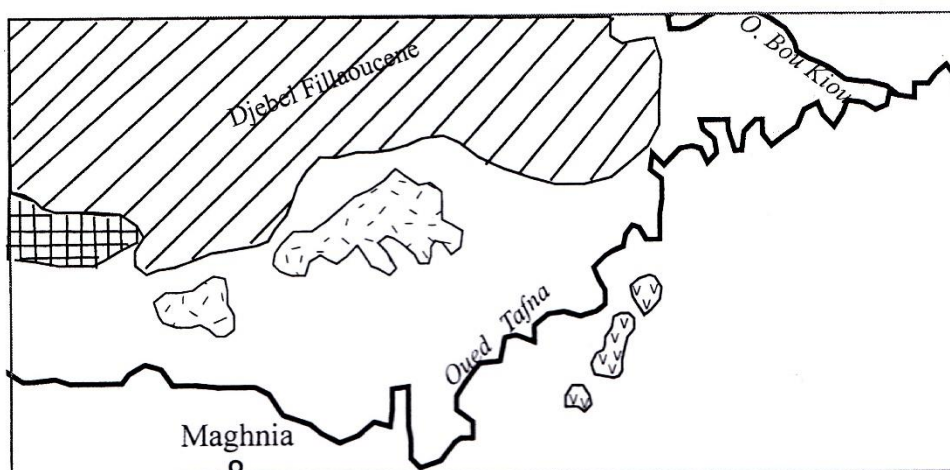
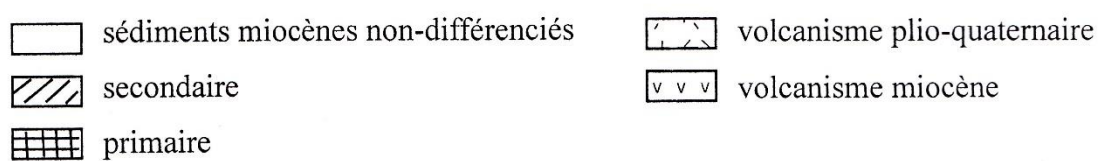


Fig.11 : Contexte géologique simplifié des émissions volcaniques de la Moyenne Tafna (rives droite et gauche)



II.1.2. Pétrographie des produits mio-pliocènes

En absence de données radiométriques concernant l'activité volcanique correspondante à cette période, seuls les produits éruptifs de la région de Mohammaedia peuvent être attribués, de manière relative, au Mio-Pliocène puisqu'ils sont intercalés entre des formations marno-gypseuses d'âge Messénien et des grès pliocènes (**Fig.12**).

Dans ce secteur, Benali (2001) décrit une brèche volcanique surmontée par deux niveaux de tufs alternant avec deux coulées (**Fig.12**). Les laves sont à texture microlitique à tendance porphyrique vers le sommet. Les constituants minéralogiques sont le plagioclase, le clinopyroxène, l'olivine et des minéraux opaques.

La brèche volcanique est constituée de scories et de blocs de même composition minéralogique que coulées.

II.1.3. Pétrographie des produits éruptifs plio-quatérnaires

L'activité volcanique plio-quatérnaire de l'Oranie s'est déroulée dans quatre secteurs. Ce sont ceux des flancs sud du Fillaoucène (Moyenne Tafna- rive gauche), des Souhalia, de la Basse Tafna et de la région d'Ain Témouchent.

a) La Moyenne Tafna (rive gauche)

C'est dans le flanc sud du Fillaoucène qu'ont débuté, autour de 4 Ma, les premières manifestations éruptives plio-quatérnaires. Elles se rapportent à quatre appareils principaux : ceux d'Ain El-Maaden, d'Ain Felah, de Boutrack et de Sidi Ali Benzomra (**Fig.13**). Les produits émis, de nature basaltique, peuvent être subdivisés en cinq groupes pétrographiques (**Tab.3**).

Le groupe F1 comprend une coulée interstratifiée dans des marnes mio-pliocènes. L'origine de cette coulée n'a pas été identifiée à cause des recouvrements sédimentaires. C'est une lave sombre à texture microlitique fluidale et comprenant des microlites de plagioclase et d'olivine.

Le groupe F2 regroupe trois coulées rapportées aux volcans d'Ain El-Maaden et d'Ain Felah. Ce sont des roches microlitiques porphyriques à phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène de type augite et d'olivine associés à des granulats d'opacques.

Le groupe F3 comprend également trois coulées attribuées au volcan de Sidi Ali Benzomra. Les laves sont globalement microlitiques et contiennent du cpx, de l'olivine, du plagioclase et grains d'opacques.

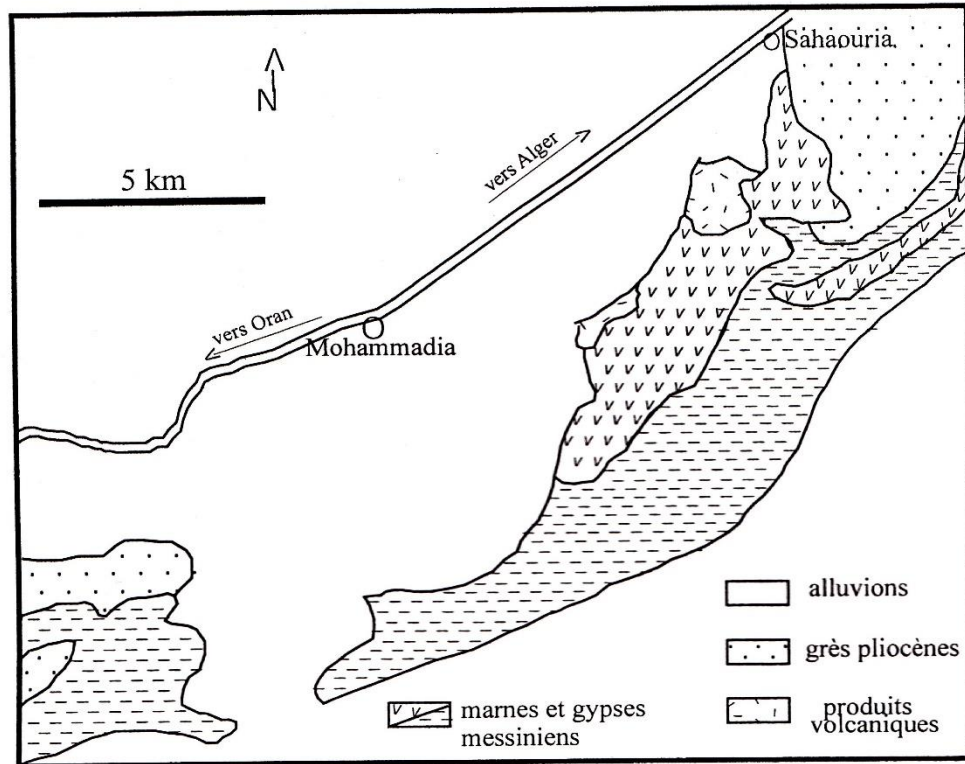


Fig.12 : Contexte géologique des émissions volcaniques de la région de Mohammadia (in Benali, 2001).

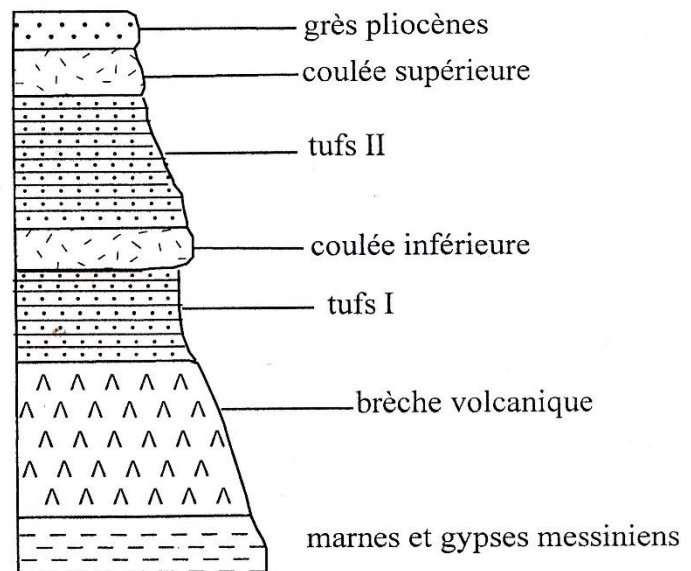


Fig.12' : Coupe schématique récapitulant la succession des formations volcaniques dans le secteur de Mohammadia (in Benali, 2001).

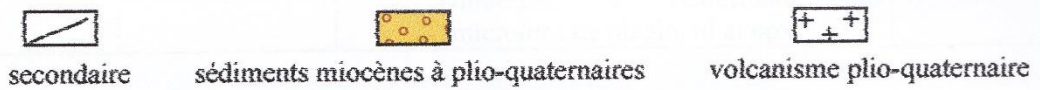
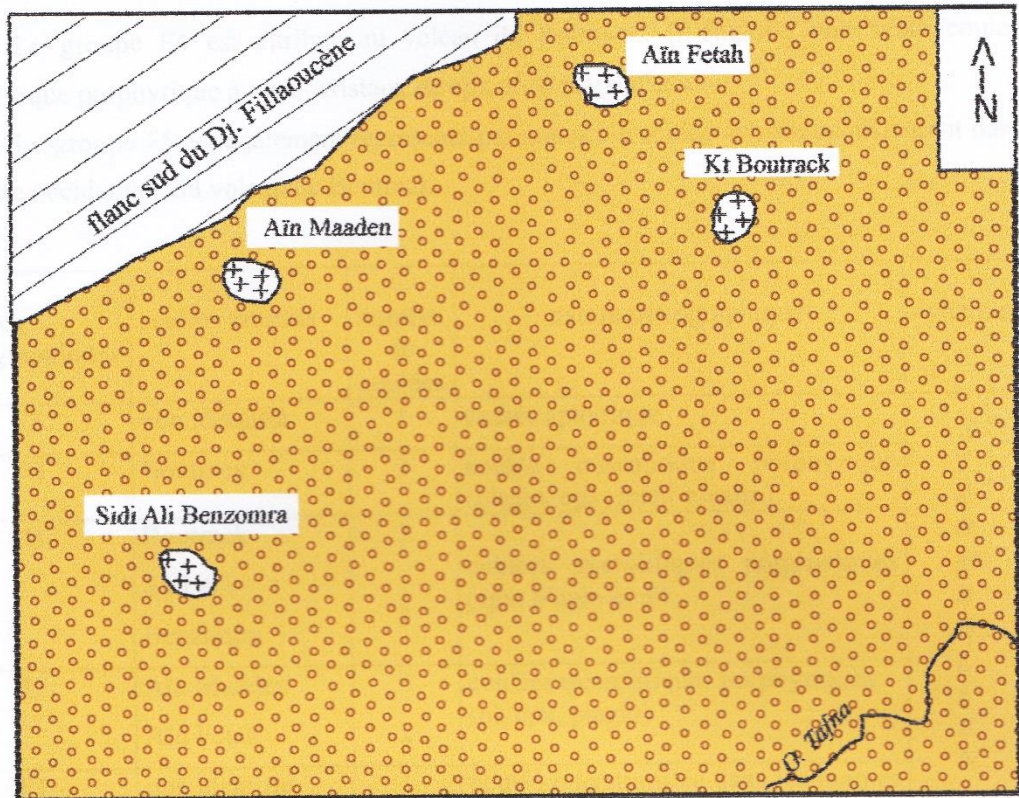


Fig.13 : Contexte géologique schématique des centres éruptifs de la Moyenne Tafna - rive gauche (in Bendoukha, thèse en cours)

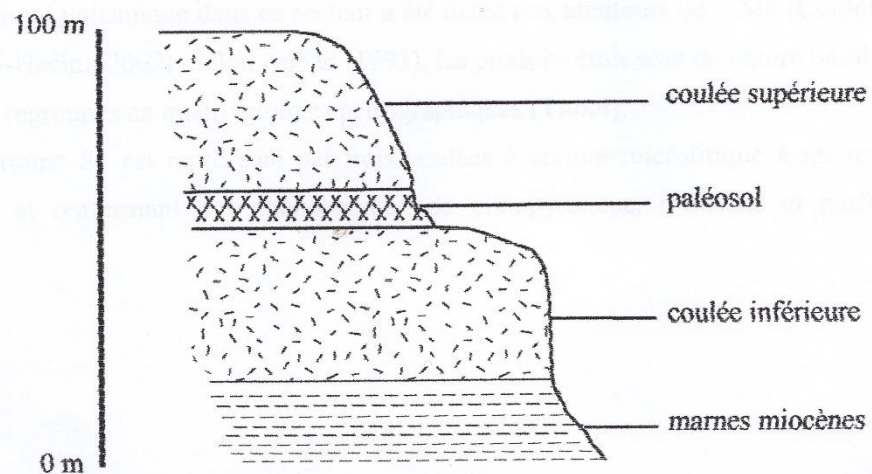


Fig.13' : Coupe schématique du flanc sud du volcan de Sidi Ali Benzomra (in Benfréha et Mehalli, 2001).

Le groupe F4 est attribué au volcan de Boutrack. Il englobe une seule coulée microlitique porphyrique à phénocristaux de cpx et de plagioclase

Le F5 est également représenté par une seule coulée aphyrique affleurant dans la partie occidentale du volcan de Boutrack.

Groupes pétrographiques	Centre éruptifs	Nombre de coulées	Nature pétrographique	Dynamisme
F5	non identifié	1	Coulée aphyrique	S T R O M B O L I E N
F4	Boutrack	1	Coulée microlitique porphyrique (plagioclase, cpx, feldspath alcalin)	
F3	Boutrack	1	Coulée microlitique porphyriques (cpx, pl, et ol)	
	Sidi Ali Benzomra	2		
F2	Ain Maaden	5	Coulées microlitiques porphyrique (ol, cpx, pl)	
	Ain Felah	2		
F1	Non identifié	1	Coulée interstratifiée dans les marnes miocène et renfermant des microlites de pl, ol, et cpx	

Tab.3 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches du flanc du sud Dj. Fillaoucène (Moyenne Tafna-rive gauche).

b) Les Souhalia

L'activité volcanique dans le secteur a été datée aux alentours de 2 Ma (Coulon et al, 2002 ; Louni-Hacini, 2002). Selon Abbad (1993), les produits émis sont de nature basaltique et peuvent être regroupés en quatre pétrographiques (**Tab.4**).

Le groupe S1 est représenté par trois coulées à texture microlitique porphyrique et renfermant des phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et parfois de plagioclase.

Le groupe S2 regroupe cinq coulées basaltiques également à texture microlitique à texture microlitique porphyrique et parfois même à tendance fluidale. Les phénocristaux sont essentiellement représentés par du clinopyroxène et l'olivine alors que le plagioclase apparaît préférentiellement en microlites, parfois orientés, et associés à des petits grains de minéraux opaques. Dans certaines coulées, l'analcime et de néphéline ont été reconnues

	Rive gauche		Rive droite		
Groupes pétrographiques	Centre éruptifs	Nombres de coulées	Centre éruptifs	Nature pétrographique des coulées	dynamisme
S4	Bouhadiba	1	--	Microlitique (plagio, ol, cpx)	S T R O M B O L I E N
S3	Tigraou	1	El-Bahri	Microlitique Légèrement Porphyrique (cpx, ol, plagio)	
S2	--		Ain Djenane Bousserdoun El-Hadba	Microlitique Porphyriques (cpx, ol, plagio)	
S1	Ras Kela El-Koudia	1 3	Feddane Sellah El-Arroussa El-Bahri Djourana	Microlitique Porphyrique (ol, cpx, plagio)	

Tab.4 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques du secteur des Souhalia (in Abbad, 1993).

Le groupe S3 ne comprend qu'une seule coulée à texture microlitique légèrement porphyrique à xénocristaux d'amphibole. La mésostase est constituée de microcristaux de plagioclase, de clinopyroxène, de néphéline et des minéraux opaques.

c) La Basse Tafna

Les produits éruptifs du secteur volcanique de la Basse Tafna se sont mis en place au pliocène entre -3 et -2 Ma selon les datations présentées par Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002). Bendoukha (1987) y distingue cinq groupes pétrographiques dont à la base et deux au sommet correspondent à des émissions stromboliennes. L'ensemble intermédiaire reflète la mise en place d'éruptions phréatomagmatique (**Tab.5**).

Le groupe B1 est représenté par deux coulées sombres qui ont été émises par le volcan d'El Gloud. Ce sont des roches microlitiques porphyriques à porphyriques phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase.

Le groupe B2 regroupe au plus trois coulées gris-noir émises par différents centres volcaniques de la Basse Tafna. Ce sont des roches microlitiques porphyriques à gros phénocristaux (1 à 2 cm) d'olivine et de clinopyroxène. De l'analcime interstitielle peut

apparaître dans certaines de ces laves. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine et de minéraux opaques.

Le groupe B3 trouve son maximum de développement au niveau de l'appareil volcanique du fort El-Belinsi qui est le plus représentatif des émissions phréatomagmatique.

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.

Le groupe B4 comprend jusqu'à près de 3 coulées émises par le volcan de Sidi Aïssa, de Sidi Laredj (en rive gauche), d'El Kelkoul, de Biramdane et du 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 ou microlitique porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine et qui apparaissent également en microcristaux associées à des grains d'opagues.

Groupes pétrographiques	Rive gauche		Rive droite		Nature pétrographique des coulées	dynamisme
	Centre éruptifs	nbre de coulées	Centre éruptifs	nbre de coulées		
B5	Bouhamar Tafardjoun Boukeltoum	1 2 4	Fort El Belinsi El Bradj Gaadet El Ghouzlane	3 1 3	microlitique porphyriques xénocristaux d'amphibole phénocristaux de cpx, ol, et plagio microcristaux de plagio, d'ol et d'opaques	strombolien
B4	Sidi Aïssa Sidi Laredj	3 1	Biramthane El Kelkoul Fort El Belinsi	1 3 3	microlitiques porphyriques à phénocristaux de cpx de plagio, d'ol et d'opaques	strombolien
B3	--	--	Fort El Belinsi	--	Formation volcano-sédimentaire : Tufs à lapillis, cinérites et tuffites	phréatomagmatique
B2	Ras Amara Sidi Rahmoun Gdid Chouk Boukil	3 3 3 3	Bled Lamdadha Fort El Belinsi Khouidam Cap d'Acra Sidi Abdallah	3 1 1 2	Microlitiques porphyriques à phénocristaux de cpx, d'ol et de plagio et microcristaux d'ol, cpx, plagio, analcime et d'opaques	strombolien
B1	El Gloud	2	--	--	Microlitiques porphyrique à phénocristaux d'ol, cpx et plagio	strombolien

					Et microcristaux d'ol, cpx, de plagio et d'opaque	
--	--	--	--	--	---	--

Tab.5 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques de la Basse Tafna (In Bendoukha, 1987)

Le groupe B5 est représentatif des produits émis par les centres éruptifs de Boukeltoum, de Tafardjoun et de Bouhamar (en rive gauche), du Fort El-Belinsi, de Gaadat El Ghouzlane et d'El Bradj (en rive droite). Tous ces appareils ont émis une à cinq coulées chacun. Ces laves sont microlitique à microlitiques porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène, de feldspath (alcalins et calco-sodiques) et parfois d'olivine. Elles sont également riches en xénocristaux d'amphibole. La mésostase est constituée de microcristaux de feldspath, de cpx, d'olivine et d'opaques.

d) Le complexe d'Ain Témouchent

L'activité volcanique dans ce secteur semble la plus jeune de toute l'Oranie nord-occidentale. D'après les datations obtenues par Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002), les manifestations éruptives de la région d'Ain Témouchent seraient quaternaires (- 1.28 à -.082 Ma). Néanmoins ces âges ne seraient représentatifs que de l'activité effusive 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'a pas encore fait l'objet d'étude radiochronologique. Globalement, les produits éruptifs du secteur d'Ain Témouchent peuvent être ainsi subdivisés en trois groupes pétrographiques correspondant pratiquement chacun à un des trois épisodes dynamiques qui se sont déroulés dans la région

(Tab.6)

Le groupe T1 regroupe les produits émis par les volcans de Hammar Kermous En-sera, de Hammar Tizi, de Djebel Dokma, Dayet El Medjahri, Hammar Brarcha, de Djebel Nécissa, de Kouidiat Berbous, de Djebel Gueriane et de Hammar El Mekla. 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 baignant dans une mésostase microlitique composée des mêmes espèces minérales.

Le groupe T2 est caractérisé par une formation volcano-sédimentaire correspondants aux émissions de nature phréatomagmatique de la région. Cet ensemble est bien représenté au niveau des volcans de Benghana, de Hammar Snidig, de Djebel Dokma, de Hammar Brarcha, de Djebel Tzioua, de Kouidiat Berbous et de Ben Adda. Cette formation volcano-sédimentaire est formée essentiellement par des alternances rythmiques de tufs à lapillis, de cinérites, des

cedres et de tuffites. Elle est limitée à son sommet par le paléosol sur lequel sont venus se mettre en place d'autres produits éruptifs de nature strombolienne et représentatifs du groupe T3.

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 de Benghana, de Hammar Ank El Djemel, de Hammar El-Matmar, de Djebel Dokma, de Dayet El Medjahri, de Djebel Dzioua, de Sidi Ben Adda, de Koudiat Berbous, de Argouh El-Ham, de Koudiat Zenzela, de Koudiat Meharik, de Hammar El Mekla et de Djebel Gueriane. Cet ensemble comprend au maximum deux coulées associées à des émissions de brèches volcaniques. Les laves sont aphyriques ou microlitiques porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène. De gros xénocristaux de sanidine peuvent également apparaître dans certaines coulées. La mésostase est constituée d'un assemblage de microcristaux de clinopyroxène, de plagioclase +/- olivine et de grains de minéraux opaques.

	Volcans septentrionaux		Volcans centraux		Volcans méridionaux		
Ensembles pétrographiques	Centres éruptifs	nbre de coulées	Centre éruptifs	nbre de coulées	Centre éruptifs	nbre de coulées	Nature pétrographique des coulées
T3	Dj. Dzioua Sidi Ben Adda Kt Berbous Dayet El Medjahri	2 2 2 1	Benghana Dj. Dokma Hr Snidig Kt Zenzla Hr Ank Djemel	2 2 1 2 1	Hr El Mekla Dj. Gueriane	2 2	microlitiques porphyriques à phénocristaux de cpx et microcristaux de cpx, de plagio, d'ol, et d'opaques
T2	Kt Berbous Dj. Dzioua Sidi Ben Adda	-- --	Benghana Dj. Dokma Hr Snidig	-- -- --	--- --- ---		Formation volcano-sédimentaire ; tufs à lapillis, cinérites, cendres et tuffites
T1	Dj. Necissa Dayet El Medjahri Kt Berbous	1 2 2	Hr Kermous N'sara Hr Brarcha	1 2 1	Hr Tizi Dj. Gueriane Hr El Mekla	1 2 2	microlitiques porphyriques à phénocristaux de cpx, d'ol, et de plagio et microcristaux d'ol, cpx, plagio et d'opaques

Tab.6 : Récapitulatif des données pétrographiques des roches volcaniques de la région d'Ain Témouchent (in Tabeliouna, 1997).

II.1.4. Conclusion à l'étude pétrographique des produits éruptifs de l'Oranie nord occidentale

La synthèse des données pétrographiques des produits de l'Oranie nord-occidentale montre que la nature des roches est différente en fonction de l'âge de mise en place

Ainsi, l'activité volcanique du miocène qui s'est déroulée dans le Sahel d'Oran, dans la Moyenne Tafna (rive droite) et dans M'sirda s'est caractérisée par la mise en place des roches andésitiques, rhyo-dacitiques et rhyolitiques. Au cours du Mio-Pliocène et du Plio-Quaternaire, les produits émis dans le secteur de Mohammadia et dans le complexe de la Moyenne Tafna (rive gauche), de la Basse Tafna, des Souhalia et d'Ain Témouchent sont plutôt de nature basaltique.

II.2. Pétrographie des roches magmatiques miocènes de l'Algérois.

Le magmatisme de l'Algérois est caractérisé par une nette prédominance des roches volcaniques (basaltes, andésites, dacites, et rhyolites) qui affleurent le long de la côte depuis Dellys à l'Est jusqu'à Cherchell à l'Ouest. Cependant, l'Algérois est caractérisé également par quelques pointements des roches plutoniques apparaissant du secteur de Thénia (Est Algérois) et dans les environs de Cherchell (Ouest Algérois).

Par ailleurs, la répartition spatiale des complexes magmatiques de l'Algérois, d'Est en Ouest depuis la région de Dellys jusqu'à Cherchell, correspond pratiquement à leur chronologie de mise en place : les basaltes de Dellys sont plus anciens et sont datés à -19 Ma alors que, les roches les plus récentes sont, quartz monzonites et monzonites du Djebel El Kourb (région de Cherchell), sont datés à -9 Ma (Belanteur, 2001).

II.2.1. Le secteur de Dellys

Le magmatisme miocène du secteur de Dellys est effusif. Il est représenté par des coulées de basaltes et d'andésites basiques, ainsi que par des tufs pyroclastiques interstratifiée dans la molasse gréso-marneuse « *dellysienne* ».

Les basaltes montrent une texture microlitique porphyrique ou doléritiques avec une composition minéralogique quasi-homogène comprenant une association de plagioclase, pyroxène (cpx +/- opx), d'olivine, d'oxydes opaques et minéraux secondaires (**Tab.7**).

Les andésites basiques sont caractérisées par une texture microlitique porphyrique où les phénocristaux de plagioclase basique (An60-An80) sont très dominants (jusqu'à 60% du volume total de la roche). C'est un plagioclase de type labrador-bytownite, qui explique le terme 'labradorite' donné à ces roches par Curie et Flamand (1892). Outre le plagioclase, la roche renferme également de rares phénocristaux d'augite (jusqu'à 5% du volume total de la roche) et des granules de minéraux opaques disséminés dans la mésostase ou inclus dans les plagioclases et les pyroxènes.

Les tufs pyroclastiques sont de couleur gris verdâtre et présente une pseudo-stratification. La roche est constituée d'une matrice vitreuse englobant des xénolites de schistes métamorphiques, de fragments plus au moins anguleux de plagioclase et de pyroxène, de chlorite et de microcristaux de quartz.

Nature de la roche	Phénocristaux	Mésostase
Basaltes Microlitiques porphyrique à doléritiques	Plagio + cpx +/- opx+ol+mx opaques	Plagio+ cpx+/-opx+ol+mx. opaques verre
Andésites basiques Microlitiques porphyriques	Plagio+cpx+mx. opaques	Plagio+cpx+mx.opaques+verre

Tab.7 : Récapitulatif des caractères pétrographiques des laves miocènes de Dellys (in Belanteur, 2001).

II.2.2. Le secteur du Cap Djinet

Dans ce secteur, deux types de roches ont été décrits : des basaltes et des andésites.

Les roches basaltiques se présentent en coulées ou en dykes. Les coulées se distinguent par une texture microlitique aphanitique ou une texture microlitique porphyrique.

Dans les roches hypo volcaniques, la texture est plutôt micro-doléritiques

De manière globale et dans tous les faciès basaltiques, la composition minéralogique est formée de plagioclase basique, de cpx (augite) et de minéraux opaques (**Tab.8**).

Les roches andésitiques se distinguent en deux faciès principaux : des andésites à cpx, olivine et biotite et les andésites à cpx et amphibole (Degiovanni, 1987 ; Belanteur, 2001).

Les andésites à cpx, olivine et constituent le faciès le plus développé de cette série andésitique. En plus du plagioclase et du cpx (augite), elles contiennent de l'olivine, de la biotite et des minéraux opaques.

Les andésites à cpx et amphibole se caractérisent par une texture microlitique porphyrique. Leur composition minéralogique est formée de plagioclase, d'hornblende, de cpx (augite) et de minéraux opaques.

Nature de la roche	phénocristaux	mésostase
Basaltes microdoléritique	Plagio+cpx+ol+/-biot. + min.op.	Plagio+cpx+ol +min.op. +verre
Andésites à amphibole Microlitique porphyrique fluidale	Plagio+hbde+cpx+/- biot +min.op.	Plagio. + cpx+ min.op. + verre

Tab.8 : Caractères pétrographiques des roches effusives du Cap Djinet (in Belanteur, 2001).

II.2.3. Le secteur de Thénia

Dans ce secteur, affleurent des roches à texture grenue ou microgrenue représentées par un stock granodioritique et une microdiorite associés à des coulées rhyolitiques et dacitique (Belanteur, 1989, Belanteur, 2001).

Le stock granodioritique se développe sur les flancs du ravin de l'oued Sidi Yahia, s'élève sur la crête du Djebel Bou Arouset se poursuit jusqu'au Djebel Sid Ferredj ou il est recouvert en partie par des épanchements rhyolitiques. Il comprend un faciès de bordure se distinguant par

sa richesse en micro-pegmatites et la présence de porphyroblastes de plagioclase noyés dans une matrice grenue à grain moyen, et un faciès central grenu à tendance monzonitique. Globalement, la granodiorite est constituée de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase, de biotite, d'amphibole +/- tourmaline +/- sphène +/- zircon +/- minéraux opaques.

Les épanchements volcaniques correspondent à deux types de roches : des dacites à biotite et amphibole et des rhyolites à biotite.

Les dacites montrent une texture microlitique porphyrique ou hyaloporphyrique fluidale et une composition minéralogique assez proche de celle de rhyodacite : quartz, plagioclase, biotite, amphibole et minéraux opaques.

Les rhyolites à biotite sont caractérisées par une texture cryptocristalline porphyrique à sphérolitique. Le plagioclase de type oligoclase et la biotite sont abondant alors que l'amphibole est totalement absente.

II.2.4. Le secteur de Zemmouri El Bahri-El Kerma

La région de Zemmouri El Bahri –El Kerma est caractérisée par l'abondance de produits d'épanchements volcaniques : des pyroclastites (brèches et tufs), de coulées ignimbritique et de brèches volcaniques tous de nature rhyodacitique. Les termes grenus sont moins abondants et n'existent qu'à l'état de blocs isolés sur la plage ou de fragments granitiques et granodioritiques dans les brèches volcanique.

Les coulées sont à structure brique ignimbritique et montrent une texture microlitique porphyrique fluidale. La structure ignimbritique est caractérisée par la présence de flammes dans un verre partiellement recristallisé. Les phénocristaux sont représentés par du plagioclase, du quartz, de la biotite et des minéraux opaques.

II.2.5. Le secteur de Cherchell- Hadjout

Les roches magmatiques du secteur de Hadjout-Cherchell ont fait l'objet de nombreux travaux antérieurs (Lacroix, 1924, 1927 ; Glangeaud, 1932, 1932a, 1939 ; Lepvrier et Velve, 1976, Ait Hamou, 1987 ; Semroud et al. 1992). Tout récemment, Belanteur (2001) a repris et complété les descriptions des roches d'El Kourb et des laves de Hadjout.

D'une manière générale, ces roches magmatiques correspondent principalement au pluton monzogranitique d'El Kourb, dans le secteur de Cherchell, et à des produits andésitiques pour la région de Hadjout.

Le pluton d'El Kourb comprend un faciès de bordure et faciès central. Le faciès de bordure montre une texture à tendance microgrenue et correspond à une micro-monzonite quartzique. Ce faciès a été décrit auparavant comme un microgranite par Glangeaud (1932) et comme une micromonzonite par Lepvrier et Velve (1976). La matrice microgrenue est constituée essentiellement de feldspath potassique, de biotite et de clinopyroxène de type diopside. Le quartz et le plagioclase sont peu abondants.

Le faciès central est caractérisé par une texture grenue et composition de monzonite à monzogranitique. Ce faciès central se distingue de celui de la bordure par la texture et les

proportions des différentes phases minérales. Le quartz et le plagioclase sont moins abondants, contrairement à l'orthose bien développé.

Les roches magmatiques de Hadjout correspondent à des andésites (Ait Hamou, 1987 ; Belanteur (2001). Ce sont des laves à texture microlitique porphyrique composées essentiellement de plagioclase, de pyroxènes (clino et orthopyroxène) et de minéraux opaques. La biotite et /ou l'amphibole apparaissent assez rarement dans certaines coulées.

II.2.6. Conclusion à l'étude pétrographique des roches magmatiques de l'Algérois

Le magmatisme miocène de l'Algérois présente une grande diversité pétrographique.

Les termes effusifs de loin les plus exprimés sont représentés par des basaltes, des andésites, des dacites, des rhyodacites, des rhyolites ainsi que des produits pyroclastiques. Les roches plutoniques constituent le massif granodioritique de Thénia et le pluton monzogranitique d'El Kourb de Cherchell.

III.1. Datation du volcanisme alcalin d'Oranie et d'Algérois.

Avant d'entamer notre étude volcanologique, nous présenterons les datations du volcanisme alcalin de l'Oranie nord-occidentale qui ont été effectuées par différents auteurs.

En effet, les datations radiométriques ($^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$ sur roche totale) obtenues par Bellon et Guardia (1980), Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002) indiquent que l'activité éruptive à caractère alcalin a débuté en Oranie d'abord dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (Moyenne Tafna) vers -5,16 Ma (**Tab. 9 a, 9 b**).

Dans la rive gauche du massif volcanique de la Basse Tafna plus exactement à Douar Gsabi, notre étude de terrain a permis de mettre en évidence un lambeau de coulée basaltique dont le centre d'émission serait dans la mer.

Cette dernière est intercalée dans la formation marneuse du Miocène. Elle serait d'âge Messénien (Bendoukha et al, 2008).

Les éruptions volcaniques se sont, ensuite, manifestées de plus en plus vers l'Est et tour à tour se dans le massif des Souhalia (-4.9 Ma), dans la Basse Tafna (- 4,63 Ma) et bien plus tardivement dans la région d'Ain Témouchent (-1.75Ma)

.Les manifestations éruptives se sont achevées en montrant également une évolution d'Ouest en Est. En effet, les derniers témoins de l'activité volcanique sont enregistrées dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (-3,3 Ma), dans les Souhalia (- 2,12 Ma) et dans la Basse Tafna (1,44 Ma).

Enfin les dernières manifestations éruptives connues en Oranie se sont achevées dans le secteur d'Ain Témouchent vers - 0,82 Ma.

Dans le complexe d'Ain-Temouchent, les âges calculés (0,82 -1,28 Ma ; Louni et al. 1995) révèlent une période d'activité très restreinte et très récente. Cependant et d'après nos propres observations de terrain, ces âges ne paraissent représentatifs que des toutes dernières manifestations stromboliennes de ce massif.

Les éruptions plus précoces de nature phréatomagmatique et responsables de l'édification d'importants anneaux de tufs, n'ont pas été datées. Elles seraient d'un âge antérieur à 1,28 Ma. Leur position stratigraphique et leur comparaison avec les produits de la Basse Tafna pourraient leur attribuer un âge de 2,74 à - 2,55Ma.

Par ailleurs, à certains endroits du secteur d'Ain-Temouchent, les anneaux de tufs recouvrent des formations lacustres qui renferment des fossiles de vertébrés probablement de type Hipparion, (Mahboubi et Tabeliouna), et qui indiqueraient un âge au moins Miocène.

Secteurs	Âges (Ma)
Sahel d'Oran et Iles Habibas	11.70 +/- 0.40 Ma à 9 +/-0.21 Ma
M'sirda	9.99 +/- 0.37 Ma à 7.46 +/- 0.18 Ma
Moyenne Tafna (rive droite)	9.10 +/- 0.30 Ma à 8.58 +/-0.21 Ma
Moyenne Tafna (rive gauche)	5.16 +/- 0.25 Ma à 3.33 +/- 0.14 Ma
Souhalia	5.01 +/- 0.25 Ma à 2.12 +/- 0.08 Ma
Basse Tafna	4.68 +/- 0.22 Ma à 1.41 +/- 0.04 Ma
Ain Témouchent	1.5 +/- 0.25 Ma à 0.82 +/- 0.10 Ma

Tab.9a. Récapitulatif des âges de mise en place des roches effusives d'Oranie nord-occidentale (données de Coulon et al. 2002 ; Louni-Hacini, 2002)

régions	faciès	Âges (en Ma)
Dellys	Basaltes	19,71 +/- 0.98 Ma à 14.6 +/- 0.6 Ma
	Andésites basiques	11.82 +/- 0.38 Ma
Cap Djinet	Basaltes et andésites	14.28 +/- 0.43 Ma 11.59 +/- 0.53 Ma
Thénia	Microdiorite	16.28 +/- 0.37 Ma
	Granodiorite	15.96 +/- 0.36 Ma
	rhyolites	13.37 +/- 0.29 Ma
Zemmouri-El Kerma	rhyodacites	13.96 +/- 0.30 Ma
Cherchell	monzogranites	10.6 +/- 0.5 Ma à 12.00 +/- 0.08 Ma
Hadjout	Andésites de Hadjout	13.1 +/- 0.4 Ma à 12.4 +/- 1.2 Ma

Tab.9b. : Récapitulatif des âges de mise en place des roches magmatiques néogènes de l'Algérois (données de Belanteur, 2001).

Etude volcanologique

III.1.1. Introduction

Les massifs éruptifs de l'Oranie nord occidentale sont plus ou moins éloignés les uns des autres. Celui de la moyenne Tafna, représenté par le flanc sud du Djebel Fillaoucène, présente des reliefs plus ou moins accentués.

Les laves rejetées par les volcans de ce massif, se sont épanchées vers le sud-ouest et le sud-est et recouvrent de grande superficie.

Le massif de Souhalia, montre deux points culminants bien visibles dans le paysage. Il s'agit du volcan d'El Koudia, dont les coulées basaltiques dessinent de véritables plateaux basaltiques

Quant au massif de la Basse Tafna, là aussi deux points culminants. Il s'agit des volcans en forme conique d'El Gloud, situé dans la partie méridionale de la rive gauche de la Tafna et de Sidi Aïssa, qui se trouve à quelques km au nord-ouest de celui-ci.

A Ain Témouchent, les produits éruptifs dessinent de petites collines séparées de petites vallées qui par endroits laissent apparaître une falaise qui est marquée soit par des produits pyroclastiques soit par une coulée basaltique.

Nous aborderons l'étude détaillée des centres d'émission de chaque massif en commençant par celui du flanc sud du Djebel Fillaoucène, suivi par Souhalia, puis par celui de la Basse Tafna et enfin par celui d'Ain Témouchent. Les produits rejetés par les centres d'émission de l'ensemble des massifs reposent indifféremment soit:

- sur les assises du Miocène
- sur un substratum gréseux, constitué de sable ocre à hélix attribué au Villafranchien (Sadran, 1958)
- Sur un matériel de nappes (Souhalia et Basse Tafna).
- Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Flanc sud du Djebel Fillaoucène).

III.1.2. Les épanchements volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène.

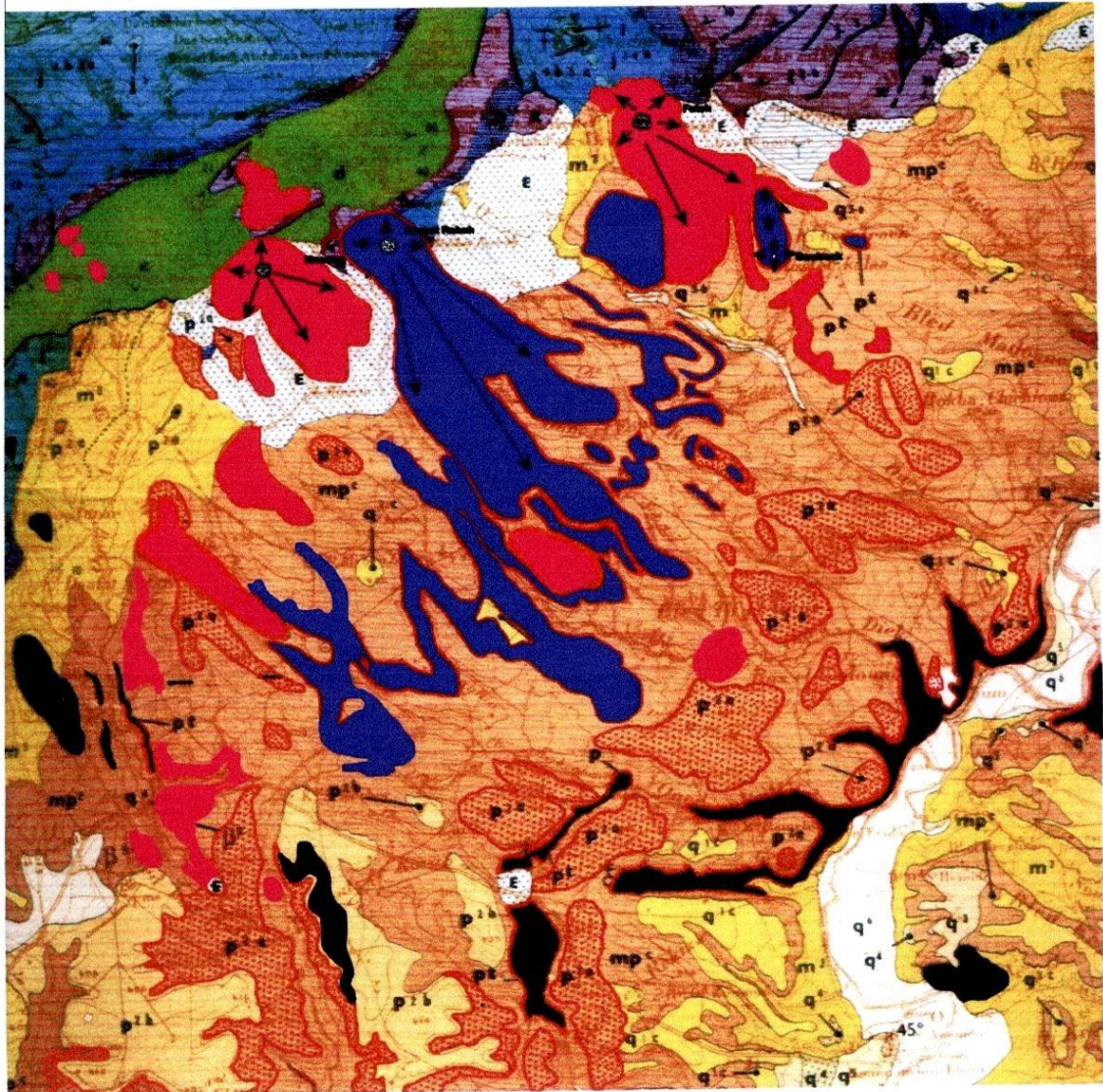
Le flanc sud du Djebel Fillaoucène a donné naissance à des épanchements volcaniques qui recouvrent une surface assez importante (**Fig.14**).

Le peu d'appareils volcaniques rencontrés dans cette région ont émis une, deux voir cinq coulées basaltiques qui se sont épanchées en grande quantité vers le SE et le SW. Aucun de ces centres n'a gardé sa forme conique ou en dôme originelle.

Ils sont tous affectés par une intense érosion et ne sont reconnus que par la masse importante de brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre. Les laves basaltiques émises par ces appareils reposent indifféremment :

- Sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.
- Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Guardia, 1975).

L'étude volcanique de ces centres se fera du Nord vers le Sud



Echelle:1/50000

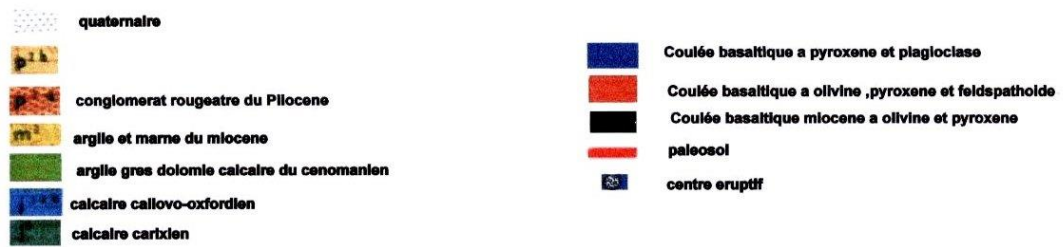


Fig. 14. Situation Géographique des volcans du Djebel Fillaoucène (in Bendoukha 2008)

a) le volcan de Boutrack

Le centre éruptif de Boutrack, situé au Nord du village du même nom est représenté par un neck basaltique formé par des orgues polygonaux, verticaux de 4 à 6 m de haut et de 1 m de diamètre.

La partie centrale de ce neck est formée d'orgues de 50 cm de section. Quant à sa base, elle présente des orgues de diamètre allant de 20 à 30 cm, de même inclinaison que les précédents.

Le centre éruptif de Boutrack serait situé à environ 200m au nord de ce neck et dont le cratère serait érodé. il ne reste que la structure de la cheminée d'environ 10m (**Fig. 15**).

La coulée de couleur gris clair gris clair à la patine et gris bleu à la cassure est parsemée par endroit de petites tâches grises de taille millimétrique rappelant le faciès « brûlures de soleil ». Elle renferme de nombreux cristaux de pyroxène de 0,1 à 0,5 cm de long, quelques nodules de péridotite altérée de taille moyenne allant de 1 à 5 cm de diamètre ainsi que l'olivine qui se présente en microcristaux de 0,1 à 0,4 cm de long.

La lave repose sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié de couleur brun rougeâtre.

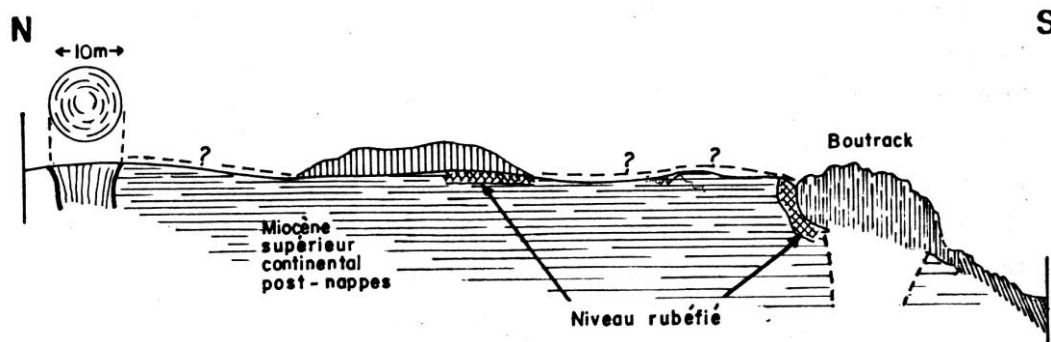


Fig.15 : Coupe longitudinale du neck et volcan de Boutrack (Megartsi, 1985).

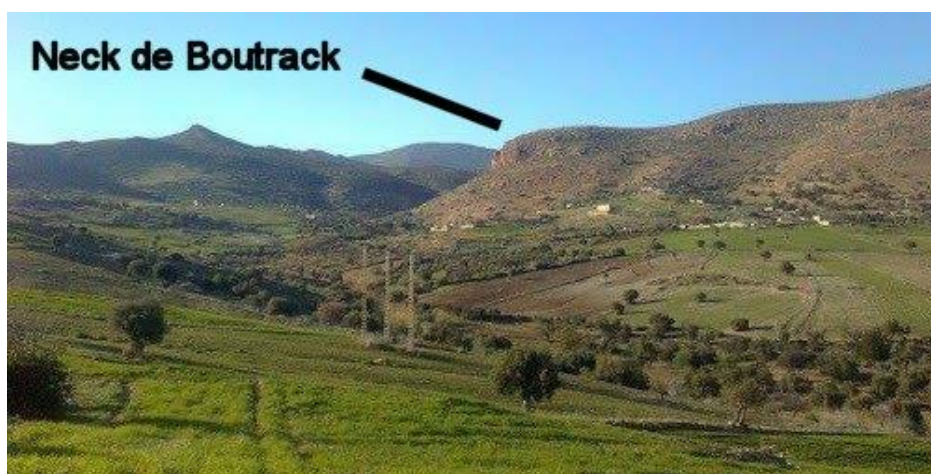


Photo 1 : Vue panoramique du neck de Boutrack

b) Le volcan de Aïn el Maaden (704 m)

Localisé à l'ouest du village d'Ain Bengraou, le centre éruptif d'Ain El Maaden, présente un cratère égéulé dans sa partie sud et entouré de scories disposées en forme de croissant.

Les cinq coulées émises par ce centre sont séparées les unes des autres par de niveaux de brèches scoriacées et se sont épanchées sur une grande superficie vers le Nord-est et le Nord-Ouest.

Trois de ces coulées se distinguent au niveau de la falaise de Djebel Dahr

El Foul qui fait 200 m de hauteur. Les prismes de la coulée supérieure font 40 à 50 cm de la coupe levée au niveau de cette falaise montre de bas en haut. La formation marneuse de couleur jaune verdâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, surmontée d'un paléosol d'épaisseur 1 m surmonté par une brèche scoriacée ravine la formation sous-jacente.

- Une coulée inférieure, d'épaisseur 15 m, de couleur gris clair à la cassure, montre une structure en plaquette de 10 à 20 cm d'épaisseur. Elle renferme des cristaux d'iddingsite, de pyroxène et quelques microcristaux de plagioclase. Le haut de la coulée est vésicule.
- Un paléosol d'épaisseur 2 m, de couleur rougeâtre surmonté par une brèche scoriacée de 0,5 m d'épaisseur, renfermant des scories de couleur brun violacé.
- Une coulée moyenne, peu vésicule à structure en plaquette, montre une couleur gris bleu à la patine et gris à la cassure. Elle est parsemée de « tâches de soleil » et renferme des cristaux d'olivine altérée de 0,1 à 0,5 cm de long. La lave montre une direction de fluidalité horizontale et est affectée de fracture et de quelques filons de calcite.
- Un niveau rubéfié de couleur rougeâtre de 1 m d'épaisseur, surmonté de coulée moyenne. Il est constitué de tufs pyroclastiques, à éléments grossiers et moyens, formés de fragments de lave et éléments calcaires.
- La coulée supérieure d'épaisseur 10 m, prismée, montre une couleur gris clair. Elle est très vésiculée et les vacuoles sont le plus souvent remplies de calcite. Elle renferme très peu de microcristaux de pyroxène et de plagioclase. Une mince croûte calcaire termine la coupe.

c) Le volcan de M'rabet Rabah (726 m)

Le centre éruptif de M'rabet Rabeh, situé au Nord-Est d'El Maâden est représenté par une cheminée volcanique d'émission 80 m de haut. Sa partie basale montre des prismes verticaux, réguliers de couleur sombre de 40 à 50 cm de diamètre et de 50 à 60 cm de haut.

Cet appareil volcanique présente une cheminée secondaire qui n'a conservé qu'un neck basaltique formé d'orgues verticaux de 20 à 30 cm de large et de 40 cm de haut.

d) Le volcan d'Aïn Fet (551 m)

Le centre éruptif d'Aïn Fetah, situé au Nord-Ouest de Boutrack, est souligné par de nombreuses scories brunes et brèches scoriacées disposées en forme de croissant. Les 2 coulées émises par cet appareil se sont épanchées vers le Sud.

La coulée inférieure repose un niveau conglomératique d'âge Pliocène. Son épaisseur est d'environ 4 m et présente une structure en plaquette. Elle renferme des cristaux d'olivine de 0,5 cm de long et est parsemée de « tâches de soleil ».

Elle possède une structure en plaquette et renferme quelques cristaux d'iddingsite et de pyroxène de taille millimétrique.

Volcan	Coulée	Age
Boutrack	1	Plio-Quaternaire
Ain el Maaden	5	Plio-Quaternaire
M'Rabet Rabah	2	Plio-Quaternaire
Ain Fetah	2	Plio-Quaternaire
Centre érodé	1	Miocène

Tab.10 : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène.

e) le massif volcanique de Souhalia.

Le massif éruptif de Souhalia, représenté par une zone montagneuse, montre des reliefs plus ou moins élevés indiquant par leur forme des centres d'émission. Ces derniers sont distincts de loin par rapport aux petites collines avoisinantes.

Les volcans de cette région 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.

Nous aborderons l'étude détaillée de quelques centres d'émission à partir des travaux de (Bendoukha 2008) en distinguant ceux de la rive droite de ceux de la rive gauche de l'Oued El Marsa (**Fig.16**).

Ceci nous permettra de voir la position stratigraphiques des diverses variétés de laves basaltiques et des principales formes de volcans responsables de leur mises en surface

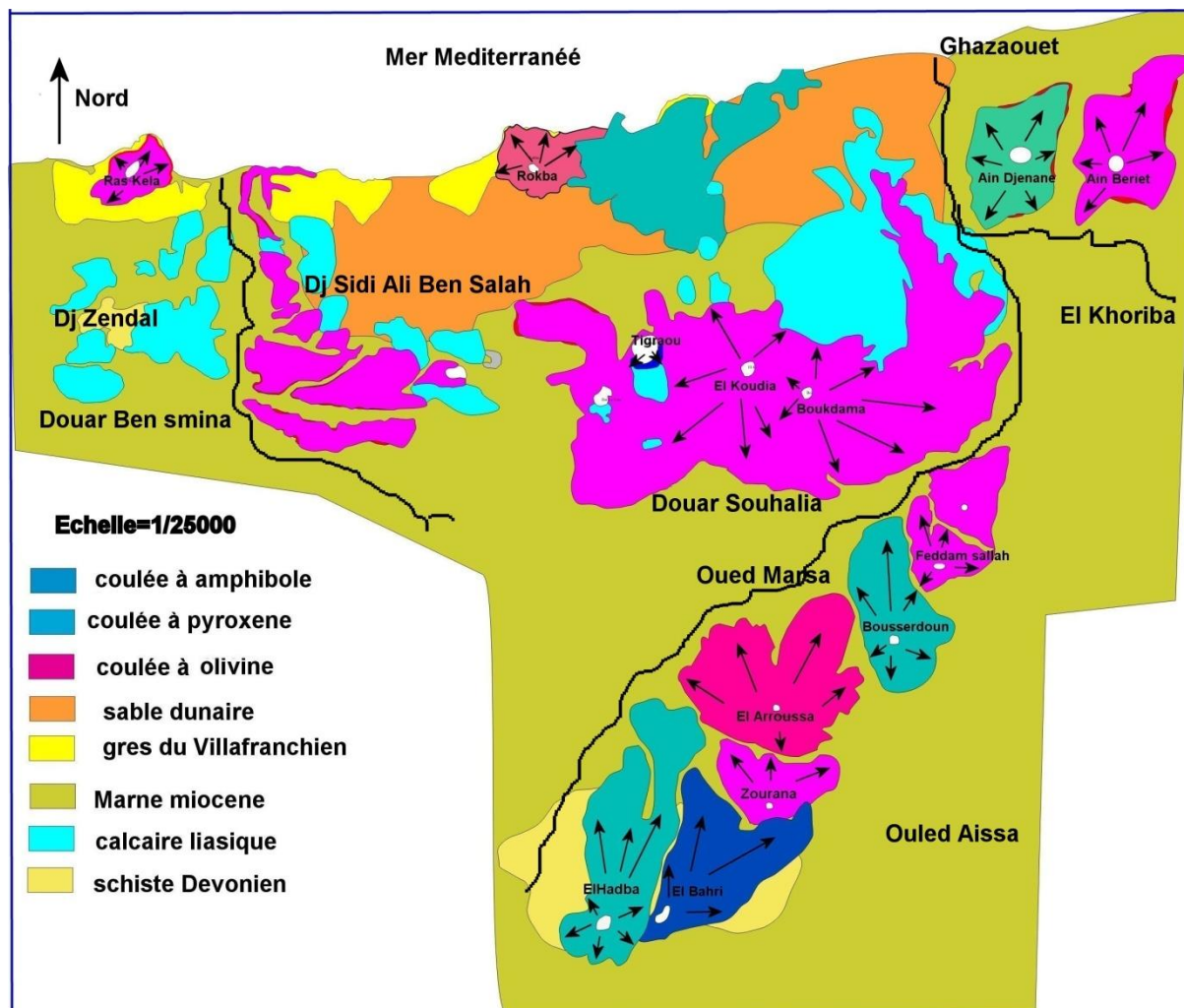


Fig.16 : Répartition géographique des volcans de Souhalia

f) les volcans de la rive droite de l'oued El Marsa.

Sur la rive droite de l'Oued El Marsa, onze centres éruptifs éloignés les uns des autres ont été identifiés. La plupart ont gardé leur forme originelle bien visible de loin.

Ils ont émis une quantité assez importante de lave basaltique qui s'est épanchée sur une grande distance et recouvrent une grande superficie. Certains dessinent de véritables plateaux basaltiques.

g) Le volcan d'El Arroussa (468 m)

Le volcan d'El Arroussa, situé au sud-ouest du massif (carte hors texte), a gardé sa forme conique originelle. Le haut du cône est marqué par la présence de scorie de taille variant entre 10 et 30 cm de diamètre de couleur rouille.

Son flanc sud est recouvert, par endroit, de croûte calcaire. Les trois coulées émises par cet appareil ont une couleur gris clair et se sont épanchées sur plusieurs Km vers le nord-ouest.

La coupe levée dans son flanc nord-est (**Fig17**) montre de bas en haut :

- Une formation marneuse de couleur jaunâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, surmonté d'un niveau de paléosol de 2 m d'épaisseur suivi d'un mince niveau de brèche scoriacée.
- La coulée inférieure (50 m d'épaisseur) est très vésicule à son sommet et présente une structure en plaquette. Elle renferme des phénocristaux d'olivine iddingsitisée de taille comprise entre 1 et 2 cm de long et des pyroxènes de 1 cm de long. A la cassure, la roche montre une couleur gris-bleu.
- Un mince niveau de brèche scoriacée, surmonté d'un paléosol de 2 m d'épaisseur, qui lui-même est recouvert de brèche de base de coulée de couleur rouille.
- La coulée moyenne d'épaisseur 30 m, est parsemée de « tâches de soleil ». Elle montre une couleur gris clair à la patine et gris sombre à la cassure et contient des cristaux d'olivine iddingsitisée de couleur rouille. La roche est affectée par un réseau de fractures remplies de calcite.
- Un mince niveau de tufs de couleur jaune rougeâtre renfermant des fragments de lave, de scories et de calcaire.
- La coulée supérieure, d'épaisseur estimée à 20 m renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine de taille millimétrique. Elle montre une couleur grisâtre à la patine et gris-bleu à la cassure. Un niveau de brèche scoriacée termine la coupe.

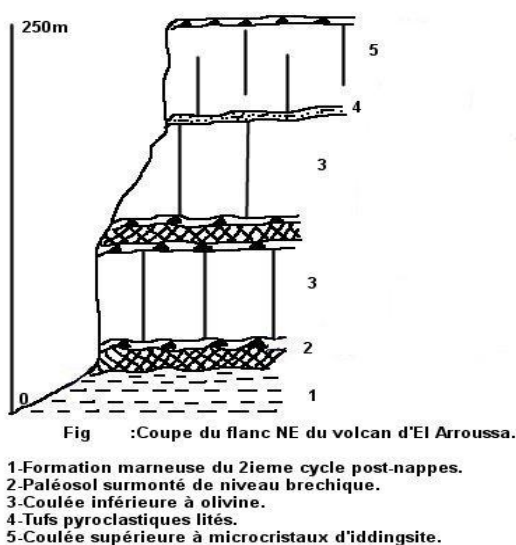


Fig.17 : Coupe du flanc NE d'El Arroussa

h) Le volcan de Zourana (492 m)

Le centre éruptif de Zourana, situé à environ 1 Km au Sud d'El Arroussa, possède un cône qui a subi une intense érosion et n'est reconnu que par la présence de scories brunes et de bombes scoriacées de taille moyenne comprise entre 40 et 60 cm de long.

La seule coulée émise par ce centre, possède une épaisseur d'environ 40 m. Elle s'est épanchée de façon centrifuge sur une faible distance. Par endroit, la lave est parsemée de « tâches de soleil » de taille millimétrique.

Elle est de couleur grise et présente une structure en boules. Ces dernières atteignent parfois jusqu'à 1 m de diamètre. La roche renferme parfois des cristaux de pyroxène de taille moyenne allant de 0,2 à 0,5 cm de long et quelques olivines altérées de 0,5 cm de long.

La coulée repose au sud-ouest sur la coulée supérieure émise par le centre éruptif d'El Bahri.

i) Le volcan d'El Bahri (614m)

Le volcan d'El Bahri, situé à 2 Km au sud-ouest du centre éruptif de Zourana a gardé sa forme originelle en dôme. La présence de scories brunes, de taille centimétrique souligne le haut du dôme.

Il a émis deux coulées basaltiques qui se sont épanchées sur une grande distance vers le nord-est et le nord-ouest, dessinant un plateau basaltique.

La coupe levée dans son flanc sud-est (**fig.18**) montre de bas en haut :

- Un substratum marno-calcaire de couleur jaune verdâtre montrant un litage horizontal, d'âge Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.
- La coulée inférieure d'épaisseur estimée à 70 m, présente une structure en plaquettes et est parsemée de « tâches de soleil ». La roche est de couleur gris-bleu à la patine et gris-sombre à la cassure. Elle renferme de nombreux cristaux de pyroxène de taille moyenne comprise entre 0,5 et 2 cm de long ainsi que des cristaux d'olivine de 1 à 1,5 de long.
- Un niveau de brèche scoriacée brune de 1 m d'épaisseur.
- La coulée supérieure, 50 m d'épaisseur de couleur gris sombre à la patine et gris-bleu à la cassure présente une structure chaotique. Les vésicules qu'elle renferme sont remplies de calcite. Elle est parsemée par endroit de petites tâches millimétriques de couleur gris clair.

- Elle renferme des cristaux de pyroxène de 0,1 à 0,2 cm de long, des cristaux d'olivine iddingsitisée ainsi que de nombreux phénocristaux d'amphibole de couleur noire de taille moyenne comprise entre 1 et 2,5 cm de long. Un niveau brèchique de couleur brun-rouge termine la coupe.

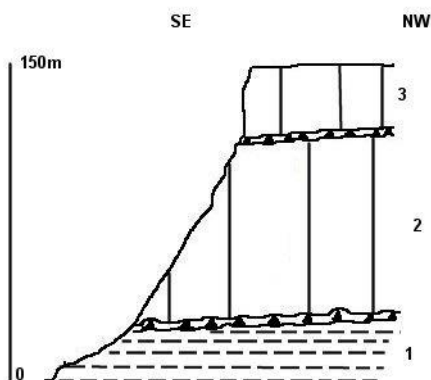


Fig .Coupe du flanc SO du centre éruptif El Bahri

- 1-Formation marno-calcaire jaune verdâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappe.
- 2-Coulée inférieure à xénocristaux d'amphibole d'El Bahri.
- 3-Coulée supérieure de couleur gris-bleu d'El Bahri.

Fig.18 : Coupe du flanc SW du centre éruptif El Bahri

j) Le volcan de Bousserdoun (360m)

Le volcan de Bousserdoun, situé à environ 4 à 5 Km au nord-est de Zourana, est l'un des plus importants appareils de Souhalia.

Il présente une forme conique, dont le sommet a subi une intense érosion et les nombreuses scories brunes indiquent sa présence.

Les trois coulées qui lui sont rattachées, se sont épanchées sur une grande distance vers le nord-est et constituent le plateau de Bousserdoun.

Dans sa partie nord-est, les trois coulées ont comblé la vallée de l'oued Laayoun entaillée dans les marnes jaune verdâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Là, elles se sont accumulées sur une épaisseur de plus de 100 m et reposent sur un paléosol.

La coulée inférieure, atteint 30 m d'épaisseur. Elle est de couleur grise et parsemée de "tâches de soleil". Elle montre une structure en plaquettes. La largeur des bancs est comprise entre 0,30 et 0,60 m

.A la cassure, la roche présente du pyroxène de taille variant entre 0,5 et 1 cm de long et de l'iddingsite de 1 cm de diamètre. Les vésicules sont souvent remplies de calcite.

Un paléosol d'environ 2,5 m d'épaisseur vient s'intercaler entre les coulées moyenne et supérieure.

Nous notons dans la coulée moyenne la présence de quelques cristaux de plagioclases de 1 à 3 mm de long, de pyroxène et une nette direction de fluidalité horizontale de la roche.

La partie sommitale de la coulée supérieure (5m d'épaisseur) est affectée par quelques filons de calcite. La roche ne montre aucun minéral, visible à l'œil nu. Elle est aphanitique.

- Une autre coulée rejetée par le volcan Ali Ben Ayad situé plus au nord vient recouvrir les 3 précédentes. Elle a une épaisseur d'environ 5 à 10 m et une couleur bleue.
- La lave renferme de nombreux xénocristaux de péridotite altérée dont la taille varie de 2 à 15 cm de diamètre, des phénocristaux de pyroxène de 0,5 à 1 cm de long.
- La roche montre quelques filons de calcite. Elle présente une La couleur gris clair à la patine et gris sombre à la cassure. Les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu.
- Elle est totalement aphanitique. Une brèche scoriacée de couleur brune occupe le haut de la falaise.

k) Le volcan d'Ain Djenane (277 m)

Le centre éruptif de Ain Djenane, de faible altitude a une forme en dôme aplati. Il est situé à 4,5 Km au sud-est de la ville de Ghazaouet.

Son sommet est reconnu par la présence de scories brunes de taille variable. Cet appareil a rejeté deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers l'est et vers le nord-est.

Il a également émis une quantité importante de cendre volcanique de couleur grise et de tufs lites dus tout simplement à des retombées de fines particules lors des explosions volcaniques.

Ces produits pyroclastiques renferment des fragments de lave, de scorie brune ainsi que des fragments de roche sédimentaire notamment des calcaires d'âge Liasique.

l) Le volcan de Dar Ali Ben Ayed (314m)

Le centre éruptif de Dar Ali Ben Ayed, de forme en dôme aplati est situé à environ 10 Km au sud de la ville de Ghazaouet. Son sommet est occupé par des scories brunes et des bombes scoriacées de taille allant de 30 à 40 cm de diamètre.

Son flanc nord, laisse apparaître une falaise qui montre la succession de trois coulées basaltiques, séparées par des niveaux de brèches scoriacées.

Les laves émises se sont épanchées sur une grande distance vers le nord-est et le nord-ouest où elle recouvre les laves inférieures rejetées par le centre éruptif d'El Koudia.

La coulée inférieure, d'épaisseur 15 m, repose sur un substratum constitué de marne jaune -verdâtre du Miocène de 2^{ème} cycle post-nappes.

Elle montre une structure en plaquettes et une couleur gris sombre à la patine et gris clair à la cassure. La roche renferme de nombreux cristaux d'olivine de couleur rouille de 0,5 cm de long ainsi que des cristaux de pyroxène de taille comprise entre 0,5 et 1 cm de long.

Elle est affectée par de nombreuses fissures.

La coulée moyenne d'épaisseur 10 m, de couleur gris noir à la patine et gris bleu à la cassure, montre par endroit des prismes de 30 à 40 cm de large sur 1 m de hauteur.

Elle est recouverte par endroit de petites taches rondes, de couleur grise et de taille millimétrique.

Les cristaux de pyroxène, qu'elle renferme sont plus gros et nombreux, tandis que les phénocristaux d'olivine sont moins nombreux et de petite taille.

A son sommet, la coulée devient plus vacuolaire. Certaines vésicules sont remplies de calcite.

La coulée supérieure, possède une couleur gris clair et une épaisseur d'environ 15 m. Elle est plus ou moins prismée et montre une direction de fluidalité horizontale.

La lave montre à la cassure une couleur gris-bleu et renferme des microcristaux d'iddingsite, des cristaux de pyroxène de taille millimétrique et quelques feldspaths de 0,5 cm de long.

m) Le volcan d'El Hadba

Le centre éruptif d'El Hadba, situé à 800m au sud-ouest d'El Bahri, possède une forme aplatie. Son sommet est occupé par des scories brunes et surtout de bombes volcaniques de 0,40 à 0,80 m de diamètre.

La seule lave rejetée par cet appareil s'est épanchée vers le nord et le nord-est. Elle montre une structure feuilletée et présente une fluidalité plus ou moins horizontale.

A la patine, la roche est de couleur gris-bleu et est affectée par quelques filons de calcite. La lave renferme de nombreux microcristaux d'iddingsite, de plagioclase, de quelques phénocristaux de pyroxène de 0,5 à 1 cm de diamètre.

La partie sommitale de la coulée est très vésiculée. La lave repose sur un paléosol de 2,5 m d'épaisseur, qui surmonte les marnes jaune-verdâtre du Miocène du 2ème cycle post-nappes.

n) Le volcan de Douar El Hadjra (433m)

Le centre éruptif de Douar El Hadjra, situé à environ 25 Km au sud-est de Ghazaouet, a conservé sa forme conique originelle.

Le haut du cône est marqué par la présence de scories brunes de taille variable. Cet appareil a émis deux coulées basaltiques de couleur grise à la patine et gris brun à la cassure, qui se sont épanchées de façon centrifuge sur une très faible distance.

Elles reposent au nord et à l'est sur la formation rougeâtre du Permo-Trias et à l'ouest et au sud sur les schistes du Dévonien Guardia, (1975).

Le flanc nord-est de cet appareil montre une falaise d'environ 50 m qui laisse voir deux coulées basaltiques séparées par un niveau brèchique scoriacé de couleur brun violacé.

La coulée inférieure se présente en coussin, quant à la supérieure, elle est prismée. Les orgues atteignent 40 à 50 cm de diamètre et de 5 à 10 m de haut.

La coupe levée au niveau du flanc nord-est de ce centre éruptif (**fig. 19**) montre de bas en haut:

- La formation rougeâtre d'âge Permo-Trias de Aïn Meftah.
- Un ensemble stratifié, de couleur gris-verdâtre, d'épaisseur 15 m, présentant un litage net et régulier, constitué de cendre volcanique et de tuf, montre un granoclassement positif, marqué par une alternance de niveau grossiers riches en éléments détritiques, de schiste, de fragments de scorie, de lave basaltique et de granite.

Les niveaux jaune-verdâtre de cet ensemble pourront être des fumeroles indiquant un dégagement de gaz lors de l'explosion volcanique et les produits rejetés se sont déposés dans un milieu aquatique localisé au niveau du chenal.

Ceci étant souligné par l'alternance de niveaux grossiers et fins ainsi que par un litage régulier observé dans cet ensemble.

- De niveaux fins riches en fragments de lave basaltique. En outre, cette formation renferme des blocs de granite pouvant atteindre une taille de 50 cm de diamètre.

- Un paléosol de 40 cm d'épaisseur, formé d'un seul horizon, surmonté par une brèche scoriacée contenant des scories brunes et de bombes scoriacées de couleur brun violacé.
- La coulée inférieure d'épaisseur 30 m, montre une couleur gris clair à la patine et gris-bleu à la cassure. Elle présente une structure en coussin et est affectée par de nombreux filons de calcite. La roche montre une direction de fluidalité horizontale.
- Elle est parsemée de petites tâches grises de taille millimétrique, rappelant le faciès "brûlures de soleil". La coulée renferme de nombreux phénocristaux d'olivine altérée de 0,5 cm de long ainsi que des nodules de péridotite altérée de taille moyenne comprise entre 1 et 2,5 cm de diamètre. Le haut de la lave est vésicule.
- Un niveau bréchique scoriacé, surmonté par un mince niveau de paléosol.
- La coulée supérieure, prismée, de couleur grise à la patine et bleue à la cassure, renferme des microcristaux d'olivine de 0,2 à 0,5 cm de long, des microcristaux de pyroxène de taille allant de 0,3 à 0,5 cm de long, ainsi que des cristaux de plagioclase de 0,3 cm de long.
- Une brèche scoriacée, surmontée par une mince croûte calcaire.

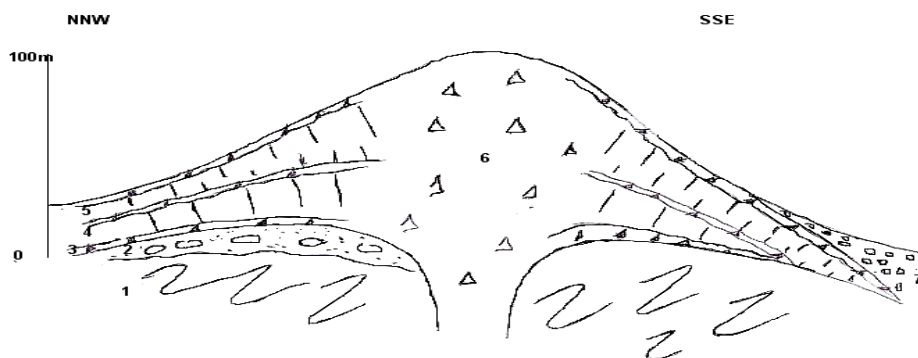


Fig . Coupe longitudinale du centre éruptif Douar El Hadjra.

- 1-Schiste plissé du Dévonien.
- 2-Formation Permo-Triasique de Ain Mefah.
- 3-Breche scoriacée.
- 4-Coulée inférieure à olivine,pyroxène et nodules dr péridotite.
- 5-Coulée supérieure prismée à cristaux d'olivine,pyroxène et plagioclase.
- 6-Breche strombolienne.
- 7- Breche de pente.

Fig.19 : Coupe longitudinale du centre éruptif de Douar El Hadjra

La seconde coupe longitudinale de cet appareil (**fig.20**) révèle un substratum schisteux. La formation litée, constituée de cendre volcanique et de tufs à lapillis n'apparaît pas.

Cette dernière s'est disposée dans un chenal orienté est-ouest. Elle reflète que l'appareil volcanique de Douar El Hadjra étant explosif et riche en gaz.

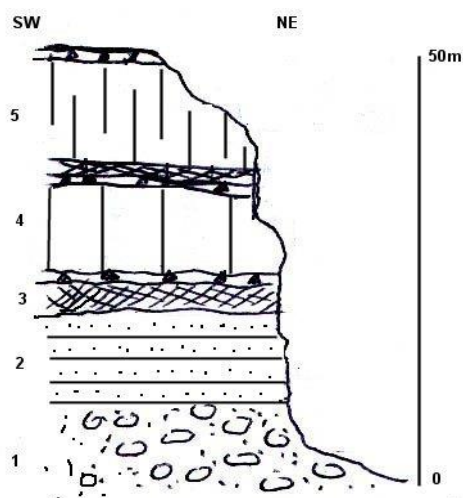


Fig . Coupe du flanc NE du volcan Douar El Hadjra.

- 1-Formation Permo-Triasique rougeatre de Ain Meftah.
- 2-Formation pyroclastique litée.
- 3-Paléosol durmonté de breche scoriacée.
- 4-Coulée inférieure à olivine et pyroxène.
- 5- Coulée supérieure prismée à olivine et pyroxène.

Fig.20 : Coupe du flanc NE du volcan de Douar El Hadjra

III.1.3. les centres d'émission de la rive gauche d'Oued Marsa.

La rive gauche compte huit appareils volcaniques éloignés les uns des autres. Ils reposent indifféremment sur les assises du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes ainsi que sur le matériel de nappe de type rifain

.La plupart de ces centres d'émission, ont gardé leur forme originelle de dôme, de cône ou d'enceinte circulaire.

L'ensemble de ces appareils laisse souvent apparaître une superstructure formant le plus souvent de grands plateaux basaltiques sub-horizontaux.

a) Le volcan de Ras EL Kela.

Situé à environ 25 km à l'Ouest de Ghazaouet, cet appareil volcanique forme une importante avancée triangulaire dans la mer. Il n'est reconnu actuellement que par la présence de nombreuses brèches scoriacées et scories de couleur brun-noir.

Sadran (1958) pensait qu'il n'y avait qu'une seule coulée basaltique à épanchement fissural.

En fait, il s'agit de deux coulées provenant essentiellement de deux cheminées volcaniques: l'une occupant le sommet de l'édifice et l'autre plus au Nord, partiellement détruite et démantelée par les vagues.

Le démantèlement de son flanc nord-est, laisse apparaître une falaise d'environ 60m. Une coupe a été levée au niveau de celle-ci (**Fg.21**). Elle montre de bas en haut:

- Un substratum sédimentaire formé de poudingues d'âge Pliocène (Guardia, 1975).
- Une formation épaisse de 5 m, constituée de tufs pyroclastiques remaniés, associés à des fragments de roches sédimentaires. Cette formation montre un litage fin et régulier ainsi que quelques blocs fichés.
- Ces blocs basaltiques de taille pouvant atteindre jusqu'à 40 cm de diamètre sont des indices de phases explosives qui précèdent l'épanchement des coulées.
- La coulée inférieure, prismée de 8 m d'épaisseur, de couleur gris-noir repose sur la formation sous-jacente. Elle renferme de nombreuses enclaves de péridotite altérée de taille variant entre 5 et 15 cm de diamètre, ainsi que des cristaux de pyroxène de 1 à 3 cm de long.
- Un niveau de brèche scoriacée de couleur rouille.
- La coulée supérieure, prismée dessine le haut de la falaise. Elle a une couleur gris-noir à la patine et gris clair à la cassure. La roche est parsemée par endroit de petites tâches grises de taille millimétrique. Elle renferme des phénocristaux de pyroxène de 1 à 2 cm de long, ainsi que des cristaux d'olivine iddingsitisée de taille moyenne allant de 0,5 à 1 cm de diamètre. Les enclaves de péridotite altérée ont une taille moyenne comprise entre 1 et 5 cm de diamètre. Les orgues que montre la lave sont verticaux et bien visibles de loin.

La roche est affectée de filon de calcite. Une brèche sommitale scoriacée, surmontée par une mince croûte calcaire.

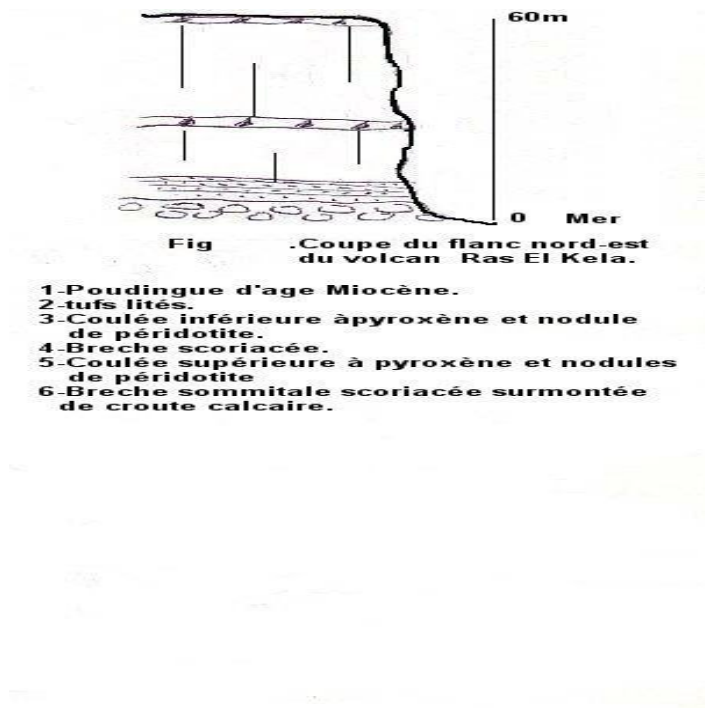


Fig. 21 : Coupe du flanc NE du volcan Ras El Kela

b) Le volcan de Tigraou

Le volcan de Tigraou, situé à 3,5 Km à l'est du centre éruptif d'El Koudia, possède morphologiquement tous les caractères d'une "daya".

Il est représenté par une dépression circulaire d'environ 800 m de diamètre, avec des pentes internes de 35°.

La seule coulée émise est de couleur gris sombre. Elle renferme des cristaux d'amphibole et d'olivine. Au cœur de la dépression jonchent des enclaves d'amphibolite de 7 à 10 cm de diamètre.

La lave repose sur un matériel de nappes, constitué de calcaire métamorphique de "l'unité de Tedjera".

c) Le Volcan d'El Koudia (444m)

Le volcan d'El Koudia, situé à environ 2 Km à l'ouest de Boukdama, constitue l'un des appareils les plus importants de la région de Souhalia.

Il est constitué de deux édifices en forme de cône bien visibles de loin. Ils sont distants l'un de l'autre de 200 m. Le sommet de ces édifices est occupé par des scories brunes et de bombes scoriacées de

20 à 40 cm de diamètre.



Photo 2 : Volcan en forme de dôme d'El Koudia (rive gauche de Souhalia)

Les cinq coulées émises par le centre éruptif d'El Koudia (trois provenant du grand édifice et deux du petit édifice) se sont épanchées sur une grande distance vers le sud-est et le sud-ouest.

Elles dessinent un plateau basaltique subhorizontal. Les laves rattachées à cet appareil ont une couleur gris claire à la patine et montrent le faciès " brûlures de soleil".

Les coulées basales sont prismées et contiennent des nodules de péridotite altérée, ainsi des phénocristaux de pyroxène de taille comprise entre 1 et 2 cm de long.

La falaise creusée par l'oued Taïma, montre la succession de cinq coulées basaltiques qui se sont épanchées sur une distance et se sont accumulées sur une épaisseur de 250 m.

La coupe levée au niveau de cette falaise (**Fig.22**) montre de bas en haut:

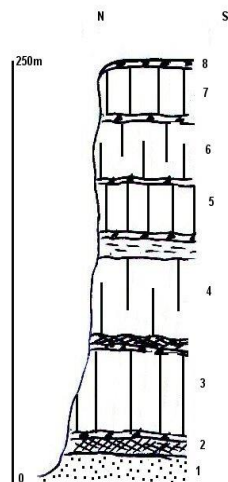
- Un substratum gréseux d'âge Pliocène.
- Un paléosol à deux horizons, surmonté par une brèche scoriacée, ravine la formation sous-jacente.
- La coulée inférieure, d'épaisseur 10 m, montre une prismation grossière. Elle renferme des phénocristaux d'olivine altérée de 1 à 3 cm de long et des cristaux de pyroxène de 0,5 mm de long.
- Deux coulées moyennes de 20 et 40 m d'épaisseur, se débitent en plaquettes, surmonte un niveau de paléosol rougeâtre à un seul horizon.

Ces laves renferment des nodules de péridotite de couleur vert-rouille de taille allant de 5 à 10 cm de diamètre ainsi que des cristaux d'olivine de 1 à 2 cm de long et des pyroxènes de 1 à 2 cm de diamètre.

Ces deux coulées sont séparées par un ensemble de tufs pyroclastiques alternant avec des niveaux de cendre volcanique de couleur grisâtre.

-Un niveau de brèche scoriacée, surmonte par deux coulées (inférieure et supérieure) à pyroxène, olivine altérée et plagioclase provenant du centre éruptif de Boukdama. L'épaisseur de chacune de ces laves est estimée à 30 m.

-Un niveau brèchique scoriacé surmonté par une croûte calcaire termine la coupe.



- 1-Substratum
- 2-Paléosol a 2 horizons surmonté de niveau brèchique
- 3-coulée inférieure à nodule de péridotite du volcan d'El Koudia
- 4-coulée moyenne à olivine, cpx et nodule de péridotite d'El Koudia
- 5- coulée supérieure à olivine, cpx d'El Koudia
- 6-coulée à pyroxène et plagioclase du volcan de Boukdama
- 7- coulée supérieure à pyroxène et plagioclase du volcan de Boukdama
- 8-niveau brèchique surmonté de croute calcaire

Fig. 22 : Coupe du flanc sud du volcan El Koudia

d) Le volcan de Rokba (221m)

Le centre éruptif de Dokma, se présente en forme conique. Il est situé à environ 7 Km à l'est de Ras El Kela. Le haut du cône est marqué par la présence de scories brunes et de brèches scoriacées.

Ce volcan formé d'une bouche d'émission principale (221 m) et d'un conduit secondaire (160 m) a donné naissance à deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers le nord et vers le nord-est.

Dans son flanc ouest une falaise entaillée par l'oued laisse voir de bas en haut:

- Un substratum schisteux. Surmonté d'un paléosol de 2,5 m d'épaisseur et d'un niveau de brèche scoriacée de couleur brun-violacé.
- Une coulée inférieure, de 50m d'épaisseur renfermant de nombreux cristaux de pyroxène de taille allant de 0,2 à 0,5 cm de long et des cristaux d'olivine altérée de couleur vert rouille de 0,5 cm de long.

La roche est vésiculée et soulignée par la direction de fluidalité horizontale. Les vésicules sont souvent repliés de calcite.

Un niveau brèchique constitué de scorie de taille variable et de bombe scoriacée de couleur rouille surmonté d'une coulée supérieure de 30 m d'épaisseur, de couleur grise.

Elle montre les mêmes caractères pétrographiques que la coulée sous-jacente, sauf que les minéraux sont plus petits.

e) Le volcan de Bouhabiba

Le centre éruptif de Bouhabiba, en forme de dôme est situé à 3 Km à l'est du volcan de Rokba

Son sommet souligné par des scories de taille variable. Les trois coulées émises par ce centre, se sont épanchées vers le nord.

Le démantèlement de son flanc nord-ouest laisse voir de bas en haut :

- Une formation dunaire jaunâtre consolidée d'âge Calabrien Guardia, (1975)
- Un paléosol surmonté de brèche scoriacée de couleur brune.
 - La coulée inférieure, de couleur gris-bleu à la patine et gris clair à la cassure, d'épaisseur 10 m, montre de nombreuses fractures remplies de calcite.
 - Elle renferme des phénocristaux de pyroxène de 1 cm de long et des cristaux de plagioclase.
 - La formation pyroclastique de couleur gris-blanchâtre, composée d'une alternance de tufs lités à éléments grossiers à la base, moyens et fins un sommet et de niveaux de cinérite.
 - Un niveau de brèche scoriacée.
 - La coulée moyenne d'épaisseur estimée à 8 m présente des vacuoles ainsi qu'une structure en "pelure d'oignon". Elle est de couleur gris-bleu et renferme quelques enclaves de péridotite altérée, ainsi que des cristaux d'olivine iddingsitisée de taille allant de 0,2 à 0,5 cm de long et de pyroxène de taille moyenne comprise entre 0,1 et 0,6 cm de long.
 - Un niveau brèchique surmonté par un banc rouge-orangé de 30 cm de haut constitué de tufs à éléments grossiers et moyens.
 - La coulée supérieure est prismée et possède une épaisseur d'environ 25 m. Elle montre une couleur gris-bleu à la patine et gris sombre à la cassure. Elle renferme des microcristaux

- d'olivine iddingsitisée de taille millimétrique. La coulée est vésiculée à son sommet. Les vésicules sont parfois remplies de calcite.

-Conclusion.

Les principaux résultats de l'étude géologique du massif éruptif de Souhalia sont portés dans le tableau récapitulatif des centres d'émission et des laves émises.

Les volcans de la rive droite	Nombre de coulées émises	Les volcans de la rive gauche	Nombre de coulées émises
El Arroussa	3	Ras El Kela	2
Zourana	1	Tigraou	1
El Bahri	2	Boukdama	2
Bousserdoun	3	El Koudia	3
Feddam Sallah	3	Dar Ali Ben Sallah	4
Aïn Bériet	3	Ben Alloul	4
Aïn Djenane	2	Rokba	3
Dar Ali Ben Ayed	3	Bou Habibas	3
El Hadba	1	—	—
Douar El Hadjra	2	—	—
Sidi Amar	1	—	—

Tab.11 : récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de Souhalia

III.1.4. le massif volcanique de la Basse Tafna.

La cartographie ainsi que l'étude géologique du massif éruptif de la Basse Tafna ont mis en évidence 23 centres d'émission. La plupart ont gradé leur forme originelle de dôme, de cône scoriacé ou de maar.

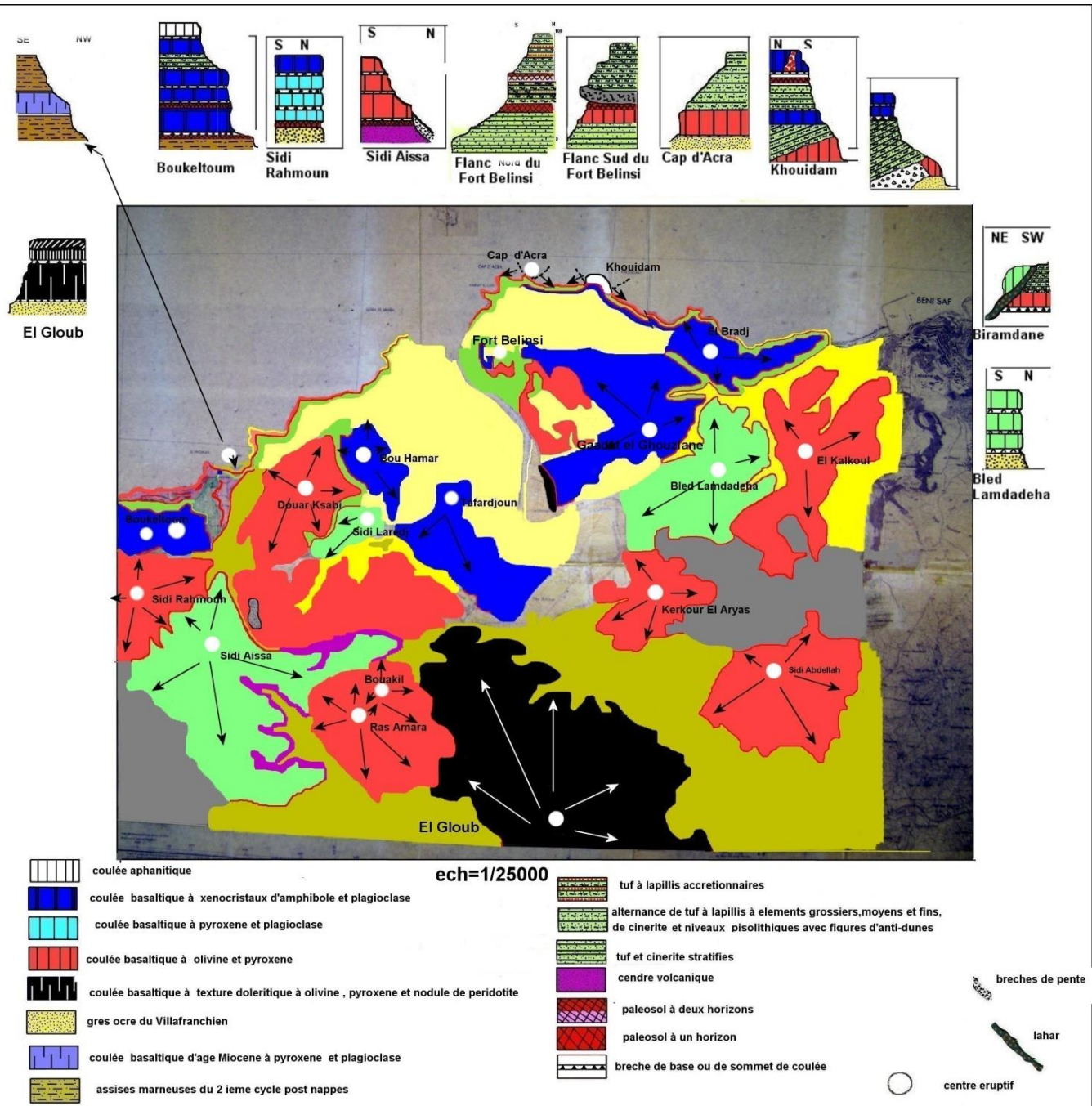


Fig. 23 : répartition géographique des centres d'émission de la Basse Tafna

III.1.5. les volcans de la rive gauche de la Tafna.

12 appareils volcaniques sont identifiés dans la rive gauche de la Basse Tafna (Fig. 23). Un seul volcan situé en mer au nord-est du centre d'émission de Boukeltoum et dont le cratère serait situé en mer (Fig.23) a vu son activité se développer pendant le miocène.

La seule coulée prismée qui lui est rattachée renferme des cristaux de pyroxène, d'iddingsite et de plagioclase. Le reste des centres d'émission ont fonctionné pendant le Plio-Quaternaire et ont émis une

deux trois ou 4 coulées basaltiques qui pour la plus part d'entre elles se sont épanchées de façon centrifuge.

Les coulées rejetées par le volcan d'El Gloub ont dessiné le plateau de Tadmaya alors que celles provenant du volcan de Sidi Aïssa ont établi celui de Souk Etnine.

Nous mettons en évidence que les principaux volcans qui ont mis en évidence les divers produits éruptifs décrits par (Bendoukha 2008).



**Photo 3 : volcanisme plio quaternaire
de la Basse Tafna**



**photo 4 : coulée miocène de la rive gauche de la
de la Basse Tafna**

a) Le volcan d'El Gloub (155 m)

Le volcan d'El Gloub, situé au sud du massif, a gardé sa forme conique originelle. Le haut du dôme est marqué par la présence de scories brunes et de bombes scoriacées de taille variable, de couleur rouille. Il a émis 2 coulées basaltiques noires, qui se sont épanchées sur plusieurs Km vers le nord-ouest et le nord-est. Elles se sont accumulées sur une épaisseur de l'ordre de 150m et forment le plateau basaltique de Tadmaya.

La coulée inférieure de cet appareil a parcouru une grande distance. Elle est retrouvée au-delà de l'oued Tafna, jusqu'en rive droite.

Au Sud-Est du village de Tadmaya, une falaise de 50m, montre la superposition de 2 coulées prismées formant des orgues verticaux de 30 à 35 cm de large et de 20 à 30 m de haut.

Ceux de la coulée supérieure sont moins larges et changent très progressivement d'inclinaison, depuis la verticale, jusqu'à une position horizontale.

Ces 2 laves sont séparées par un niveau de brèches scoriacées de couleur rouille. La coulée inférieure, de couleur noire à la patine et à la cassure, renferment de nombreux phénocristaux d'olivine et de plagioclase de taille moyenne comprise entre 1 et 2,5 cm de long. La coulée supérieure renferme la même minéralogie, mais de taille plus petite.



Photo 5 : coulée prismée du volcan d'El Gloub

b) Le volcan de sidi Rahmoun (347 m)

Le centre éruptif de Sidi Rahmoun, situé à l'Ouest du massif, à 3 Km au Nord-Ouest du volcan de sidi Aïssa, a une forme conique bien conservée, visible de loin dans le paysage. Ses flancs ont une pente d'environ 30°. Le haut du cône est marqué par des scories brunes de taille centimétrique.

Trois coulées basaltiques de couleur brune, à structure en plaquettes lui sont attachées. Elles montrent le faciès de "brûlures de soleil" et renferment de grands cristaux de pyroxène et de plagioclase.

Au Nord du volcan, ces laves se sont accumulées sur une grande épaisseur (200m). La coulée inférieure, repose sur un paléosol de couleur rougeâtre qui surmonte des grès ocre du Villafranchien. L'ensemble est recouvert par une coulée bleue provenant du volcan de Boukeltoum situé plus au Nord.

c) Le volcan de Douar Ksabi (282 m)

Le volcan de Douar Ksabi, en forme de dôme, est situé à environ 2 Km à l'Est du centre éruptif de Boukeltoum. Son flanc Nord est recouvert par du sable dunaire brun, alors que des brèches rouge-brunes occupent le haut du dôme.

Le quadrant Sud-Ouest, il est affecté par un réseau de fractures orientées Nord-est sud-ouest et montre une succession de 3 coulées basaltiques gris-noires peu vésiculées, à structure en dalles qui montrent de petits lits soulignant la fluidalité de la roche.

La coulée inférieure repose sur un substratum gréseux, d'âge Villafranchien. Cette dernière s'est épanchée en grande quantité vers le Sud-Ouest dans le quadrant Nord-Ouest de l'appareil de douar Ksabi, plus exactement dans la falaise en bordure de la mer, montre de bas en haut).

- Une brèche scoriacée de couleur brun-clair, appartenant au volcan de Douar Ksabi.
- Deux coulées (moyenne et supérieure) gris-noires, prismées renfermant de gros cristaux de pyroxène et olivine, entre lesquelles sont intercalés un mince paléosol et un niveau brèchique, stratifié de couleur gris-verdâtre, contenant des scories brunes et de cendres volcaniques.
- Une formation volcano-sédimentaire venue du volcan du Fort Belinsi, constituée par une alternance de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, tuffites et cinérites avec figures
- d'anti-dunes Ces dépôts sont surmontés par un paléosol formé d'un seul horizon, une série plissotée (slumpée) de couleur grise, ainsi que des tufs litées.
- Deux coulées basaltiques (inférieure et moyenne) bleues à amphibole et plagioclase, émises par le volcan de Boukeltoum.
- Des grès dunaires, stratifiés de couleur brunâtre.

d) Le volcan de Tafardjoun (152 m)

Le centre éruptif de Tafardjoun est situé à 2 Km au Nord-Est de l'appareil de Ras Amara. Le cône est démantelé en grande partie sur le flanc Ouest mettant à jour une cheminée. Du sable dunaire brun le recouvre dans le quadrant Nord.

Cet appareil a d'abord émis une grande quantité de cendres volcaniques gris-clair et de tufs à lapillis beige-verdâtre dessinant des lits réguliers.

Ces produits pyroclastiques renferment de nombreux fragments d'amphibole de taille allant de 1 à 3 cm de long, des enclaves de roches sédimentaires (calcaire de couleur jaune-clair) et des galets arrachées au substratum.

Ces produits pyroclastiques reposent sur des grès ocre du Villafranchien et sont recouverts par 2 coulées bleues qui se sont épanchées vers le Nord et l'Est.

La coulée inférieure renferme de gros cristaux d'amphibole et de plagioclase, tandis que la coulée supérieure montre des grains fins.

e) Le volcan de Douar Bouhamar (146 m)

Le centre éruptif de douar Bou Hamar, en forme de dôme a rejeté une seule coulée basaltique gris-bleue à structure en plaquettes.

Cette dernière renferme de nombreux cristaux de plagioclase et d'amphibole. La roche est affectée par endroit par des filaments de calcite.

f) Le volcan de Boukeltoum

Le volcan de Boukeltoum, est constitué de 2 cônes emboîtés atteignant respectivement l'altitude de 367 et 337m.

A Stah Zenzela, une falaise de 200m, montre la succession de 4 coulées basaltiques séparées soit par un paléosol soit par des brèches scoriacées de couleur brun-rougeâtre ou par des dépôts lités formés par une alternance de tufs à lapillis à éléments grossiers et moyens, de niveaux carbonatés et grès dunaires

Sur le flanc Sud du piton 367m, de grosses boules (20 à 25 cm) de diamètre de pyroxène ou d'amphibole jonchent le sol.

Les produits éruptifs de Boukeltoum, reposent sur le matériel volcanique du centre de Sidi Rahmoun.



Photo 6 : Volcan de Boukeltoum(en arrière-plan) et coulée miocène (rive gauche de la Tafna)

III.1.6. Les volcans de la rive droite de la Tafna.

Sur la rive droite, 11 appareils volcaniques, proches les uns des autres ont été identifiés. La plupart d'entre eux ne sont mis en évidence que par la morphologie en dôme dont le cœur est occupé par des produits de projection, le cratère étant le plus souvent érodé.

a) Le volcan de Gaadat El Ghouzlane (232 m)

Le centre éruptif de Gaadat El Ghouzlane, en forme de dôme, monte un sommet marqué par des scories brunes de taille variable, des bombes scoriacées et une brèche scoriacée recouverte par endroit par une mince croûte calcaire.

Les trois coulées rattachées à cet appareil se sont épanchées, en grande quantité vers le nord. Elles ont une couleur bleue et une structure en dalles de taille comprise entre 30 cm et 1 mètre d'épaisseur.

La coulée inférieure montre de gros cristaux d'amphibole de taille moyenne (2-5 cm) et de plagioclase de 1 à 2 cm de long

Au nord-ouest de ce volcan, la coulée supérieure repose sur un paléosol qui couvre une coulée renfermant des cristaux de pyroxène et olivine émise par le centre éruptif le cap d'Accra.

A l'est de oued El Mellah, ces coulées bleues reposent sur une formation volcano-sédimentaire et des grès du Villafranchien. Au sud-ouest, les coulées supérieures et moyennes reposent sur la coulée gris-bleutée à pyroxène et plagioclase émise par l'appareil volcanique de Biramdane.

Près de Rachgoun existe un torr de 10 m de diamètre. Il est formé par un assemblage de lave à structure en plaquette de 10 à 30 cm d'épaisseur, disposées concentriquement.

Le cœur de ce torr est occupé par une brèche scoriacée et des amygdales de lave.

b) Le volcan d'El Bradj (172 m)

Le volcan d'El Bradj, de forme conique peu accentuée est égueulé dans son flanc Nord. Les produits rejetés correspondent à des projections de scories et de 2 coulées bleues.

Ces dernières renferment des phénocristaux de plagioclase et des cristaux d'amphibole visibles à l'œil nu et reposent sur une formation volcano-sédimentaire émise par le centre éruptif le Fort Belinsi. Elles surmontent un substratum gréseux constitué de sable ocre à hélix d'âge Villafranchien.

c) Le volcan de Khoudam (100m)

Le volcan du Khoudam est représenté par une petite île volcanique de forme conique situé à 1,5 Km à l'Ouest du centre éruptif d'El Bradj.

Le cône est marqué par des bombes scoriacées de couleur brune, de taille décimétrique à métrique, présentant de vésicules de forme ovale de 1 à 3 cm de diamètre et de scories centimétriques.

Une coulée noire massive, de 50 m d'épaisseur et affectée de filon de calcite suborthogonaux, a été rejetée par cet appareil

La lave renferme des phénocristaux de pyroxène, de plagioclase ainsi que quelques nodules de péridotite altérée de 3 cm de diamètre et s'est épanchées en grande quantité vers l'Est

La cheminée de ce centre et son flanc oriental sont traversés par un dyke basaltique constitué par une lave basaltique de même composition minéralogique que la coulée émise par le volcan.



Photo 7 : coulée basale du volcan Khoudam surmontée de 2 coulées basaltiques de Gaadat El Ghouzlane



Photo 8 : Maar du Fort Belinsi



Photo 9 : Formation volcano sédimentaire avec figures d'anti dunes et traces d'impact du Fort Belinsi



Photo 10 : Alternance de tuf a lapillis de tuffites et de cinérites avec figures d'anti dunes



Photo 11 : Torr du Fort Belinsi



Photo 12 : bloc fiche avec une trace d'impact et bombe scoriacée

Conclusion

Le massif éruptif de la Basse Tafna compte un nombre important de volcans qui ont plus ou moins gardé leur forme originelle de dôme scoriacé, de cône strombolien ou tout simplement de Maar.

Les produits volcano-sédimentaires présentant des figures d'anti-dunes sont rejetés uniquement par le volcan du Fort Belinsi situé dans la rive droite de la Basse Tafna.

Nous signalons la présence d'une coulée basaltique datée du miocène (Bendoukha 2008) et dont le cratère serait en mer.

Les laves datées de -4.63 Ma rejetées par le volcan d'El Gloub dessinent le plateau basaltique de Tadmaya.

Elles recouvrent d'importante superficie.

Les centres d'émission ont rejeté 1 à 2 ou 3 coulées basaltiques excepté celui de Boukeltoum situé dans la partie occidentale de la rive gauche de la Basse Tafna qui a mis en surface 5 coulées basaltiques.

Volcans de la Rive Gauche	Nbre de coulée	Volcans de la Rive Droite	Nbre de coulée
Boukeltoum	4	El Bradj	2
Tafardjoun	2	Gaadat El Ghouzlane	3
Bouhamar	1	Biramdane	1
Sidi Aissa	3	El Kalkoul	3
Sidi Laredj	3	Fort Belinsi	2
Bouakil	3	Kerkour El Aryas	3
Gdid Chouk	3	Khoudam	1
Douar Gsabi	2	Cap d'Acra	1
Ras Amara	3	Sidi Abdellah	1
El Gloub	2	Lamdadeha	3

Tab.12 : Tableau récapitulatif des nombres de coulées basaltiques émises par les volcans du massif de la Basse Tafna

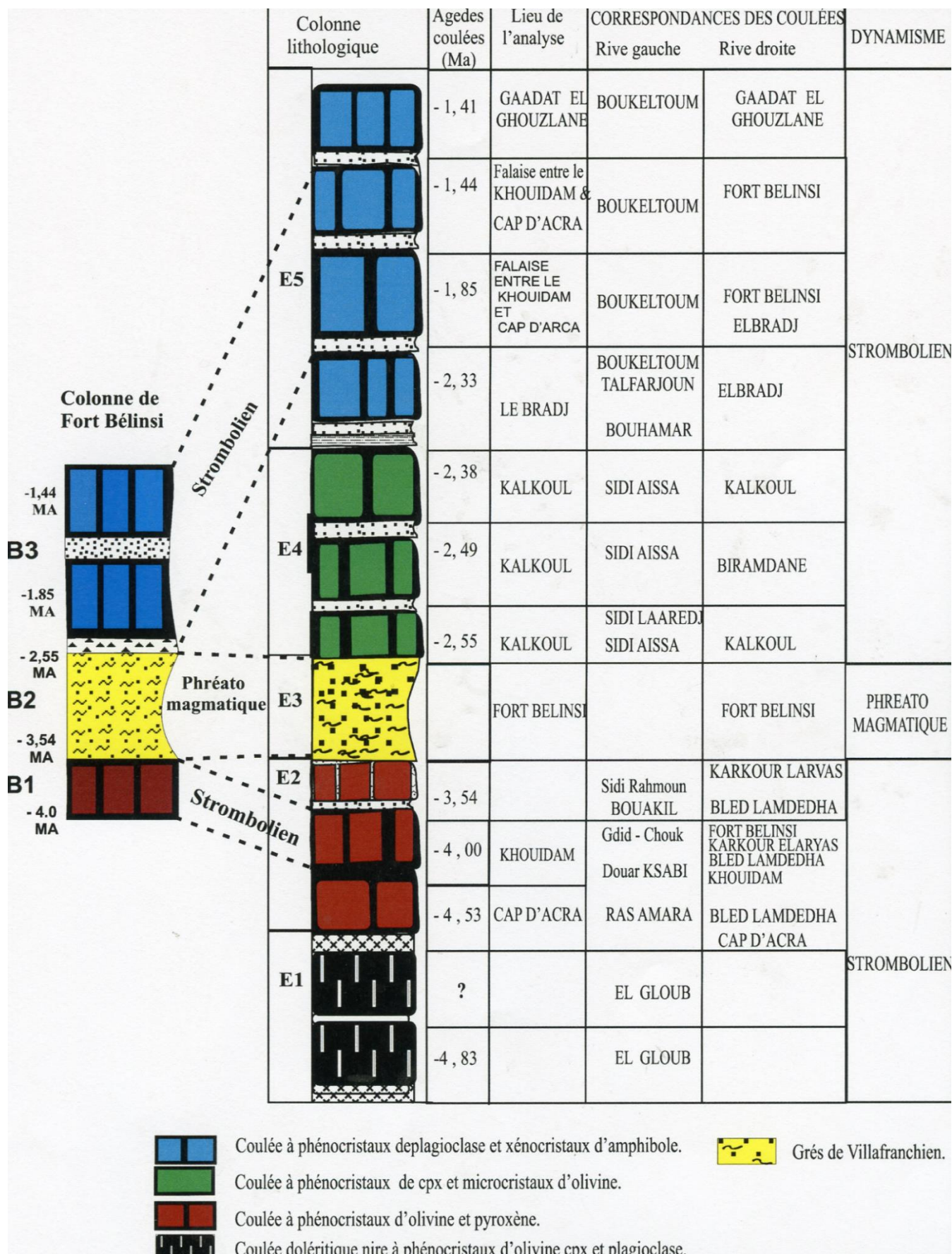


Fig.24 : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif de la Basse Tafna

III.1.7.LE MASSIF VOLCANIQUE D'AÏN TEMOUCHENT.

Les manifestations volcaniques du massif d'Aïn Témouchent ont donné lieu à une importante quantité de laves basaltiques et de dépôts pyroclastiques qui recouvrent plus de 200Km² (Fig.25).

Fig. 25. Situation géographique des volcans d'Aïn Témouchent (in Tabeliouna 1997).

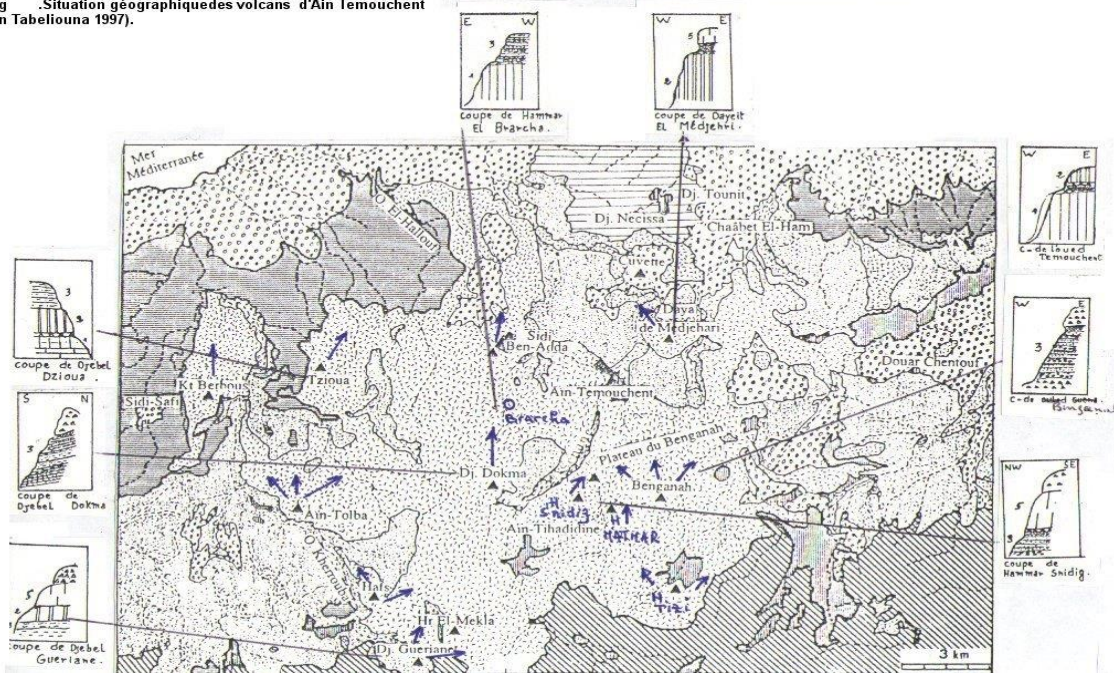


Fig. 25 : Situation géographique des volcans du massif d'Aïn Témouchent (Bendoukha 2008)

Les produits éruptifs atteignent au Nord les environs de Châabet Leham, au Sud le village d'Aïn Tolba. Enfin à l'Ouest, ils affleurent jusqu'à la région de Sidi Safi.

Les produits volcaniques reposent en grande partie sur les assises marneuses ou calcaires du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Les produits éruptifs du secteur de Aïn Kihal et du Djebel Gueriane reposent sur des formations marno-gréseuse du Miocène synchro nappes (Guardia, 1975)

Dans la partie occidentale du massif, les produits volcaniques des environs de Guentret Saboune, de l'ancienne vallée de l'Oued El Hallouf, des volcans de Dzioua et Koudiat Berbous reposent sur des récifs coralliens d'âge Messénien (Moissette, 1988).

Au Sud-Ouest, les coulées de Djebel Dokma, semblent recouvrir des dépôts lacustres qui affleurent sur la rive droite de Oued Senane.

Le massif volcanique d'Aïn Témouchent comprend un nombre important de volcan Sadran (1958), Megartsi (1985), et Zerka (1990).

Notre étude volcanologique consistera à étudier de quelques appareils volcaniques de la partie orientale du massif et de la partie occidentale.(Bendoukha 2008).

Les centres d'émission se présentent sous forme dômes ou de cônes scoriacés généralement très atteints par l'érosion.

Certains appareils ont gardé leur forme originelle notamment ceux qui montrent la morphologie "d'anneau de tuf", de "cône de tuf" ou de "maar". Ces derniers montrent dans le paysage des flancs constitués de produits pyroclastiques et dont les pentes sont de l'ordre de 35° et 40°.

➤ **Les volcans de la partie orientale du massif d'Aïn Témouchent.**

La partie orientale du massif volcanique d'Aïn Témouchent montre un nombre important de centres éruptifs présentant la morphologie de dôme aplati ou de cuvette visible de loin. Certains centres ont subi une intense érosion au sommet ou au flanc.

La présence de ces centres d'émission n'est attestée que par des scories brunes, des bombes volcaniques et des brèches scoriacées de couleur brun-rougeâtre.

➤ **Le volcan de Benghana**

Le volcan de Benghana, situé à environ 4 Km au Sud de la ville d'Aïn Témouchent, montre la forme d'un anneau de tuf de 800 m de diamètre.

Il a donné naissance à des produits vers le Nord-Est de part et d'autre de la route qui mène à Douar Chentouf.

Au niveau de Châabet Témouchent, elle est séparée de la coulée de Kermès –En Sara par un mince paléosol de 50 cm d'épaisseur, de couleur rouge-brun.

Le flanc Sud Est du centre éruptif est constitué de produits volcano-sédimentaires et des brèches scoriacées. Son flanc sud montre de bas en haut :



Photo 13 : Formation volcano sédimentaire de Benghana

- Une formation volcano-sédimentaire de couleur jaune-verdâtre d'environ 20 m d'épaisseur ravine la formation sous-jacente. Elle est constituée par une alternance rythmique de tuf à lapillis à éléments grossiers à la base, moyens et fins au sommet, ainsi que des niveaux de cinérite de 5 à 10 cm d'épaisseur chacun, de tuffites et de fins niveaux cendre volcanique. Les éléments constituant les tufs à lapillis sont formés essentiellement de fragments de scories noires de calcaire, de minéraux ferromagnésiens et des fragments de lave basaltique d'environ 2 à 15 cm de diamètre.

Cette formation montre un granoclassement positif. L'étude détaillée ainsi que l'interprétation du mode de formation de ces dépôts pyroclastiques sera traitée ultérieurement.

- Un paléosol d'environ 1,5 m d'épaisseur, formé d'un seul horizon rougeâtre, ravine la formation volcano-sédimentaire.
- Une brèche scoriacée de couleur brun rougeâtre termine la coupe. Cette brèche renferme en plus des scories brunes et noires des cristaux de pyroxène et d'amphibole de 1 cm de long ainsi que des enclaves de péridotite. Ces dernières sont plus nombreuses dans la partie sommitale de la brèche. Leur taille varie de 3 à 10 cm de diamètre. Des fragments de calcaire jaunâtre ont été retrouvés au sein de celle-ci. Les enclaves de socle (gneiss) profond signalées par Sadran (1958) sont présentes.

Dans la partie occidentale du volcan de Benghana, nous retrouvons des tufs pyroclastiques qui composent le versant de Hamar Ez-Zohra, des bombes volcaniques contenant des enclaves de péridotites dont la taille peut atteindre 20 à 30 cm de diamètre, ainsi que des fragments de gneiss. L'étude détaillée de cet appareil permet d'en déduire deux épisodes éruptifs pour ce centre.

➤ **Le volcan de Hamar Tizi (507 m)**

L'appareil volcanique de Hamar Tizi situé à environ 6 Km au Sud de la ville d'Aïn Témouchent, a une forme conique. Ses flancs ont une pente d'environ 45°. Le haut du cône est occupé par des scories brunes de taille centimétrique ainsi que des brèches scoriacées de couleur brunâtre.

Ce centre a rejeté 2 coulées basaltiques.

Celle de base, s'est épanchée vers le Nord jusqu'aux environs Hamar Bracha. La roche montre une couleur gris-noir à la patine et gris-clair à la cassure.

Elle présente une structure en boules débitées en "pelure d'oignon" et renferme de nombreux cristaux d'olivine iddingsitisée de 2 à 5 mm de diamètre.

La lave est vésiculée par endroit et les vésicules sont souvent remplies de calcites.

La coulée supérieure, de couleur gris-clair est massive, et représente par endroit une structure en plaquette et ne montre aucun cristal qui soit visible à l'œil nu.

Au niveau de Chaabet Aïn Zekta, la coulée inférieure repose par l'intermédiaire d'un paléosol et de brèche scoriacée sur un niveau de tuf pyroclastique de couleur jaune verdâtre

➤ **Le volcan de Djebel Dokma.**

Le centre d'émission de Djebel Dokma est situé à environ 5 Km à l'ouest de Benghana.

Malgré l'érosion intense qui l'a affecté, cet appareil garde encore une forme de dôme dont le cœur de la structure est occupé par une accumulation de produits scoriacés de couleur brun rouille.

Il a émis deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers le nord-est et le nord-ouest. Vers le Nord, ces roches se mêlent à celles émises par le volcan de Sid Ben Adda.

➤ **Le volcan de Hamar Bracha (340m)**

L'appareil volcanique de Hamar Bracha, situé à environ 3 Km à l'Ouest de la ville d'Aïn Témouchent, présente une structure en dôme, dont le sommet est occupé par une brèche scoriacée de couleur brune, riche en cristaux d'olivine et de pyroxène.

Cet appareil a émis une seule coulée gris-bleue à la patine et gris-sombre à la cassure. Elle est massive et se débite par endroit en "pelure d'oignon".

La lave s'est épanchée vers le Nord et le Nord-est en direction de la ville d'Aïn Témouchent.

Elle atteint au Sud-Est la rive gauche de Oued Senane.

La roche renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine de taille comprise entre 0,2 et 1 cm de long.

A l'Est du volcan Hamar Bracha, le long de la route nationale N35,

la coulée est entièrement recouverte par une formation volcano-sédimentaire de couleur jaunâtre .

Ce dépôt volcano-sédimentaire est constitué par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, de bancs de cinérites ondulés, de tuffites, de cendre volcanique grisâtre.

Les lits de tuffites sont très riches en éléments terrigènes qui sont le plus souvent de nature gréseuse. L'épaisseur des bancs varie de 10 à 15 cm. Cette formation présente des figures d'anti-dunes.

➤ **Le volcan de Karmous En Sara (364 et 386 m)**

L'appareil volcanique de Hamar Kermous En Sara est situé à environ 3 Km au Sud-Sud-Ouest d'Aïn Témouchent. Il est constitué de 2 cônes emboîtés et assez érodés atteignant respectivement 364 et 386 m.

le haut de centre est constitué de brèche scoriacée de couleur brune.

Cet appareil a émis une seule coulée basaltique de couleur gris-noire que nous retrouvons au Nord et Nord-Est de celle-ci.

Elle occupe le fond de Chaabet Témouchent.

La lave aphanitique et prismée par endroit est affectée de quelques filonets de calcite.

Les orgues font 30 à 40 cm de côté et de 2 m de haut. Dans l'oued Sidi Boudaya,

la coulée repose sur un paléosol rougeâtre de 1 m d'épaisseur de Hamar Ank Djemel. Cette dernière renferme des cristaux d'olivine et de pyroxène.

❖ **Les volcans de la partie occidentale du massif d'Aïn Témouchent.**

La partie occidentale du massif éruptif d'Aïn Témouchent dispose d'un nombre important de volcans qui malgré l'érosion, ont pu garder leur morphologie originelle soit de cuvette ou de dôme scoriacé ou d'anneau de tuf.

❖ **Le volcan de Sidi Ben Adda (258 m)**

L'appareil volcanique de Sid Ben Adda, situé au sud du village du même nom appelé autre fois par les "3 marabouts" est l'un des plus grands centres d'émission du massif d'Aïn Témouchent.

Il montre un maar de 2 Km de diamètre.

Les produits éruptifs de ce centre reposent sur les assises calcaires du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Les côtés qui bordent la nouvelle route nationale Oran-Tlemcen laissent voir dans les 2 côtés des dépôts pyroclastiques constitués de tufs à éléments moyens et fins, de tuffites, de cinérite et de cendre volcanique. Ils présentent des figures d'anti-dunes de 1 à 1,5 m de longueur d'onde et de 40 cm d'amplitude.

Ces dépôts volcano-sédimentaires surmontent les 2 laves situées à leur périphérie et qui se sont épanchées en grande quantité vers le nord en formant un grand plateau basaltique.

Elles suivent l'ancien cours de oued El Hallouf et arrivent jusqu'à la mer



**Photo 14 : alternance de tuf et de coulée
du volcan de Sidi Ben Adda**

❖ **Le volcan de Dzioua (372 m)**

Le volcan du Dzioua, situé à 4 Km à l'ouest du village de sidi Ben Adda est le mieux éruptif conservé de tous les centres d'émission du massif éruptif d'Ain Témouchent.

Il présente un Cône égueulé au Nord, formé par des accumulations de scories et de produits pyroclastiques.

Le cône d'un diamètre de 1 Km, est édifié au tour d'une cuvette circulaire d'une profondeur d'une centaine de mètres.

Son flanc ouest est constitué par des brèches scoriacées de couler à olivine. Son flanc Est, est formé par de tufs pyroclastiques.

Les produits éruptifs rejetés par cet appareil reposent sur du calcaire récifal et du calcaire construit d'âge Messénien (Moissette, 1988).

Les coulées émises, se sont épanchées vers le nord-est. Un épanchement d'extension très limité, s'est déroulé vers l'ouest et le sud les dépôts volcano-sédimentaires se sont étalés sur les coulées, surtout au Nord-Est du volcan où leur épaisseur est importante.

Ils sont constitués par une alternance de niveaux de tufs à lapillis de couleur jaune verdâtre, de minces niveaux de tuffites, de cinérite de cendre volcanique, de niveaux pisolithiques et de tufs à lapillis accréionnaires.

Ces dépôts renferment des balles de boues de 5 à 10 cm de diamètre. Les bancs de tufs à lapillis sont formés par plusieurs séquences élémentaires formées à la base par des tufs à éléments grossiers, moyens et fins au sommet.

Ils sont représentés par des fragments de scorie noire, de fragments de lave basaltique et d'éléments terrigènes.

Ces tufs sont cimentés par une matrice de nature argilo-marneuse de couleur jaune verdâtre.

Deux coulées ont été émises par ce centre. La première affleure à l'Est du plateau de Sidi Bouazza, la seconde affleure au Nord du cratère.

Un important gisement de bombes scoriacées et d'enclaves est localisé à proximité du cratère. Parmi les types d'enclaves trouvées, nous citons les enclaves de péridotite, de pyroxénite, d'amphibole, les enclaves sédimentaires (calcaire) et de socle profond (gneiss).

❖ **Le volcan de Koudiat Berbous (301 m)**

Le centre d'émission de Koudiat Berbous, situé à l'extrémité occidentale du massif d'Aïn Témouchent montre une cuvette plus ou moins circulaire de 800 m de diamètre.

Le cratère de ce centre est occupé par une brèche scoriacée reposant sur les assises calcaires attribuées au miocène par cet appareil s'est épanchée sur une grande distance vers le Nord et dessine un véritable plateau basaltique des affleurements de cette lave sont observées jusqu'à l'oued Sidi Djelloul.

Les enclaves rencontrées au niveau de ce centre sont peu nombreuses. Elles sont représentées par de nodules de péridotite et pyroxénite.

❖ **Le volcan de Argoub El Ham (355m).**

Le volcan de Argoub El Ham, est situé au Nord-Est du village de Aïn Tolba. Il présente une forme de dôme dont les flancs atteignent une pente d'environ 30°.

Le haut du dôme est occupé par des brèches scoriacées et de tufs.

Les produits volcaniques de ce centre reposent sur les assises marneuses avec des intercalations gréseuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

Les 2 coulées émises sont des roches de couleur grise. Elles renferment des cristaux d'olivine altérée, de pyroxène ainsi que des enclaves de péridotites et pyroxénite.

Les laves de ce centre d'émission, se sont épanchées surtout vers le Nord-Ouest un épanchement limité est localisé au sud-ouest.

Les laves s'étendent jusqu'à l'oued Merkhaïssiya, là, elles se sont accumulées et sont séparées l'une de l'autre par un niveau brèchique surmonté par un mince niveau de paléosol rougeâtre formé par un seul horizon

❖ **Le volcan de Djebel Guerriane (584 m)**

Cet édifice est situé au Nord d'Aïn Kihal. Il présente la forme de dôme dont le haut est occupé par des brèches scoriacées de couleur brunâtre.

Les produits volcaniques notamment les 2 coulées basaltiques reposent sur les formations marneuses (Guardia, 1975).

Ces laves ont recouvert une grande superficie.

La coulée inférieure affleure localement au Nord-Ouest de Djebel Guerriane plus exactement à Chaabet El Kouadis est de couleur gris-noire et renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine.

La roche est affectée par endroit de fractures remplies de calcite.

La coulée supérieure recouvre la précédente par l'intermédiaire d'un niveau de brèche scoriacée. Ces dépôts volcaniques, renferment des enclaves de pyroxénite, d'amphibolite et de roches sédimentaires.

Conclusion

Le massif éruptif d'Aïn Témouchent compte un nombre important de volcans qui ont plus ou moins gardé leur forme originelle de dôme scoriacé ou d'anneau de tuf. Les produits volcano-sédimentaires présentant des figures d'anti-dunes.

Ces dernières recouvrent d'importante superficie. Les centres d'émission ont rejeté 1 à 2 coulées basaltiques. Certaines comme celles de Sidi Ben Adda, se sont épanchées sur de grande distance vers le Nord dessine des plateaux basaltiques.

Les volcans	Nombre de coulées émises
Benghana	1
Hamar S'Snidig	1
Hamar El Mat Mar	1
Hamar Tizi	2
Djebel Dokma.	2
El Medjehri.	2
Hamar Bracha	1
Douar Chafaâ	2
Nécissa	1
Karmous EnSara	1
Dzioua	2
Koudiat Berbous	1
Koudiat Meharik	2
Argoub El Ham	2
Hammar Makla	2
Guerriane	2
Chami. 2	2

Tab.13 : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif d'Ain Témouchent

III.2 : Volcanologie de l'algérois

Le magmatisme de l'Algérois est caractérisé par une prédominance des roches volcaniques qui affleurent le long de la côte depuis Dellys à l'Est jusqu'à l'Ouest. Cependant, l'Algérois est caractérisé également par quelques pointements de roches plutoniques apparaissant dans le secteur de Thénia (Est Algérois) et dans les environs de Cherchell (Ouest Algérois).

III.2.1. Le secteur de Dellys

Le magmatisme miocène du secteur de Dellys est effusif. Il est représenté par des coulées de basaltes et d'andésites basiques, ainsi que par des tufs dans la molasse gréso-marneuse « dellysienne ».

III.2.2. Le secteur volcanique de Mohammadia :

A- Situation géographique :

Le secteur d'étude s'intègre dans le bassin néogène du Bas-Chélif lequel se situe dans la partie médiane de la chaîne alpine d'Afrique du Nord. Il se présente sous forme gouttière, orientée généralement ENE-WSW, d'une longueur qui peut atteindre 200 km et largeur de 60 km (**Rouchy, 1982**). Ce bassin s'inscrit dans un quadrilatéral limité au Nord par les massifs côtiers d'Oran (Djebel Murdajo), 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 plaines intérieures au Sud. (Fig26.)

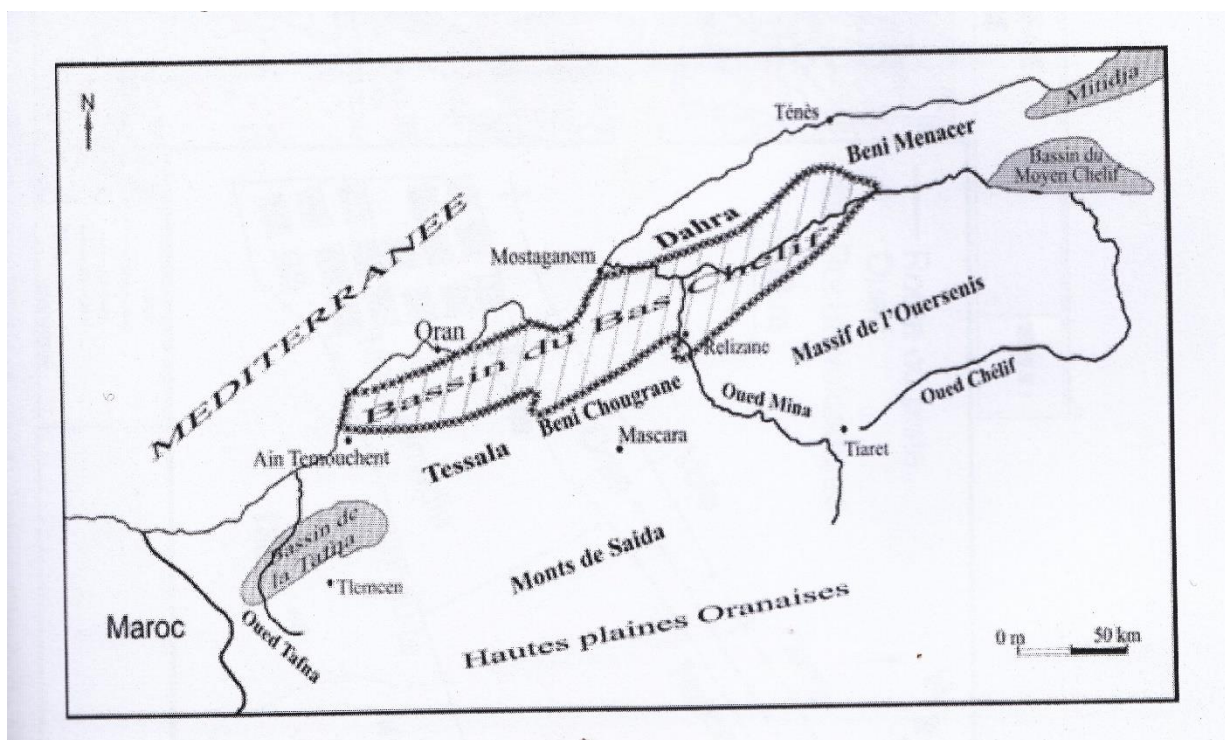


Fig.26 : Situation géographique générale du bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957)

Le centre volcanique de Mohammadia situé à environ 80 km au Sud-Est d'Oran, dans la partie Nord-occidentale des Beni Chougrane, sur les confins méridionaux de la plaine de Habra entre Oued Attache et Oued Habbra (Fig.27). 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 au Pliocène (Perrodon, 1975 ; Megartsi, 1982).

TAD CONSULT

AIRE D'ETUDE DES BENI CHOUGRANE

CONTEXTE TOPOGRAPHIQUE

CARTE N° 2

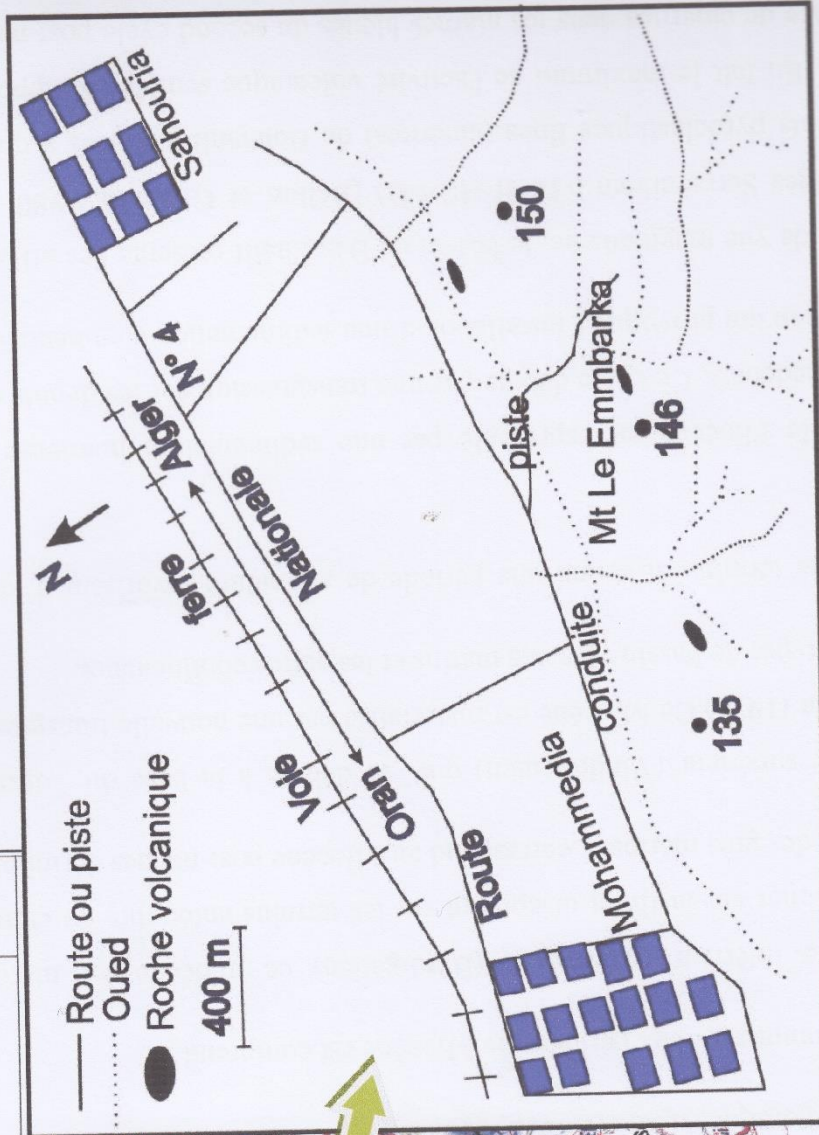
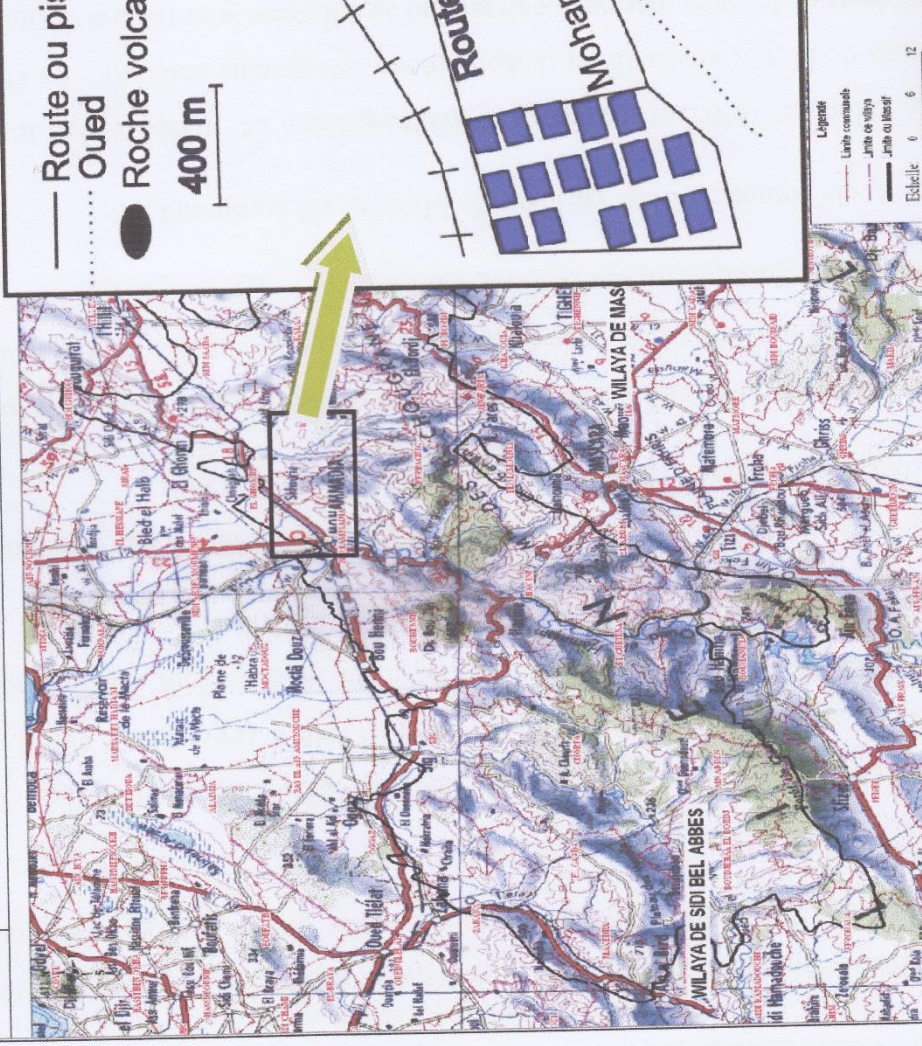


Fig.27 : Situation géographique du secteur d'étude (in Megartsi, 1985)

B- Cadre géologique :

Le bassin néogène du Bas Chélif 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 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 Chélif 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

- 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 s'achève par une régression qui provoque l'installation d'une sédimentation continentale.

Du point de vue magmatisme, le bassin du Bas Chélif présente des affleurements volcaniques importants d'âges Serravalienn (-18 Ma 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 Mohammadia. 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.

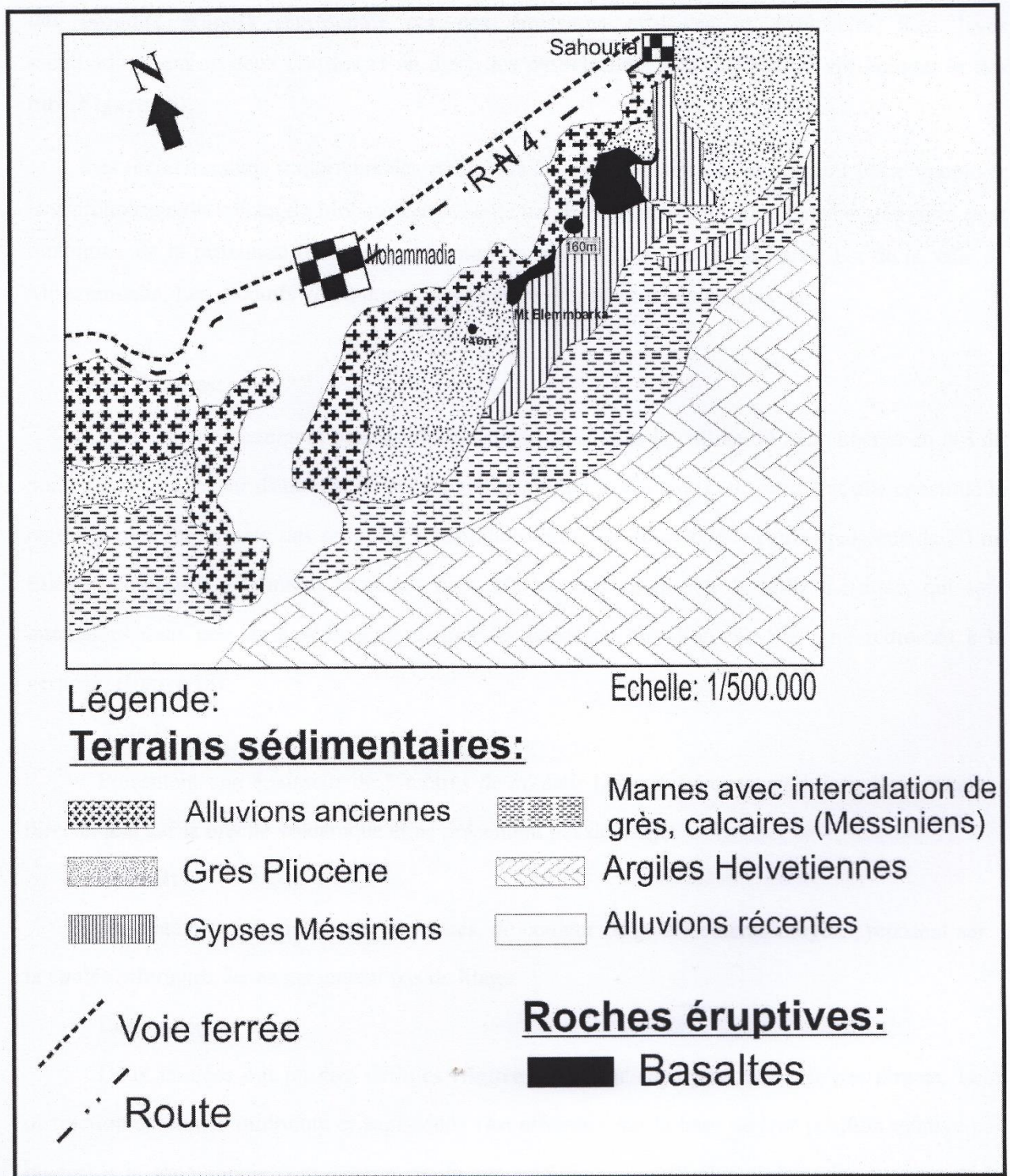


Fig.28 : Carte géologique détaillées de la région de Mohammadia (in Benali, 2001).

C- Etude volcanologique

Nos investigations de terrain nous ont permis de reconnaître dans le secteur de Mohammedia des produits éruptifs représentés par des émissions effusives et explosives. Les laves s'individualisent en deux coulées et en dyke, les pyroclastites sont des brèches volcaniques et des tufs (**Fig.29**).

Les recouvrements importants des sédiments Plio-Quaternaire ne permettent pas d'apprécier la morphologie du volcan de Mohammedia, seule une brèche volcanique à éléments métriques peut témoigner de la proximité d'un centre éruptif sont représentés par :

- Les Brèches :

Elle affleure nettement dans la châaba située juste sous la colline d'El Emmbarka 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.

- Tufs I :

Présentent une épaisseur de 5 m, 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 m, de couleur beige à éléments moyens, reposent sur la coulée inférieure. Ils ne présentent pas de litage.

- Les Coulées :

Deux ont pu être définies (**Fig.29**). Leur superposition n'est pas directe. Leur distinction en coulée inférieure et supérieures 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 de l'affleurement 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 15-20m environ ; ces 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 (fig.) ; les parties sommitales des coulées sont très véhiculées. Ces basaltes sont de couleur gris-noir, renferment des phénocristaux de pyroxène et d'olivine altéré de taille comprise entre 0,5 et 1 cm de long

- Dyke :

L'affleurement du dyke apparaît au voisinage de la coulée inférieure sous le point 160 m (**Fig.29**). Ils semblent la recouper parce qu'il est situé à un niveau plus élevé.

Tous ces produits volcaniques sont couverts par des grès pliocène.

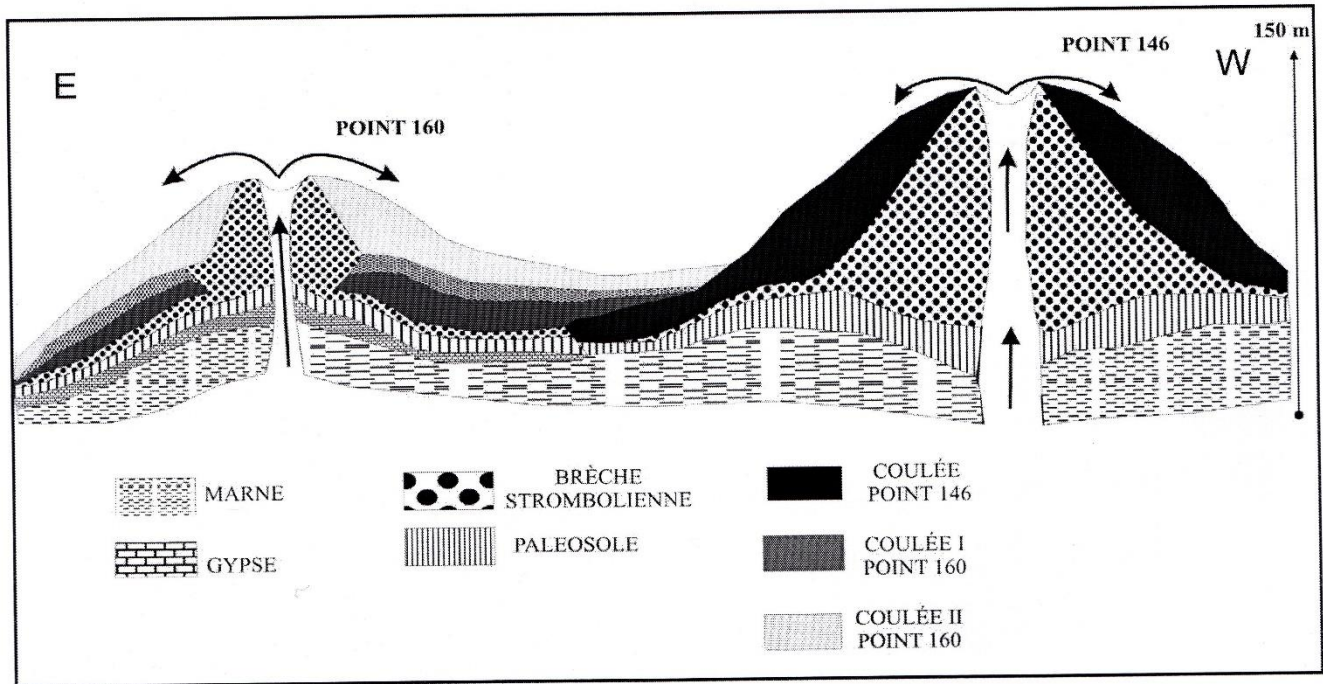


Figure : Coupe longitudinale reliant le volcan du point 146 et le volcan du point 160

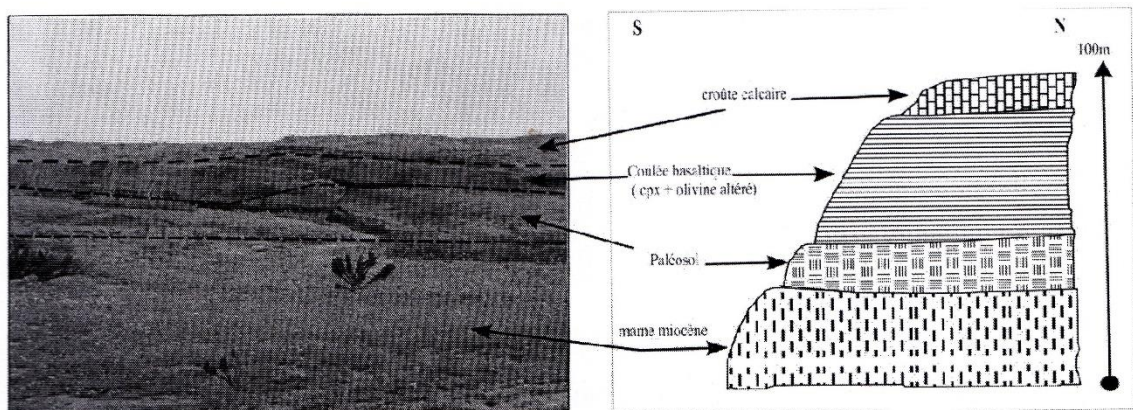


Fig.29 : coupe du flanc Nord du point

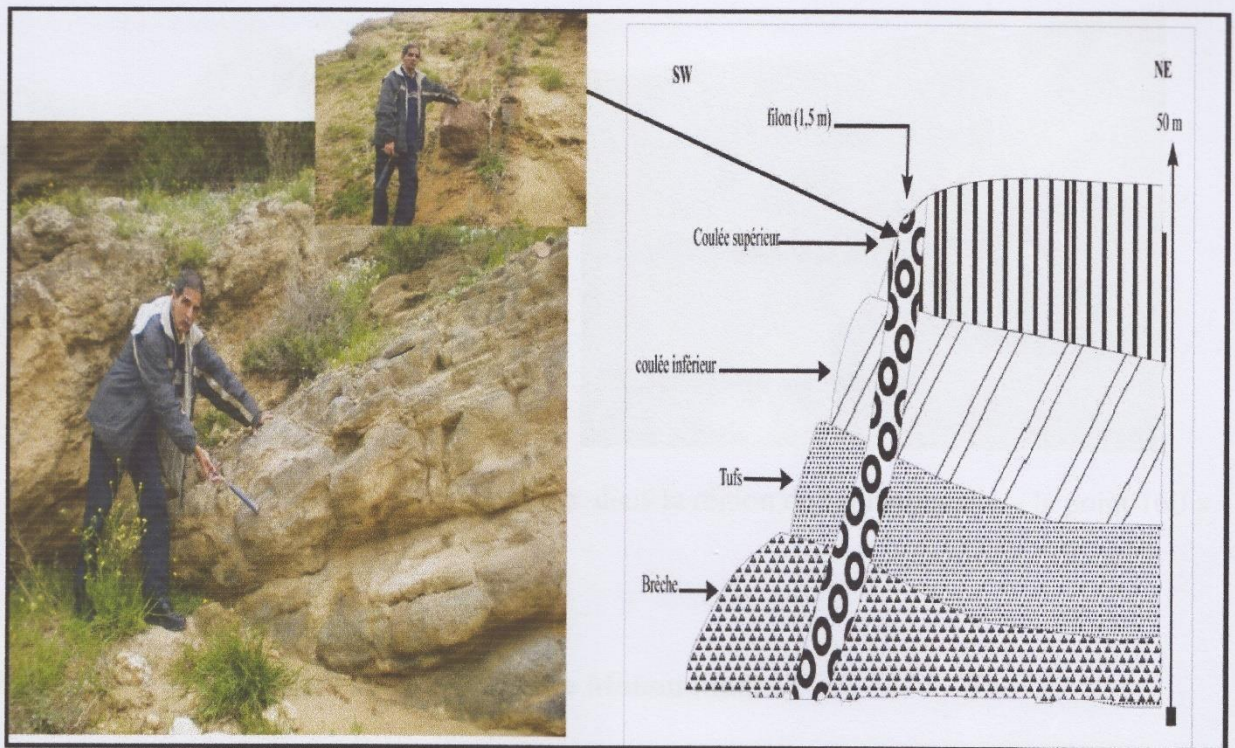


Figure 1 : coupe du Flanc Sud du point 160.



Fig.30 : Les différentes structures de la mise en place des laves basaltiques de Mohammadia (A et C structure de pelure d'oignons, B et D structure en dalle)



Photo 15 : 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 (bombe, scorie, tufs) et l'épanchement de deux coulées.

L'observation détaillée des produits volcanique et leurs mise en place ont permis de mettre en évidence les différentes étape de cette éruption mixte qui a connue deux explosion successive :

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

La deuxième explosion qui lui a succédé, ce traduit par la formation de tuf suivi par la deuxième coulée dite supérieur. Ces différentes étapes sont schématisées sur (**Fig.31**).

Conclusion :

Lors des l'éruption volcaniques de Mohammadia, deux type de produit ont été mis en évidence :

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

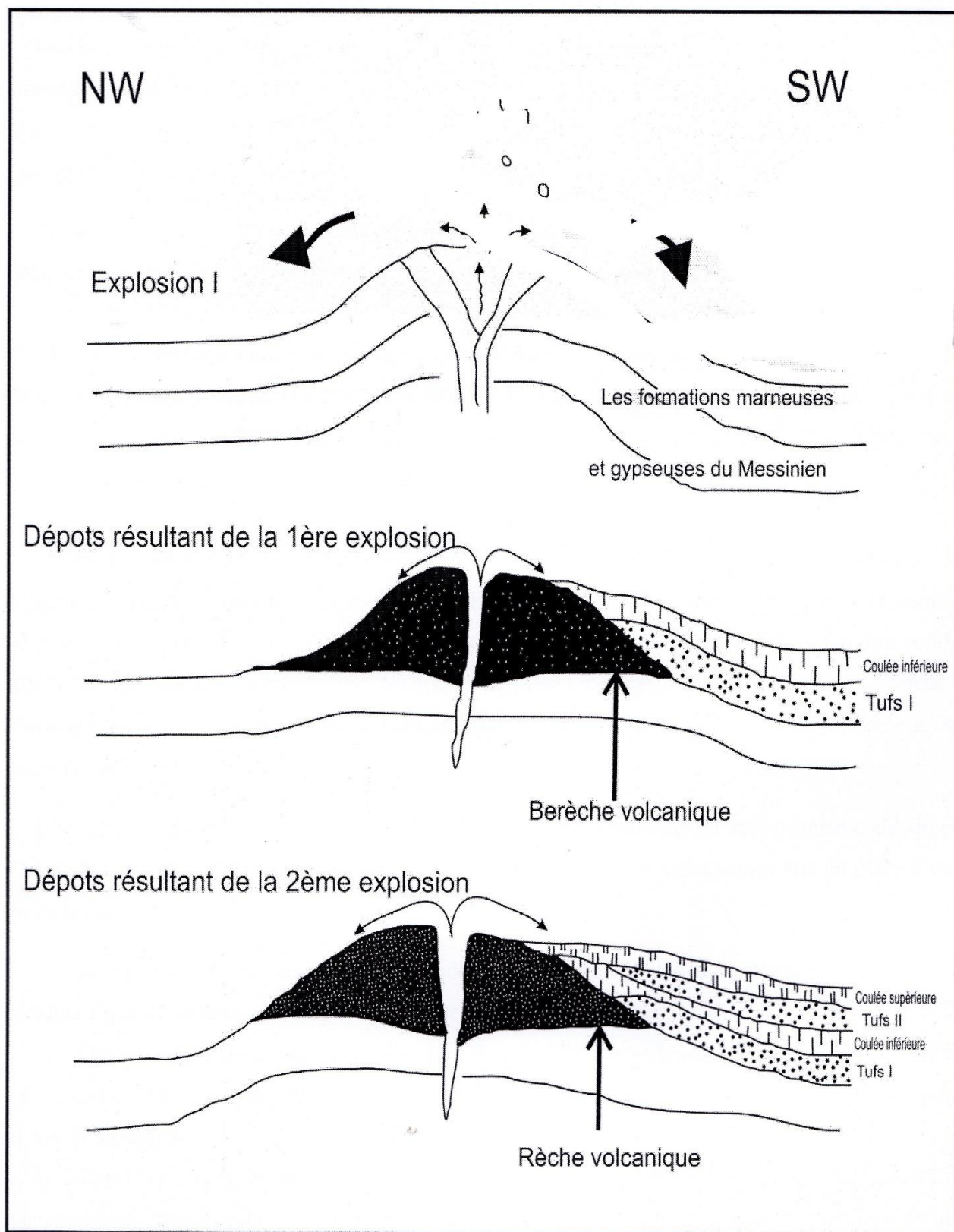


Fig.31 : Les différentes étapes de l'éruption mixte de Mohammadia (Benali, 2001)

IV.1. géochimiques des roches volcaniques d'Oranie nord-occidentale Caractères

Les données géochimiques en éléments majeurs et traces sont reprises des travaux de Megarsti (1985), Bendoukha (1987), Abbad (1993), Louni-Hacini et al (1995), Tabetliouna (1997), Benali (2001) et Coulon et al (2002).

IV.1.1. Distribution des éléments majeurs

La distribution des éléments majeurs, dans les roches volcaniques mio-Plio-Quaternaires d'Oranie nord-occidentale, permet déjà de distinguer entre les émissions d'âge Miocène et celles attribuées au Plio-Quaternaire (**Tab.14**). Globalement, les laves miocènes du Sahel d'Oran et des M'sirda sont les plus saturées en silice ($55\% < \text{SiO}_2 < 62$). En revanche, en rive droite de la Moyenne Tafna, les produits émis, également d'âge Miocène, sont plus pauvres en silice ($45.90\% < \text{SiO}_2 < 48.50\%$). Les laves mio-pliocènes de Mohammadia, ainsi que celles Plio-Quaternaire de la Moyenne Tafna (en rive gauche). Des Souhalia, de la Basse Tafna et de région d'Aïn Témouchent sont nettement sous saturées en silice ($44.50\% < \text{SiO}_2 < 50.60\%$).

Les proportions d'alumine paraissent évoluer inversement par rapport à celles de la silice (**Tab.14**). Ainsi, dans les volcanites miocènes du Sahel d'Oran et des M'sirda les teneurs en alumine sont plus faibles ($14.4\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 18.6\%$) que dans celles de la rive droite de la moyenne Tafna qui sont également d'âge Miocène (jusqu'à près de 23% de Al_2O_3) ou celles attribuées au Mio-Pliocène ou au Plio-Quaternaire ($14.3\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 19.5\%$).

Le titane semble être également un élément majeur discriminant entre les laves miocènes et celles mio-miocènes ou Plio-Quaternaire (**Tab.14**). Parmi les roches volcaniques miocènes, les laves du Sahel d'Oran et celles des M'sirda montrent des teneurs en TiO_2 (0.29% à 0.85%) faibles par rapport à celles des roches de même âge de la Moyenne Tafna (TiO_2 : 1% à 2%). C'est dans les laves Plio-Quaternaires que des teneurs en titane sont les plus élevées ($1.3\% < \text{TiO}_2 < 3.36\%$) alors que dans les roches de Mohammadia, attribuées au Mio-Pliocène, le titane apparaît en proportions intermédiaires (TiO_2 : 1.2% à 2.1%).

Le fer total, le magnésium et le calcium sont autant d'éléments qui permettent une bonne distinction entre les roches éruptives étudiées (Tab.9). Ainsi les volcanites miocènes du Sahel d'Oran et des M'sirda sont globalement plus pauvres en fer (3.5% à 7% de FeO_t), en magnésium (1.2% à 6% de MgO) et en calcium (4.5% à 10.6% de CaO) que celles d'âge Mio-Pliocène ou Plio-Quaternaire (FeO_t : 7% à 11% ; MgO : 2% à 10.6% et CaO : 6% à 11.4%).

Il apparaît aussi que les laves miocènes de la rive droite de la Moyenne Tafna montrent plutôt des affinités chimiques comparables à celles des roches mio-pliocènes ou

	Sahel d'Oran					M'sirda			
SiO2	55.01	56.01	56.70	62.00	60.40	61.05	56.75	58.30	61.60
Al2O3	14.43	15.70	14.90	17.00	16.93	16.99	18.57	15.50	16.65
TiO2	0.42	0.75	0.68	0.49	0.58	0.80	0.75	0.68	0.70
FeOt	6.55	6.05	6.95	3.97	5.84	5.91	6.63	5.70	3.51
MnO	0.09	0.11	0.12	0.08	0.09	0.06	0.07	0.09	0.08
MgO	6.06	4.85	5.80	1.35	1.18	1.62	1.75	3.85	2.10
CaO	8.00	7.67	7.40	5.00	4.53	4.48	6.49	6.70	4.56
Na2O	2.19	3.19	3.17	3.60	3.12	2.86	2.25	3.25	2.70
K2O	2.19	2.62	2.58	2.90	3.72	2.64	2.84	3.25	4.48
P2O5	0.39	0.35	0.20	0.20	0.47	0.40	0.53	0.24	0.41
PAF	3.38	2.26	1.44	3.12	2.98	30.7	2.54	2.36	2.88
Total	99.31	99.56	99.94	99.71	99.89	99.88	99.17	99.92	99.67

	Moyenne Tafna			Mohammadia		
SiO2	48.53	45.93	46.00	47.12	49.99	46.50
Al2O3	19.94	23.10	15.50	16.73	19.73	18.36
TiO2	2.00	1.20	1.48	1.76	1.22	1.83
FeOt	10.32	8.70	9.55	7.13	7.51	7.07
MnO	0.06	0.19	0.15	nd	nd	nd
MgO	4.74	3.68	9.95	5.17	1.82	5.88
CaO	6.85	6.91	9.27	11.38	6.36	11.12
Na2O	4.20	5.00	3.10	2.47	5.38	3.75
K2O	1.60	1.60	0.74	0.63	0.94	1.19
P2O5	0.11	0.11	0.45	0.42	0.51	0.50
PAF	2.05	2.40	3.70	6.34	6.17	4.27
Total	100.44	98.82	99.89	99.15	99.27	100.47

	Souhalia					Basse Tafna				
SiO2	46.1	45.45	47.23	46.88	47.76	45.80	44.85	47.30	47.72	46.04
Al2O3	15.47	14.31	16.18	14.98	16.08	18.09	17.57	18.32	17.91	17.57
TiO2	3.2	2.87	2.27	2.76	2.8	2.25	2.12	2.27	2.23	2.47
FeOt	10.49	9.87	8.78	8.94	9.33	9.25	10.31	9.46	8.50	10.48
MnO	0.18	0.16	0.17	0.15	0.17	0.16	0.19	0.19	0.15	0.14
MgO	5.59	8.52	6.83	7.16	5.62	4.39	4.72	3.20	2.84	2.02
CaO	10.44	11.19	10.17	10.52	8.82	7.96	8.72	8.23	7.20	9.81
Na2O	4.32	3.75	4.34	4.03	3.82	4.83	3.70	4.79	4.18	4.24
K2O	0.69	0.66	0.92	1.04	1.05	1.99	2.55	1.55	1.46	0.46
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	0.83	0.97	0.83	0.89	0.57
PAF	nd	nd	nd	nd	nd	4.25	3.72	3.85	5.87	6.30
Total	96.48	96.78	96.89	96.46	96.45	99.80	99.42	99.99	98.95	100.10

	Ain Témouchent				
SiO ₂	47.80	48.19	47.07	48.73	50.84
Al ₂ O ₃	17.84	18.11	18.55	19.48	18.56
TiO ₂	2.20	2.08	2.15	2.03	1.7
FeO _t	10.48	10.18	9.53	8.40	8.71
MnO	0.19	0.19	0.17	0.15	0.13
MgO	3.44	2.19	2.67	3.69	2.79
CaO	8.65	8.40	8.53	6.71	6.98
Na ₂ O	4.33	5.00	5.66	5.00	6.33
K ₂ O	1.01	0.86	0.70	1.98	1.1
P ₂ O ₅	0.71	0.63	0.55	0.59	0.61
PAF	3.01	4.20	3.80	2.90	3.4
Total	99.66	100.03	99.38	99.66	101.15

Tab.14 : Sélection d'analyses chimiques globales (éléments majeurs) des laves mio-plio-quadernaires de l'Oranie (données de Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Benali, 2001 ; Coulon et al, 2002 et Louni-Hacini, 2002)

Plio-Quaternaire, notamment au niveau de plusieurs éléments majeurs tels que la silice, le titane, le fer, le magnésium et calcium.

Les alcalins (NaO₂+ K₂O) montrent des teneurs assez élevées dans les roches volcanique néogènes de l'Oranie nord-occidentale (**Tab.14**), Celles-ci sont globalement comprises entre 4.85% et 7% pour l'ensemble des laves de l'Oranie et ne semblent pas montrer de différences très significatives.

Dans le diagramme alcalins-silice (**Fig.32**), les laves néogènes d'Oranie se distinguent nettement en deux groupes de roches : l'un est plus riche en silice et s'étend depuis le domaine sub-alcalin jusqu'à celui des roches moyennement alcalines, il comprend les émissions d'âge Miocène du Sahel d'Oran et celles des M'sirda. L'autre est plus pauvre en silice et s'étale depuis le domaine des roches moyennement alcalines jusqu'à celui des roches fortement alcalines. Dans ce second groupe, nous retrouvons les émissions miocènes de la rive droite de la Moyenne Tafna, celles moi-pliocène de Mohammadia ainsi que toutes les laves Plio-Quaternaire de la rive gauche de la Moyenne Tafna, des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Ain Témouchent.

La nomenclature des roches éruptives néogènes de l'Oranie, basée sur la distribution des alcalins en fonction de la silice (**Fig.33**), permet de reconnaître deux affinités essentielles : l'une andésitique à dacitique regroupant les laves du Sahel d'Oran et celles des M'sirda ; l'autre basaltique et comprenant les émissions de la Moyenne Tafna (rives droite et gauche), de Mohammadia, des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Ain Témouchent.

Dans le digramme K₂O/Na₂O (**Fig.34**), cette bi-modalité apparaît également. Les roches miocènes du Sahel d'Oran et celles des M'sirda montrent une tendance sodi-potassique à potassique tandis que toutes celles des autres secteurs, qu'elles soient d'âge Miocène à Plio-Quaternaire, sont nettement sodiques.

Par ailleurs, l'évolution des éléments majeurs par rapport à la teneur en silice dans les roches volcaniques d'Oranie permet de mettre en évidence deux ensembles distincts : un groupe

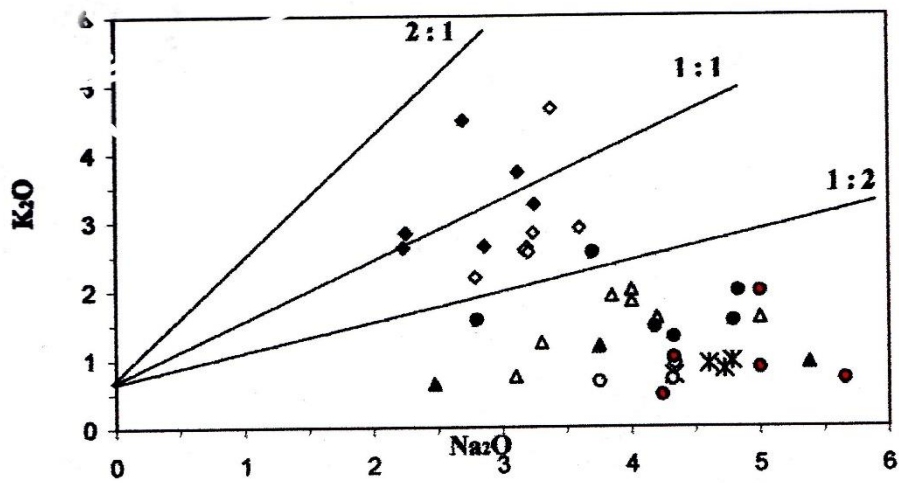


Fig.34 : Diagramme K₂O-Na₂O des laves néogènes d'Oranie nord-occidentale

- Légende :**
- losanges vides : Sahel d'Oran
 - losanges noirs : M'sirda
 - triangles vides : Moyenne Tafna – rive droite
 - astérisques : Moyenne Tafna – rive gauche
 - ronds vides : Souhalia
 - ronds bleus : Basse Tafna
 - ronds rouges : Ain Témouchent

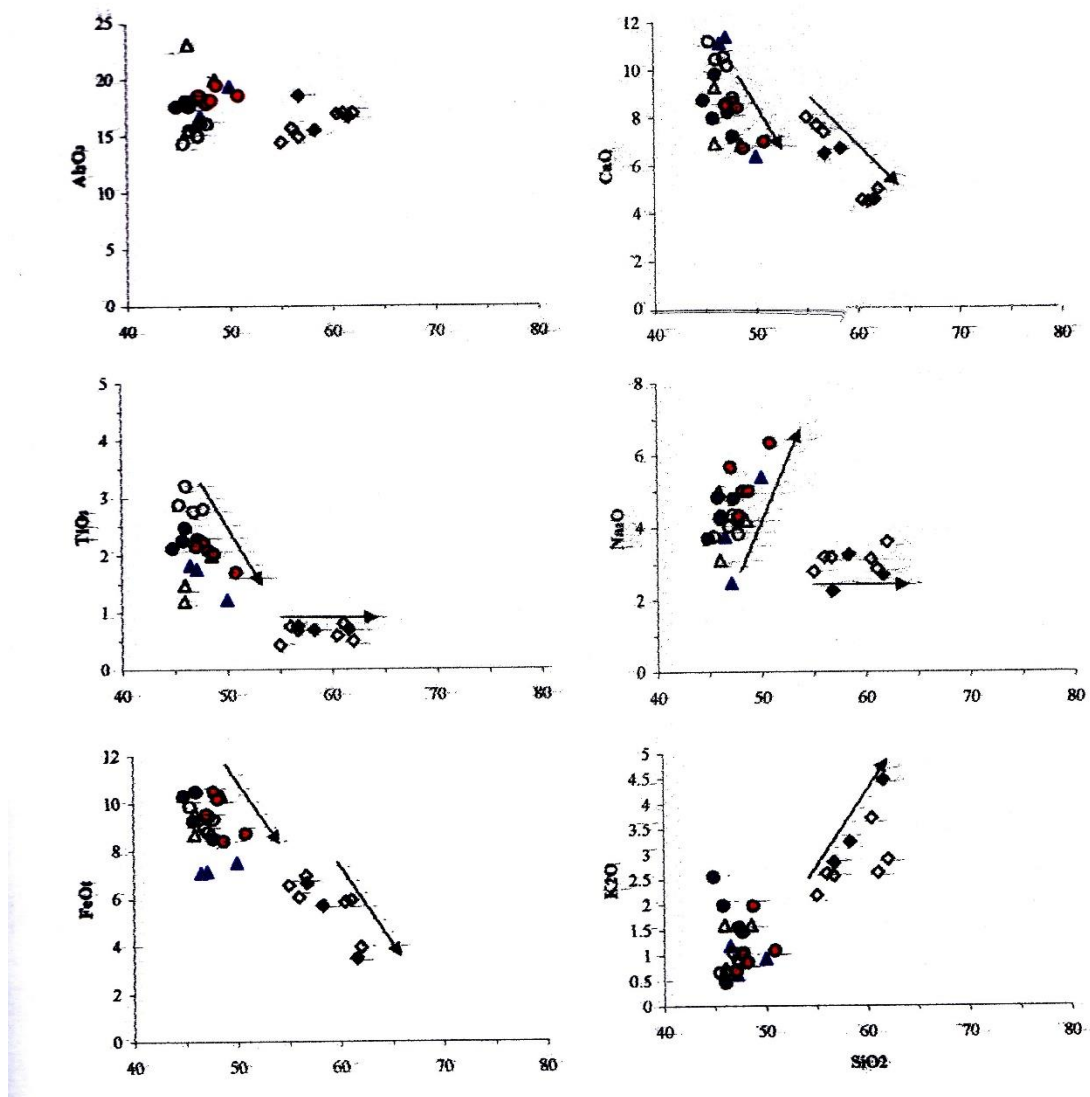


Fig.35: Distribution des éléments majeurs en fonction de la silice dans les roches d'Oranie

Légende : losanges vides : Sahel d'Oran

losanges noirs : M'sirda

triangles vides : Moyenne Tafna – rive droite
 astérisques : Moyenne Tafna – rive gauche
 ronds vides : Souhalia
 ronds bleus : Basse Tafna
 ronds rouges : Ain Témouchent

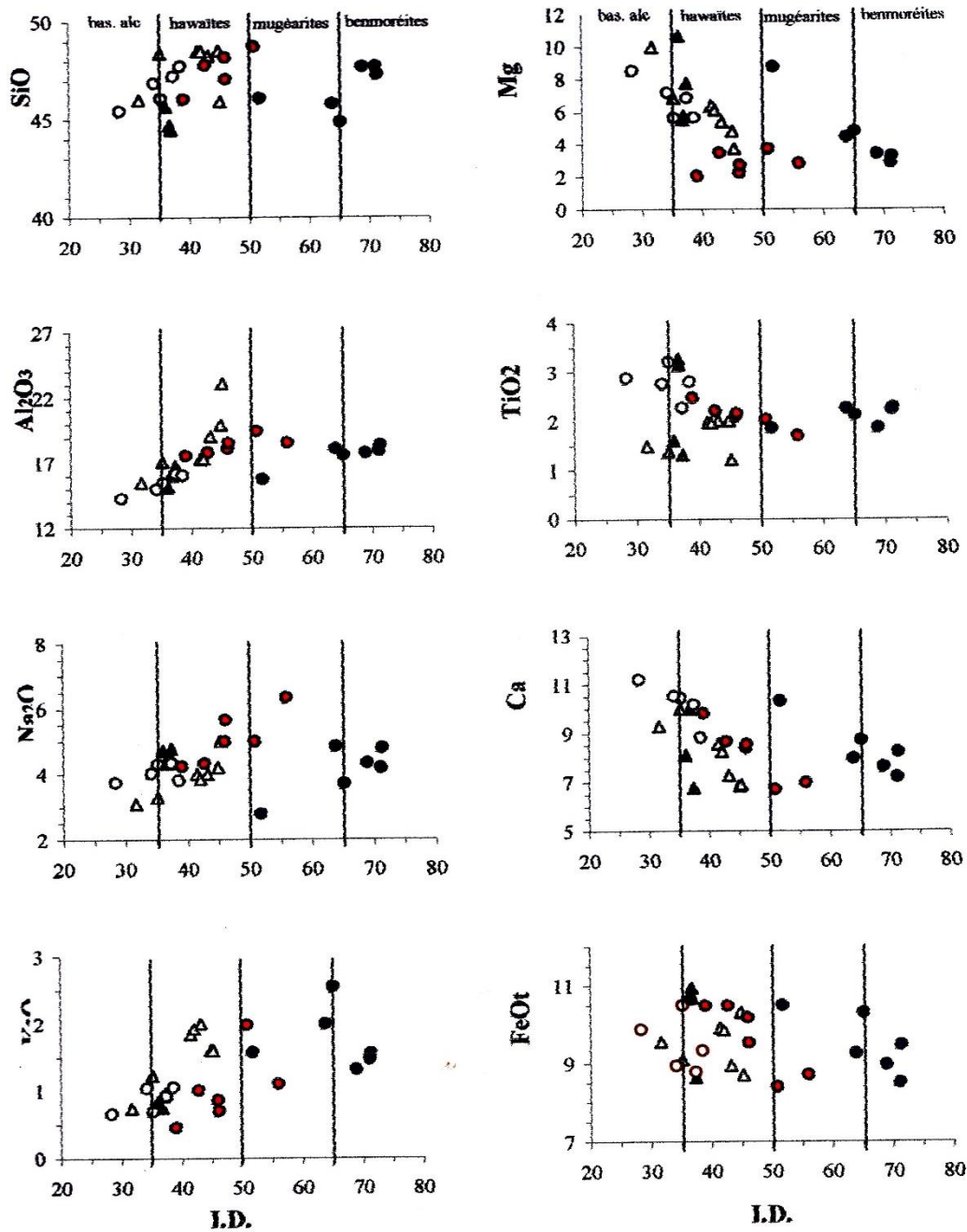


Fig.36 : Distribution des éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation (I.D.), et nomenclature des laves basaltiques d'Oranie nord-occidentale. (même légende que **Fig.35**)

Des Souhalia, d'Ain Témouchent et de la basse Tafna évoluent ponctuellement depuis des basaltes alcalins jusqu'à des benmoréites. Les termes les plus de ces séries alcalines se trouvent dans la Basse Tafna.

En définitive, la distribution des éléments majeurs dans les roches volcaniques néogènes d'Oranie nord-occidentale révèle l'existence de deux groupes de roches. L'un d'affinité calco-alcaline, est riche en silice mais pauvre en titane et en composants basaltiques (fer, magnésium, et calcium). Il est bien représenté par les laves andésitiques à rhyolitiques miocènes du Sahel d'Oran et celles basaltique à andésitique des M'sirda. L'autre groupe d'affinité alcaline, est sous-saturé en silice mais plus saturé en titane en composants basaltiques. Il comprend l'ensemble des roches basaltiques plio-quaternaire des complexes éruptifs de la Moyenne Tafna (rives droite et gauche), des Souhalia, de la basse Tafna et d'Ain Témouchent.

IV.1.2. Distribution des éléments en traces

Les compositions en éléments en traces. (**Tab.15**), proviennent des travaux de Coulon et al. (2002) pour la plupart des secteurs de l'Oranie et ceux de Benali (2001) pour les roches éruptive de Mohammadia. Ces données permettent une meilleure caractérisation des propriétés géochimiques des laves néogènes de l'Oranie nord occidentale. Parmi ces éléments en traces nous discuterons principalement le comportement de l'élément incompatible (terres rares, LILE et HFSE).

Globalement, les roches volcaniques d'Oranie sont enrichies en terres rares. Leurs concentrations en terres rares légères sont en effet de 20 à 120 fois supérieures à celles du manteau primitif (Mc Donough et Sun, 1995). C'est dans la Basse Tafna et Ain Témouchent que leurs teneurs en terres rares légères sont les plus fortes.

D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves d'Oranie sont de type 'enrichis en LREE' (**Fig.37a**). Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres lourdes (La/Sm) n : 2-7.46 ; (La/Yb) n : 5.36-70.26 et (Sm/Yb) n : 2.57-13.47). L'interprétation de l'allure de ces spectres ne permet pas de distinguer clairement entre les laves andésitiques et celles basaltiques sauf pour les roches de la rive droite de la Moyenne Tafna qui paraissent, cependant, un peu moins enrichies en terres rares légères (21 à 57 fois les valeurs du Manteau Primitif de McDonough et Sun, 1995).

Secteur	Sahel d'Oran		M'sirda		Moy. Tafna		Souhalia	Ain Tém.	B. Tafna
Rb	89	93	146	153	38	42	52	10	42
Sr	504	590	570	700	462	760	675	932	1020
Ba	1290	860	1010	890	419	650	675	1050	1235
Zr	189	145	220	200	144	172	162	210	240
Nb	11.5	7.3	10.5	11.8	10.8	32	61	112	126
Y	22	23	21	22	21	25	23	25	31
Th	15.8	14	19.7	27.4	5.8	7.9	4.8	9	8.7
La	47	42	53	53	18.2	30	36	61	67
Ce	nd	84	105	112	40	66	67	nd	nd
Nd	40	37	42	51	21.5	33	33	46	54
Sm	6.1	6.3	5.9	8.4	nd	7	6.9	8.7	11
Eu	1.7	1.5	1.4	1.8	1.4	1.9	1.9	2.3	2.9
Ti	6800	6500	4900	6800	11800	19600	21400	23400	30200
Gd	nd	5.1	4.7	6	nd	5.7	5.5	nd	nd
Dy	3.9	3.7	3.4	4	3.8	4.5	4.2	4.5	5.5
Er	nd	2.2	2	2.2	2.1	2.3	2	2.2	2.7
Yb	1.9	2	2	2.2	2	2.5	1.8	2	2.4
La/Nb	4.09	5.75	5.05	4.49	1.69	0.94	0.59	0.54	0.53
Zr/Nb	16.43	19.86	20.95	16.95	13.3	5.38	2.66	1.88	1.9

Tab.15 : Sélection d'analyses d'éléments en traces (en ppm) des laves moi-plio-quaternaires d'Oranie nord occidentale (données de Coulon et al ; 2002).

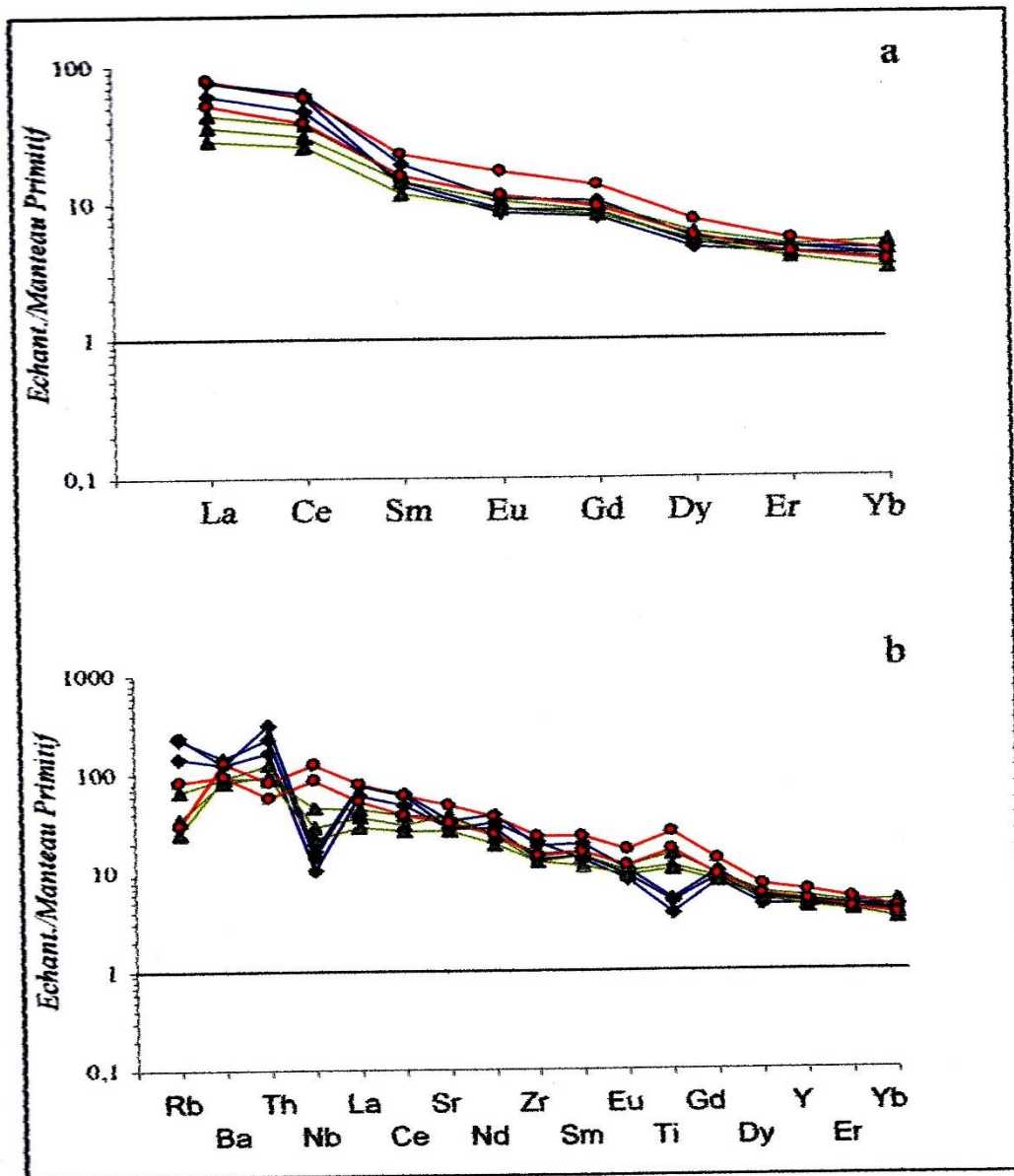


Fig.37 : Spectres des terres rares (a) et spectres élargis d'éléments en traces (b) des roches volcaniques néogènes d'Oranie nord-occidentale.

(données de Coulon et al ; 2002).

Légende :

losanges bleus : roches calco-alkalines du Sahel et des M'sirda

triangles verts : roches transitionnelles de la rive droite de la Moyenne Tafna

ronds rouges : roches alcalines Plio-Quaternaires

Les spectres élargis d'éléments en traces montrent que les laves néogènes d'Oranie sont également enrichies en éléments très incompatible : LILE (Rb, Ba, Th, Sr...) et HFSE (Nb, Zr et Ti). Les spectres des laves alcalines plio-quadernaire sont caractérisés par de nettes anomalies positives en Nb et Ti alors que ceux des roches à tendance calco-alcaline montrent plutôt des anomalies négatives en Nb et Ti (**Fig.37b**).

Par ailleurs, il est important de signaler que les spectres des laves miocènes de la rive droite de la Moyenne ne présentent pas d'anomalies très significatives en Nb et Ti. Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002) estiment que ces roches montrent plutôt un caractère transitionnel entre l'affinité franchement alcaline des laves plio-quadernaire et la tendance calco-alcaline des émissions miocènes du Sahel d'Oran et des M'sirda.

IV.1.3. Conclusion à l'étude géochimique des laves néogènes de l'Oranie

La synthèse des données géochimiques des roches éruptives néogènes de l'Oranie permet de distinguer deux grandes lignées magmatiques.

La première est de nature calco-alcaline et caractérise les produits des secteurs miocènes du Sahel d'Oran et des M'sirda. Elle comprend des termes andésitiques, dacitiques et rhyolitiques. Ces roches sont saturées silice mais pauvre en Ti et en composants basaltiques (FeO, MgO et CaO). Elle est également caractérisée par des anomalies négatives en Nb et Ti.

La deuxième lignée est d'affinité alcaline et caractérise les émissions volcaniques d'âge Plio-Quadernaire. Elle comprend des termes de séries alcalines diversement différenciées à un autre (basaltes alcalins, hawaïtes, mugéarites et benmoréites). Ces roches sont globalement sous-saturées en silice mais riche en Ti et en composants basaltiques. Par opposition aux roches calco-alcalines de la région, elles sont en revanche caractérisées par des anomalies positive en Nb et Ti.

Les émissions volcaniques de la rive droite de la moyenne Tafna, d'âge Miocène, semblent montrer des caractères géochimiques intermédiaires entre ceux des roches calco-alcalines miocènes et ceux des laves alcalines plio-quadernaires. Elles ont été qualifiées de séries basaltiques transitionnelles par Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002).

D'une manière générale, les évolutions chimiques constatées dans les roches volcaniques d'Oran nord occidentale reflèteraient des processus de différenciation par le mécanisme de cristallisation fractionnée (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Louni-Hacini, 2002).

Enfin, la bio-modalité magmatique, calco-alcaline et alcaline associée à des termes transitionnels, observée en Oranie nord-occidentale constitue l'une des caractéristiques essentielles du volcanisme de cette région par rapport à l'ensemble des émissions éruptives d'Algérie septentrionale.

IV.2. Caractères géochimiques des roches volcaniques de l'Algérois

La distribution des éléments majeurs, dans les roches magmatiques néogènes de l'Algérois, permet de distinguer entre les émissions basaltiques de Dellys et de Cap Djinet de celles andésitiques à rhyolitiques ou microdioritiques à monzogranitique des autres secteurs (**Tab16**).

Globalement, les basaltes de Dellys et Cap Djinet sont les plus pauvres en silice ($46.2\% < \text{SiO}_2 < 48.3\%$) mais plus riche en Titane ($0.6\% < \text{Ti} < 1.2\%$), en alumine ($15.9\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 18.4\%$), en calcium ($7.25\% < \text{CaO} < 12.3\%$) et en magnésium ($2.8\% < \text{MgO} < 8.7\%$). Par ailleurs, les roches basaltiques et andésitiques de Dellys, Cap Djinet et de Hadjout sont parmi les pauvres en alcalin ($1.8\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6.9\%$).

Dans le digramme alcalins-silice, les roches magmatiques néogènes de l'Algérois se distinguent nettement en deux groupes de roches : l'un pauvre en silice et en alcalins, se situant aux limites inférieures du domaine moyennement alcalin, et comprenant principalement les basaltes de Dellys et de Cap Djinet, l'autre est plus riche en silice et en alcalin, s'étalent dans le domaine sub-alcalin jusqu'au champ des High Alumina Basaltes.

La nomenclature des roches ignées de l'Algérois, basée sur la distribution des alcalins en fonction de la silice (**Fig.38**), permet aussi de reconnaître également aux tendances essentielles : l'une basaltique à trachy-basaltique, moins développée et regroupant les basaltes de Dellys et Cap Djinet, l'autre andésitique à rhyolitique, en passant par des termes trachy-andésitiques, plus étendue et comprenant pratiquement toutes les roches des ensembles plutoniques ou volcaniques des autres secteurs.

Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, cette bi-modalité apparaît également. Les roches basaltiques à andésitiques de Dellys, Cap Djinet et de Hadjout sont franchement d'affinité sodique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} <$) alors que l'ensemble des autres roches sont sodi-potassiques à franchement potassiques. Dans le secteur de Thénia, les roches évoluent depuis

Région	Dellys				Cap Djinet			Thénia			
Faciès	basalte		andésites basiques		Basalte		andésite	Granodiorite		Microdiorite	
SiO ₂	46.20	48.30	55.70	60.20	48.30	46.30	61.50	55.35	61.50	63.20	65.50
TiO ₂	0.60	0.83	0.98	0.36	0.97	0.78	0.63	0.48	0.55	0.47	0.48
Al ₂ O ₃	16.85	15.90	18.00	15.45	18.37	16.80	16.50	16.96	16.55	16.20	17.25
FeO _t	7.72	8.96	7.10	3.43	10.30	8.55	4.82	7.24	4.89	4.21	4.44
MnO	0.15	0.16	0.27	0.08	0.10	0.13	0.05	0.07	0.07	0.06	0.04
MgO	8.65	6.20	2.81	1.72	4.16	8.70	1.45	4.77	3.02	2.65	3.60
CaO	12.30	10.20	8.02	6.82	8.05	10.50	3.95	5.13	4.82	4.16	2.68
Na ₂ O	1.50	3.10	3.50	3.72	3.38	2.58	3.75	2.79	2.87	3.05	2.09
K ₂ O	0.27	1.00	0.46	1.80	1.85	0.64	3.16	2.90	3.12	3.20	1.56
P ₂ O ₅	0.27	0.15	0.20	0.14	0.35	0.19	0.40	0.13	0.16	0.17	0.14
LOI	5.05	4.43	1.99	5.80	3.23	4.21	3.20	3.10	2.01	1.94	1.65
Total	99.61	99.32	99.03	99.38	99.06	99.38	99.41	99.65	100.0	99.70	99.98

Région	Zemmouri		El Kerma		Cherchell		Hadjout	
Faciès	Rhd	Rhd	Rhd	Rhd	Mzg	Mzg	And	And
SiO ₂	63.60	64.40	68.50	71.80	66.40	69.40	57.16	60.34
TiO ₂	0.50	0.52	0.17	0.18	0.42	0.48	0.61	0.61
Al ₂ O ₃	16.25	16.50	14.20	14.70	12.15	13.32	15.87	14.60
FeO _t	3.91	3.96	2.05	1.34	3.8	1.84	6.02	4.98
MnO	0.05	0.04	0.05	0.02	0.09	0.13	0.08	0.07
MgO	2.08	2.20	0.98	0.59	4.12	1.42	4.54	4.69
CaO	3.74	4.00	2.00	2.08	2.80	1.44	7.52	6.68
Na ₂ O	2.89	3.10	3.65	3.54	2.30	1.78	2.51	2.40
K ₂ O	3.72	3.42	3.00	3.88	5.50	7.90	0.81	2.04
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.10	0.09	0.26	0.09	0.48	0.04
LOI	2.04	1.65	5.44	1.21	1.75	1.31	3.13	3.42
Total	99.37	100.36	100.34	99.56	99.95	99.28	99.17	99.87

Tab.16 : Compositions chimiques globales (éléments majeurs) des roches magmatiques de l'Algérois (données de Belanteur, 2001)

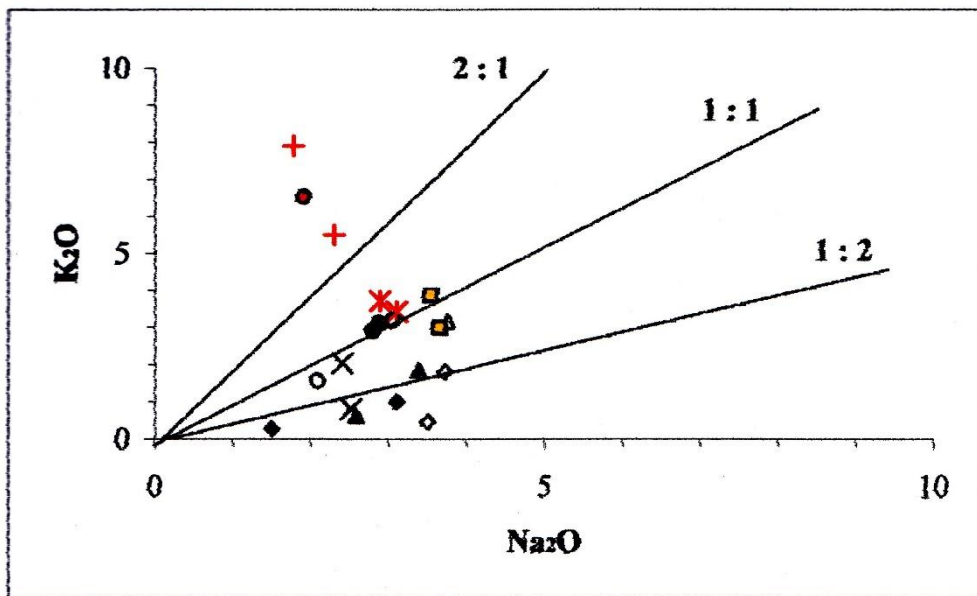


Fig.38 : Diagramme K₂O-Na₂O des roches magmatiques de l'Algérois

Légende

- losanges noirs : basaltes Dellys
- losanges vides : andésites basiques Dellys
- triangles noirs : andésites Cap Djinet
- rond noir : granodiorite Thénia
- rond vide: microdiorite Thénia

rond rouge : rhyolite Thénia
astérisque rouge : rhyodacite Zemmouri
carré jaune : rhyodacite El Kerma
croix (+) rouge : monzogranite Cherchell
croix (x) noires : andésites Hadjout

La granodiorite d'affinité sodique ($K_2O/Na_2O < 1$) jusqu'aux rhyolites d'affinité potassique ($K_2O/Na_2O > 2$). Dans les secteurs de Zemmouri et d'El-Kerma, les rhyodacites sont plutôt sodi-potassiques (K_2O/Na_2O compris entre 1 et 2).

La distribution des éléments majeurs en fonction de la teneur en silice permet aussi de distinguer entre les roches basaltiques à andésito-basaltiques de Dellys et Cap Djinet et celles andésitiques à rhyolitiques ou microdioritiques à monzogranitique des autres secteurs (Fig.). Globalement, les teneurs des composants basaltiques (Al_2O_3 , MgO, FeO, CaO et TiO_2) montrent des corrélations négatives avec la silice depuis les basaltes et les andésites basaltiques de Dellys et de Cap Djinet jusqu'aux granitoïdes de Cherchell et aux roches de Zemmouri d'El-Bahri et de Thénia. En revanche, la teneur en potassium montre plutôt une corrélation positive alors que celle en sodium semble relativement constante si nous considérons l'ensemble des roches tandis qu'elle monterait une corrélation négative depuis les andésites de Dellys et de Cap Djinet jusqu'aux granitoïdes de Cherchell et aux roches de Zemmouri El-Bahri et de Thénia.

D'une manière générale, la distribution des éléments majeurs dans les roches magmatiques de l'Algérois paraît indiquer une évolution spatiale d'Est à l'Ouest, des roches magmatiques de l'Algérois. Cette évolution se traduit par une augmentation notamment des teneurs en silice et en potassium, depuis les basaltes de Dellys et de Cap Djinet, à l'Est, jusqu'aux granitoïdes de Cherchell à l'Ouest, parallèlement à une diminution des proportions des composants basaltiques (Al_2O_3 , MgO, FeO, CaO, et TiO_2).

IV.2.1 Distribution des éléments en traces

Les compositions en éléments en traces, provenant principalement des travaux d'Aït Hamou (1987), de Belanteur et al. (1995) et Belanteur (2001), sont résumées dans le (Tab.17)

Globalement, les roches magmatiques de l'Algérois sont enrichies en éléments en trace notamment les plus incompatibles : terres rares légères LILE.

Leurs concentrations en terres rares légères sont en effet de 8 à 80 fois supérieures à celles du Manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). Ce sont les monzogranites de Cherchell qui montrent les plus fortes en terres légères.

D'une manière générale, les spectres de terres rares des roches magmatiques de l'Algérois sont de type 'enrichis en LREE' (Fig.39). Les spectres deviennent presque plats à partir des terres rares moyennes. Ils sont caractérisés par net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres lourdes (La/Eu) n : 1.8-9.4 ; (La/Yb) n : 2.7-

Région	Dellys				Cap Djinet			Thenia			
Faciès	Basalte		andésite basique		Basalte		andésite	Granodiorite		Microdiorite	
Rb	5	11	41	48	29	12	54	223	220	198	75
Ba	49	223	127	270	282	106	300	245	180	238	178
Nb	3	3	4	6	4	3	9	8	8	7	7
La	4	5	9	16	9	5	23	20	19	18	16
Ce	39	12	21	33	22	12	45	40	41	36	37
Sr	220	270	400	247	530	340	260	185	205	185	195
Nd	8	8	13	15	14	9	27	18	20	16	18
Zr	38	59	84	63	45	25	175	15	13	12	18
Eu	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
Ti	6000	8300	9800	3600	9700	7800	6300	4800	5500	4700	4800
Dy	3	3	4	3	4	3	6	3	4	3	4
Y	14	20	26	14	22	17	38	15	21	16	35
Er	3	2	3	2	2	2	4	1	2	1	2
Yb	1	2	2	1	2	1	4	1	2	2	2

20.3 Et (Eu/Yb) n : 1.2- 4). L'interprétation de l'allure de ces spectres permet de distinguer le net enrichissement en LREE (Nd, Ce et La) des granitoïdes de Cherchell alors que les basaltes de Dellys et de Cap Djinet sont les plus appauvris.

Les spectres élargis d'éléments en traces montrent que les roches magmatiques de l'Algérois sont également enrichis en éléments très incompatibles tels le Rb et le Ba jusqu'à près de 1000 fois les teneurs du Manteau Primitif (McDonough et Sun, 1995). L'allure des spectres élargis d'éléments en traces est très comparable pour l'ensemble des roches magmatiques de l'Algérois. Ces spectres sont caractérisés par de nettes anomalies négatives notamment en Nb et Ti ces anomalies sont caractéristiques de lignées calco-alcalines

Région	Zemmouri		El Kerma		Cherchell		Hadjout	
Faciès	Rhd	Rhd	Rhd	Rhd	Mzg	Mzg	And	And
Rb	266	213	201	218	480	700	33	66
Ba	258	256	270	410	490	700	260	263
Nb	8	8.3	6.25	6.65	18.2	26.5	0	0
La	13.5	20.55	23	23	42	36.5	19.5	20.1
Ce	30	42	46	45	101	73	38.5	42.6
Sr	190	196	164	190	144	268	114	288
Nd	14	18.5	19	18	56	35	20	18.2
Zr	20	14	66	67	324	204	0	0
Eu	0.85	0.85	0.6	0.65	1.35	1.26	1.05	0.85
Ti	5000	5200	1700	1800	4200	4800	6100	6100
Dy	2.6	2.8	2.1	2	3.7	1.7	4.4	3.22
Y	15	15.5	12.5	12	22	10.5	0	0
Er	1.5	1.4	1.1	1	2	1.1	2.64	1.87
Yb	1.25	1.175	1.075	0.9	1.8	0.85	2.61	1.79

Tab.17 : Compositions en éléments en traces des roches magmatiques de l'Algérois (données de Belanteur, 2001)

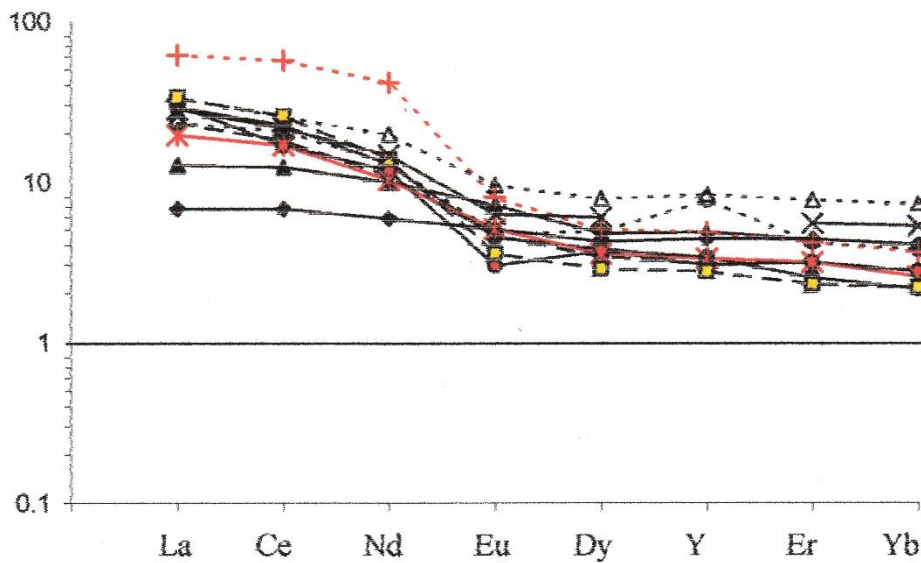


Fig.39 : Spectres élargis d'éléments en traces des roches magmatiques de l'Algérois (données in Belanteur, 2001 ; valeurs de normalisation de McDonough et Sun, 1995)

IV.2.2. Conclusion à l'étude géochimique des roches magmatiques de l'Algérois

Les roches magmatiques néogènes de l'Algérois présentent une grande diversité pétrographique mais semble montrer globalement une affinité calco-alcaline (Belanteur, 2001). Toutes les roches basaltiques et andésitiques de Dellys, du Cap Djinet et de Hadjout ainsi que les termes grenus de Thénia et les rhyodacites de Zemmouri El Bahri et d'El kerma seraient caractérisées par une tendance sodi-potassique à sodique. Seule la rhyolite de Thénia et la monzogranite de Cherchelle montreraient plutôt une affinité franchement potassique

Les basaltes de Dellys et du Cap Djinet semblent correspondre à la roche bien plus primitives, et donc bien moins différenciées, avec des teneurs nettement plus élevées en MgO, CaO, FeO, TiO₂ et plus faibles en SiO₂ et K₂O. En revanche, les teneurs les plus fortes en silice et en potassium et les faibles proportions en composants basaltiques caractérisent la rhyolite de Thénia, les rhyodacites de Zemmouri et d'El kerma ainsi que la monzogranite de Cherchell. Celles-ci peuvent être alors considérées comme les roches les plus différenciées de l'Algérois.

Les évolutions chimiques constatées dans les roches magmatiques de l'Algérois semblent indiquer des évolutions pétrographiques se traduisant également par des évolutions spatiales et temporelles depuis les émissions les plus anciennes situées dans l'Est Algérois, dans la région de Dellys, jusqu'aux roches les plus jeunes et localisées dans l'Ouest Algérois dans région de Cherchell. Ces évolutions pétrographiques et chimiques seraient guidées par des processus de cristallisation fractionnée (Belanteur, 2001).

IV.3. Géochimie comparée

La côte algérienne est caractérisée d'Est en Ouest par des émissions magmatiques, plutoniques et volcaniques, qui se sont mises en place depuis le Miocène jusqu'au Plio-Quaternaire.

La composition, d'un point de vue géochimique, entre les roches magmatiques de l'Algérois et celles d'Oranie nord-occidentale permet de mettre en évidence un certain nombre de particularités communes ainsi que des caractéristiques spécifiques à chaque région.

La distribution des éléments majeurs permet ainsi de distinguer trois groupes principaux (**Fig.40**).

Le premier groupe comprend des roches basaltiques pauvres en silice et en potassium mais plus enrichies en composants basaltiques (aluminium, titane, calcium, fer, et magnésium). Dans ce groupe, nous reconnaissons les basaltes mio-pliocènes de la Moyenne Tafna et de Mohammadia, les basaltes miocènes de Dellys et du Cap Djinet ainsi que tous les basaltes alcalins plio-quaternaires des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Amin Témouchent.

Le second groupe comprend principalement des roches plus enrichies en silice et en potassium mais les plus pauvres en composants basaltiques. Il renferme tous les faciès andésitiques de l'Algérois et d'Oranie associés à la granodiorite et la microdiorite de Thénia ainsi qu'aux rhyodacites de Zemmouri.

Le troisième groupe est constitué uniquement par les rhyodacites d'El Kerma, les rhyolites de Thénia et la monzogranite de Cherchell. Ces roches sont les enrichies en silice et en potassium mais les plus pauvres en alumine, titane, calcium, fer et magnésium.

La distribution des éléments en traces montre que les roches volcaniques d'Oranie sont plus enrichies en terres rares, notamment en terres légères et en terres rares moyennes. Sauf pour la monzogranite de Cherchell. Les anomalies négatives en Nb et Ti observées dans les andésites d'Oranie sont très comparables à celles constatées également dans tous les faciès magmatiques de l'Algérois. Ces anomalies négatives sont caractéristiques de magmas d'arcs ou de marges actives type « Cordillères » (Megartsi, 1985 ; Belanteur, 2001).

Ainsi et d'une manière générale, il ressort que les roches magmatiques miocènes de l'Algérois sont toutes d'affinité calco-alcaline et sont assez comparables aux andésites également d'affinité de Dellys et du Cap Djinet montrent plutôt des ressemblances avec les roches basaltiques mio-pliocènes d'Oranie.

En revanche, les basaltes alcalins plio-quaternaires d'Oranie n'ont pas leurs équivalents dans l'Algérois. Faciès basaltiques.

Enfin, la bio-modalité magmatique, calco-alcaline et alcaline associée à des termes transitionnels, observée en Oranie nord-occidentale constitue l'une des caractéristiques essentielles du volcanisme de cette région par rapport à l'ensemble des émissions éruptives d'Algérie septentrional.

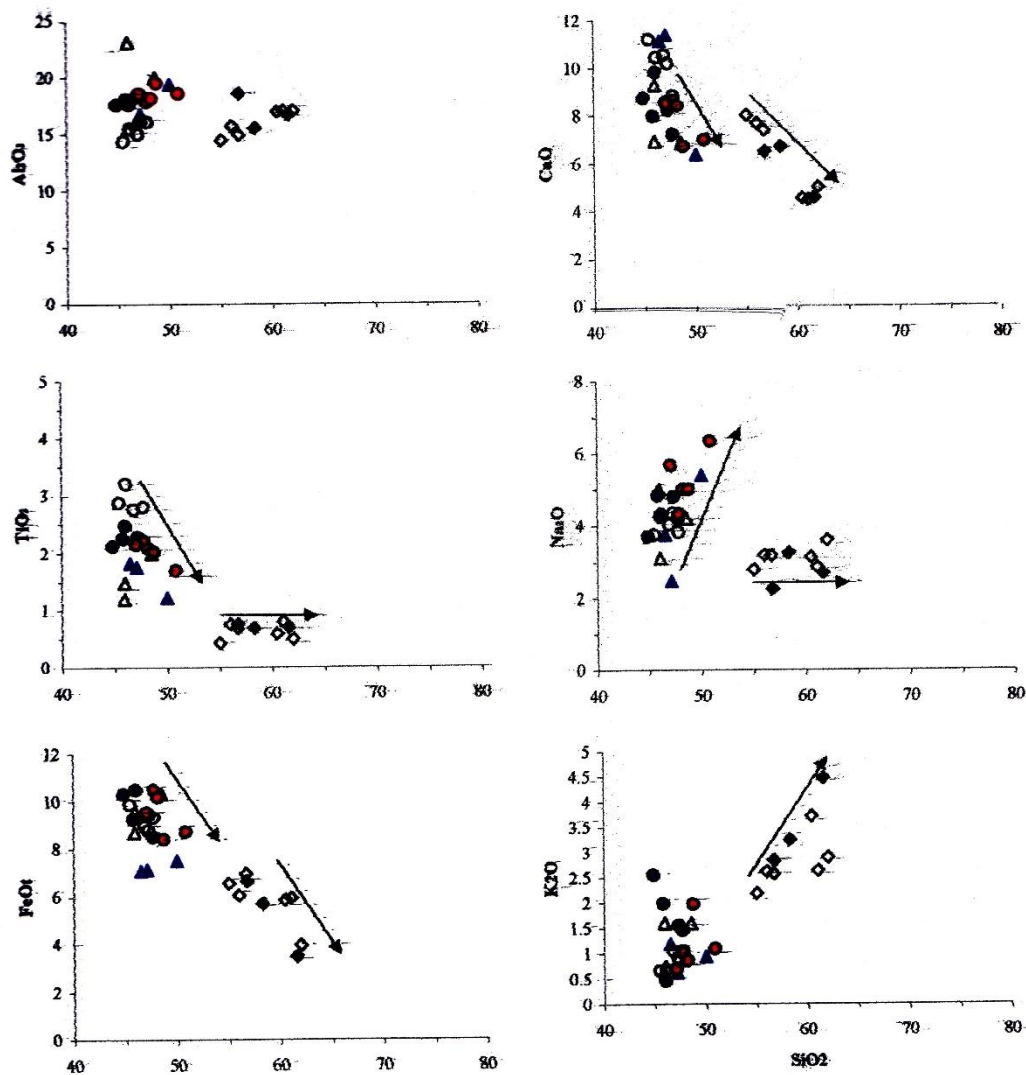


Fig.40 : Comparaison géochimique entre les roches magmatiques de l'Algérois et de l'Oranie

Légende

- Oranie**
- losanges noirs : Sahel d'Oran et M'sirda
 - losanges vides : Moyenne Tafna et Mohammadia
 - losanges rouges : Souhalia, Basse Tafna et Ain Témouchent
- Algérois**
- triangle vides : basaltes Dellys
 - triangle noir : andésites de Dellys
 - triangle bleus vides : basaltes de cap Djinet
 - triangle bleus pleins : andésites de cap Djinet

rond vide : granodiorite Thénia

rond bleu : microdiorite Thénia

rond vert : rhyolite Thénia

carré jaune : rhyodacite Zemmouri et el Kerma

croix (+) : monzogranite Cherchell

croix (x) : andésites Hadjout

Conclusion Générale

Le Méditerranée occidentale révèle une histoire géologique complexe depuis plus de 200 Ma. Sa configuration actuelle peut être retracée en fonction des mouvements relatifs des plaques de l'Eurasie, d'Alboran et de l'Afrique. L'évolution structurale et géodynamique de cette région fait encore, actuellement, l'objet de débats et converse. D'autant plus que la limite méridionale de la Méditerranée occidentale, appelée aussi marge maghrébine, a été le siège d'une importante activité magmatique, notamment depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire.

Dans l'Algérois, l'activité magmatique miocène a débuté à l'Est vers 19 Ma avec l'émission des basaltes de Dellys et s'est poursuivie jusqu'à 9-11 Ma avec la mise en place, à l'Ouest, de l'intrusion monzogranitique d'El Kourb (Cherchell).

Les analyses chimiques présentent un très large éventail de composition (la silice varie de 46 à 75% et MgO de 0.3 à 9%) et les termes intermédiaires sont plus abondants. Les magmas acides sont de type calco-alcalin potassique, alors que les basaltes sont pauvres en K₂O.

D'une manière générale, les roches magmatiques de l'Algérois sont enrichies en éléments incompatibles et sont caractérisées par des spectres d'éléments en traces présentant des anomalies négatives en Nb et Ti typiques de roche calco-alcaline « orogéniques ».

L'émission de magmas basiques et ensuite de magmas au cours des deux premières phases miocènes pourrait suggérer l'existence de relations pétrogénétiques entre ces roches (Belanteur, 2001). L'hypothèse d'une origine mantellique des granitoïdes de l'Algérois est confirmée par l'abondance des termes basaltiques ainsi que par la présence de termes intermédiaires. Cependant, quelques résultats isotopiques (Sr, Nd, O) relatifs à la granodiorite de Thénia montrent que ces roches ont une signature crustale bien marquée

(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr : 0.7082 à 0.7155).

L'évolution des éléments majeurs comme, traces suggèrent une évolution par la cristallisation fractionnée de l'ensemble des roches magmatiques de l'Algérois. Cependant, l'hypothèse d'une assimilation, couplée avec la cristallisation, paraît plausible, compte tenu de l'importante variation des teneurs en silice de ces roches et du caractère acide des roches qu'elles ont traversées (Belanteur, 2001).

Compte tenu de ces caractères pétrologiques qui l'inscrivent dans la famille des magmatismes orogéniques, les particularités du magmatisme de l'Algérois, comme tout le magmatisme méditerranéen du Maghreb peuvent être expliquées par un modèle de délamination de lithosphère subduite (Maury et al. 2000).

Dans un premier épisode, la fusion du manteau lithosphérique, hydraté et enrichi en éléments incompatibles lors de la période de subduction précédente, est déclenchée par l'anomalie thermique due à la remontée asthénosphérique au niveau de la déchirure lithosphérique qui apparaît sous l'Algérie centrale (Algérie) et orientale (Nord constantinois). Cet épisode de fusion donne des magmas calco-alcalins basiques, qui sont très vite contaminés en traversant la croûte et produit les granitoïdes et les laves associées du Langhien.

Au Serravalien, la rupture lithosphérique se développe latéralement et atteint la Tunisie à l'Est, l'Oranie et le Maroc septentrional à l'Ouest et donne naissance à de nouveaux magmas calco-alcalins.

En Oranie nord-occidentale, la nature du magmatisme a évolué depuis des roches à affinité calco-alcaline, essentiellement Miocène, jusqu'à des roches à affinité alcaline d'âge Plio-Quaternaire. Des laves transitionnelles, assez discrètes, viennent s'intercaler entre les deux affinités précédentes, ce qui accentue l'intérêt volcanologique de l'Oranie par rapport à l'ensemble de la marge maghrébine.

Globalement, et du point de vue géochimique, les deux types d'activité magmatique de l'Oranie se distinguent nettement entre elles (Piqué et al ; Maury ; 2000 ; Coulon et al ; 2002 ; Louni-Hacini, 2002). La première, d'affinité calco-alcaline et à tendance potassique, est caractérisée par des roches sursaturées présentant des anomalies négatives en Nb et Ti, caractéristiques notamment des magmas d'arcs ou de marges actives type « Cordillère ». La seconde, d'affinité alcaline, comprend des laves sous-saturées caractérisées par des anomalies positives en Nb et en Ti et un enrichissement important en éléments lithophiles analogues à ceux des basaltes d'îles océaniques (OIB). Les roches transitionnelles, reconnues en Oranie, correspondent à des roches basaltiques dont les rapports La/Nb sont compris entre 1 et 2 (Piqué et al, 1998 ; Maury et al ; 2000 ; Coulon et al ; 2002).

Les modèles géochimiques, basés sur les éléments majeurs et traces ainsi que sur les données isotopiques en Sr, Nd et O (Coulon et al ; 2002 ; Louni-Hacini, 2002), montrent d'une manière générale que les magmas calco-alcalins dérivent de précurseurs basaltiques d'origine mantellique, fortement contaminés par la croûte et post-collisionnels ; que les basaltes sont attribuables à l'influence d'un panache asthénosphérique avec fusion d'un manteau enrichi de type sub-continentale, et que l'origine des laves transitionnelles d'Oranie est liée à la fusion d'un manteau situé à la limite lithosphère-asthénosphère (Louni-Hacini et al : 1995 ; Piqué et al ; 1998 ; Maury et al ; 2000 ; Coulon et al ; 2002).

D'un point de vue géodynamique, la nature et l'importance du magmatisme de l'Oranie nord-occidentale semblent étroitement liées à l'évolution structurale de la marge maghrébine. Ainsi, la mise en place des magmas alcalins se serait effectuée à la faveur de jeux et re-jeux de méga-zones de cisaillements 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). La mise en place des magmas calco-alcalins miocènes apparaît, cependant, plus délicate à contraindre. S'il est admis par de nombreux auteurs que ces magmas sont post-collisionnels (Bellon et Brousse, 1977 ; Hernandez et Lepvrier, 1979 ; Hernandez et al ; 1987 ; Louni et al ; 1995 ; Piqué et al ; 1998 ; Maury et al ; 2000 ; Coulon et al ; 200 ; Louni-Hacini, 2002). En revanche, le contexte géodynamique prévalant au cours de leur mise en place a fait l'objet de fortes controverses. Les caractéristiques de ces magmas (contexte post-collisionnel et l'affinité calco-alcaline avec des anomalies négatives en Nb et Ti) ont été comparées à celles de zones de subduction classiques (Maury et al ; 2000). Cependant, les faits géologiques et géophysiques apparaissent difficilement explicables par un simple épisode de subduction pénultième du magmatisme (Hernandez et al ; 1987). Un processus de rupture de lithosphère subduite, en Méditerranée centrale et occidentale, est alors suggéré pour expliquer la nature du magmatisme de la Marge Maghrébine et son évolution au cours du temps (Bellon et Brousse, 1977 ; Carminati et al ; 1988 ; Maury et al ; 2000 ; Coulon et al ; 2002 ; Louni-Hacini, 2002).

En définitive, il ressort de cette synthèse, que les ressemblances entre le magmatisme de l'Algérois et celui d'Oranie nord-occidentale se situent uniquement au niveau des émissions

calco-alcalines d'âge Miocène qui ont débuté il y a 19 Ma, dans l'Est Algérois, et se sont poursuivies en Oranie vers 11-12 Ma. Les magmas émis sont « orogénique » de type 'marges actives' et dérivent de précurseurs basaltiques d'origine mantellique, fortement contaminés par la croûte dans un contexte géodynamique associé à un processus de rupture, ou de délamination, de lithosphère suduite (Maury et al ; 2000 ; Belanteur, 2001 ; Coulon et al ; 2002 ; Louni-Hacini, 2002).

En revanche, les basaltes transitionnels et les basaltes alcalins d'Oranie constituent la particularité de cette région par rapport à l'ensemble de la marge maghrébine. La mise en place de ces magmas d'origine mantellique obéit à des processus beaucoup plus complexes associant l'influence d'un panache asthénosphérique avec fusion d'un manteau enrichi de type sub-continentale (Louni-Hacini et al ; 1995 ; Piqué et al ; 1998 ; Maury et al ; 2000 ; Coulon et al ; 2002).

Références Bibliographiques

- Abad Z. (1993).** Etude volcanologique et pétrographique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet. Thèse de Magister, U.S.T.H.B ; Alger 100p.
- Achour N.et Hamma B. (1995).** Synthèse dynamique, pétrographique et géochimique des laves plio-quaternaires de l'Oranie nord occidentale.
- Aïte M.O. (1994).** Analyse de la microfracturation et paléo-contraintes dans le Néogène post-nappes de Grande Kabylie (Algérie). Thèse, Le Mans, 166p.
- Aït-Hamou F. (1987).** Etude pétrographique et géochimique des laves d'âge Miocène de la région de Hadjout (Ouest Algérois). Thèse Magister, U.S.T.H.B ; Alger, 193p.
- Belanteur O. (1989).** Pétrologie des roches magmatiques néogènes de Thénia. Thèse Magister U.S.T.H.B. Alger.124p.
- Belanteur O ; Bellon H ; Maury R. C ; Ouabadi, A ; Coutelle A ; Semroud B ; Megartsi M. & Fourcade S. (1995).** Le magmatisme Miocène de l'Est Algérois, géologie, géochimie et géochronologie 40K-40Ar. C.R. Acad.Sci.Paris, t.321, IIa, 489-496.
- Belanteur Afiri O. (2001).** Le magmatisme miocène de l'Algérois : chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. Thèse Doc, Etat, U.S.T.H.B ; Alger 224p.
- Bellon H. (1976).** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique : implications géodynamiques. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris sud, 367p.
- Bellon H. et Brousse R. (1977).** Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull.Soc.Géol. France, (7), t, XIX, pp. 469-480.
- Bellon H ; Lepvrier C ; Magne J. & Raymond D. (1977).** L'activité éruptive dans l'Algérois : nouvelles données géochronologiques.Rev.Géol.Méditer.Ann.Univ.Provence, 4 : 291-298.
- Bellon H. et Guardia P. (1980).** Le volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Algérois occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique. Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, 22, Facs.3, pp. 213-222.
- Bellon H ; Bordet P. & Montenat C. (1983).** Le magmatisme néogène des cordillères bétiques (Espagne) : chronologie et principaux caractères géochimiques.Bull.Soc.Géol.France, 7, XXV, 205-218
- Bellon H ; Guardia P. & Magné J. (1984).** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région Oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques.Géol.Méditerranéenne, XI, 3,255-264.
- Benali A. (2000).** Etude Volcanologique, Pétrographique et Géochimique du secteur de Mohammadia (Algérie nord occidentale). Mém.Ing.Etat, Univ.Oran.
- Bendouina T. et Benazza L. (1998).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique des complexes volcaniques plio-quaternaires de la basse Tafna D'Aïn Témouchent (Oranie nord-occidental). Mém.Ing.Etat, Univ.Oran.
- Bendoukha R. (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique de la Basse Tafna (Oranie nord-occidental).Thèse Magister, U.S.T.H.B, 159p.

- Benfréha A. et Mehalli M. (2001).** Etude pétrographique des laves mio-plio-quadernaires de la Moyenne Tafna.Mem.Ing.Etat, Univ.Oran, 70p.
- Benmeroug et Zinet (1993).** Etude pétrographique et géochimique des laves mio-plio-quadernaires de la région de Boutrack (Moyenne Tafna).Mém.Ing.Etat, U.S.T.H.B ; Alger.
- Benziane Oum El-Djilali. (2004).** Le volcanisme moi-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidental : synthèse dynamique, pétrographique et géochimique.
- Boivin P. et Gourgaud (1979).** Synchronisme des dynamismes de type Maar et strombolien près de la Sauvetat (sud Devès, massif central français). C.R.Somm.Soc.Géol.France.Fasc.
- 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 et al. (1982).** Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltiques : passage d'une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemple du cantal (massif central Français), Bull.volcanol ; 45-48, p. 367-383.
- Bouchet G. (1992).** Mélanges magmatiques et genèse des granitoïdes calco-alkalins : l'exemple du complexe tonalo-granodioritique de Bono (Sardaigne Septentrionale). Thèse. Doc. Etat.
- Bouillin J.P. (1977).** Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El-Millia. Thèse Doct.Univ.P. et M. Curie.
- Bouillin J.P. (1984).** Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabres : conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes.Rev.Géol.dyn.Géogr.phys.25, 321-338.
- Bouillin J.P. (1984).** Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull.Soc.Géol.France, (8) t. II, 547-558.
- Bouillin J.P. (1986).** « Le bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull.Soc.Géol.France, (8) 4 : 547-558.
- Bouziane R. (1995).** Etude pétrographique, dynamique et géochimique des laves mio-plio-quadernaires du massif de Boutrack (Moyenne Tafna, Oranie nord occidentale). Mém.Ing.Etat, Univ.Oran.
- Brousse R. (1984).** Des océans aux continents : place et part du volcanisme.Bull.Soc.Géol.Fr ; (è) XXVI, 443-469.
- Canabis B. & Lecolle M. (1989).** Le diagramme La/10-Y /15-Nb/8 ; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et de la mise en évidence des processus de mélange et /ou de contamination crustal.C.R.Acad.Sci.Paris, 309, série II, 2023-2089.
- Caby R ; Saadallah A ; Monié P ; Gani R. & Loumi K. (1986).** Phénomène distensifs et surrection syn. à post-Miocène des terrains cristallins de grande Kabylie. 6^{ème} Sém.Nat.Sci.Terre, Alger, p.50.
- Caby R. & Hammor D. (1992).** Le massif cristallin de l'Edoug (Algérie) : un « métamorphic core complex » d'âge Miocène dans les Maghrébides.C.R.Acad.Soc.Géol. 314, (II), 829-835.

- Caire A. (1965).** Comparaison entre les orogènes berbère et apennique. *Ann.Soc.Géol.Nord.* 84. 163-176.
- Caire A. (1970).** Tectonique de la Méditerranée centrale. *Ann.Soc.Géol.Nord*, 90, 307-346.
- Caire A. (1975).** Essai de coordination des accidents transversaux en Algérie et en Tunisie. *C.R.Acad.Sci.Paris* 280, (D) 403-406.
- Cantagrel J. M ; Didier J. & Gourgaud A. (1984).** Magma mixing Origin of intermediate rocks 'enclaves' from volcanism tau plutonism. *Phys.Of the Earth and Planet Int* ; 35, 63-76.
- Carminati E ; Wortel M.J.R ; Spakman W. & Sabadini R. (1998).** The role of slab detachment processes in the opening of the Western-Central Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence, *Earth Planet.Sci.Lett* ; 160,667-679.
- Chappell B. W. & White A.J.R. (1974).** The contrasting granites types. *Pacific Geol*, 8 : 173-174.
- Chappell B. W ; et A.J.R & Wyborn D. (1987).** The importance of residual source material (restite) in granite pétrogénésis. *J. Petrol*, 28 : 11-1138.
- Cocherie A. (1978).** Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 207p.
- Charef S. (1999).** Les minéralisations associées aux roches éruptives du Sahel d'Oran : témoins de l'activité hydrothermale tardif à post-volcanique. *Mém.Ing.Etat, Univ.Oran*, 59p.
- Coulon C. (1977).** Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de la Sardaigne (Italie). *Pétrographie, Géochimie et genèse des laves andésitiques et ignimbriques. Signification géodynamique.* Thèse Doct.Etat, Aix-Marseille III, 385p.
- Coulon C ; Megartsi M ; Fourcade S ; Maury R.C ; Bellon H ; Louni-Hacini A ; Cotten J ; Coutelle A. et Hermitte D. (2002).** Post-collisional transition from calco-alkaline to Alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos.*62.pp. 87-110.
- Coutelle A. (1971).** Existence d'une nappe à matériel tellien dans les flyschs du versant sud du Djurdjura : un nouvel argument en faveur de l'allochtonie complète du massif de Grande Kabylie. *Bull. Soc. Hist. Nat. Af .Nord, Alger*, 62, 3-4, 1133-1147.
- Coutelle A. (1976).** Flyschs externes et unités telliennes du flanc sud du Djurdjura, présentation d'un modèle d'évolution tectogénique de la grande Kabylie. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^o sé, 18, 1337-1345.
- Coutelle A. (1979).** Géologie du sud-est de la grande Kabylie et des Babors d'Akbou. Thèse Doct.Univ. Paris VI, 567p.
- Coutelle A. (1984).** Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogénèse berbère. *Rev.Géol.Dyn.Geogr.Phys* ; 25, 119-125.
- Coutelle A. (1987).** Les avant fosses miocènes de l'orogénèse berbère. *Mém. Soc. Géol.* London, Allen and Unwin, 450p.

- Curie J et Flamand G. (1989).** Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie.
- Debon F. & Lefort, P. (1983).** Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et leurs associations. Méthodes et applications. (C.R.P.G.). La « géologie et géochimie de l'uranium ». Mém. Edit. Par. le C.R.G.V ; Vandoeuvelles Nancy.
- Degiovanni-Azzizi, R. (1978).** Les formations volcaniques du Cap Djinet. Thèse U.S.T.H.B ; Alger, 80p.
- Delarue C. & Brousse R. (1974).** Volcanisme Miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'arc de Gibraltar. C.R.Acad.Sci. Paris, t. 279, D : 971-974.
- Didier J. (1983).** Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans les granitoïdes. C.R.Acad.Sci. Paris, 296, 765-767.
- Didier J. & Barbarin B. (1991).** Enclaves and granite petrology. Développement in petrology, 13 ; 625p.
- Durand Delga M. (1980).** La méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celles-ci. Mém, Soc.Géol.Fr. ; 10, 203-224.
- Durand Delga M. & Fontboté J.M. (1980).** Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Mém. Bur. Rech. Géol. Min ; 115: 65-85.
- Eichelberger J.C. (1975).** Origin of andesite and dacite : evidence of mixing and Glass Mountain in California and at other Circulium pacific volcanos. Geol. Soc. Am. Bull. 86.
- El Azouni M ; Bernard-Griffiths J ; Bellon, Maury R.C ; Piqué A ; Foucade S. N. Cotten J. & Hernandez J. (1999).** Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. C.R. Acad. Sci. Paris, 329, 95-102.
- El Bakkali S. (1995).** Volcanologie et magmatologie du système du Gourougou (Rif Oriental, Maroc). Thèse de Doctorat, Clermont Ferrand II, 283p.
- El Bakkali S ; Gourgaud A ; Bourdier J. L ; Bellon H. & Gundogdu N. (1998).** Post collision Néogène volcanism of the Eastern Rif (Marocco) : magmatic evolution through time, Lithos, 45, 523-543.
- Ewat A. (1976).** Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavs some statistics and implications. Earth planet Sci. Lett. 31 : 417-432.
- Fallot, P ; (1932).** Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, (5), t ; II, 533-552.
- Faure-Muet A. & Choubert G. (1975).** Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée occidentale. C. R.Acad Dci ; Paris, 280, sé. S, 1947-1950.
- Fernet B. (1975).** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier Africain à partir de l'étude d'un élément l'orogène nord maghrébin : les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral Oranais. Thèse Doct. Etat, Univ. Nice, 301p.
- Ficheur E. (1891).** « La Kabylie du Djurdjura ». Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie. 2^{ème}. Ser. N°1, 370p.

- Flood R. H. Venon R. H. (1988).** Microtextural evidence of order of cristallization in granitoïdes rochs. *Lithos*, 21 : 237-245.
- Fischer (1964).** Maximum size, medium diameter and sorting of tephra. *J. Géophys. Res* ; vol.69, n°2, pp. 341-355.
- Fischer R.V. et Waters A.C. (1970).** Base surge bed froms maar volcanos. *Amer. J. of Sci.*268.
- Fougnot J. (1990).** Le magmatisme miocène du littoral nord Constantinois. Thèse Doct. I.N.P.L. Nancy : 358p.
- Fourcade S. & Allègre C. (1981).** Trace éléments behavior in granite genesis : a case study, the calco-alkaline plutonic association from the Queriut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral Petrol* ; 73 : 177-195.
- Frizon de Lamotte, D ; Andieux, J ; and Guezou J.C ; (1991).** Cinématique des chevauchements néogènes dans l'arc bético-rifain, discussions sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* ; 162 ; 611-626.
- Frizon de Lamotte, D ; Saint Bezar B, Bracène R ; (2000).** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 4 : 470-761.
- Gentil L. (1896).** Sur un gisement de hornblende basaltique à Beni-Saf. *Bull.Mus.Hist.Nat* ; n°4, pp. 1-4.
- Gentil L. (1903).** Etude géologique du bassin de la Tafna. *Publ.Serv.Carte Géol. Algérie*, n°4, 425.
- Gélard J.P. (1979).** Géologie nord-est de la grande Kabylie. Thèse Doct.Etat. Univ. De Dijon, 335p.
- Gélard J.P ; Aïte M.O. & Suzzoni J.M. (1994).** Néogène « post-nappe » stress fields in the internal zones of the Alpine Central Maghrébides (Great Kabylia, Algeria). *Tectonophysiques*.
- Gill, J.B ; (1981).** Orogenic andesits and plate tectonics. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 390p.
- Girod M. & Magonthier M. C. (1976).** Modèle d'évolution par cristallisation fractionnée des séries calco-alkalines et shoshonitiques ; exemple des îles éoliennes. 4° Réunion an. Sci. Terre, Paris, p.202.
- Glangeaud, L ; (1932).** Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull.Serv.Carte Géol. Algérie*, 2^{ième} série, n°8.
- Glangeaud, L ; (1934).** Sur les différents modes de gisements des roches intrusives tertiaires du littoral algérien, de Ténès à Djidjelli. Leurs relations avec la tectonique de l'Atlas. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris 5^{ème} sér, t. 4, 237-249.
- Glangeaud, L ; (1952).** Les éruptions tertiaires nord-Africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranée. *Publ. 19^{ème} cong.Géol. Inter* ; 17,71-101.

- Gourinard Y. (1952).** Le littoral Oranais : mouvements verticaux et anomalies gravimétriques. Pub. XIXème Congrès Géol. Interne, Alger.
- Guardia P. (1975).** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Doct.Etat, Univ.Nice, 286p.
- Gravelle M. (1955).** Contribution à l'étude du massif volcanique du Cap Djinet (Algérie). Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, N° 59, 87-95.
- Graviou, P ; (1984).** Pétrogenèse des magmas calco-alkalins : exemple des granitoïde cadomiens de la région trégoroise (Massif Armoricain). Thèse 3^{ème} cycle Univ ; Rennes, 236p.
- Green, T.H & Ringwood, A.E ; (1968).** Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. Contrib ; Miner. Petrol. ; 18, 105-162.
- Gueguen ; E ; Doglioni, C, Fernandez, M ; (1998).** On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean Tectonophysics, 298, 259-269.
- Guidotti, C. V ; (1984).** Micas in metamorphic rock. In e. Bayley (Eds), Micas (pp 357-456). Min. Soc. Am.
- Haggerty, S.E (1976).** Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In : Rumble D. II, Ed. Oxides minerals, Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. America, 3 : 100p.
- Halloul, N ; (1989).** Géologie, pétrologie et géochimie du bi magmatisme Néogène de la Tunisie Septentrionale (Nefza et Mogods). Implications pétrogénétiques et interprétation géodynamique. Thèse Univ. Clermont Ferrand, 203p.
- Helz, R.T. ; (1973).** Phase relations of basalts in their melting $P_{H_2O}=5$ kbar as a function of oxygen fugacity. J. Petrol ; 14 :249-302.
- Hernandez, J ; (1975).** Sur le caractère shoshonitiques des andésites du Gourougou, Rif oriental (Maroc). C ; Acad. ; Sc ; Paris, t ; 274 sér ; D : 233-236.
- 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^{ème} réunion An ; Sci ; Terre, Paris, P ; 222.
- Hernandez, J ; & Lepvrier, C ; (1979).** Le volcanisme calco-alkalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. Bull.Soc.Géol ; France, (7), t, XXI, 1 : 73-86.
- 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 shoshonique. J ; Afric ; Earth, Sci ; 5, 381-389.
- Hernandez, J ; De Larouzière F.D ; Bolze J. et Bordet P. (1987).** Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-alboran. Bull.Soc.Géol.France, (8), t, II n°2, pp.257-267.

- Hilly J. (1957).** Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fe (Est constantinois). Thèse Doct. Nancy, 408p.
- Hole, M.J ; (1990).** Geochemical evolution of pliocene-Recent post-subduction alkalic basalts from Seal Nunatachs, Antartic Peninsula. *J. volcanol. Geotherm. Res* ; 40 : 149-167.
- Hollister, L.S ; Grissom, G ; Peters, E.K ; Stowell, H ; H, V.B ; (1987).** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am.Mineral* ; 72 : 231-239.
- Jurewicz, J.G ; & Watson, E.B ; (1987).** Cations in olivine part 1 : calcium partitioning and calcium – magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contib. Mineral. Petrol* ; 99 : 176-185.
- Kelemen, P. B ; Johson, K.T.M ; Kinzler, R.J ; & Ivring, A.J ; (1990).** High field stengh element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction. *Nature*, vol ; 345 : 521-524.
- Kheroua M. (1990).** Etude dynamique, pétrographie et géochimique du massif volcanique d'Ain Témouchent parti orientale (Oranie nord occidentale). *Mém.Ing.Etat, Univ.Oran*, 102p.
- Kuno, H ; (1950).** Petrology of the Hakone volcano and the adjacent areas : Japan. *Bull. Soc. Géol. Am* ; 61 : 957-1020.
- Kushiro, L ; (1969).** Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressures. *Min. Soc. Am. Spec. Paper*, 2 : 179-191.
- Lacroix A. (1893).** Les enclaves des roches volcaniques. *Ann ; Acad ; Mâcon. Ed.Protan Frères, Mâcon, X*, pp, pp. 1-710.
- Lacroix A. (1913).** *Minéralogie de la France et des colonies*. Beranger Ed ; 5vol.
- Lacroix A. (1924).** Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une manière générale, la classification des laves renfermant de l'analcime. *C.R.Acad.Sci. ; Paris*, t. 178, pp. 529-534.
- Lacroix A. (1925).** Les basanites et les basaltes analcimiques d'Algérie et du Maroc. *Bull. Volc ; n°2*, 8p ; Napoli.
- Lacroix A. (1927).** Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique de Nord. *C.R.Acad.Sci. ; Paris*, t.185, n°12, pp.573-576.
- Lagraa K. et Nekkab S.A. (1989).** Contribution à une étude pétrographique et géochimique du massif des Souhalia (Oranie nord occidentale). *Mém.Ing.Etat, Univ.Oran*, 83p.
- Lameyre J. (1980).** Les magmas granitiques. Leurs comportements, leurs associations, leurs sources. Extrait du livre jubilaire de la société Géologique de France, *Mém.* 18 ? 51-62.
- Lepvrier C. & Magne J. (1975).** Le Néogène « pos nappe » du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bull.Soc.Géol. France*, 17 : 612-619.
- Leterier, J ; Maury, R.C ; Thonon, P ; Girard, D ; and Marchal, M ; (1982).** Clinopyroxène composition as a of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth planet0 Sci. Lett.* ; 59 : 139-154.

- Louni-Hacini A. (2002).** Transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin au Néogène dans l'Oranie (Algérie nord occidentale). Thèse Doct.Etat, U.S.T.H.B ; Alger.
- Louni-Hacini A ; Bellon H ; Maury R.C ; Megartsi M ; Coulon C ; Semroud B ; Cotten J. et Coutelle A. (1995).** Datation 40K-40Ar de la transition du volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. C.R.Acad.Sci ; Paris, t.321, série Iia, pp.975-982.
- Maillard, A ; and Mauffret, A ; (1993).** Structure et volcanisme de la fosse de valence (Méditerranée nord occidentale). Bull. Soc. France, 164, 3 : 365-383.
- Marcelot, G ; Maury, R.C ; & Lefevre, C ; (1983).** Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of early stage of fractionation in Island arc basalts. Lithos, 16 : 135-151.
- Magne J & Rayond D. (1974).** Le post nappes de la région de Dellys Tizi-Ouzou (Algérie) ; un enregistreur de l'évolution dynamique du NW de la grande Kabylie après le Burdigalien. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVI, 537-542.
- Mahdjoub, Y ; (1991).** Cinématique des déformations et évolution P.T, ante alpine et alpine en petite Kabylie (Algérie nord occidentale). Un modèle d'évolution du modèle tellien interne. Thèse Doc. D'Etat, U.S.T.H.B, Alger, 194p.
- Mauduit, F ; (1978).** Le magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale et ses implications géotectoniques. Intern. Cong.
- Maury, R.C ; (1984).** Les conséquences volcaniques de la subduction. Bull.Soc. Géol. Fr ; 7 : 489-500.
- Maury, R.C ; Defant, M ; & Joron, J. L ; (1992).** Metasomatism of the subarc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature, 360 : 661-663.
- Maury, R.C ; (1993).** Les séries volcaniques. Mém. Soc. Géol. France, 'pleins feux sur les volcans', 163 : 39-55.
- McDonough W.F et Sun S.S. (1995).** The composition of the Earth. Chem. Geol ; 120. Pp.223-253.
- McCulloch, M.T and Gamble, J.A ; (1991).** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth Planet. Sci. Lett ; 102, 358-374.
- Megartsi, M ; (1985).** Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord occidentale (Algérie). Thèse Doc. Etat. Université d'Alger, 296p.
- Meghraoui, M ; Morel, J.L ; Dahmani, M ; (1996).** Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. Bull. Soc. Géol. Fr ; 167 : 147-157.
- Miyashiro, A ; (1974).** Volcanic rock séries in Island arcs and active margains. Am ; Journ. Of Sci ; 274 : 321+355.
- Moissette P. (1988).** Faunes de bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. Thèse Doct.Etat, Univ. Lyon, 351p.
- Moore (1967).** Base-Surge in recent volcanic eruption. Bull. Volcanol, XXX, p. 337-369.

- Nachit, H ; (1986).** Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse de doctorat Univ. Brest 181p.
- Odin, G.S ; et Odin, Ch ; (1990).** Echelle numérique des temps géologiques : mise à jour 1990. Géochronologique 35, 12-22.
- Odin, G.S ; (1994).** Geological time scale. C.R.Acad.Sc. Paris, 318, II : 59-71.
- Ouabadi A ; (1994).** Pétrologie, géochimie, et origines des granitoïdes péralumineux à cordièrite (Cap Bouganroum, Beni-Touffout et Filfila). Algérie nord Orientale. Thèse Université. Rennes. 257.
- Parkinson, I. J ; Pearce, J.A ; Thirlwall, M.F ; Johnson, K.T.M ; & Ingram, G ; (1992).** Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonn-Mariana fore arc, leg125. Proceeding, ODP.Sci. Results, 125 : 487-506.
- Pearce, J.A ; Norry, M.J ; (1979).** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol ; 69, 33-47.
- Pearce, J.A ; Bender, J.F ; De Long, S.E ; Kidd, W.S.F ; Low, P.J ; Güner, Y ; Saroglu, F ; Yilmaz, Y ; Moorbath, S ; and Mitchell, J.G ; (1990).** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res ; 44, 189-229.
- Piqué, A ; Ait Brahim, L ; El Azzouzi, M. Maury, R.C ; Bellon, H ; Semroud, B ; and Laville, E ; (1998).** Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. C.R. Acad. Sci. Paris. 326, 575-581.
- Raymond D. (1976).** Evolution sédimentaire et tectonique du NW de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris6, 152p.
- Raymond D. (1984).** Carte géologique de l'Algérie, feuille 4-8-23, Dellys Tizi-Ouzou, 1.50 000è, Direct. Mines et de la Géol ; Algérie.
- Ringwood, A.E ; (1990).** Slab mantle interactions, III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chem. Geol : 82, 187-207.
- Rivière, M ; Bouillin, J.P ; Courtois, C ; Gélard, J.P ; and Raoult, J.F ; (1977).** Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'oligo-Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Soc. Geol.Fr ; 5, 1171-1177.
- Rittman A. (1963).** Les volcans et leur activité. Masson Edit ; Paris, 457p.
- Saadallah, A ; (1992).** Les socles cristallins de la Grande Kabylie : sa place dans la chaîne des Maghrébides. Thèse, Doc d'Etat, USTHB, 260p.
- Sadran G. (1958).** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Publ.Serv.Carte Géol ; Algérie, nouv.série, bull.n°18, 553p.
- Semroud, B ; (1981).** Evolution pétrologie du complexe magmatique néogène de la région de Bejaïa-Amizour. Thèse Doc. D'Etat, USTHB, Alger, 267p.
- Semroud, B ; Ouabadi, A ; & Belanteur, O ; (1992).** Les granitoïdes associés à la chaîne alpine en Algérie du nord. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Vol, 3 n°1, 4-8.

- Semroud, B ; Maury, R.C ; Oubadi, A ; Cotton, J. Fourcade, S ; Fabriès, J ; and Gravelle, M ; (1994).** Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaïa-Amizour (Algérie du Nord). C.R. Acad Sci. Paris, 319, 95-102.
- Steiger, R.H ; and Jäger, E ; (1977).** Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth planet. Sci. Lett ; 36, 359-362.
- 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. (1997).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique des laves basaltiques plio-quaternaires du massif d'Ain Témouchent (Oranie occidentale- Algérie). Thèse de Magister, U.S.T.H.B ; Alger, 118p.
- Tapponnier P. (1977).** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull.Soc.Géol.France, 19, pp.437-460.
- Tatsumi, Y ; Nakamura, N ; (1986).** Composition of aqueous fluids from serpentinite in the subducted lithosphere. Geochem. J ; 20 : 191-196.
- Thieblemont, D ; & Tégey, M ; (1994).** Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C.R. Acad ; Sc ; T. 318 ; série II, 87-94.
- Thomas, G ; (1985).** Géodynamique d'un bassin intramontagneux, bassin du bas Chéif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. Thèse d'état, Univ. De pau, 594p.
- Thornton, C.P ; & Tuttle, O.F ; (1960).** Chemistry of igneous rock, différenciation index. Am.J. Sci ; 258 : 664-684.
- Treuil, M ; & Joron, J.L ; (1979).** Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux/liquide et propriétés structurales de ces éléments dans liquides magmatiques.Bull. Mineral, 102 : 402-409.
- Velain C. (1874).** Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie.C.R.Acad.Sci ; Paris t.128, p.73.
- Vidal, P ; Dupuy, C ; Maury, R ; Richard, M ; (1989).** Mantle metasomatism above subduction zones : trace element and radiogenic isotop in xenoliths from Batan island (Philippines). Geology, 17 : 1115-1118.
- Ville L. (1968).** Notice minéralogique sur les environs de Dellys. Bull. Soc. Géol. France, 2^o série, XXV, 641-670.
- 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.
- Wilson, M ; Downes, H ; (1991).** Tertiary quaternary extension related alkaline magmatism in Western and central Europe.J.Petrol ; 32 : 811-849.
- Wyllie, P.J ; & Sekine T ; (1982).** The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contrib. Mineral. Petrol ; 79 : 375-380.

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

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

Zerka M ; Cottin J.Y ; Grégoire M ; Lorand J.P et Megartsi M. (1996). Hétérogénéités mantelliques dans les xénolites du volcanisme alcalin d'Oranie (Algérie) : interactions manteau continental-magmas et amincissement lithosphérique. 16^{ème} R.A.S.T ; Orleans, résumé p.103.

Zerka M ; Cottin J.Y ; Grégoire M ; Lorand J.P et Megartsi M. (1997). Mantle peridotites and deep magmatic cumulates in the plio-quadernary volcanism of Oranie, Algéria. EUG IX, Strasbourg, résumé p.79.

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