

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université d'Oran2

Faculté des sciences de la Terre, et de l'Univers  
Département des Sciences de la Terre

## **Mémoire**

**Présenté pour l'obtention du grade MASTER en Géologie**  
**Option : Magmatisme, Géodynamique et Transferts Lithosphériques**

## **Thème**

Comparaison morphologique des structures de Maar, de Cônes de tufs et d'Anneaux de tufs des massifs volcaniques de la Basse Tafna et d'Ain Temouchent (Oranie nord occidentale)

Présenté par :

**MECHRI ISMAHAN**

Soutenu le 30 Octobre 2017 devant les membres du jury d'examen :

<b>Mme .BENRAMDANE K.</b>	Maître de conférences A	Université d'Oran2	<b>Présidente</b>
<b>M.BENDOUKHA . R.</b>	Maître de conférences A	Université d'Oran2	<b>Encadreur</b>
<b>M.MAHMOUDI .M.</b>	Maître de conférencesB	Université d'Oran2	<b>Examineur</b>

Oran, 2017

### **Remerciement:**

*Je remercie Dieu miséricordieux de m'avoir donné le courage, la force, la patience et la confiance pour bien terminer et d'accomplir ce modeste travail de fin d'étude.*

*Ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'aide et la collaboration de nombreuses personnes. Qu'elles trouvent ici l'expression de toutes nos gratitude.*

*Nous tenons tout particulièrement à remercier M. Bendoukha R, Professeur à l'Université d'Oran, pour avoir dirigé avec beaucoup d'attention et de soin ce travail. Nous sommes très reconnaissants pour sa disponibilité, sa bienveillance et son soutien permanent. On lui doit beaucoup pour le contenu du travail présenté, pour ses critiques constructives, ses conseils précieux, son aide, et pour sa gentillesse et sa bonté.*

*Nous remercions vivement madame MM. LAGRAA k Maître de Conférences A ; à l'Université Oran2 et de nous avoir fait l'honneur de présider notre jury. Nous lui exprimons nos sincères reconnaissances pour ses encouragements permanents et son aide à sa réalisation.*

*Mes sincères remerciements vont également à Mr. MAHMOUDI M, maître-assistant à l'Université d'Oran qui a accepté d'examiner et juger ce mémoire. Sa participation me fait un grand honneur.*

*Par cette occasion je voudrais rendre hommage à tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre.*

*Merci à tous*



# TABLE DES MATIERES

<b>Chapitre I : Généralités</b>	Page
I-I- Introduction .....	1
I-2-Cadre Géographique .....	2
I-2-A-Le massif de la Basse Tafna.....	2
I-2-B-Le massif d'Ain Temouchent .....	3
I-3-Cadre Géologique et Structurale.....	6
I-3-1-La zone Atlasique .....	7
I-3-2-La zone Tellienne .....	7
I-4-Historique des travaux .....	9
I-5-But de travail .....	12
<b>Chapitre II : Volcanologie</b>	
<b>II- LES CENTRES D'ACTIVITES VOLCANIQUE</b>	
II-1-Datation du volcanisme alcalin d'Oranie.....	13
II-2-Les volcans de la Basse Tafna .....	14
A-Introduction .....	14
B-Les volcans de la Rive Gauche .....	14
B-1-Le volcan d'El Gloub .....	14
B-2-Le volcan de Ras Amara.....	14
B-3-Le volcan de Sidi Aissa .....	14
B-4-Le volcan de Sidi Rahmoune .....	15
B-5-Le volcan de Douar Ksabi .....	15
B-6-Le volcan de Tafardjoun.....	15
B-7-Le volcan de Douar Bouhmar.....	15

B-8-Le volcan de Sidi Laredj .....	15
B-9-Le volcan de Gdid Chouk .....	15
B-10-Le volcan de Boukeltoum.....	15
B-11-Le volcan de Bouakil.....	16
C-Les volcans de la Rive Droite .....	16
C-1-Le volcan de Kerkour El Aryas.....	16
C-2-Le volcan de Gaadar El Ghouzlane.....	16
C-3-Le volcan de Bled l'Amdeha .....	16
C-4-Le volcan de Sidi Abdellah .....	16
C-5-Le volcan d'El Kelkoul.....	16

### **Chapitre III : Pétrographie des produits éruptifs**

#### III.1.

Introduction.....	18
III.2. Pétrographie des laves de la Basse Tafna.....	18
III.2.1. Le groupe B1 .....	18
III.2.2. Le groupe B2.....	18
III.2.3. Le groupe B3.....	19
III.2.4. Les produits du groupe B4.....	21
1) Analyse séquentielle .....	21
2) Etude microscopique des tufs.....	23
III.2.5. Le groupe B5.....	24
III.2.6. Le groupe B6.....	26
III.2.7. Conclusion .....	28
III.3. Pétrographie des produits éruptifs du massif d'Aïn	
Témouchent.....	30
III.3.1. Les pyroclastites du groupe T1.....	30

2) Etude microscopique des tufs.....	31
III.3.2. Le groupe T2.....	32
III.3.3. Le groupe T3.....	34
III.3.4. Le groupe T4.....	34
III.3.5. Conclusion.....	36
III-4.CONCLUSION PETROGRAPHIQUE .....	38

## **Chapitre IV : Dynamisme**

IV-1-INTRODUCTIO.....	42
IV.2.Classification des produits pyroclastiques.....	42
IV.3.Critères d'identification du phréatomagmatisme.....	44
IV.4-Massif de Ain Temouchent.....	45
IV.5. massif de la Basse .....	47
IV.6.Synthèse dynamique .....	48

## **Chapitre IIV : Morphologie**

IIV-MORPHOLOGIE DES CENTRES D'EMISSION .....	52
IIV-1-INTRODUCTION.....	52
IIV-2.La morphologie de ces massifs volcaniques.....	52
IIV-3. Comparaison morphologique .....	54
IIV-4.Conclusion.....	55

**Conclusion Générale.....56**

**Annexe .....61**

**Référence Bibliographiques.....68**

## 1. INTRODUCTION :

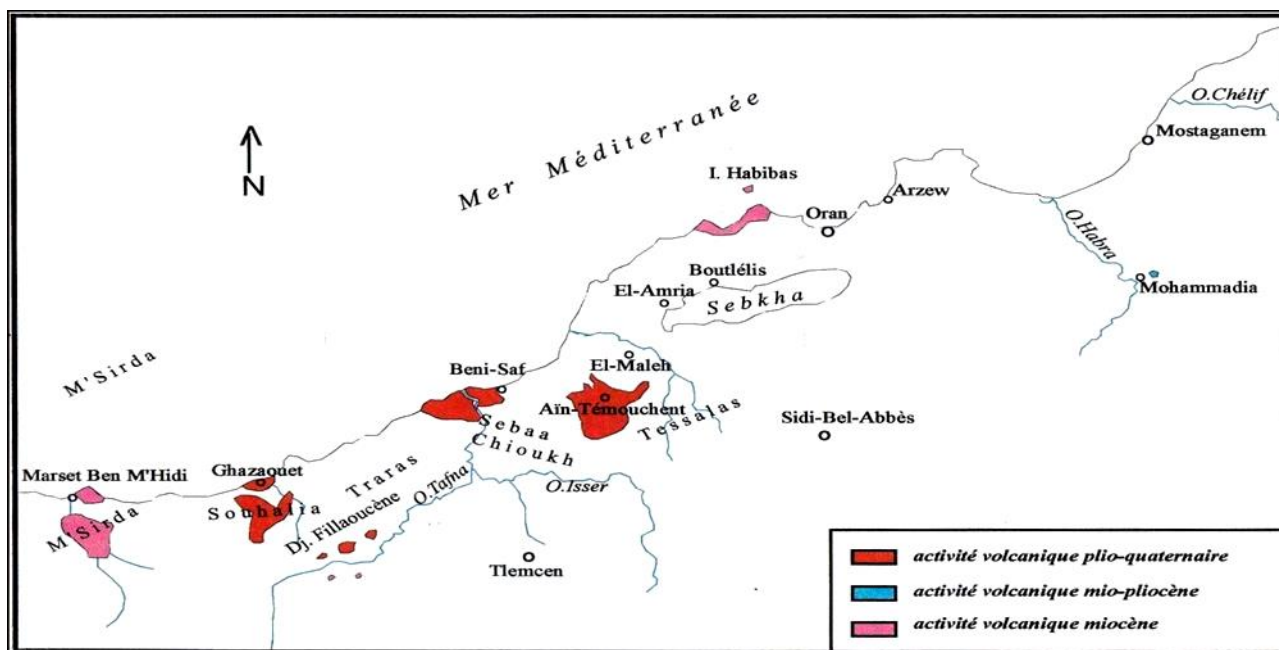
La marge algérienne septentrionale est jalonnée d'émissions volcaniques d'âge néogène à quaternaire, disposées selon une bande orientée Nord-Est (**Fig.01**).

L'Oranie nord occidentale, située à la jonction du tell algérien et du moyen atlas marocain, a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon, 1981 ; Bellon et al., 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabetiouna, 1997 ; Piqué et al. 1998 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 et Bendoukha et al., 2008). Ce volcanisme montre un changement de composition au cours du temps : de calco-alcalin, au Miocène, il devient alcalin au Plio-quaternaires. Cette évolution, qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale, est attribuée :

- soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque Africaine et dont l'activité aurait été stoppée au Pliocène inférieur (Guardia, 1975, Bellon, 1976, Louni-Hacini et al. 1995, El-Azzouzi et al. 1999, Maury et al. 2000).
- soit à un contexte d'amincissement lithosphérique lié à la réactivation d'un vaste cisaillement parallèle à la marge nord-africaine (Hernandez et al. 1987, Piqué et al. 1998).
- soit à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka, 2004).

Elle est bordée au Nord par la méditerranée, et est caractérisée par un liseré de massifs éruptifs plus ou moins éloignés les uns des autres et qui se succèdent d'Ouest en Est par :

Le massif de Msirda ;  
Le massif de Souahlia ;  
Le massif de la Basse Tafna ;  
Le massif d'Ain Témouchent ;  
Le massif du Sahel d'Oran.



*Fig. 1 : Situation des massifs volcaniques de l'Oranie Nord-occidentale (in Louni 1995).*

Notre étude est portée sur le massif volcanique d'Ain Témouchent et celui de la Bass Tafna a pour objectif de compléter les nombreux travaux précédents ayant porté sur différents complexes éruptifs d'Oranie nord occidentale. Elle s'attachera aussi en évidence l'origine et la dynamique de mise en place en surface des basaltes alcalins plio-quaternaires.

En comparaison avec les résultats obtenus dans les différents massifs étudiés, elle mettra en évidence les relations qui pourraient exister entre les sources magmatiques ayant donné naissance au volcanisme alcalin de l'Oranie nord-occidentale.

## 2-SITUATION GEOGRAPHIQUE

### A- LE MASSIF DE LA BASSE TAFNA

Le massif de la Basse Tafna est situé à 90 km à l'Ouest d'Oran ,les produits éruptifs atteignent vers l'Est L'aquarium de Béni Saf et à l'Ouest, ils s'étendent au-



delà du centre d'émission de Boukeltoum, il atteint au Nord la mer méditerranéenne, à l'Ouest la terminaison du Trara oriental, au Sud les monts de Sebaa Chioukh, et à l'Est le massif éruptif d'Aïn Témouchent. (BENDOUINA et BENZAZZA 2013 )

La région de la Basse Tafna a été le siège d'un intense volcanisme qui s'est manifesté durant le Plio-quadernaire. Elle est caractérisée par un nombre important de volcans ayant rejeté une quantité de laves et de produits pyroclastiques qui recouvrent une superficie de 200km<sup>2</sup> (Fig.2) ( Sellaf Med ;2009).

Ce massif est constitué par de petites collines à faible altitude, marqués par des cônes scoriacés ou de dômes érodés, atteignant une altitude maximal de 403 m. L'Oued Tafna divise ce massif en deux rives .celle de droite révèle un rapprochement des centres éruptifs. dans la rive gauche des volcans sont plus ou moins éloignées les un des autres.

## **B- LE MASSIF D'AIN TEMOUCHENT**

Ce massif volcanique est situé à environ 70 km au Sud-Ouest d'Oran, il est limité à l'Est par la plaine d'effondrement de la Sebka d'Oran et à l'Ouest par l'extrémité orientale du massif de Sebâa Chioukh, de Djebel Sidi Kacem et Touni et au Nord par la mer Méditerranée.

Les centres éruptifs de ce massif se présentent soit en forme conique, de dôme ou en dépression (le volcan de Dzioua, de forme conique, constitue un réservoir d'eau).

Enfin, **le massif volcanique d'Aïn Témouchent**, limité au sud-ouest par les monts de Sebâa Chioukh, montre des sommets d'altitude moyenne et des dépressions circulaires de diamètre atteignant parfois 800 m.

La partie Sud Est de ce massif est limitée par les monts de Tessala, qui créent dans la topographie un paysage de collines enchevêtrées. (**Fig.2**)

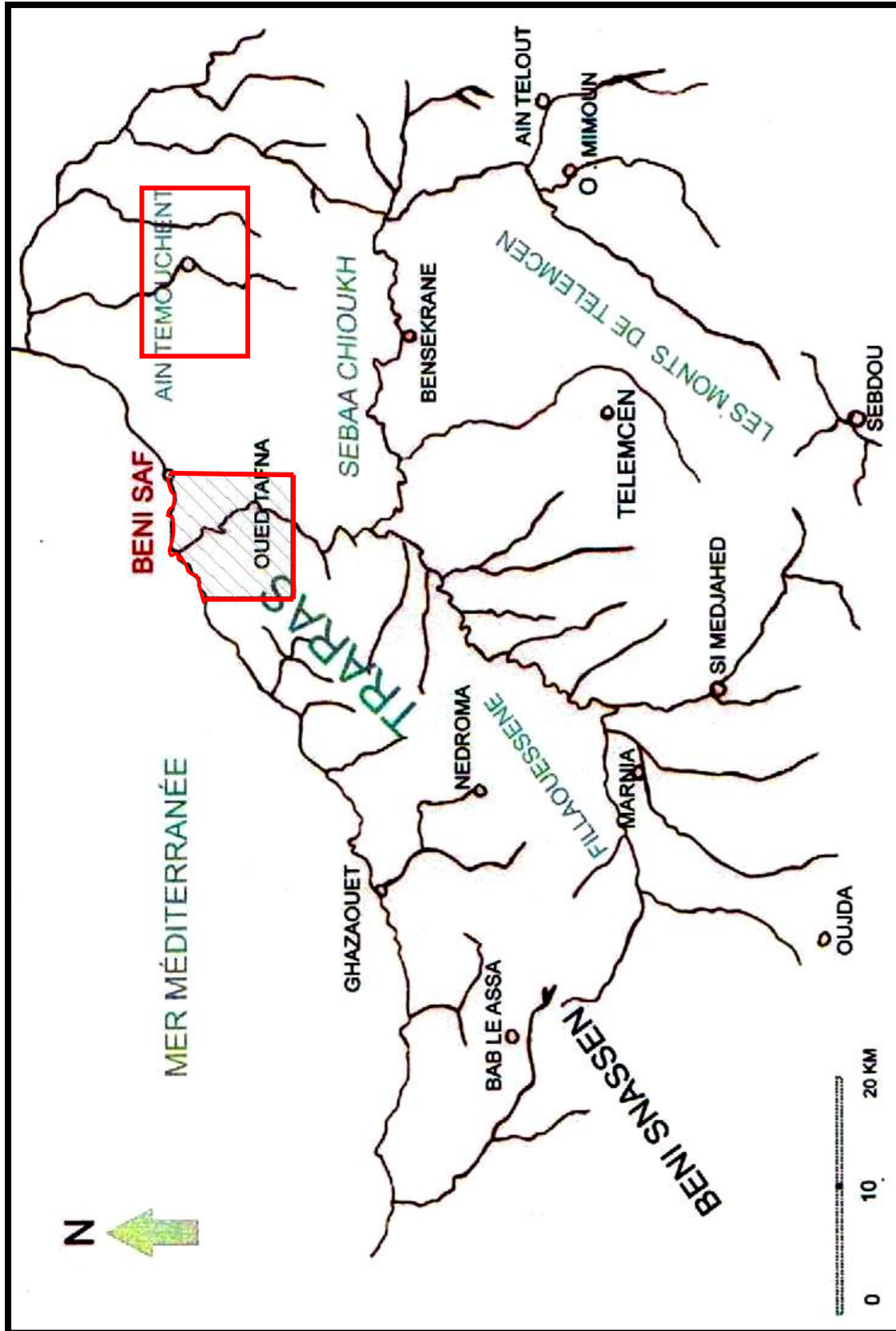
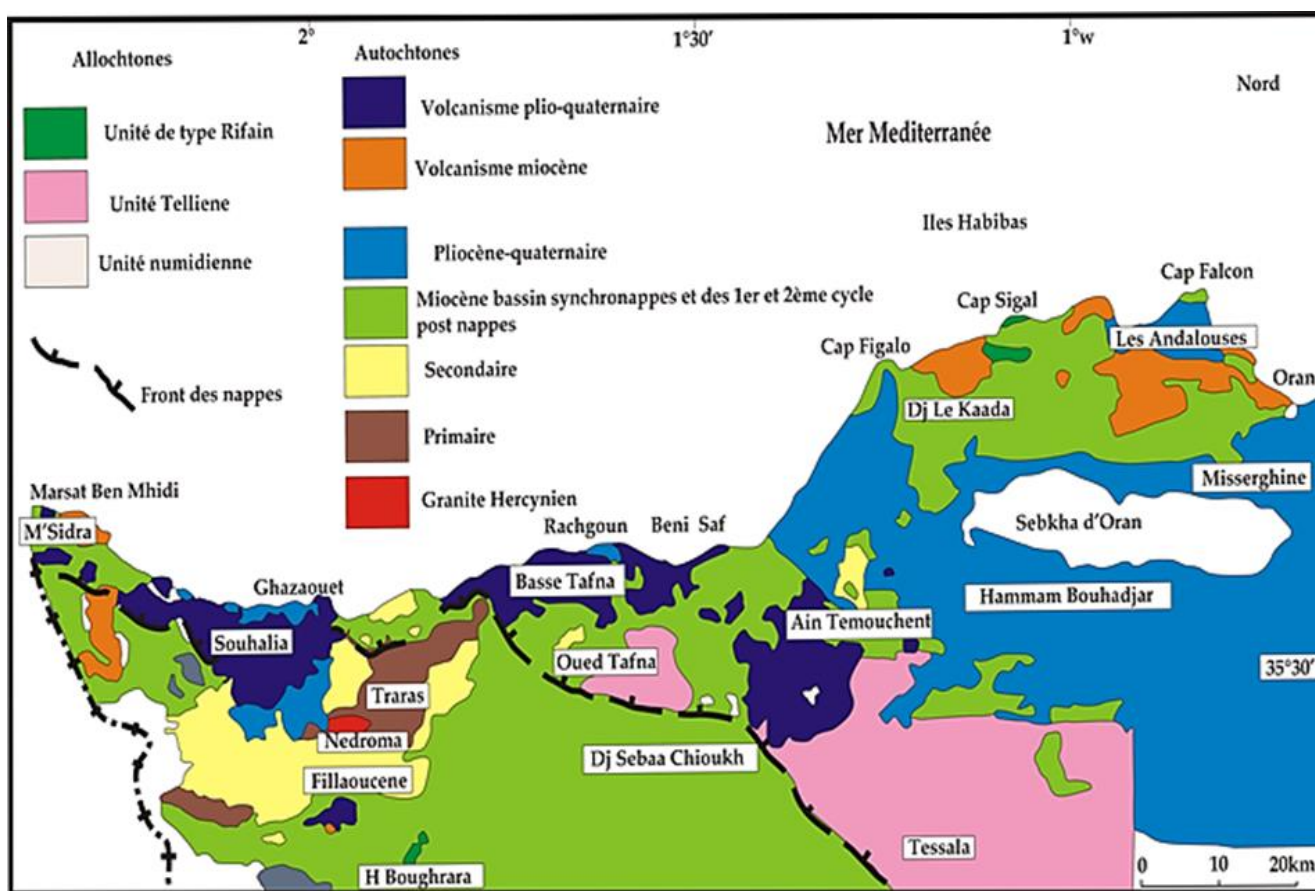


Fig.02 : Situation Géographique de la Base Tafna (In Bendoukha 2008)

### 3-CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE

Le massif d'Ain Temouchent et celui de la Basse Tafna, se situent dans le domaine externe de la chaîne Alpine

Les gisements volcaniques d'âge plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale se placent dans le domaine externe de la chaîne alpine dans lequel Guardia (1975) a pu distinguer : une zone atlasique et une zone tellienne (**Fig.3**).



*Fig.3 : Contexte Géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).*

### 1) La zone atlasique

La zone atlasique constituée de terrains autochtones comprend la chaîne Fillaoucène dans laquelle se trouvent les coulées volcaniques de Boutrack et le massif des Traras.

Cette zone comporte des terrains paléozoïques représentant le substratum et une couverture mésozoïque. Cette dernière fait ressortir cinq ensembles sédimentaires :

- une série carbonatée inférieure (Lias.Dogger) ;
- une série pélitique (Callovien-Oxfordien inférieur) ;
- un ensemble grés-carbonaté supérieur (Oxfordien supérieur alpin) ;
- une série marno-calcaire (Cénomaniens-Sénoniens).

Cette zone est affectée par un réseau de failles atlasiques (N 40°-N90°) ainsi que par des failles de direction N20° Glangeaud (1952).

### 2) La zone tellienne

Cette zone regroupe quatre ensembles (Guardia, 1975).

- **L'autochtone et le para-autochtone.**

Cet ensemble constitué d'allochtone, et d'allochtone non métamorphique est représenté par diverses unités. En effet, l'autochtone affleure près d'Aïn Témouchent au Djebel Tounit et à Douar Chentouf. Guardia (1975) a rattaché au para-autochtone les lambeaux de poussée Jurassiques de la région de Souhalia et de Djebel Zandal (M'Sirda).

- **L'allochtone métamorphique.**

Il est représenté par l'unité de :

- Houariya (Primaire –Jurassique)
- Du Skouna (Jurassique -Crétacé inférieur)
- De Souhalia (Jurassique supérieur –Crétacé inférieur)
- D'El Mokrane (Crétacé inférieur- Eocène)

- **l'allochtone non métamorphique**

Guardia (1975), a distingué trois unités dans l'allochtone non métamorphique

- Unité de Chouala composé de marne (Crétacé inférieur et moyen et de l'Oligocène affleurant au Nord du Djebel Sebâa Chioukh).
- L'unité « Sénonienne » formée de marne.
- L'unité Oligo-Miocène affleure en lambeaux à Arlal et à Sebâa Chioukh
- Les lambeaux du Numidien.

Ils affleurent dans la Basse Tafna et dans la région d'El Mokrane sous forme de lambeaux constitués de dragées de quartz. Les matériaux composant les unités allochtones se sont mis en place frontalement dans un bassin synchronappe.

Les dépôts synchronappes (Miocène) affleurent au sud d'Aïn Témouchent, dans la vallée de la Tafna. Leur accumulation devient importante dans le massif des Tessala Guardia (1975)- Bellon et al. (1984).

Dans les monts de Sebâa Chioukh, la vallée de la Moyenne et Basse Tafna, des formations continentales argileuses vertes, puis lie de vin associés à des grés et poudingues sont comprises dans les dépôts attribués au Miocène terminal ainsi que dans le matériel de nappes qui peut se déposer au même moment que le Miocène synchronappe situé plus au sud.

- Formation marine (marne bleue) des monts de Sebâa Chioukh.

Enfin une série calcaire couronne ces dépôts. Les cycles Pliocène renferment des dépôts marins et continentaux.

Fenet (1975), distingue vers l'est des niveaux de conglomérats rougeâtres, des argiles et des marnes marines qu'il attribue à un premier cycle post-nappe.

Au-dessus de ces séries, trois cycles sédimentaires sont individualisés.

Cycle Miocène terminal pendant lequel deux bassins se sont individualisés.

Le bassin oriental est situé dans la moyenne et la basse Tafna et dans les monts de Sebâa Chioukh Guardia (1975).

Le bassin occidental limité à la région de M'sirda ainsi que toute la zone située au sud de la moyenne Tafna et des Traras présente une série sédimentaire constituée de :

- Formation rougeâtre, continentale bien représenté dans la moyenne Tafna et atteint les contreforts du Fillaoucène.

#### 4. Historique des recherches

Depuis le début du siècle, l'étude du volcanisme d'Ain Temouchent et de Beni Saf ont fait l'objet de plusieurs recherches.

Le magmatisme de l'est algérien, notamment celui représenté au Djebel Filfila et dans la région Bejaïa-Amizour, fut étudié par B. Semroud, (1980).

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

Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'Aïn-Témouchent de basanitoïdes à analcime précisant ainsi, par la pétrographie, le caractère sous-saturé et alcalin de ce secteur.

**Gentil (1903)** présente une étude sommaire de quelques laves et rattache celles du plateau de Tadmaya à un basalte à olivine. D'autre part, il indique la présence de sanidinite au Cap d'Acra et décrit des labradorites sans signaler leurs lieux.

Enfin, il entame une courte description des tufs à lapillis et présente une carte simplifiée de la région. Plus tard il publie des travaux sur les basaltes à analcime d'Ain Témouchent ainsi que le chimisme des laves.

Parallèlement à ces premières cartographies détaillées, **Gentil (1903)** présente une étude plus élaborée des massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna et du secteur d'Ain-Temouchent

**Sadran (1958)** a focalisé ses travaux sur le volcanisme récent de l'Oranie et publie une thèse comportant une cartographie schématique des différents centres d'émission et des produits émis. Il donne une chronologie relative du volcanisme et précise la nature pétrographique des différentes coulées.

Entre outre, il signale également la présence d'enclaves de natures pétrographiques variées et montre que le substratum gréseux des coulées de la Basse Tafna est constitué de sable à hélix d'âge Miocène supérieur, probablement "le Messinien".

Enfin, il publie des résultats d'analyses chimiques et relie la tectonique avec le volcanisme.

**Fenet (1975)**, par ses études structurales, adopte pour l'Oranie, un modèle selon les conceptions « nappistes » tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre de secteurs et actualisant, par leurs arguments, d'intéressantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale.

**Guardia (1975)** présente une synthèse géologique et structurale de la région. Il conclue que le volcanisme de la Basse Tafna est totalement indépendant vis à vis de la tectogénèse antérieure, mais plutôt lié à une néotectonique profonde.

**Bellon et Guardia (1980)**, publient les résultats de l'étude paléomagnétique des roches éruptives alcalines de l'Oranie ainsi que leur datation au K/Ar. D'autre part, ces derniers précisent l'âge de la formation gréseuse qui constitue le substratum dans certains massifs volcaniques.

**Megartsi (1985)** présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale. Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines, d'âge Mioène (secteur de Tifarouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines mio-pliocènes (secteurs des M'sirda et de la Moyenne Tafna) et plio-quadernaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Aïn-Témouchent).

**Bendoukha (1987 et 2008)**, entame une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna. Il met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs (strombolien à la base puis phréatomagmatique enfin strombolien au sommet).

Il précise la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif. Il apporte de nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale.

**Abbad (1993)** présente une étude volcanologique de la partie septentrionale du massif éruptif de la Souhalia. Il met en évidence une série alcaline sodique pour les laves de Souhalia et un seul épisode volcanique majeur de type strombolien.



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

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

**Zerka (2004)** présente les premières approches concernant l'étude détaillée des enclaves ultrabasiques associées aux produits éruptifs d'Aïn Temouchent et de la Basse Tafna.

Il conclut une origine mantellique pour certaines d'entre elles et montre que les hétérogénéités minéralogiques et texturales observées dans les enclaves mantelliques d'Oranie sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques.

Entre autre, il présente les données préliminaires sur les verres volcaniques piégés dans les xénolites ultramafiques d'Oranie. Il montre que leurs compositions en éléments majeurs et traces sont distinctes aussi bien de celles des laves alcalines hôtes que de celles des roches calco-alcalines de la région. Il estime que les verres siliceux des xénolites de type I sont le résultat de processus d'interaction entre liquides basaltiques d'infiltration et péridotites encaissantes.

**Sellaf Med (2009)**, Etude dynamique, pétrographique et géochimique des produits éruptifs du volcan le Fort Bélinsi ( Rive droite de la Basse Tafna).

**Benduoina et Benazza (2013)**, Etude dynamique, pétrographique et géochimique des complexes volcaniques Plio-Quaternaire de la Basse Tafna de d'Ain Témouchent (Oranie Occidentale).

## 5. BUT DU TRAVAIL

Les principaux objectifs de notre travail ont été:

- de compléter la cartographie détaillée du massif volcanique de la Basse Tafna déjà réalisée en 1987.

- Une études comparative des structures de Maar et Cônes de tufs et l'Anneaux de tufs des massifs volcaniques de la Basse tafna et d'Ain Temouchent
- d'établir une chronologie des coulées de laves émises par les centres éruptifs de chaque massif.
- de situer le volcanisme alcalin Plio-Quaternaire dans le cadre géodynamique de la Méditerranée occidentale.
- - d'expliquer à l'aide de modèle la dynamique de remontée du magma basaltique mio-plio- quaternaire de l'Oranie nord-occidentale

## II. LES CENTRES D'ACTIVITES VOLCANIQUE

### II.1. Datation du volcanisme alcalin d'Oranie.

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.

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 lombeau de coulée basaltique dont le centre d'émission serait dans la mer (**Photo 1 et 2 en annexe**).

Cette dernière est intercalée dans la formation marneuse du Miocene. Elle serait d'âge Messinien (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'Aïn 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'Aïn Témouchent vers - 0,82 Ma.

Dans le complexe d'Aïn-Témouchent, 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'Aïn-Témouchent, les anneaux de tufs recouvrent des formations lacustres qui renferment des fossiles de vertébrés probablement de type Hipparion, (Mahboubi et Tabeliouna comm.ora), et qui indiqueraient un âge au moins Miocène.

## **II-2-LES VOLCANS DE LA BASSE TAFNA**

### **A-INTRODUCTION**

Le massif volcanique de la Bass Tafna est constitué par de petites collines à faible altitudes bien visibles au loin dans le paysage. Ces dernières présentent des édifices en forme de cônes ou dômes scoriacés. Il compte 11 appareils dans la rive gauche et 11 autres dans la rive droite de l'Oued Tafna.

### **B-LES VOLCANS DE LA RIVE GAUCHE :**

#### **B-1-LE VOLCAN D'EL GLOUB (185m) :**

Le volcan d'El Gloub se situe au sud du massif, sa forme conique originelle est bien conservée.

Le sommet du cône est marqué par la présence de scories brun rougeâtre de taille variable.

Il a rejeté deux coulées basaltiques qui sont accumulées sur une épaisseur de 150 mètre et forment le plateau de Tadmaya.

#### **B-2-LE VOLCAN DE RAS AMARA (264m)**

Cet appareil situé à 3 Km au Nord Est d'El Gloub montre un cône dont le sommet est érodé reconnue que par la présence des scories brunes de taille centimétriques. Les trois coulées basaltiques d'épaisseur 100 mètre qui lui sont rattachées, se sont épanchées de façon centrifuge sur une faible distance.

#### **B-3-LE VOLCAN DE SIDI AISSA (403 m)**

C'est l'un des plus importants centres volcaniques de la rive gauche.

Il montre une forme conique bien visible de loin. Les trois coulées basaltiques qui constituent le plateau de Souk El Etnine.

**B-4-LE VOLCAN DE SIDI RAHMOUNE**

Ce centre éruptif est situé à environ de 3 Km au Nord-Ouest du volcan de Sidi Aissa. Le haut de son cône est marqué par la présence de scories brune, de taille centimétrique.

Ce volcan a rejeté trois coulées basaltiques de couleur brunâtre à structure en plaquette, montrant par endroit « des taches à brulure de soleil ». Les roches renferment de gros cristaux de plagioclase ou de pyroxène, ces laves sont surmontées par une coulée provenant du volcan de Boukeltoume situé plus loin au Nord.

**B-5-LE VOLCAN DE DOUAR KSABI (282m)**

Il est située à environ 4 Km au Nord Est du volcan de Sidi Rahmoun, sa forme est en dôme et a émis trois coulées basaltiques peut vésiculés présentant une structure en dalle.

**B-6-LE VOLCAN DE TAFARDJOUN (152m)**

Cet appareil est située à 2 Km au Nord Est de Ras Amara. Son flanc Ouest a subi une intense érosion, il a donné les produits pyroclastiques qui reposent actuellement sur des grés Ocrés du Villafranchien, recouverts de deux coulées bleues.

Une coulée inférieure renfermant des cristaux d'amphibole, et de plagioclase, et une autre coulée supérieure uniquement formé de grains fins.

**B-7-VOLCAN DE DOUAR-BOUHAMAR (146m)**

Il est en forme de dôme, il a émis une seul coulée gris bleutée renfermant des cristaux d'amphibole et de plagioclase.

**B-8- LE VOLCAN DE SIDI LAREDJ (151m)**

Seul sa cheminé est présente, montrant des scories brunes et des bombes scoriacés. Il a émis une seul coulée basaltique qui referme des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène bien visible à l'œil nu.

**B-9- LE VOLCAN DE GDID CHOUK (327m)**

Il est en forme de dôme très aplatie caractérisé par l'émission de trois coulées basaltiques à structure en plaquette renfermant des phénocristaux de pyroxène formation volcano-sédimentaire.

**B-10-LE VOLCAN DE BOUKELTOUM**

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

Il est caractérisé par l'émission de quatre coulées basaltiques séparées soit par un paléosol, soit par des brèches ou des tufs à l'apillis, Les produits éruptifs de Boukeltoum reposent sur un materiel volcanique appartenant au centre de Sidi Rahmoun.

**B-11-LE VOLCAN DE BOUAKIL (282m)**

Ce volcan se trouve à 300m au Nord Est du centre éruptif de Ras Amara, sa forme conique originelle est bien conservé, il a émis 3 coulées basaltiques constituées par des roches gris noires contenant le facies brulures de soleil.

**C-LES VOLCANS DE LA RIVE DROITE**

Ils sont caractérisés par des cratères le plus souvent érodé.

**C-1-LE VOLCAN DE KERKOUR EL ARYAS (222m)**

Ce volcan comporte

- Un petit centre visible il a émis trois coulées basaltiques qui reposent sur des assises soit marneuses soit calcaires du Miocène du 2<sup>ème</sup> cycle poste nappes.
- Un autre centre tout près de lui, présentant une structure en dôme très aplati qui a émis 3coulées basaltiques.

**C-2-LE VOLCAN DE GAADAR EL GHOUZLANE (232m)**

Il est en forme de dôme, son sommet est marqué par des scories brunes de taille variable, de bombes scoriacées et une brèche scoriacée recouverte par une mince couche calcaire.

**C-3-LE VALCAN DE BLED L'AMDEHA (261m)**

De forme conique, il a rejeté trois coulées de couleur gris claire présentant les faciès « tache de soleil » plus ou moins vésiculés.

**C-4-LE VOLCAN DE SIDI ABDALLAH (265m)**

Il est plus isolé vers le sud, de forme conique son sommet renferme des scories brunes et des bombes scoriacées gris noir qui se sont épanchées dans toutes les directions.

**C-5-LE VOLCAN D'EL KELKOUL (268m)**

Il est peu érodé sa forme est conique, son sommet contient des scories brun et noir, ces trois émission volcaniques émissent ont une couleur gris bleutée épanchées le plus souvent vers le Sud et le Nord.

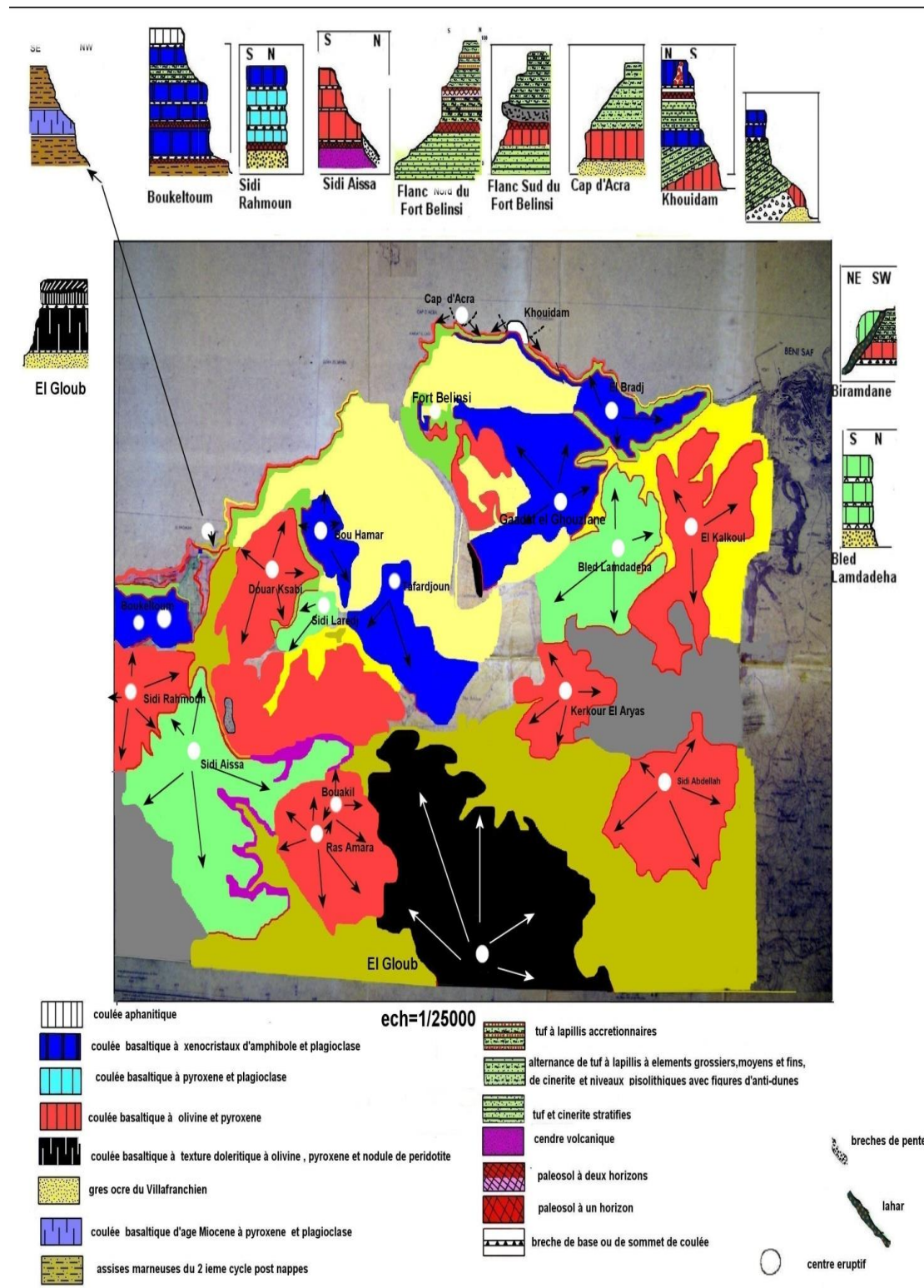


FIG.4: repartition géographique des centres d'émission de la Basse tafna  
(in Bendoukha 2009)

### III.1. Introduction

La cartographie et l'étude pétrographique des produits éruptifs de l'Oranie nord occidentale permettent de reconnaître, pour chacun des complexes volcaniques, trois à six groupes de basaltes. Ces différents groupes pétrographiques distinguent entre eux par la nature et les caractéristiques des produits émis.

### III.2. Pétrographie des laves de la Basse Tafna

L'étude pétrographique des divers produits volcaniques de la Basse Tafna a mis en évidence six groupes pétrographiques différents, notés B1 à B6, présentant chacun ses propres caractères pétrographiques. Elle a permis également d'établir d'une part une corrélation entre les différentes émissions et d'autre part leur chronologie de mise en place.

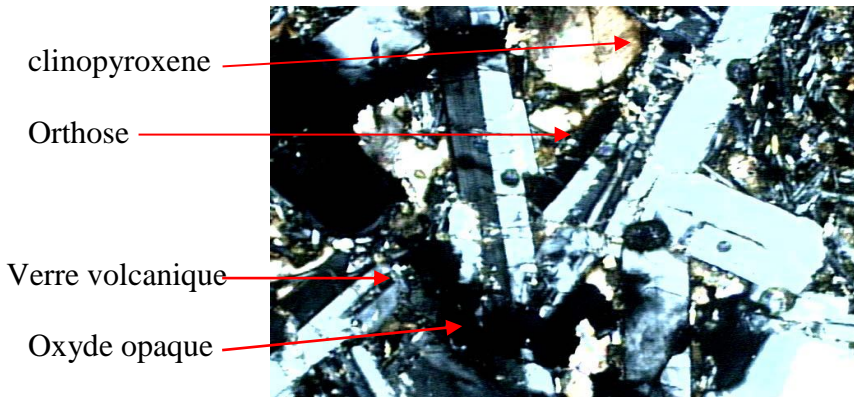
#### III.2.1. Le groupe B1

Les produits basaltiques du groupe pétrographique B1 sont représentés par une seule coulée attribuée au Miocène (Bendoukha et al. 2008). La lave est prismée et montre à la patine une couleur grisâtre (**photos 3 et 4 en annexe**). Microscopiquement, la coulée est de texture microlitique porphyrique. Les microlites sont représentés par du pyroxène, de l'iddingsite et quelques cristaux de plagioclase. La mésostase renferme en plus des opaques et du verre volcanique.

#### III.2.2. Le groupe B2

Il regroupe deux coulées sombres émises par le volcan d'El Gloub. A l'œil nu, ces laves montrent de gros cristaux d'olivine vert et rouille plus ou moins vitreuse de 1 à 3 mm de long, de rares cristaux trapus de pyroxène et quelques plagioclases. En lames minces, la coulée inférieure montre une texture doléritique, (**Fig.5**) Les phénocristaux d'olivine (20%), de pyroxène (15%) et de plagioclase (5%) baignent dans une mésostase qui comprend la même association minéralogique en microcristaux. Les olivines, 1 à 3 mm de long, sont automorphes, limpides et souvent affectées de craquelures. Certains individus contiennent de petites inclusions sub-carrées d'opaques.



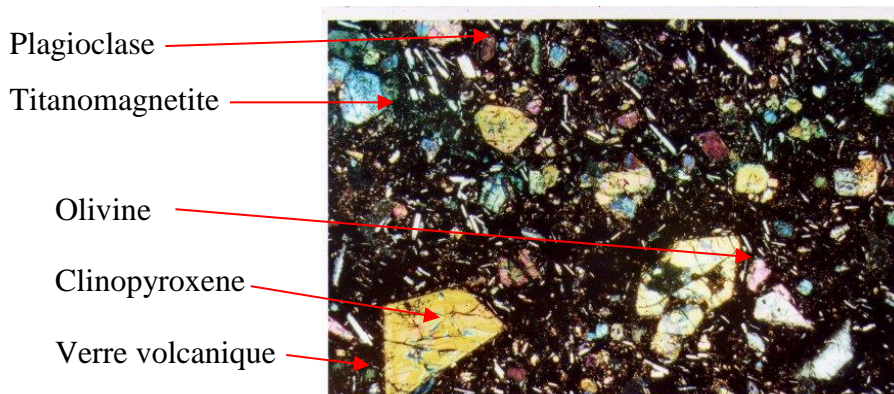


**Fig. 5 : Coulée inférieure du groupe B2 LP : Gr x 10**

Les bordures des phénocristaux sont généralement iddingsitisées.

Les plagioclases, 1 et 3 mm de long, sont également subautomorphes, limpides et à bordures plus ou moins corrodées. Les macles et les zonages sont assez fréquents. Les cristaux de plagioclase se regroupent parfois en amas polycristallins. Les clinopyroxènes se présentent en individus automorphes de 2 mm de long. Ils sont généralement colorés en brun clair et montrent parfois la macle en sablier ou un zonage. La mésostase est constituée par des microcristaux d'olivine, de diopside, de plagioclase et d'opacques baignant dans un verre gris sombre. La coulée supérieure du groupe B2 présente une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'olivine (15%), de pyroxène (10%) et de plagioclase (2-5%) baignent dans une mésostase microcristalline qui renferme également la même association minéralogique. Les phénocristaux d'olivine, 0,5 à 0,8 mm de long, présentent des bords corrodés et iddingsitisés. Les plagioclases, maclés albite ou sont représentés par des fines lattes de 1 mm de long. Ils sont maclés, à macles polysynthétiques ou à macle albite, sont orientés suivant la direction de fluidalité de la roche (**Fig.6**).

Les pyroxènes s'amassent parfois en agrégats polycristallins. La mésostase montre la même association minéralogique que la coulée précédente



**Fig. 6 : Coulée supérieure du groupe B3 LP : Gr x 10**

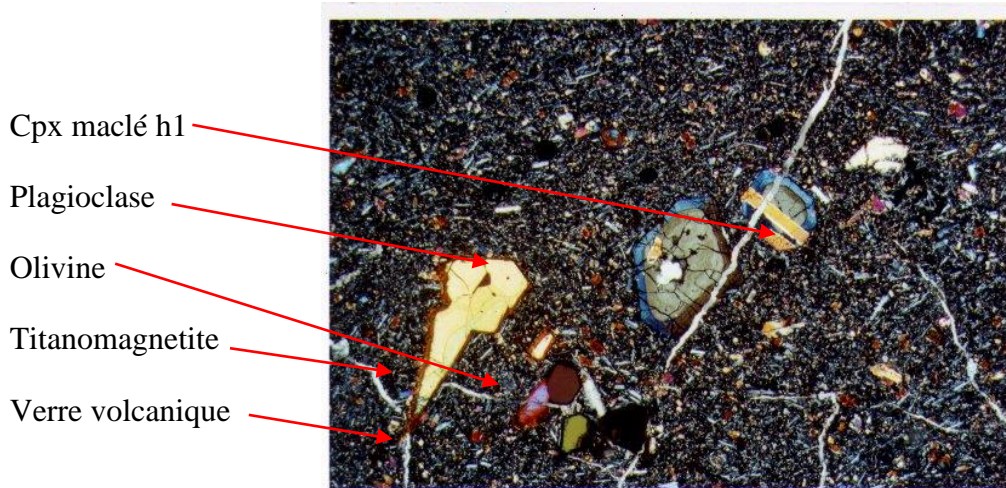
### III.2.3. Le groupe B3

Ce groupe pétrographique peut comprendre jusqu'à trois coulées provenant de plusieurs centres volcaniques tels ceux du Cap d'Acra du Fort Belinsi, du Khoudam, de Kerkour El Aryas, de Bled Lamdadaha et de Sidi Abdallah, situés en rive droite de la Tafna, et ceux de Ras Amara, de Bouakil, de Sidi Rahmoun, de Douar Ksabi et de Gdid Chouk se trouvant en rive gauche. Les laves rejetées par ces appareils volcaniques sont des roches gris noir et renferment des cristaux d'olivine ainsi que des nodules de péridotite de 2 à 5 cm de diamètre. L'olivine apparaît sous forme de petites tâches de couleur rouille de 1 à 2 mm de diamètre. Dans les coulées du volcan de Bled Lamdadèha, elle apparaît en phénocristaux de plus grande taille (1 à 2 cm). Les coulées inférieures sont plus ou moins prismées et vésiculées. Les vésicules sont parfois remplies par des zéolites ou par de la calcite. La coulée inférieure, montre une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'olivine (10%) et de clinopyroxène (15%) baignent dans une mésostase (75%) composée des mêmes minéraux (**Fig.7**).

L'olivine, de 0,5 mm de long en moyenne, est automorphe à sub-automorphe. Son cœur est limpide et contient parfois quelques inclusions de spinelle ou de titanomagnétite. Certains individus sont fracturés et montrent des bordures corrodées et iddingsitisées.

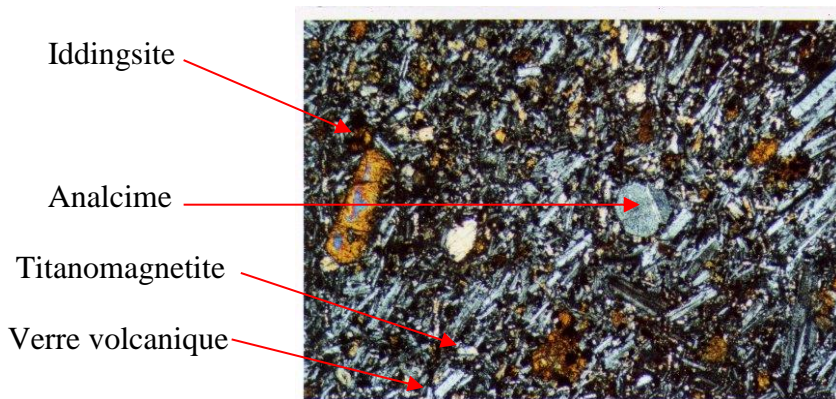
Les pyroxènes, de 1 et 1,5 mm de long, sont le plus souvent légèrement colorés en brun-clair.

La coulée inférieure émise par le centre d'émission de Kerkour El Aryas, montre des microlites de clinopyroxène altérés qui avaient été considérés par Sadran (1958) comme étant des amphiboles épigénisées. Il s'agit de cristaux de pyroxène en forme de fuseau, de taille comprise entre 0,5 et 0,7 mm de long. La partie centrale est occupée par de nombreux grains d'opacités de taille millimétrique et entourée par une fine couronne de couleur jaune clair. Les phénocristaux de plagioclase, de 1 mm de long, constituent des lattes plus ou moins orientées. Certains individus sont zonés. La mésostase de laves basaltiques, rejetées par le volcan de Ras Amara et de Bouakil, présente des microcristaux de calcite colmatant les cavités provoquées par le dégazage lors de l'écoulement de la lave. L'analcime (2%), en microcristaux sub-arrondi de 0,1 mm de diamètre, montre dans son cœur, de petites impuretés en forme de baguettes.



**Fig. 7:** Coulée inférieure du groupe B3      **LP : Gr x 10**

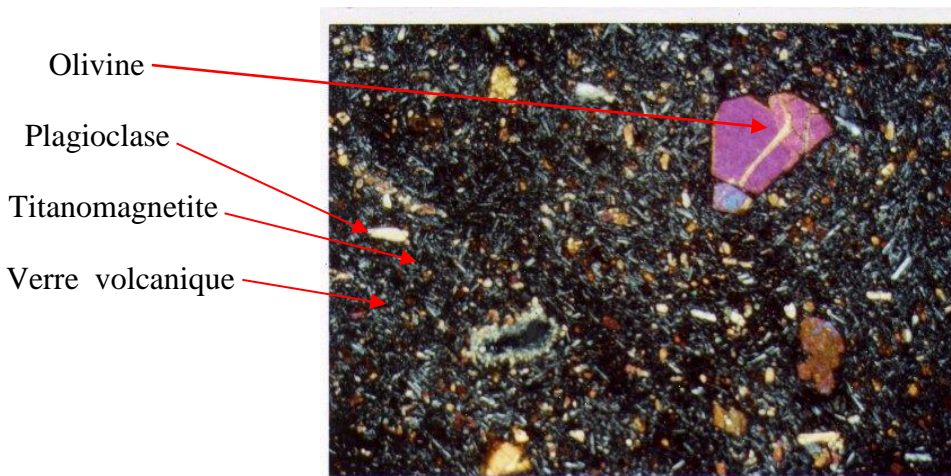
La coulée émise par le centre éruptif de Kerkour El Aryas renferme dans sa mésostase des microcristaux rectangulaires d'apatite (1%). Enfin, dans les coulées rattachées aux volcans du Fort Bélinsi et de Sidi Rahmoun, nous avons pu distinguer des microcristaux automorphes de néphéline (2%) (**Fig. 8**). Les microlites de clinopyroxène (15%), d'olivine (5 à 10%), de plagioclase (25%) et d'opacques (20%) constituent, avec du verre volcanique, le reste de la roche des coulées inférieures de ce groupe pétrographique.



**Fig. 8 :** Coulée inférieure à analcime du groupe B3      **LP : Gr x 10**

La coulée moyenne du groupe B3 renferme près de 20% de phénocristaux représentés par l'olivine (5 à 8%), le clinopyroxène (10 à 15%) et le plagioclase (2%) (**Fig.9**). La mésostase représente 80% du volume total de la roche et comprend des microlites de même nature minéralogique que les

phénocristaux ainsi que des opaques. Un verre incolore à gris sombre lie l'ensemble de ces phases minérales.



**Fig.9** : Coulée moyenne du groupe B3

**LP : Gr x 10**

La coulée supérieure du groupe B3 est microlitique porphyrique et comprend environ 10 % de phénocristaux dont 5% d'olivine et 5% de clinopyroxène.

La mésostase est très dominante dans la roche et est également constituée de microlites d'olivine et de clinopyroxène associés à des microlites de plagioclase ainsi qu'une grande abondance de grains d'opaques. Le reste de la lave est occupé par un verre volcanique de couleur gris sombre.

#### **III.2.4. Les produits du groupe B4**

De part et d'autre de l'Oued Tafna, le groupe B4 trouve son maximum de développement au niveau du Fort Belinsi qui constitue le point d'émission de tout ce matériel. Ces produits pyroclastiques comprennent des éléments de nature et de taille variée.

L'étude pétrographique et l'analyse séquentielle des produits de cet ensemble montrent qu'ils sont constitués, de bas en haut, par une alternance de matériaux présentant un granoclassement positif.

**1) Analyse séquentielle :**

La coupe levée le long du flanc Sud du centre d'émission du Fort Belinsi, révèle deux mégaséquences.

La mégaséquence de base comprend du bas vers le haut :

- un banc de tufs à lapillis (25 cm d'épaisseur) constitué par une alternance de minces niveaux gris vert formés de tufs à éléments grossiers représentés essentiellement de
- fragments de basalte gris noir, de calcaires, de quartzites et de scories ainsi que des tufs à éléments moyens et fins. Ce banc s'achève par un niveau cinéritique ondulé ;
- un banc bien stratifié (30 cm) composé de tufs gris vert à granulométrie moyenne et fine, se terminant par une figure de tee pee indiquant une émergence ;
- une alternance de niveaux de tufs grossiers et fins atteignant 1 m d'épaisseur. Le sommet de cette alternance est caractérisé par une séquence rabougrie ;
- un banc (30 cm) formé de tufs à lapillis à éléments grossiers (1 à 2 cm de diamètre) et de tufs à grains moyens (0,5-0,8 cm). Sa partie sommitale présente des figures de tee-pee ;
- un horizon, de 110 cm d'épaisseur et de couleur jaune beige, constitué par une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis grossiers, montrant des éléments lithiques presque arrondis (1 à 3 cm de diamètre) et de fragments de basalte gris noir légèrement aplatis. Les niveaux à éléments de taille moyenne (0,5 cm) renferment des fragments de pyroxène, de scorie, d'amphibole ainsi que des morceaux de basalte sombre. Les bancs à grains fins occupent le haut des séquences élémentaires de cet horizon. Ces dépôts dessinent des figures d'anti-dunes de 10 cm d'amplitude et de 1 m de longueur d'onde. Ils se terminent par un banc de cinérite ondulée ;
- un niveau (30 cm) composé de tufs à lapillis à éléments grossiers et de sable argileux gris vert et contenant une grande abondance d'éléments détritiques terrigènes de taille inférieure à 2 mm et de quelques scories (1 à 2 cm) ;
- un banc (40 cm), représenté par une répétition de minces niveaux de tufs à lapillis à gros grains, de tufs de couleur gris vert et à grains fins. Ces dépôts dessinent des surfaces obliques séparées par une surface plane marquée par des tufs à éléments grossiers et contenant des blocs basaltiques fichés de 25 à 30 cm de diamètre ;
- un ensemble (75 cm d'épaisseur) formé par une alternance de marnes vertes renfermant quelques fragments millimétriques de lave basaltique gris noir et de scories brunes ainsi que des fragments de calcaires, de quartzites et de tufs à granulométrie moyenne. Le milieu de cet

ensemble est occupé par deux minces niveaux carbonatés de couleur jaune clair, de 3 cm d'épaisseur. Le sommet de cet ensemble est souligné par un banc de cinérite ondulé ;

- un horizon (150 cm) constitué d'une répétition de bancs centimétriques de tufs à éléments grossiers, moyens, fins et de tuffites, de couleur gris vert, à ciment argilo-sableux. Son milieu est occupé par un niveau de pisolithes surmonté par un autre à lapillis accrétionnaires lui-même recouvert par un paléosol de 50 cm d'épaisseur.

La mégaséquence supérieure montre elle aussi de bas en haut :

- un banc de tuffites bien stratifié de couleur vert brun surmonté par un dépôt de marnes vertes à gastéropodes et à fines particules volcaniques, lui-même recouvert par des tufs à lapillis accrétionnaires (1 m) et d'un paléosol à 3 horizons (2,5 m) ;
- une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis jaune vert à grains moyens et fins dessinant des stratifications obliques séparées par une surface plane. Une figure de tee-pee termine cette séquence ;
- un horizon (70 cm) représentant dans sa partie basale une alternance de tufs à lapillis à éléments grossiers à moyens et des tuffites. Sa partie sommitale comprend des bancs cinéritiques surmontés par un banc calcaire de 40 cm d'épaisseur.

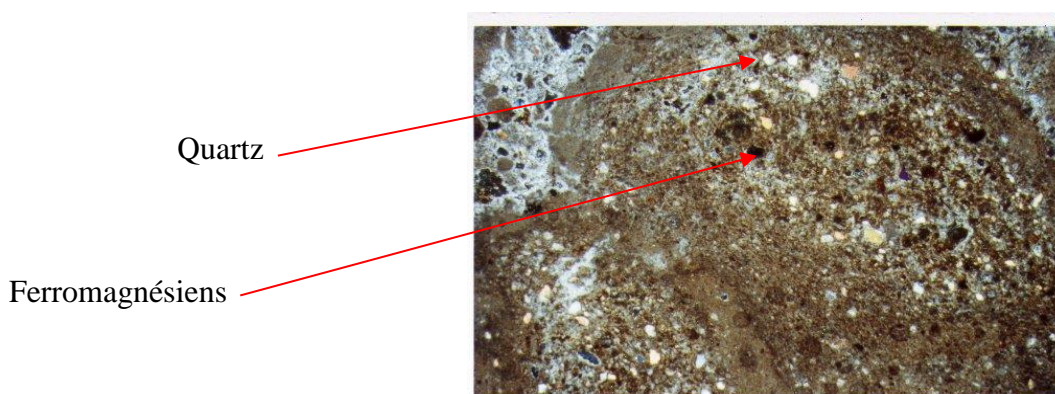
En définitive, l'étude pétrographique, associée à l'analyse séquentielle des dépôts volcano-sédimentaires du volcan du Fort Belinsi, permet de dégager deux mégaséquences constituées par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, de tuffites et de cinérites. Ainsi, douze éruptions volcaniques, responsables de la formation de ces dépôts pyroclastiques, peuvent être reconnues.

La taille des blocs fichés indique une forte intensité des explosions volcaniques. Le mécanisme de formation des tufs à lapillis accrétionnaires et pisolithes sera décrit ultérieurement.

## 2) Etude microscopique des tufs

L'objectif de l'étude en lames minces des dépôts pyroclastiques est de connaître le mécanisme de formation des pisolithes et des tufs à lapillis accrétionnaires. Elle permet également de déduire un modèle qui expliquerait et retracerait l'histoire de mise en place des produits pyroclastiques qui sera étudié ultérieurement.

Les lames minces réalisées dans les niveaux de tufs à lapillis accrétionnaires du flanc Nord du Fort Bélinsi montrent la présence de grains de quartz à bordures plus ou moins corrodées et surtout déformées, ainsi que des ferromagnésiens (pyroxène, amphibole) entourés par une fine couche de cendre volcanique de couleur brunâtre. Les microcristaux de quartz sont parfois interstitiels et se trouvent isolés comme le montre la **Fig.10**.



**Fig.10** : Tufs à lapillis accrétionnaires du Fort Belinsi LN : Gr x 10

### III.2.5. Le groupe B5

Nous rattachons à ce groupe pétrographique jusqu'à trois coulées basaltiques superposées émises notamment par les volcans de Sidi Aïssa, de Sidi Laredj, en rive gauche de la Tafna, et d'El Kalkoul et de Biramdane en rive droite de la Tafna .

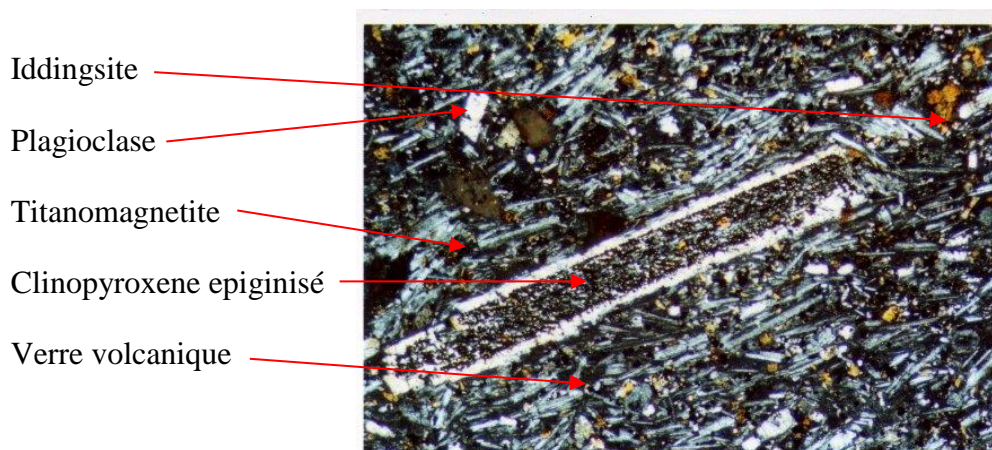
Les laves, à structure en dalles, sont gris-bleutées. Elles montrent à l'œil nu des mégacristaux de plagioclase à aspect vitreux de 2,5 cm de long et des cristaux trapus de pyroxène de 1,5 à 2 cm de diamètre. Ces roches sont peu ou pas vésiculées et sont parcourues de filons de calcite.

La coulée inférieure, montre une texture microlitique-porphyrrique dans laquelle les phénocristaux de pyroxène (10 à 15%) et de plagioclase (5 à 10%) baignent dans une mésostase (75 à 85%) composée de la même association minéralogique.

Les phénocristaux de clinopyroxène (1 à 1,5 mm de long) présentent un cœur légèrement coloré en brun-clair et sont automorphes. Certains individus, en forme de baguettes, sont riches en inclusions d'opakes (**Fig. 11**). Quelques cristaux sont zonés, d'autres maclés (macle en sablier). Les phénocristaux de plagioclases, en tablettes allongées et de taille moyenne, montrent généralement des bordures plus ou moins corrodées. Ils renferment parfois quelques inclusions d'opakes. La mésostase est composée de microlites de clinopyroxène automorphes à subautomorphes de 0,1 à 0,3 mm de long.

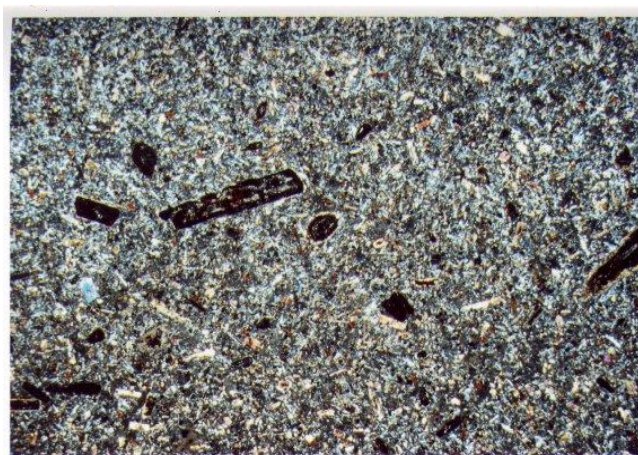
Les plagioclases, très abondants, sont limpides et orientés suivant la direction de fluidalité de la roche.

L'analcime apparaît en petits cristaux globulaires de 0,1 mm de diamètre atteint une proportion de 1 à 2%. Le fond de la roche est occupé par une multitude de grains d'opagues. Un verre incolore à gris sombre lie l'ensemble des phases minérales.



**Fig.11** : Phénocristal de pyroxène épiginisé du groupe B5 LP : Gr x 25

La coulée moyenne montre une texture microlitique légèrement porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par du plagioclase (5%) et du clinopyroxène (5%) épiginisé (**Fig. 11**). La mésostase représente près de 90% du volume total de la roche. Elle renferme des microlites de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine iddingsitisée ainsi que de nombreux grains d'opagues. Un verre légèrement coloré en gris sombre occupe le reste de la roche.



**Fig. 12** : Coulée microlitique porphyrique du groupe B5 LP : Gr x 10

La coulée supérieure du groupe B5 montre une texture microlitique. Les microlites sont représentés par des microcristaux automorphes de clinopyroxène (15%). Certains individus sont altérés.



Les plagioclases (20%) sont plus abondants et se présentent en lattes, de 0,1 à 0,3 mm de long, plus ou moins orientés suivant la direction de la fluidalité de la roche. L'olivine (10%) est totalement iddingsitisée.

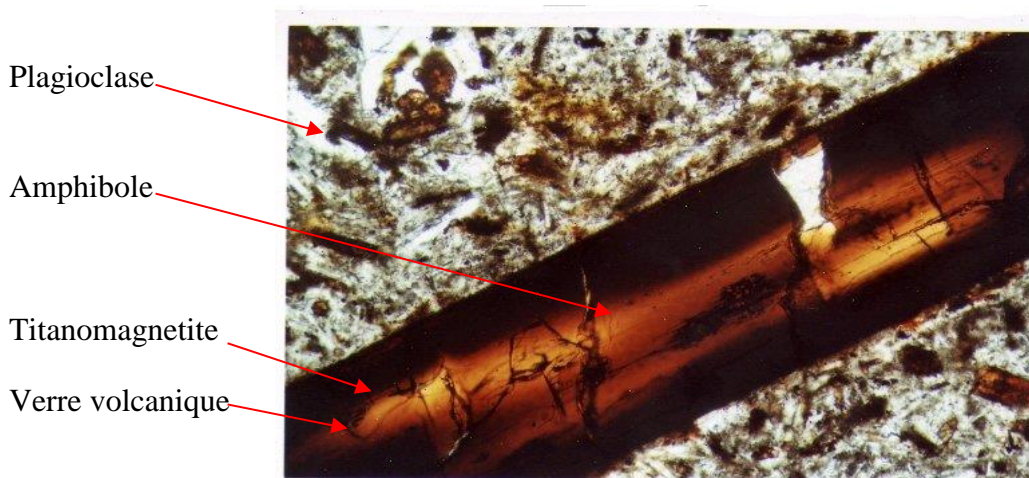
Les grains d'opacés (25%) sont intersticiels et nombreux. Un verre incolore à gris sombre lie les cristaux.

### III.2.6. Le groupe B6

Quatre coulées basaltiques peuvent constituer ce groupe pétrographique. Elles ont été rejetées principalement par les centres éruptifs de Boukeltoum, de Tafardjoun et de Bouhamar en rive gauche de la Tafna, et par ceux du Fort Belinsi, de Gaâdat El Ghouzlane et d'El Bradj situés en rive droite.

Ces laves sont massives, plus ou moins vésiculées, montrent assez souvent une structure en dalles et roches.

Les coulées basales renferment de nombreux xénocristaux d'amphibole de 1 à 4 cm de long (**Fig. 13**) et des phénocristaux de plagioclase (1 à 2 cm de long). Les laves les plus récentes sont aphanitiques.



**Fig.13** : Coulée à xénocristaux d'amphibole du groupe B6 LN : Gr x 10

En lames minces, la coulée inférieure montre une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont constitués d'orthose (5 à 10%), de clinopyroxène (3 à 5%) et d'olivine (2%) qui baignent dans une mésostase renfermant des microlites de même nature que les phénocristaux. Des xénocristaux d'amphibole (10 à 15%), de taille moyenne comprise entre 1 et 3 mm, sont présents dans la roche. Les phénocristaux de clinopyroxène sont subautomorphes. Leur taille moyenne varie de 0,5 à 1 mm de long. Certains individus montrent un zonage net marqué en lumière naturelle par un cœur vert, très pléochroïque, entouré par une couronne brune.

L'orthose est représentée par des cristaux subautomorphes, de 1 à 2 mm, limpides et à bordures plus ou moins corrodées. La mésostase est constituée par une grande abondance de fines lattes de plagioclase (15 à 20%) alors que les microcristaux d'orthose atteignent une proportion de 5%. L'olivine, totalement iddingsitisée, apparaît également mais en très faible quantité. Le clinopyroxène, légèrement coloré en brun-clair, montre une taille moyenne de près de 0,3 mm de long. Les grains d'opaciques sont nombreux (15 à 20%) et intersticiels.

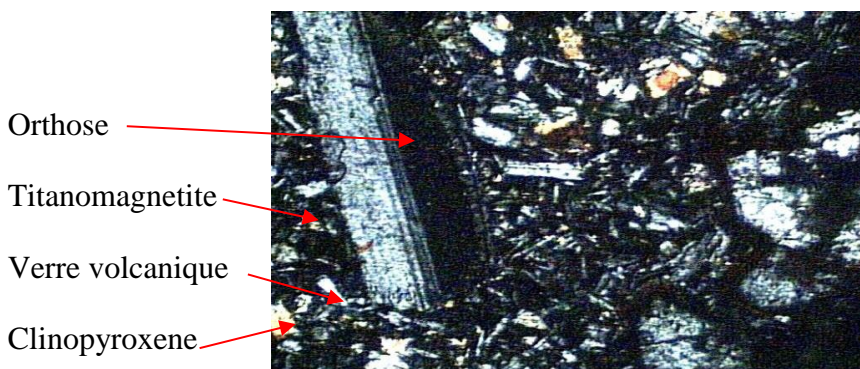
La mésostase est aussi caractérisée par la présence d'un verre incolore à gris sombre.

La coulée moyenne montre une texture microlitique à légèrement porphyrique. Les phénocristaux sont composés d'olivine (1%), de clinopyroxène (3-4%) et d'orthose (5%) qui baignent dans une mésostase formée par des microlites de même nature que les phénocristaux mais avec une prépondérance de plagioclase.

Les xénocristaux d'amphibole existent toujours dans la roche. Les phénocristaux d'olivine sont craquelés, à bordures corrodées, automorphes et totalement iddingsitisés. Les phénocristaux d'orthose (0,3-0,5 mm) sont automorphes et très légèrement opacifiés (**Fig14**).

Le clinopyroxène est subautomorphe. Sa taille moyenne est d'environ 0,5 mm de diamètre. Les xénocristaux d'amphibole montrent un habitus en baguette et sont totalement épigénisés. Certains individus montrent un cœur brun et des bordures corrodées.

La mésostase est constituée par une grande abondance des microlites de plagioclase plus ou moins orientés dans la direction de la fluidalité de la roche, de microcristaux de pyroxène et d'olivine iddingsitisée associés à des grains d'opaciques. L'ensemble des constituants de la roche baigne dans un verre gris clair.

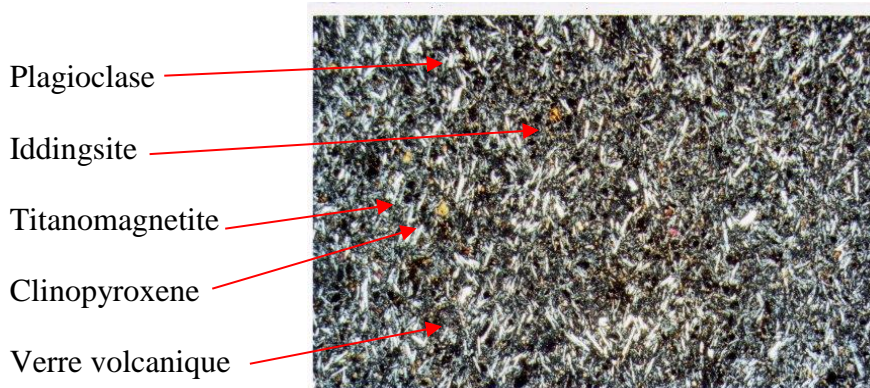


**Fig.14** : Coulée à phénocristaux d'orthose du groupe B6 LP : Gr x 10

La coulée supérieure du groupe pétrographique B6 représente l'ultime émission basaltique dans la Basse Tafna. Elle montre une texture aphyrique (**Fig.15**). La roche contient une très forte proportion

de microcristaux de plagioclase (70% ) associés à une très faible quantité de clinopyroxène 1%, des grains d'opacques ainsi que du verre volcanique de couleur gris clair.

La quatrième coulée du groupe B6, lorsqu'elle existe, est pétrographiquement très comparable à cette dernière.



**Fig. 15 : Coulée sommitale du groupe B6 LP : Gr x 10**

### III.2.7. Conclusion

L'étude pétrographique des différentes laves basaltiques (**Fig.16**) de la Basse Tafna a mis en évidence :

- Le groupe B1 est représenté par une seule coulée miocène. La roche est prismée et riche en cristaux de pyroxène et d'iddingsite
- le groupe B2, représenté au volcan d'El Gloub est caractérisé par 2 coulées noires et prismées, renfermant une abondance de phénocristaux d'olivine de grande taille, de clinopyroxène et de plagioclase.
- le groupe B2 englobe les coulées gris-noires à « tâches de soleil ». ces laves montrent une texture microlitique-porphyrique et renferment une quantité moins importante de phénocristaux de néphéline, d'apatite et d'analcime.
- le groupe B3 renferme uniquement les produits pyroclastiques, notamment les tufs à lapillis, les tuffites, les cinérites, les pisolithes, les tufs à lapillis accréionnaires « le spatter-cônes » et les blocs basaltiques fichés. es produits volcano-sédimentaires sont émis par le centre éruptif le Fort Belinsi.

- le groupe B4 correspond à des coulées gris-bleues à texture microlitique-porphyrique. Elles renferment une grande abondance de clinopyroxène frais ou altérés, de plagioclase et quelques olivines plus ou moins iddingsitisées.
- le groupe B5 englobe les coulées bleues à texture microlitique-porphyrique, renfermant des phénocristaux de feldspath des microlites de clinopyroxène, d'olivine et de xénocristaux d'amphibole. La coulée sommitale montre une texture aphyrique.

L'étude globale de l'ensemble de ces dépôts éruptifs montre une évolution minéralogique nettement marquée depuis la coulée basale jusqu'à la coulée sommitale.

Ainsi nous voyons progressivement le pourcentage et la taille des phénocristaux d'olivine et du clinopyroxène diminuer. La roche devient plus claire et plus riche en microlites. Ce schéma pourrait correspondre à l'évolution d'une série volcanique dans le cadre d'une hypothèse de cristallisation fractionnée

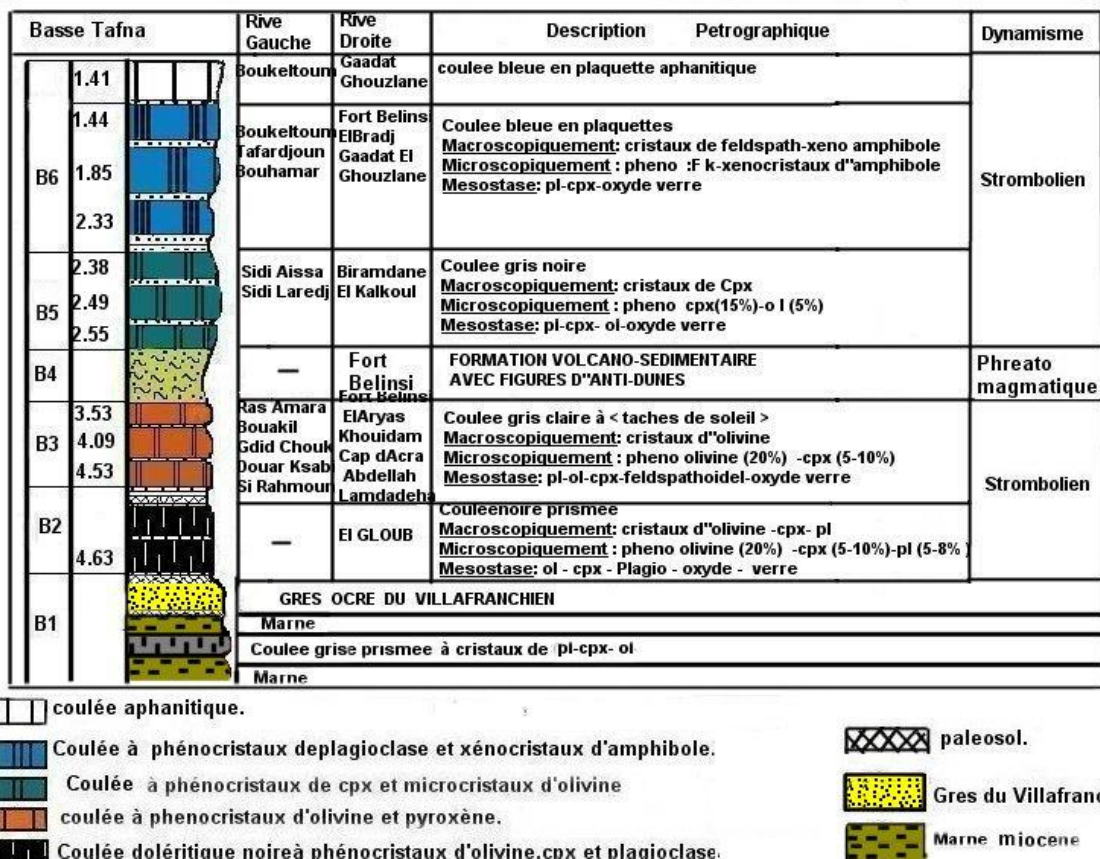


Fig. 16. Position stratigraphique des produits éruptifs de la Basse Tafna (Bendoukha 2008)

### III.3. Pétrographie des produits éruptifs du massif d'Aïn Témouchent

L'observation macroscopique et microscopique de l'ensemble des dépôts volcanique d'Aïn Témouchent permet de les subdiviser en grands groupes de produits éruptifs notés T1-T2 - T3 et T4. Notre étude pétrographique se fera depuis les produits les plus anciens jusqu'aux plus récents.

#### III.3.1. Les pyroclastites du groupe T1

Le groupe T1 trouve son maximum de développement au niveau des centres d'émission ayant gardé leur forme d'anneau ou de cône de tufs.

Ces produits pyroclastiques comprennent des éléments de nature et de taille variées.

L'étude pétrographique et l'analyse séquentielle des produits pyroclastiques de cet ensemble montre qu'ils sont constitués, de bas en haut, de deux méga séquences constituées d'une alternance de matériaux présentant un granoclassement positif.

La mégaséquence de base comprend du bas vers le haut :

- un banc de tufs à lapillis (25 cm d'épaisseur) constitué par une alternance de minces niveaux gris vert formés de tufs à éléments grossiers représentés essentiellement de fragments de lave , de calcaires, de quartzites et de scories ainsi que des tufs à
- éléments moyens et fins. Ce banc s'achève par un mince niveau cinéritique ondulé ;
- un banc bien stratifié (30 cm) composé de tufs gris vert à granulométrie moyenne et fine.
- une alternance de niveaux de tufs grossiers et fins atteignant 1 m d'épaisseur. Le sommet de cette alternance est caractérisé par une séquence rabougrie ;
- un banc (30 cm) formé de tufs à lapillis à élément grossiers (1 à 2 cm de diamètre) et de tufs à grains moyens (0,5-0,8 cm). Sa partie sommitale présente des figures de tee pee ;
- un horizon, de 110 cm d'épaisseur et de couleur jaune beige, constitué par une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis grossiers, montrant des éléments lithiques presque arrondis (1 à 3 cm de diamètre) et de fragments de basalte légèrement aplatis. Les niveaux à éléments de taille moyenne (0,5 cm) renferment des fragments de pyroxène, de scorie, ainsi que des morceaux de basalte sombre. Les bancs à grains fins occupent le haut des séquences élémentaires de cet horizon. Ces dépôts dessinent des figures d'anti-dunes de 10 à 30 cm d'amplitude et de 1 m de longueur d'onde. Ils se terminent par un banc de cinérite ondulée ;

- un niveau (30 cm) composé de tufs à lapillis à éléments grossiers et de sable argileux gris vert et contenant une grande abondance d'éléments détritiques terrigènes de taille inférieure à 2 mm et de quelques scories (1 à 2 cm) ;
- un banc (40 cm), représenté par une répétition de minces niveaux de tufs à lapillis à gros grains, de tufs de couleur gris vert et à grains fins. Ces dépôts dessinent des surfaces obliques séparées par une surface plane marquée par des tufs à éléments grossiers et contenant des blocs basaltiques fichés de 25 à 30 cm de diamètre ;
- un ensemble (75 cm d'épaisseur) formé par une alternance de marnes vertes renfermant quelques fragments millimétriques de lave basaltique gris noir et de scories brunes ainsi que des fragments de calcaires, de quartzites et de tufs à granulométrie moyenne. Le milieu de cet ensemble est occupé par deux minces niveaux carbonatés de couleur jaune clair, de 3 cm d'épaisseur. Le sommet de cet ensemble est souligné par un banc de cinérite ondulé ;
- un horizon (150 cm) constitué d'une répétition de bancs centimétriques de tufs à éléments grossiers, moyens, fins et de tuffites, de couleur gris vert, à ciment argilo-sableux. Son milieu est occupé par un niveau de pisolithes surmonté par un autre à lapillis accréionnaires lui-même recouvert par un paléosol de 50 cm d'épaisseur.

La mégaséquence supérieure montre elle aussi de bas en haut :

- un banc de tuffites bien stratifié de couleur vert brun surmonté par un dépôt de marnes, lui-même recouvert par des tufs à lapillis accréionnaires (1 m) et d'un paléosol horizons;
- une alternance de bancs centimétriques formés de tufs à lapillis jaune vert à grains moyens et fins dessinant des stratifications obliques séparées par une surface plane;
- un horizon (70 cm) représentant dans sa partie basale une alternance de tufs à lapillis à éléments grossiers à moyens et des tuffites. Sa partie sommitale comprend des bancs cinéritiques surmontés par un banc calcaire de 40 cm d'épaisseur.

En définitive, l'étude pétrographique, associée à l'analyse séquentielle des dépôts volcano-sédimentaires du groupe T1, permet de dégager deux mégaséquences constituées par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins, de tuffites et de cinérites. Ainsi, douze éruptions volcaniques, responsables de la formation de ces dépôts pyroclastiques, peuvent être reconnues.

## 2) Etude microscopique des tufs

Les lames minces réalisées dans les niveaux de tufs à lapillis accréionnaires du groupe T1 montrent la présence de grains de quartz à bordures plus ou moins corrodées et surtout déformées, ainsi que des ferromagnésiens entourés par une fine couche de cendre volcanique de couleur brunâtre. Les microcristaux de quartz sont parfois interstitiels et se trouvent isolés dans une matrice cendreuse.

### III.3.2. Le groupe T2

Les basaltes représentant le groupe pétrographique T2 correspondent à deux coulées sombres émises par un grand nombre de centres d'émission tels ceux de Hammar Brarcha, de Djebel Dokma, de Medjehri, de Douar Chafaa, de Djebel Necissa, de Hammar Kermous en Sara, de Guerriane, de Djebel Dziuoua, de Hammar El Mekla et de Koudiat Berbous.

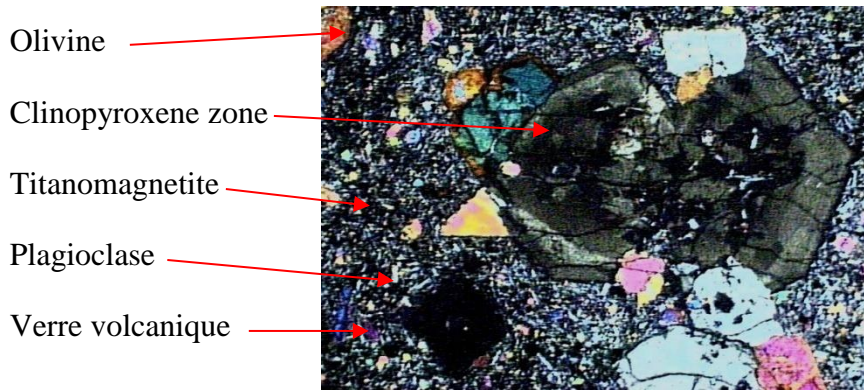
Ces laves, le plus souvent structurées en boules se débitant en pelures d'oignon et parfois parcourues de filonnets de calcite, sont riches en phénocristaux d'olivine et de pyroxène associés à quelques feldspaths.

La coulée inférieure montre une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux d'olivine (15-20%), de clinopyroxène (8-10%) et de feldspath (1%) baignent dans une mésostase comprenant la même association minéralogique. Les sections d'olivine, subautomorphes à automorphes, présentent un cœur frais et limpide entouré par une couronne d'iddingsite. Les inclusions d'opaques sont fréquentes.

Les phénocristaux de clinopyroxène sont automorphes et légèrement colorés en brun clair. Le zonage est assez fréquent et se traduit par des cœurs de sections brun clair et des périphéries brun foncé (Fig. 41). Le feldspath apparaît en lattes sub-rectangulaires de 0,5 à 1 mm de long. La mésostase renferme de nombreux microcristaux d'olivine iddingsitisée.

Le plagioclase se présente en fines aiguilles plus ou moins orientées suivant la direction de la fluidalité de la roche. Les opaques, de près de 1 mm de diamètre, sont nombreux et interstitiels dans la mésostase. Certains forment des inclusions dans les cristaux d'olivine et de clinopyroxène.

Le reste de la roche est occupé par un verre volcanique de couleur sombre.

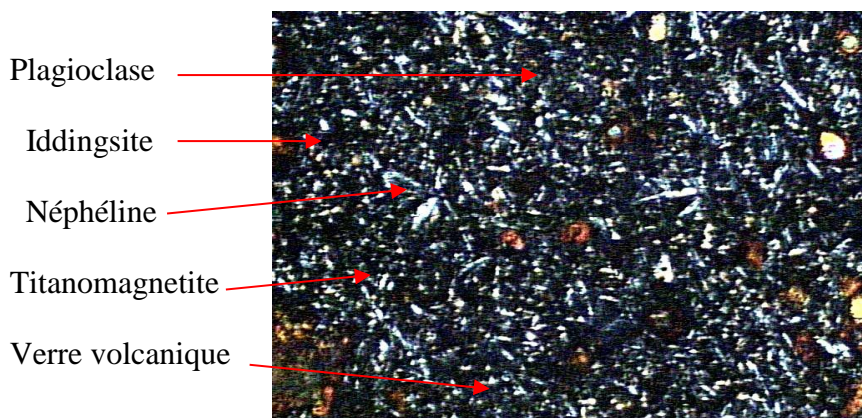


**Fig. 17 : Coulée inférieure du groupe T2      LP : Gr x10**

La coulée supérieure est caractérisée par une texture microlitique (**Fig. 18**). Les cristaux d'olivine sont automorphes. La plupart d'entre eux sont iddingsitisés. Certains individus referment de minuscules inclusions d'opaques.

Les sections de clinopyroxène sont également automorphes et se présentent en cristaux allongés. La néphéline apparaît, dans cette coulée, en microcristaux de 0,1 à 0,5 mm de long. Les plagioclases, assez nombreux, forment de petites lattes rectangulaires.

Les opaques sont disséminés dans la roche ou peuvent former des inclusions dans les cristaux de pyroxène et d'olivine. L'ensemble des constituants de la roche baigne dans un verre volcanique de couleur gris sombre.



**Fig. 18 : Coulée supérieure du groupe T2      LP : Gr x 10**



### III.3.3. Le groupe T3

Ce groupe pétrographique se caractérise uniquement par des dépôts pyroclastiques rejetés par les centres éruptifs de Djebel Dzioua, de Sidi Ben Adda, de Koudiat Berbous, de Benghana, de Hammar S'nidig, de Djebel Dokma et de Hammar Brarcha.

L'étude pétrographique détaillée de ces dépôts montre qu'ils sont constitués par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers à la base et fins au sommet, ainsi que des tufs à lapillis accréionnaires et des niveaux pisolithiques et de cinérites ondulées.

Ces dépôts pyroclastiques renferment des balles de boue de 1 à 10 cm de diamètre, des figures d'anti dunes, des blocs basaltiques fichés pouvant atteindre 50 cm de diamètre.

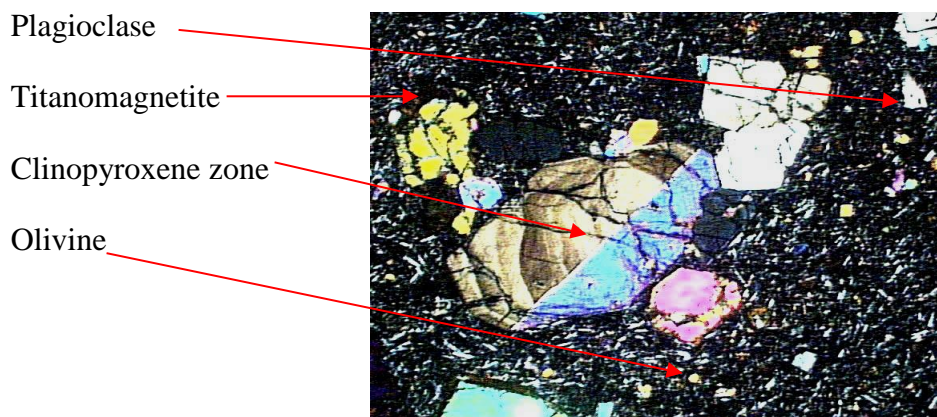
L'analyse séquentielle détaillée de ces dépôts volcano-sédimentaires, effectuée le long du flanc Sud-Est du volcan de Benghana, révèle la présence d'une seule mégaséquence comprenant 23 séquences du 1<sup>er</sup> ordre. Chaque séquence est délimitée par :

- un banc de cinérite ondulé ;
- une surface durcie ;
- une séquence rabougrie ;
- un paléosol.

### III.3.4. Le groupe T4

Deux coulées basaltiques peuvent être attribuées au groupe pétrographique T4. Elles ont été émises par un grand nombre d'appareils volcaniques, responsables chacun d'une ou de deux émissions, tels ceux du Benghana, de Hammar S'nidig, de Hammar El Matmar, de Sid Ben Adda, de Djebel Dzioua, de Koudiat Berbous, de Argoub El Ham, de Koudiat Zenzila, de Hammar El Mekla, de Douar Chafaa, de Medjehri, de Djebel Dokma.

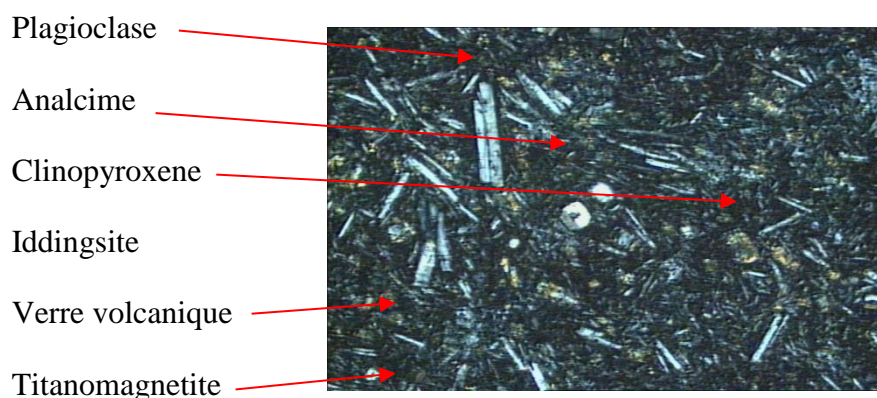
La coulée inférieure montre une texture microlitique légèrement porphyrique. Elle renferme des phénocristaux de clinopyroxène (10-15%), de plagioclase (5 à 10%) et d'olivine (1 à 2%) (**Fig.19**). Le pyroxène est brun clair. Les sections, 1 à 1,5 mm de long, sont automorphes à subautomorphes. Certains cristaux de clinopyroxène montrent une altération assez marquée.



**Fig. 19 : Coulée inférieure du groupe T4 LP : Gr x 10**

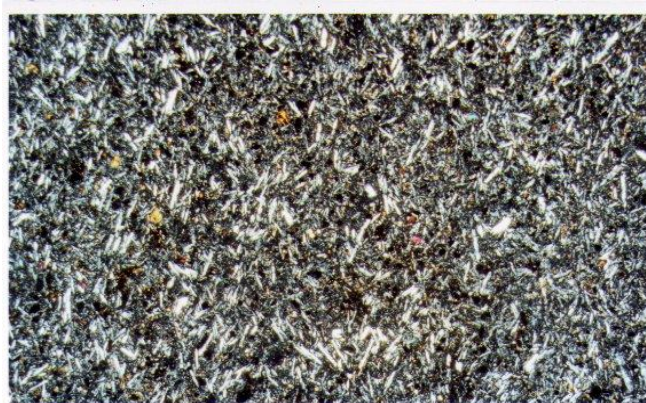
Les cristaux de feldspath sont moins nombreux leur taille varie de 0,5 à 1 mm de long. Les cristaux d'olivine sont très peu abondants. La plupart d'entre eux sont totalement iddingsitisés. Certains individus renferment des inclusions d'opaques.

La mésostase comprend des microcristaux de clinopyroxène, d'iddingsite et de nombreux microlites de plagioclases plus ou moins orientées suivant la direction de la fluidalité de la roche. L'analcime (1%) apparaît parfois dans certaines coulées sous forme de petites sections globulaires (**Fig.20**). Le reste de la roche est occupé par un verre volcanique gris clair.



**Fig. 20 : Coulée supérieure du groupe T4 LP : Gr x 10**

La coulée supérieure de ce groupe T4 est caractérisée par une texture aphyrique (**Fig. 21**). Les microcristaux sont représentés en grande partie par de fines lattes de plagioclase associées à quelques sections d'iddingsite, de clinopyroxène et de grains d'opacés noyés dans du verre volcanique.



**Fig. 21 : coulée sommitale à texture aphyrique. LN : Gr x10**

### III.3.5. Conclusion

L'étude pétrographique des produits volcaniques du massif d'Aïn Témouchent, révèle 4 grands groupes se distinguant entre eux par la nature et la constitution des émissions (**Fig. 21**).

Les groupes T1 et T3 sont formés uniquement de dépôts volcano-sédimentaires comprenant des tufs à lapillis, des tuffites, des cinérites et des tufs à lapillis accréionnaires associés à des pisolithes, des gouttes de cendres pisolithiques et des balles de boue.

Ces dépôts présentent de figures d'anti-dunes, des traces d'impact et des blocs basaltiques fichés. L'analyse séquentielle de ces dépôts révèle 23 séquences du 1<sup>er</sup> ordre, témoignant chacune d'une éruption volcanique de déferlantes basales.

Les groupes T2 et T4 comportent au plus deux coulées basaltiques à texture microlitique porphyrique à la base et microlitique au sommet. Ces laves sont caractérisées par la présence de cristaux d'olivine, de clinopyroxène de plagioclase, de néphéline, d'oxyde opaque et de verre volcanique.

		Centres Eruptifs	DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE	Dynamisme
T4	0.82	Bengana-Dzioua-H Snidig El Djemel-Medjehri-Chafaa	coulee massive sombre. <u>Microscopiquement</u> : pheno de pl ( 7-10% ) <u>Mesostase</u> : plagio- cpx - iddingsite - oxyde - verre	STROMBOLIEN
T3	1.28	Sidi BenAdda-Makla-Dokma Argoub Elham-Ain Gueriane	coulee gris bleu à < taches de soleil > renfermant : pheno cpx(7--10%) <u>Mesostase</u> : plagio- cpx epigenise iddingsite - oxyde - verre	
T2	1.5	Bengana-H Snidig-Dokma H Brarcha-Dzioua Sidi Ben Adda Koudiat Berbous	FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE AVEC FIGURES D'ANTI-DUNES	PHREATO MAGMATIQUE
T1	1.7	Dokma-HTizi-Chafaa-Necissa H Brarcha-Dzioua-Makla-Medjehri Gueriane_Kermous ensara	coulee massive gris bleu à < taches de soleil > <u>Macroscopiquement</u> : pheno : olivine fraiche(20-25%)-cpx (10-15%) -plagio (2à5%) <u>Mesostase</u> : ol - cpx - plagio - zeolite - oxyde - verre	STROMBOLIEN
Formation marneuse du Miocene du 2 ieme cycle post-nappes				

- coulée aphanitique.
- Coulée à phénocristaux de cpx et microcristaux d'olivine
- coulée à phénocristaux d'olivine et pyroxène.
- Assises marneuses du Miocene.
- Formation volcano-sedimentaire avec figures d'anti-dunes.
- paleosol.

Fig. 22: Position stratigraphique des produits éruptifs du massif d'Ain Temouchent ( Bendoukha 2008).

**III- 4.CONCLUSION :**

Le massif de la Basse Tafna est caractérisé par six groupes de coulées différentes par leur composition minéralogique (**Fig. 23**) :

- le groupe basaltique B1 comporte une seule coulée basaltique prismée, d'âge miocène (Bendoukha, 2008), renfermant des phénocristaux de clinopyroxène, d'iddingsite et des cristaux de plagioclase ;
- le groupe B2 correspond à deux coulées, noires et prismées, présentant une texture doléritique et une abondance de phénocristaux d'olivine fraîche, de clinopyroxène et de plagioclase ;
- le groupe B3 englobe trois coulées grisâtres à "taches de soleil" montrant des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène ainsi que des microcristaux d'iddingsite, de titanomagnétite et de l'analcime ;
- le groupe B4 renferme uniquement les produits pyroclastiques : des tufs à lapillis, des tuffites, des cinérites, des pisolithes, des tufs à lapillis accréionnaires et des blocs basaltiques fichés ;
- le groupe basaltique B5 correspond à trois coulées gris-bleu à phénocristaux de clinopyroxène frais ou altérés, de plagioclase et quelques olivines plus ou moins iddingsitisées ;
  - le groupe basaltique B6 englobe des coulées bleues à xénocristaux d'amphibole et des phénocristaux de feldspath ainsi que des microcristaux de plagioclase et de minéraux ferro-titanés. La coulée sommitale de ce groupe est aphyrique.

L'ordre de cristallisation des minéraux des basaltes de l'Oranie nord occidentale est le suivant : titanomagnétite, olivine, pyroxène, feldspath et feldspathoïde

Le massif volcanique d'Ain Temouchent révèle à sa base quatre groupes de basalte et de produits pyroclastiques notés T1 à T4 (**Fig.23**) :

- le groupe T1 renferme des produits pyroclastiques constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de cinérites, de pisolithes, de tufs à lapillis accréionnaires et de blocs basaltiques fichés ;
- le groupe T2 comporte deux coulées basaltiques riches en cristaux d'olivine, de clinopyroxène de plagioclase, de néphéline et d'oxydes opaques ;

- le groupe T3 se caractérise par des dépôts volcano-sédimentaires constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de cinérites, de tufs à lapillis accréionnaires, de pisolithes, de gouttes de cendres pisolithiques, de balles de boue et de blocs basaltiques fichés ;
- le groupe T4 comporte deux coulées basaltiques caractérisées par des phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'analcime. La coulée supérieure de ce groupe est aphanitique.

L'ordre de cristallisation des minéraux des basaltes de l'Oranie nord occidentale est le suivant :  
titanomagnétite → olivine → pyroxène → amphibole → feldspath. → feldspathoïde

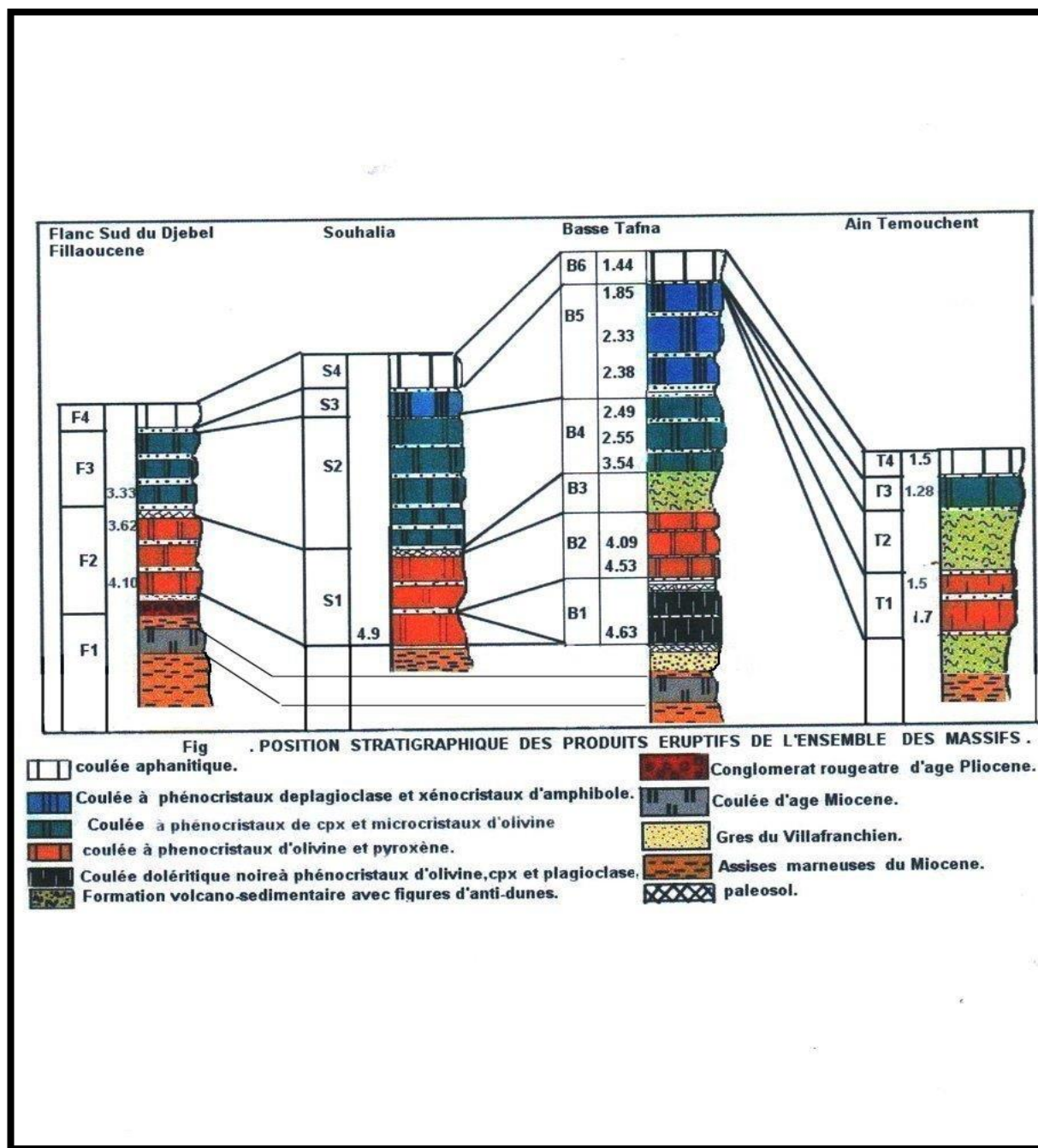


Fig. 23 : Position stratigraphique des produits volcanique de l'Oranie nord occidentale (Bendoukha 2008).

**IV.1.INTRODUCTION :**

L'étude du volcanisme alcalin de l'oranie nécessite une observation particulière des différents produits éruptifs émis dans chacun des massifs.

L'observation sur le terrain de tous ces produits montre que l'ampleur des matériaux effusifs et pyroclastiques diffère d'un massif à un autre.

L'étude de ces produits volcano-sédimentaires nécessite plusieurs classifications. Celles-ci permettent de comprendre et d'interpréter le changement du dynamisme au cours d'une activité volcanique et ce d'un massif à un autre ou au sein du même massif. Ces classifications permettent aussi d'expliquer le mécanisme de mise en place des divers produits pyroclastiques et enfin d'établir une synthèse dynamique de l'ensemble des massifs.

**IV.2.Classification des produits pyroclastiques.**

Les plus anciennes classifications relatives aux produits pyroclastiques remontent à 1932 (Wenworth et Williams) et 1940 (Blythe.)

Les unités utilisées sont la nature du matériel et sa couleur.

Shatalov et Blokhina (1937) donnent une classification portant sur des mélanges de roches et leurs pourcentages en éléments volcaniques.

- Roches pyroclastiques

100% de fragments pyroclastiques.

- Tuffites.

Pyroclastiques >50%, sédimentaires (épicyclastiques) <50%

- Roches tuffogènes

Pyroclastiques < 50%, sédimentaires >50%.

Fischer (1964) modifie cette classification et la complète en y associant la taille des grains.

**Le tableau (I)** regroupe leurs principales subdivisions.

Melesi (1976), propose une autre classification granulométrique qui figure dans **le tableau (II)**.

Schmidt et al (1981), présentent une nouvelle terminologie en fonction de la nature du dépôt, de sa genèse et de la granulométrie des éléments (**tableau III**).



Une définition précise des différents produits pyroclastiques y est développée. Les définitions du matériel pyroclastique utilisé dans notre travail proviennent des classifications de Melesi et al (1976) et de Fischer (1974) complémentaires.

Prédominant Corain size (mm)	Autoclastic	Pyroclastic	Epiclastic	Equivalent non génèti terms
256	Flow Breccia	Pyroclastic Breccia	Epiclastic volcanic Breccia	Volcanic Breccia
64	Autobreccia intrusion Breccia	Agglomerale  Lapillistone	Epiclastic volcanic  Conglomerale	Volcanic conglomerale
2		Coarse	Epiclastic volcanic	Volcanic sandstone
1/16	tuffisite	Tuff	Sandstone	
1/256		fine	Epiclastic volcanic Sittstone  Epiclastic volcanic claystone	Volcanic claystone

**Tableau I: Classification des roches composées de fragments volcaniques (D'après Fischer, 1964.)**

Taille des éléments de la phase dominante (mm)	Dépôts indurés (phase dominante)
2000 à 200	Brèche (à gros blocs)
200 à 20	Brèche (à petits blocs)
20 à 2	Tuf graveleux (lapillis) Largeur d'une mine à crayon
2 à 0,2	Sable ou tufs sableux (granules) Limite du pouvoir séparateur de l'œil
0,2 à 0,02	Cendres grossières (poussières)
0,02 à 0,002	Cendres fines (poussières)
0,002	Cendres ultra-fines (poussières)

**Tableau II : classification granulométrie d'après Milesi (1976)**

Clast size		pyroclastic deposit
Mainly consolidated :		Mainly unconsolidated:
tephra		pyroclastic rock
Bomb, block.		Agglomerate bed of blocks or bombs, block tephra
64 mm larger, bed of lapillis or lapilli tephra		lapillituff.
lapillis		
2 mm		
coarse ash grain		coarse (ash)tuff.
Fine Ash (dust)		fine(Ash) tuff
1/16 mm fine ash grain (dust grain)		

**Tableau III: Classification des produits pyroclastiques et la nature des dépôts (d'après Schmidt, 1981)..**

### IV.3. Critères d'identification du phréatomagmatisme.

Fischer (1964), décrit très brièvement le phréatomagmatisme en insistant sur le mode de dépôt des produits pyroclastiques. Il introduit la notion de tufs.

Moore (1967), entame une étude dynamique et décrit une déferlante basale en le comparant aux figures observées lors d'une explosion nucléaire.

Michael et Sheridan (1971), étudient en détail les cendres volcaniques et donnent une classification des produits pyroclastiques en fonction de la granulométrie des lapillis accréionnaires.

Boucarut et Crévola (1971), décrivent les dépôts de tufs, figures d'anti-dunes, gouttes de cendres pisolithiques et balles de boue.

Camus et al (1974), présentent une étude de détail de deux volcans à dynamisme phréatomagmatique; l'un situé dans la chaîne du Puys, l'autre dans le massif central français.

Ils proposent une nouvelle interprétation dynamique de leur origine.

Kieffer (1979), décrit l'explosion phréatomagmatique qui s'est manifestée le 12 septembre 1979 dans le volcan de Bocca- Nuova-Etna, afin de voir le rôle joué par l'eau et la durée de chaque éruption.

Boivin et Gourgand (1979), présentent le synchronisme et dynamisme de type maar provenant de l'activité phréatomagmatique.

Camus (1981), décrit et compare les explosions volcaniques à dynamisme phréatomagmatique observées dans le massif central français; à l'Etna et aux Philippines (volcan du Taal).

Boudon et al (1982); présentent un modèle dynamique d'une coulée lavique à écoulement pyroclastique observé dans le Cantal (Massif Central français).

En définitive, selon tous ces auteurs, les principaux caractères qui permettent de définir une activité phréatomagmatique sont la présence au niveau du volcan (planche 1 en annexe).

- De blocs fichés.
- De figures d'anti-dunes.
- De lapillis accréionnaires
- De gouttes de cendres pisolithiques.
- De trace d'impacts.
- De balles de boue.

- De tufs à lapillis.
- De cinérites.
- De "Spatter cônes".
- D'édifice de type maar.

#### IV.4-Massif d'Ain Temouchent :

##### 1-Le volcan de Benghana :

Le volcan de Benghana, situé à environ 4 Km au Sud de la ville d'Ain 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 (**Fig 16 photo en annexe**).

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 :

- 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 tuffite 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 Bnghana, 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

## **2- 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'Aïn 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 Messinien (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 tuffite, de cinérite de cendre volcanique, de niveaux pisolithiques et de tufs à lapillis accretionnaires.

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).

## IV.5. massif de la Basse Tafna

### 1- Volcan le Fort Belinsi

Le centre d'émission du Fort Belinsi, situé à 1 Km au Sud du village de Rachgoun, présente un cratère de 250 m de diamètre qui occupe la vallée qui sépare le Djebel Lakhmag du Fort Belinsi.

Deux coupes effectuées sur les flancs Nord et Sud de cet appareil permettent de mieux apprécier la formation volcano-sédimentaire. La coupe du flanc Nord du centre éruptif du Fort Bélinsi montre de bas en haut:

- Des bancs centimétriques, constitués par une alternance de tufs à lapillis et de tuffites dessinant un litage horizontal et présentant un granoclassement positif (3-4 m d'épaisseur).
- Un paléosol à un seul horizon rougeâtre (1m)
- Des alternances de bancs de tufs à lapillis à éléments grossiers, moyens et fins entre lesquels s'est intercalé dans la partie sommitale un niveau de tufs à lapillis accréionnaires brun rougeâtre de 30 cm d'épaisseur.

Ces alternances présentent des figures d'anti-dunes.

- Un paléosol à deux horizons (brun et beige) de 2 m d'épaisseur. Il est surmonté par une dizaine de mètres de tufs à lapillis et cinérites dans lesquels apparaissent des figures d'anti-dunes.
- Deux niveaux de scories soudées (spatter cône) de 2m d'épaisseur, séparés par un banc métrique de tufs à éléments grossiers gris-verts.
- Plusieurs bancs de tufs à éléments grossiers alternant avec des niveaux fins et cinérites, couronnés par une croûte calcaire.

## IV.6.Synthèse dynamique

L'observation des diverses formations volcaniques ainsi que la cartographie et l'étude pétrographique de l'ensemble des produits éruptifs ont permis de lever un log stratigraphique détaillé au niveau de chaque massif et de présenter un essai de corrélation entre les différentes venues volcaniques. (Bendoukha 2008)

Les corrélations établies entre les diverses coulées basaltiques et produits volcano sédimentaires à l'intérieur des massifs éruptifs de la Basse Tafna et de Ain temouchent ont permis d'expliquer la mise en place de ces produits ainsi que le changement du dynamisme. L'installation de toutes

les formations volcaniques de l'ensemble des massifs a été établie en 8 épisodes correspondant chacun à un type de dynamisme

Afin de mieux éclaircir et d'expliquer le changement du dynamisme qui s'est produit au cours de l'histoire géologique du volcanisme de la Basse Tafna et d'Ain Temouchent, nous avons tenu compte des âges radiométriques au K/Ar de Belon et Guardia (1980) ainsi que les résultats de l'étude pétrographique de tous les produits éruptifs de l'ensemble des massifs (Fig.22)

- Le premier épisode volcanique majeur de type **Effusif** a pris naissance au **Miocène** dans la rive gauche de la Basse Tafna. Il est caractérisé par l'émission de la coulée noirâtre à pyroxène, olivine et plagioclase.
- Après une accalmie au miocène terminal, l'activité volcanique s'est vers (-4.63 Ma) dans la Basse Tafna (Bellon et Guardia, 1980). Ce second épisode de type **Strombolien** est représenté par un ensemble de centres d'émission de forme conique ou de dôme dont le sommet est occupé par des produits de projection (scories brunes, bombes scoriacées, bombes basaltiques et brèches scoriacées de couleur rougeâtre) et coulées basaltiques à olivine et pyroxène.
- l'arrêt de l'activité volcanique Pliocène est marqué dans ces massifs par l'installation de paléosol.
- Après une transgression marine qui a affecté vers (-2.74Ma) le massif de la Basse Tafna et celui d'Ain Temouchent(-1,7Ma).

L'activité volcanique s'est poursuivie dans ces 2 massifs. Un dynamisme de type **phreatomagmatique** s'est développé. Il est caractérisé par des centres d'émission en forme de **maar ; de cône** ou **d'anneau de tufs**.

Les produits rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs, des tuffites, des cinérites, des pisolithes et des lapillis accretionnaires. Ces dépôts montrent des figures d'anti-dune témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

- L'arrêt de l'activité volcanique dans le massif de la Basse Tafna et celui d'Ain Temouchent accompagnée d'une régression marine, suivie d'un réajustement isostatique, a favorisé l'installation de paléosol qui ravine le niveau sous-jacent.
- Un autre épisode de type **strombolien (-2.55 à -1.44 Ma) s'est développé au niveau du massif de la Basse Tafna**. Il est représenté par un ensemble de centres d'émission de forme conique ou

de dôme scoriacé. Cet épisode a permis la mise en place des coulées à pyroxène et plagioclase et ou amphibole dans la Basse Tafna.

- Vers (-1.7Ma à -0.82Ma), le massif d'Ain Temouchent a connu une activité volcanique marquée par la mise en place de centre d'émission en forme de dôme ou de cône scoriacés et des dépôts de projection tels que (les scories brunes, bombes scoriacées, bombes basaltiques et brèches scoriacées de couleur rougeâtre) ainsi que les coulées basaltiques à olivine et pyroxène. Un dynamisme strombolien s'est mis en place dans ce massif. Il s'est poursuivi jusqu'à (-1.5Ma) (Bellon et Guardia, 1980).
- Après une brève accalmie suivie d'une transgression marine, l'activité phreatomagmatique a de nouveau repris dans ce massif. Elle s'est étalée jusqu'à (-1.28Ma). Elle a favorisé la mise en place d'autres centres éruptifs en forme **d'anneau** ou de **cône de tufs** et des dépôts volcano-sédimentaires.
- Au quaternaire à partir de (-0.82Ma), après le réajustement isostatique et la régression marine, l'activité volcanique a permis à un épisode strombolien de se développer. Il est caractérisé par l'édification des derniers volcans en forme de cône ou de dôme scoriacé qui ont rejeté les coulées à sanidine. Ainsi qu'à des produits de projection. L'Oranie a connu sa dernière activité volcanique vers -0.82Ma (Coulon, 2002) dans le massif d'Ain Temouchent.



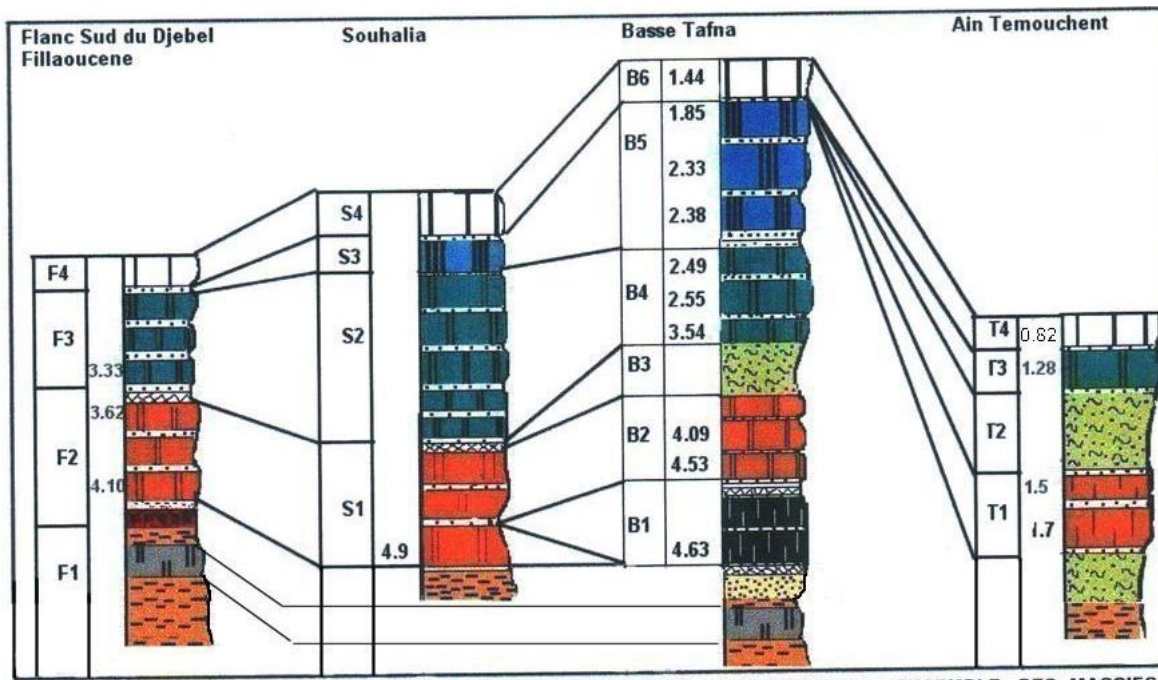


Fig . POSITION STRATIGRAPHIQUE DES PRODUITS ERUPTIFS DE L'ENSEMBLE DES MASSIFS .

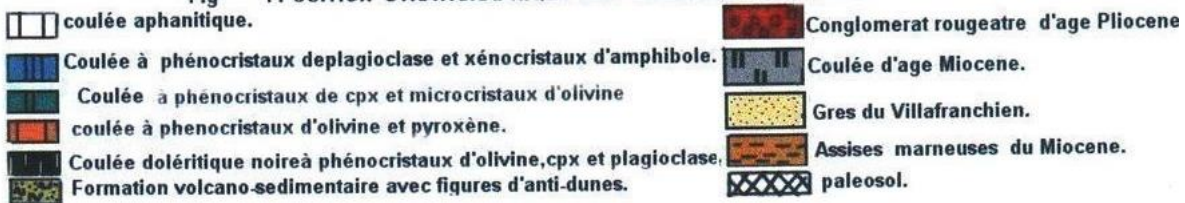


Fig. 24 : Position stratigraphique des produits éruptifs de l'ensemble des massifs (Bendoukha 2008).

## **IIV- MORPHOLOGIE DES CENTRES D'EMISSION**

### **IIV-1.INTRODUCTION :**

L'étude de terrain effectuée par différents auteurs notamment Bendoukha 1987 ; 2008) Tabliouna (1997) Sellaf 2009) Si Chaib 2009) a permis de déceler des volcans ayant une morphologie particulière.

Ils mettent en évidence des structures d'anneaux de tuf et de cônes de tuf dans celle massif d'Ain Témouchent et de Maar dans celui de la Basse Tafna (**tableau.4**)

Nous allons passer+ en revue les différentes structures en nous appuyons sur des exemples précis de volcans afin d'expliquer leur période de formation

### **IIV-2-La morphologie de ces massifs volcaniques :**

il s'agit soit une forme de cuvette volcanique soit il s'agit de forme dôme avec des reliefs modéré ne dépasse pas 500m, ce massif volcanique de Ain Temouchent faut passé des massifs littoraux.

#### **Volcan DE BEN GHANA**




Il est formé par une cuvette appelée aussi Daya ; Cette dernière présente deux éguelements l'un vers le Nord le plus important, et l'autre vers le Sud.

Seuls les flancs Est et Sud-Est sont bien conservés alors que partie occidentale a été pratiquement complètement démantelée par l'érosion. (Tableau 4)

#### **VOLCAN DE DZIOUA**

Il s'agit d'un centre volcanique forme de cône de tuf de diamètre 1km et d'une profondeur de 100m.

Le cratère de ce volcan a été ménagé en réservoir de stockage d'eau.

		Diamètre	Exemple de Volcans	Profondeur du milieu marin	Nature pétrographique
<b>MASSIF VOLCANIQUE</b>	<b>BASSE TAFNA</b>	200m	 <p><b>Volcan Fort Belinsi</b></p>	0-300m	Formation volcano-sédimentaire
	<b>AIN TEMOUCHENT</b>	600m	<p><b>Volcan DZIOUA</b></p> 	300-600m	Formation volcano-sédimentaire
		800m	 <p><b>Volcan BEN GHANA</b></p>	600-800m	Formation volcano-


		<p>De 1000m jusqu'à la Profondeur de l'océan</p>	<p><b>Pillow lava</b></p>
--	---	--	---------------------------

Tableau.4. Montrant les conditions des formations des structures volcaniques

IIV-3. Comparaison morphologique :

<p><b>MAAR</b> <b>FORT BELINSI</b></p>	<p><b>Anneau de tuf</b> <b>Benghanna</b></p>	<p><b>Cône de tuf</b> <b>Dzioua</b></p>
<p>Cratère à fond plat Flancs de tufs pentés à 45°</p>	<p>Cratère a un flanc de tuf pente à 25-30°</p>	<p>Cratère sur élevé avec un flanc de tuf pente à 35-40°</p>

Tableau.5. comparatif de la morphologie de Maar, Cône de tuf et Anneau de tuf

IIV-4.Conclusion :

L'étude de terrain a permis de mettre en évidence des structures volcaniques particulières.

La présence de structure de maar trouve son existence uniquement au volcan du Fort Belinsi. Par contre celles d'anneaux de tuf et de cônes de tufs sont rattachées au massif éruptif d'ain Temouchent.

Ces structures reflètent un dynamisme phreatomagmatique.

Ces volcans ont permis à l'installation de formation volcano sédimentaire qui recouvre de grandes surfaces que ce soit dans la Basse Tafna ou dans le massif éruptif d'Ain Temouchent .

## CONCLUSION GENERALE

---

### CONCLUSION GENERALE

L'Oranie Nord Occidentale a connu une activité volcanique au Mio-Pliocène Quaternaire.

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 lobe de coulée basaltique dont le centre d'émission serait dans la mer (**Photo 1 et 2 en annexe**).

Les éruptions volcaniques se sont, ensuite, manifestées dans tout le secteur de la Basse Tafna vers (- 4,63 Ma) et bien plus tardivement dans la région d'Aïn Témouchent (-1,75Ma) elles se sont achevées vers (-1,44 Ma) dans la Basse Tafna.

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

La cartographie et l'étude pétrographique des produits éruptifs de l'Oranie nord occidentale permettent de reconnaître, pour chacun des complexes volcaniques, trois à six groupes de basaltes. Ces différents groupes pétrographiques distinguent entre eux par la nature et les caractéristiques des produits émis.

Les produits basaltiques du groupe pétrographique B1 sont représentés par une seule coulée attribuée au Miocène (Bendoukha et al. 2008). La lave est prismée et montre à la patine une couleur grisâtre (**photos 3 et 4 en annexe**).

Le groupe basaltique B1 comporte une seule coulée basaltique prismée, d'âge miocène (Bendoukha, 2008), renfermant des phénocristaux de clinopyroxène, d'iddingsite et des cristaux de plagioclase ;

- le groupe B2 correspond à deux coulées, noires et prismées, présentant une texture doléritique et une abondance de phénocristaux d'olivine fraîche, de clinopyroxène et de plagioclase ;
- le groupe B3 englobe trois coulées grisâtres à "taches de soleil" montrant des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène ainsi que des microcristaux d'iddingsite, de titanomagnétite et de l'analcime ;

## CONCLUSION GENERALE

---

- le groupe B4 renferme uniquement les produits pyroclastiques : des tufs à lapillis, des tuffites, des cinérites, des pisolithes, des tufs à lapillis accréionnaires et des blocs basaltiques fichés ;
- le groupe basaltique B5 correspond à trois coulées gris-bleu à phénocristaux de clinopyroxène frais ou altérés, de plagioclase et quelques olivines plus ou moins iddingsitisées ;

le groupe basaltique B6 englobe des coulées bleues à xénocristaux d'amphibole et des phénocristaux de feldspath ainsi que des microcristaux de plagioclase et de minéraux ferro-titanés. La coulée sommitale de ce groupe est aphyrique.

L'ordre de cristallisation des minéraux des basaltes de l'Oranie nord occidentale est le suivant : titanomagnétite, olivine, pyroxène, feldspath et feldspathoïde

Le massif volcanique d'Ain Temouchent révèle à sa base quatre groupes de basalte et de produits pyroclastiques notés T1 à T4

- le groupe T1 renferme des produits pyroclastiques constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de cinérites, de pisolithes, de tufs à lapillis accréionnaires et de blocs basaltiques fichés ;
- le groupe T2 comporte deux coulées basaltiques riches en cristaux d'olivine, de clinopyroxène de plagioclase, de néphéline et d'oxydes opaques ;
- le groupe T3 se caractérise par des dépôts volcano-sédimentaires constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de cinérites, de tufs à lapillis accréionnaires, de pisolithes, de gouttes de cendres pisolithiques, de balles de boue et de blocs basaltiques fichés ;
- le groupe T4 comporte deux coulées basaltiques caractérisées par des phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase et d'analcime. La coulée supérieur de ce groupe est aphanitique.

L'ordre de cristallisation des minéraux des basaltes de l'Oranie nord occidentale est le suivant : titanomagnétite → olivine → pyroxène → amphibole → feldspath. → feldspathoïde

## CONCLUSION GENERALE

---

L'étude dynamique des produits éruptifs des massifs de la Basse Tafna et d'Ain Temouchent a permis de mettre en évidence plusieurs épisodes volcaniques majeurs :

- Le premier épisode volcanique majeur de type **Effusif** a pris naissance au **Miocène** dans la rive gauche de la Basse Tafna. Il est caractérisé par l'émission de la coulée noirâtre à pyroxène, olivine et plagioclase.
- Après une accalmie au miocène terminal, l'activité volcanique s'est vers (-4.63 Ma) dans la Basse Tafna (Bellon et Guardia 1980). Ce second épisode de type **Strombolien** est représenté par un ensemble de centres d'émission de forme conique ou de dôme dont le sommet est occupé par des produits de projection (scories brunes, bombes scoriacées, bombes basaltiques et brèches scoriacées de couleur rougeâtre) et coulées basaltiques à olivine et pyroxène.
- L'arrêt de l'activité volcanique Pliocène est marqué dans ces massifs par l'installation de paléosol.
- Après une transgression marine qui a affecté vers (-2.74Ma) le massif de la Basse Tafna et celui d'Ain Temouchent(-1,7Ma).

L'activité volcanique s'est poursuivie dans ces 2 massifs. Un dynamisme de type **phreatomagmatique** s'est développé. Il est caractérisé par des centres d'émission en forme de **maar ; de cône** ou **d'anneau de tufs**.

Les produits rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs, des tuffites, des cinérites, des pisolithes et des lapillis accretionnaires. Ces dépôts montrent des figures d'anti-dune témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

- L'arrêt de l'activité volcanique dans le massif de la Basse Tafna et celui d'Ain Temouchent accompagnée d'une régression marine, suivie d'un réajustement isostatique, a favorisé l'installation de paléosol qui ravine le niveau sous-jacent.
- Un autre épisode de type **strombolien (-2.55 à -1.44 Ma)** s'est développé au niveau **du massif de la Basse Tafna**. Il est représenté par un ensemble de centres d'émission



## CONCLUSION GENERALE

---

de forme conique ou de dôme scoriacé. Cet épisode a permis la mise en place des coulées à pyroxène et plagioclase et ou amphibole dans la Basse Tafna.

- Vers (-1.7Ma à -0.82Ma), le massif d'Ain Temouchent a connu une activité volcanique marquée par la mise en place de centre d'émission en fore de dôme ou de cône scoriacés et des dépôts de projection tels que (les scories brunes, bombes scoriacées, bombes basaltiques et brèches scoriacées de couleur rougeâtre) ainsi que les coulées basaltiques à olivine et pyroxène. Un dynamisme strombolien s'est mis en place dans ce massif. Il s'est poursuivi jusqu'à (-1.5Ma) (Bellon et Guardia, 1980).
- Après une brève accalmie suivie d'une transgression marine, l'activité phreatomagmatique a de nouveau repris dans ce massif. Elle s'est étalée jusqu'à (-1.28Ma). Elle a favorisé la mise en place d'autres centres éruptifs en forme **d'anneau** ou de **cône de tufs** et des dépôts volcano-sédimentaires.
- Au quaternaire à partir de (-0.82Ma), après le réajustement isostatique et la régression marine, l'activité volcanique a permis à un épisode strombolien de se développer. Il est caractérisé par l'édification des derniers volcans en forme de cône ou de dôme scoriacé qui ont rejeté les coulées à sanidine. Ainsi qu'à des produits de projection. L'Oranie a connu sa dernière activité volcanique vers -0.82Ma (Coulon, 2002) dans le massif d'Ain Temouchent.

L'étude de terrain effectuée par différents auteurs notamment Bendoukha 1987 ; 2008) Tabliouna (1997) Sellaf 2009) a permis de déceler des volcans ayant une morphologie particulière.

Les principales structures ayant attiré notre attention sont celles (d'anneaux de tuf et de cônes de tuf (massif de AT : volcan de Benghan et Dzioua) et de Maar (massif de la BT : volcan Fort Belinsi) .

L'étude de terrain ainsi que la cartographie a révélé pour le Maar de Fort Belinsi un Cratère de 200m de diamètre à fond plat Flancs de tufs pentés à 45°.

Par contre dans le massif d'Ain Temouchent le volcan de Benghana présente une structure d'anneaux de tuf dont le cratère atteint 800m de diamètre et présentant des flancs constitués de tuf avec un pendage de 45°.

## CONCLUSION GENERALE

---

Le volcan de Dzioua révèle une structure de cônes de tufs avec un cratère sur élevé d'environ 600m de diamètre et des flancs constitués de tuf à lapilli pentés 35°-45°.

### Nomenclature des termes utilisé en dynamisme phréatomagmatique

**Anti- dune :** Les antis dunes sont des structures sédimentaires que l'on trouve en générale dans les chéneaux ou la vitesse des courants est très élevée.

Ce type de figure, a été observé dans les dépôts de déferlante basale. Il s'agit de structure bidimensionnelles, de forme sinusoïdale, dont le rapport amplitude longueur d'onde est faible on pratique, les anti-dunes se distinguent des dunes par leurs stratifications internes peu inclinées, pentées vers l'amont ou vers l'aval.



**Photo 1 : Alternance de tufs à lapillis, de tuffites et de cinérites avec figures d'anti - dunes (in Bendoukha 2008)**

**Cône volcanique :** Relief conique plus ou moins important se formant autour de la cheminée d'un volcan par l'accumulation de projections et de coulées.

**Les cônes :** Structure concrétionnée se rencontrant dans des marnes, des grès argileux, des minerais de fer, des charbons, etc. et se caractérisant par une succession de cônes imbriqués les uns dans les autres.

Dans les marnes ,ex : la calcite « cone-in-cone » se présente en cônes imbriqués par leurs sommets et dont les bases correspondent aux épontes d'une lame épaisse de un à quelques centimètres.

**Le maar :** Un maar désigne un caractère d'explosion volcanique peu profond, à fond plat, dont les parois sont constituées partiellement ou totalement de fragments non soudés de la roche formant le socle et partiellement de produit volcanique.

Selon Lorenz 1973 et Bout 1975, un pariel cratère serait formé lors d'une explosion phréatique. Boivin p. et Gourgaud A (1975) ; De Geor De Herve (1981) attribuent les maars à des éruptions phréatomagmatiques.



**Photo 2 : Maar de Fort Bélinsi (250 m de diamètre) (in Bendoukha 2008)**

**Lahar :** Le terme lahar signifie une coulée boueuse non stratifié dans laquelle on trouve des bombes, scories, fragments de lave et nodules calcaires arrachés au substratum.



**Photo 3 : Lahar (10 à 15 m d'épaisseur)**

**Spatter conne** : Il s'agit d'un dépôt constitué par des scories taille centimétrique, soudées entre-elles.

**Déferlante basale** : Les déferlantes basales sont des nuages de gaz et d'éjecta qui se développent dans les explosions artificielle et volcanique à la base de la colonne centrale d'explosion. Elles se déplacent à grande vitesses et transportent d'importantes quantités de matériaux. Elles donnent naissance à des dépôts pyroclastiques particuliers, à faible pendage, à aspect détritiques et qui présentent des anti-dunes et des stratifications obliques. Elles sont caractérisées sur le terrain par la présence de tufs avec figures d'anti-dune, blocs fichés et des gouttes de cendres pisolithiques.

**Tuf** : sorte de pierre friable] - Terme utilisé dans deux sens différents ;



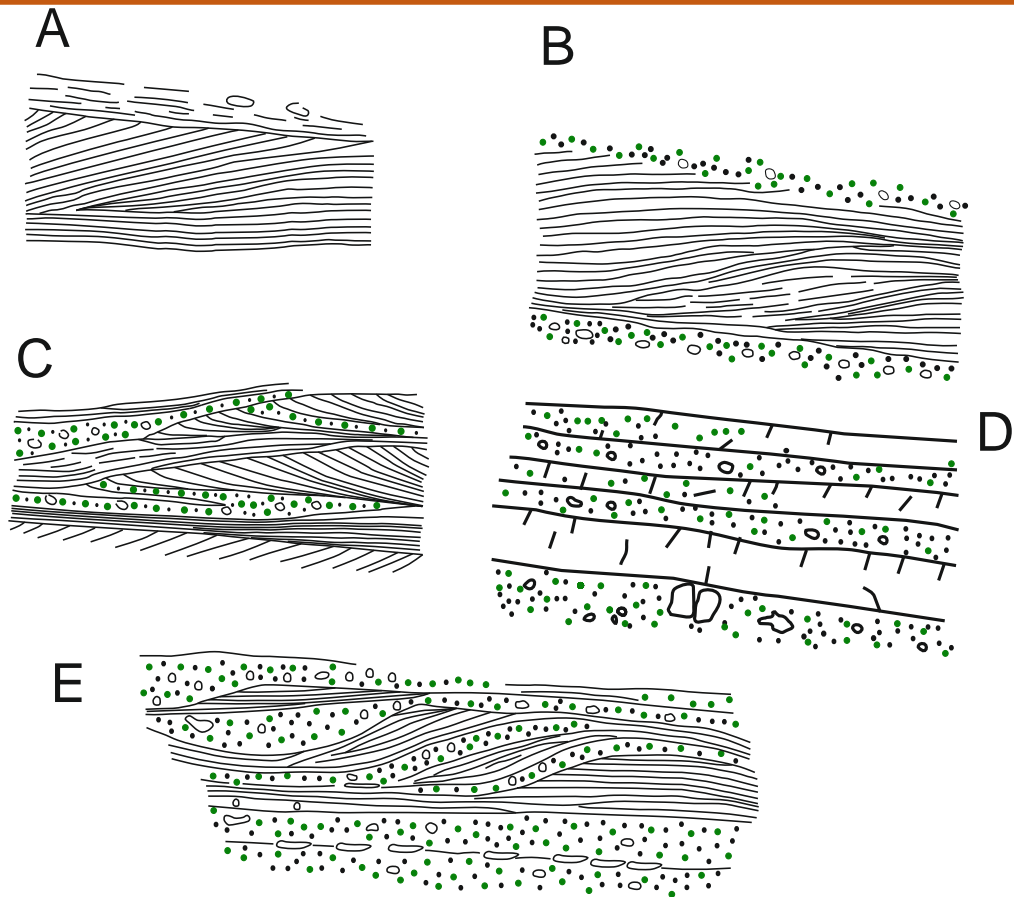
**Photo 4 : Des blocs fichés avec des ondulations dans les tufs**

**Tuf volcanique** : roche formée par accumulation de projections volcaniques en fragments de quelques millimètres (roche pyroclastique à lapillis dominants), pouvant contenir des blocs ou des cendres, et consolidée sous l'action de l'eau. Les tufs, en niveaux souvent bien stratifiés, peuvent montrer un granoclassement vertical et horizontal : base des bancs plus grossière que le sommet (celui-ci étant plus riche en cendres), tufs devenant de plus en plus fins lorsqu'on s'éloigne du cratère. Ils alternent avec des niveaux à blocs et des lits de cendres et, selon les lieux de dépôt, avec des horizons pédologiques ou des couches sédimentaires marines ou lacustres.

**Tuf soudé** : accumulation de débris de lave encore incandescents et plastiques (ignimbrite. **tufacé**, (qui a l'aspect d'un tuf) ; **tufeux**, (qui se rapporte aux tufs calcaires et aux eaux les produisant).



**Photo 5 : Bombe scoriacée en fuseau dans le niveau bréchiq**



A: Anti-dune développée à partir d'une stratification plane recoupée par une surface d'érosion.

B: Niveaux de tufs à éléments grossiers situés en dessous et en de l'anti-dune.

C: Alternance niveaux fins et de niveaux grossiers avec érosion mutuelle.

D: Alternance de gouttes de cendre pisolithiques et de niveaux détritiques grossiers.

E: Alternance de niveaux fins et de niveaux grossiers avec figures d'anti-dunes.



**Cendres volcaniques** : Fragments de roche effusive (éléments pyroclastiques) projetés par les volcans, de taille < 2 mm (cendres grossières de 2 à 0,6 mm, cendres fines < 0,6 mm).

Ces fragments sont constitués de magma pulvérisé (cendres vitreuses) et ou de roches broyées provenant en particulier des parois de la cheminée. Elles peuvent être dispersées sur de grandes étendues et leur dépôt donne des roches meubles ou consolidées (cinérite, tuf volcanique). Souvent blanchâtres à grises quand elles sont fraîches, elles brunissent rapidement par altération, et donnent des sols fertiles( lapilli, tuf, tephra).

## *Liste de Figure*

- Fig.1.Situation des massifs volcaniques de l'Oranie Nord-Occidentale(in Louni 1995)
- Fig.2.Situation Géographique de la Basse Tafna (In Bendoukha 2008)
- Fig.3.Contexte Géologique de l'Oranie Nord Occidentale (in Bendoukha ,2008)
- Fig.4. repartition geographique des centres d'emission de la Basse tafna (in Bendoukha 2009)
- Fig. 5 : Coulée inférieure du groupe B2
- Fig. 6 : Coulée supérieure du groupe B3
- Fig. 7: Coulée inferieure du groupe B3
- Fig. 8 : Coulée inférieure à analcime du groupe
- Fig.9 : Coulée moyenne du groupe B3
- Fig.10 : Tufs à lapillis accrétionnaires du Fort Belinsi
- Fig.11 : Phénocrystal de pyroxène épigénisé du groupe B5
- Fig. 12 : Coulée microlitique porphyrique du groupe B5
- Fig.13 : Coulée à xénocristaux d'amphibole du groupe B6
- Fig.14 : Coulée à phénocristaux d'orthose du groupe B6
- Fig. 15 : Coulée sommitale du groupe B6
- Fig. 16.Position stratigraphique des produits éruptifs de la Basse Tafna (Bendoukha 2008)
- Fig. 17 : Coulée inférieure du groupe T2
- Fig. 18 : Coulée supérieure du groupe T2
- Fig. 19 : Coulée inférieure du groupe T4

Fig. 20 : Coulée supérieure du groupe T4

Fig. 21 : coulée sommitale à texture aphyrique.

Fig. 22. Position stratigraphique des produits éruptifs du massif d'Ain Temouchent ( Bendoukha 2008).

Fig. 23. Position stratigraphique des produits volcanique de l'Oranie nord occidentale (Bendoukha 2008).

Fig.24.Position stratigraphique des produits éruptifs de l'ensemble des massifs (in Bendoukha 2008)

### *Liste des tableaux*

Tableau.1 Classification des roches composées de fragments volcaniques (d'après Fischer, 1964)

Tableau.2. Classification granulométrie (d'après Milesi 1976)

Tableau.3. Classification des produits pyroclastiques et la nature des dépôts (d'après Schmidt, 1981)

Tableau.4. Montrant les conditions des formations des structures volcaniques.

Tableau.5. Comparaison de la morphologie de Maar, Cône de tuf et Anneau de tuf.

## Références Bibliographiques

---

Abbad Z (1993). Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Gazaouet (Oranie). These, USTHB, Alger, 100 p.

**Achour N et Hamma B (1995).** Synthèse dynamique, pétrographique et géochimique des laves Plio-quaternaire de l'Oranie nord occidentale

**Aité M.O et Gélard, J.P., (1997).** Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). *Bull. Geol. France*, 168, 4, 423 - 436.

**Aoki K. and Kushiro I., (1968).** Some clinopyroxène from ultramafic inclusions in Dreiser Weither, Eifel. *Contrib. Mineral. And Petrol.* 18, 326-337.

**Auzende, J-M., Bonin, J., Olivet, J-L., (1973).** The origin of the Western Mediterranean basin, *J. Geol. Soc. London*, 129, pp.607-

**Bardintzek J.k., Boucarut M. et Crevola A., (1972).** "Dépôts de 'déferlantes basales' (base surgé) dans l'Estérel et le Devès (Var et Massif Central français) et gouttes de cendres pisolitiques". *Bull, Soc. Geo. France*, 7, P. 179-190.

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

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

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

**Bellon, H, Guardia (1980) :** « Le volcanisme alcalin Plio-quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique », *Rev. De Geol.dynam. Et de géograph. Phys.*, 22, Fasc. 3, P. 213-222.

**Bellon, H., Guardia, et Magné (1984) :** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. *Géol. Méditerranéenne*, XI, 255-264

**Bellon, H., Letouzey, J., (1977).** Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean, in: XXV Cong. Assoc. *CIESM, Split, Technip (Ed), Paris*, pp. 165-184.

**Bendouina T, Benazzal L(1998) :** Étude dynamique, pétrographique, et géochimique des complexes volcaniques Plio-quaternaires de la basse Tafna et Ain T'émouchent.

## Références Bibliographiques

---

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

**Bendoukha, R. et al., (2008).** Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-Plio-quadernaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale. Vol. 20 .N3.

**Berger, E.T., Vannier, M.,(1985),** "Origine résiduelle d'olivine à contours automorphes", *Bull. Minéral.*, 108, P. 725-726.

**Bernard –Griffiths, J., Gruau, G., Cornen, G., Azambre, B., Macé, J., (1997).** Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde complexes, *J. Petrol.* 38 115-132.

**Berthelay.J.C., Camus.G.,(1980),** " Necks à prismation en grebe et phréatomagmatisme dans le Livradois Occidental (Massif Central français)", *Rev. De Géol. Dynam. et de géograph. Phys.*, 22, Fasc. 2, P. 101-107.

**Boivin.P, Gourgaud. A., (1978),** «synchronisme des dynamismes de type « maar » et « strombolien » près de la Sauvetat (Sud-Dévès – Massif central français) », *C.R. Som. Soc. Géol. France, Fasc. 1, P. 24-27.*

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

**Bousquet.J.C., Herve.P., (1981),** « les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale », C.C. Wezel (editor), *Sedimentary basins of Mediterranean margins.* P. 389-405.

**Bouziane Oum El Djilali (2004):** Etude dynamique, pétrographique, et géochimique de volcanisme Plio-quadernaires de L'Oranie nord occidentale

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

**Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and 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, 651-665.

**Cohen, C; R, (1980).** Plate tectonic model for the oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics* 68, 283-311.

**Cole, R.B., and Bazu, A., (1992).** Middle, Tertiary volcanism during ridge-trench interactions in western California, *Science*, 258, 793-796.

## Références Bibliographiques

---

**Colin., (1969)**, “ Basaltes ‘Sonnenbrener’ et basanites à analcime”, Annales de la Faculté des Sciences, Abidjan, *Fasc. 5, P. 141-146.*

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

**Coulon., Maillet. P., Maury.R.C., (1979)**, « contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des nouvelles Hébrides : données pétrologique sur les laves de l'Iles d'Efaté ».

**Davies, J.H., and Von Blanckenburg, F., (1995)**. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collision orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129, 85-102.

**De Boorder, H., Spakman, W., White, S.H., and Wortel, M.J.R., (1998)**. Late Cenezoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt, *Earth Planet. Sci Lett.*, 164, 569-575.

**De Jonge, M.R., Wortel, M.J.R., and Spakman, W., (1994)**. Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: Mediterranean region. *J. Geoph. Res.*, 99, 12091-12108.

**Durand-Delga, M., Fonboté, J.M (1980)**: Le cadre structural de la méditerranée occidentale, 26th Int.Geol. Congress, Paris, Geology of the alpine chains born of the Tethys, *Mém.BRGM*, 115, 67-85.

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

**El Bakkali. S(1995)**. Volcanologie et magmatologie du système du Gourougou (Rif oriental, Maroc). Thèse de Doctorat Univ. Clermont Ferrand, 283p.

**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.

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

**Feraud, G., Stephan, J.H., Lapierre, H., Delgado, E., and Popoff, M., (1995)**. Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales: Existence d'un événement magmatique bref généralisé SPEC. *Soc. Fr. et Ass. Géol. Sud Est, abstract, p38*

**Fisher. (1964)**.Maximum size, medium diameter and sorting of tephra .J Géophysique; Res, vol69, n2, pp.341-355.

## Références Bibliographiques

---

**Fisher.R.V. Waters.A.,(1970)**, “ Base surge bed forms in maar volcanoes”, Amer. J. of sci., 268, P. 157-180.

**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.

**Gentil. M.L. (1896)**. “ Sur les minéraux d’un crater ancien d’Algérie”, Assoc. Sci. France, P.293-300.

**Gentil., M.L, (1903)** : » Etude géologique du bassin de la Tafna « Publi. Série C.G., 2ème Série, N° 4, in-8, 425 P.

**Girod, et al (1978)** : « les roches volcaniques : pétrologie et cadre structural  
**Jenny, J, Ferrari, J.M, (1986)**, “ Le complexe chaotique de Béni-Saf est d’âge Miocène ; doute sur la phase synmétamorphe ‘anté-sénonienne’ en Oranie (Algérie)”, *Bull.sco.Geol .France, T.II, N°2, P.279-284*.

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

**Haroun, T., (1972)**, “ Les volcans et la dérive des continents “ *Presse Université. De France, 132 p.*

**Heineken, G.H.,(1971)**, “Tuff ring: examples from the Fort-Rock-Christmas Lake valley basin, south-central orégon”,*Soc. Amer. Bull. 76, N°23, P. 5615-5626*.

**Hernandez, J., (1973)**, « Le volcanisme tertiaire des monts Forez (Massif Central français) : basanites à analcime, à leucite et néphéline à militite », *Bull. Soc. Fr. de Minéral. Et de Cristallogr. 96, P.303-312*.

**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<sup>ième</sup> réunion An., Sci., Terre, Paris, P., 222*.

**Jenny, J., Ferrari, J.M., (1986)**, Le complexe chaotique de Béni-Saf est d’âge Miocène ; doute sur la phase synmétamorphe ‘anté-sénonienne’ en Oranie (Algérie)’, *Bull.sco.Geol .France, T.II, N°2, P.279-284*.

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

**Lacroix, A. (1924)**, « Les caractéristiques chimico-minéralogiques des roches éruptives tertiaires de l’Algérie et des régions limitrophes » *C.R. Sco.Geol.france, 4, XXIV, P.207*.

**Lacroix, A. (1893)**. Les enclaves des roches volcaniques Mâcon, Protat. Fr. IMP, I. Vol, 710p.

## Références Bibliographiques

---

**Lefevre, J., Cocusse, P. (1985)** “ Etude pétrographique et minéralogique des laves du Massif volcanique Madeleine-Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles). Implications magmatologiques », *Bull .Mineral.* , 108, P. 189-208.

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

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

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

**MACHOU MOHAMMED MAHI (2011).** Le déroulement des éruptions phréatomagmatique dans la région (la Basse Tafna et Ain Témouchent) et son influence sur l’environnement.

**Maury, R.C., Defant, M., & Joron, J. L, (1992).** Metasomatism of the sub arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360: 661-663.

**Maury, R.C., (1993).** Les séries volcaniques. *Mem. Soc. Géol. France*, “pleins feux sur les volcans”, 163: 39-55.

**Megartsi (1985) :** apporte des compléments à l’étude des laves basaltiques de la Basse Tafna en les étudiants du point de vue pétrographique et chimique.

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

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

**Moore, J.G.Peck, D., (1962),** “Accretionary Lapilli in volcanic rocks of the western continental United States” *U.S.A.J.Geol.*, 70, P. 182-193.

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

**Milesi J.P.(1976).** Dynamique des écoulements pyroclastiques du centrale orientale, sur l’exemple de ceux de la vallée de l’Alagnon-massif centrale français, université de Grenoble. 197p.



## Références Bibliographiques

---

**Nicolas A., (1985)**, « Origine résiduelle d'olivine à contours automorphes », Bull. Mineral., 108, p. 725-726.

**Norman P.,(1973)**, « Le volcanisme de la bordure Sud-Orientale du Dévès et du Plateau d'Alleyrac ( velay Occidental) », *Thèse 3ème cycle, Université Paris VI-226P*.

**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*.

**Plank, T., and Langmuir, C.H., (1998)**. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Géol.* , 145, 325-394.

**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. Géol. Fr., 5, 1171-1177.

**Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., (1995)**. Nature and composition of the continental crust, a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33, 267-309.

**Ryerson, F. J., & Watson, E. B., (1987)**. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planète. Sci. Lett.*, 86: 225-239.

**Sadran, G. (1958)**, “ Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais”, Publi. Serv. Cartes. Géol. De l'Algérie, Nouvelle série. Bull .N°18,533p.

**Sakayama, M., Nesbitt, R. W., (1986)**. Geochemistry of the quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 413-450

**Schmidt M.W. (1992)**. Amphibole composition in tonalite as a fonction pressure: experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. *Contrib., Mineral., Petrol.*, 110, 304-310.

**SELLAF M. (2009)** Etude dynamique, pétrographique et géochimique des produits éruptifs du volcan le Fort Bélinsi (Rive droite de la Basse Tafna)

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

**SI CHAIB S. ( 2009)**. Etude dynamique, petrographique et geochimique des produits éruptifs des volcans de la region de Chentouf (Partie orientale du massif volcanique d'Ain Témouchent)

## Références Bibliographiques

---

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

**Velain C. (1874).** Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à Tunisie .C .R.Acad.Sci.Paris, t.128, p73.

**Weaver, B.L., (1991).** Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19: 123-126.

**Wildi, W., (1983).** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. 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.

**Zerka, M, (1991) :** Etude des enclaves ultramafiques du volcanisme Plio-quaternaire de l'Oranie occidentale. Exemple des massifs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna. Thèse Magister, USTHB, Alger, 175 p.

**Zerka M, Cottin J.Y., Grégorie M., J.P. et Megartsi M. (1996).** Hétérogénéités mantelliques dans les xénolites du volcanisme alcalin d'Oranie (Algérie) : interactions manteau continental-magmas et amincissement lithosphériques. 16eme R.A.S.T., Orléans, résumé p.103.

**Zerka M, Cottin J.Y., Grégorie M., J.P. et Megartsi M. (1997).** Mantle peridotites and deep magmatic cumulates in the plio-quaternary volcanism of Oranie, Algeria. EUG IX, Strasbourg, résumé p.79.

**Zerka M, Cottin J.Y., Grégorie M., J.P. et Megartsi M. et Midoun M. (2002).**

Les xénolites ultramafiques du volcanisme alcalin quaternaire d'Oranie (Tell, Algérie occidentale), témoins d'une lithosphère cisailée et amincie. *C.R.Géosciences*, 334, pp.387-394.

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