



الشعبية الديمقراطية الجزائرية الجمهورية

République Algérienne Démocratique et Populaire

العلمي البحث و العالي التعليم وزارة

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique



Université Oran 2

Faculté des sciences de la terre et de l'univers

Département des sciences de la terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de master option :

Géodynamique de la lithosphère

Influence de phréatomagmatique sur l'environnement dans le massif
d'Ain Temouchent et Chentouf

Présenté par :

Melle. Razem Nenoute

Melle. Ridel Hakima

Devant le jury composé de :

M.SEDDIKI. A	Professeur	Président	Université Oran2
M. BENDOUKHA.R	Maitre de Conférences. A	encadreur	Université Oran2
M. MAHMOUDI. M	Maitre. Assistant	examineur	Université Oran2

Oran ,2024

Année universitaire 2023/2024

Remercîment

Tout d'abord nous remercions notre Dieu de nous avoir donné le Courage et la force pour réaliser ce modeste travail.

C'est avec une joie immense et le cœur ému que je dédie ce mémoire à mes chers parents pour leurs affections inépuisables et leurs précieux conseils, pour leur amour et leurs encouragements, pour leurs soutiens, leurs sacrifices et la confiance qu'ils m'ont accordé, que dieu les protèges.

Également, je tiens à sincèrement remercier Mr Bendoukha Rachid, mon maitre de mémoire, qui m'a accompagné et guidé depuis le début de sa rédaction, son effort qu'il a fourni, sa précision et son bon cœur tout en suivant la progression de cet humble travail.

Je remercie vivement monsieur SEDDIKI de présider le jury d'examinassions, et je lui exprime mes sincères reconnaissances pour son aide à la réalisation de ce mémoire.

Je suis heureuse de voir participer Mr MAHMMOUDI à ce jury.

A mes chers frères et sœurs pour leurs soutiens et attentions. Ils m'ont permis de réaliser que la famille est sacrée. Ils étaient pour moi, une vraie source d'inspiration.

Mes pensées vont aussi à mon binôme qui m'a toujours motivée et encouragée. Nos fous rires et les bons moments passés ensemble vous me manquer. Je n'oublierais jamais ces instants magiques. Ils seront gravés à jamais dans mon esprit.

Résumé :

Les volcans d'Ain Temouchent et de Chentouf ont connus de violentes éruptions pendant la période quaternaire, (-1.7Ma a - 0,82Ma). Les produits rejetés par les des volcans sont principalement du basalte et des dépôts pyroclastiques. La pétrographie des volcans révèle quatre groupes notés: T1, T2, T3 et T4 au massif d'Ain Temouchent.

Le groupe T1 est représenté par des produits pyroclastiques, avec un développement maximal dans les centres d'émission de type anneaux ou cônes de tuf ou en forme de daya.

Le groupe T2 est représenté par deux laves basaltiques sombres émises par de nombreux centres d'émission, riches en cristaux d' olivine et pyroxène .

Le groupeT3 est représenté par des produits pyroclastiques (des tufs a lapillis, de tuffites, de cinérites, de tufs accréionnaires, de niveaux pisolitiques et niveaux de cinérites ondulées avec des figures anti-dune.

Le groupeT4 est représenté par deux laves à cristaux de clinopyroxène et de plagioclase émis par de nombreux appareils volcaniques.

La pétrographie des roches éruptives de Chentouf révèle trois groupes notés (C1, C2, et C3). L'ordre de cristallisation des minéraux dans ces volcans est Ferro-titanés, olivine, clinopyroxène, et feldspaths.

Le massif d'Ain Temouchent et de Chentouf ont connu un changement de dynamisme durant leur activité volcanique: (phréatomagmatique, strombolien, et phréatomagmatique).

Les éruptions phréatomagmatique contribuent directement à l'économie et au développement d'un pays. Les volcans volcaniques tels que Dzioua servent de réservoirs d'eau naturels, tandis que les Volcans Daya comme Ben Ghana et Hammar Brarcha sont fertiles et favorisent une agriculture variée. Les produits volcaniques émis par les éruptions phréatomagmatique utilisent l'ingénierie militaire et de construction et contribuent au développement économique grâce à des minimisations telles que le cadmium, le soufre et le cuivre.

Mots clés :

Phréatomagmatique, strombolien, coulée basaltique, anneaux de tuf, cône de tuf, Daya, Dzioua, Ben Ghana, économie, environnement, figure d'anti dune, tuf a lapillis, cinérite.

Summary :

The Ain Temouchent and Chentouf volcanoes have significant eruptions during the quaternary period, with the last eruption reaching 0.82Ma. The products of volcanoes are mainly basalt and pyroclastic deposits. The petrography of volcanoes reveals four groups : T1, T2, T3 and T4. T1 is represented by pyroclastic products, with maximum development in emission centers with rings or tubular-shaped cones. T2 is represented by two dark basaltic lava emitted by many emission centers, rich in olivine and pyroxene associated with certain fields. T3 is represented by pyroclastic products with annulment elements in the shape of tuff, tuffite, cinerite, accretionary tuffs, pyroclastic levels and wavy cinerites with anti-dune figures. T4 is represented by two lavas of clinopyroxene and plagioclase emitted by many volcanic apparatus. The petrography of Chentouf's eruptive rocks reveals three groups : C1, C2, and C3. The order of crystallization of minerals in these volcanoes is Ferro-titanes, olivine, clinopyroxene, and feldspaths. Volcanoes have four major eruption episodes: freatomagmatic, strombolian, and freatmagmatic. Freatomagnetic eruptions contribute directly to the economy and development of a country. Volcanic volcanoes such as Dzioua serve as natural water reservoirs, while Daya Volcans such as Ben Ghana and Hammar Brarcha are fertile and promote varied agriculture. The volcanic products emitted by the freatomagnetic eruptions use military and construction engineering and contribute to economic development through minimisations such as cadmium, sulfur and copper.

Keywords:

Phreatomagmatic, Strombolian, basaltic flow, tuff rings, tuff cone, Daya, Dzioua, Ben Ghana, economy, environment, antidune figure, lapilli tuff, cinerite.

ملخص

شهدت براكين عين تموشنت وشتوف انفجارات عنيفة خلال الفترة الرباعية (-1.7 إلى -0.82). المنتجات التي تطلقها البراكين هي أساسا رواسب البازلت والحمم البركانية. تكشف الصخور الصخرية للبراكين عن أربع مجموعات لوحظت : T1 و T2 و T3 و T4 في كتلة عين تموشنت

يتم تمثيل مجموعة T1 بمنتجات الحمم البركانية ، مع أقصى قدر من التطوير في مراكز الانبعاثات لحلقة الطف أو النوع المخروطي

يتم تمثيل مجموعة T2 باثنين من الحمم البازلتية الداكنة المنبعثة من العديد من مراكز الانبعاثات ، الغنية ببلورات الزبرجد الزيتوني والبيروكسين.

يتم تمثيل مجموعة T3 بمنتجات الحمم البركانية (lapilli tuffs ، cinerites ، tuffites ، tuffs التراكمية ، مستويات opisolitic ومستويات cinerite متموجة مع أشكال مضادة للكتبان الرملية .)

يتم تمثيل مجموعة T4 بواسطة اثنين من الحمم البلورية من clinopyroxene و plagioclase المنبعثة من العديد من الأجهزة البركانية

تكشف الصخور الصخرية لشتوف البركانية عن ثلاث مجموعات (C1) و (C2) و (C3) ترتيب تبلور المعادن في هذه البراكين هو التيتانيوم الحديدي ، الأوليفين ، كلينوبيروكسين ، والفلسبار .

شهدت كتل عين تموشنت وشتوف تغيرا في الديناميكية خلال نشاطها البركاني (phreatomagmatic ، strombolian ، و phreatomagmatic).

تساهم الانفجارات البركانية بشكل مباشر في اقتصاد البلد وتنميته. البراكين البركانية تعمل البراكين البركانية مثل Dzioua كخزانات مياه طبيعية ، في حين أن براكين دايا مثل بن غانا وهمار برارشا خصبة وتعزز مجموعة متنوعة من الزراعة. تستخدم المنتجات البركانية المنبعثة من الانفجارات البركانية الهندسة العسكرية وهندسة البناء وتساهم في التنمية الاقتصادية من خلال التقليل مثل الكاديوم والكبريت والنحاس

الكلمات المفتاحية:

فرياتوماغماتيك، سترومبوليان، تدفق بازلتي، حلقات طوف، مخروط طوف، دايا، دزيوة، بن غانا، اقتصاد، بيئة، شكل أنتيدون، لايبليس طوف، سينيريت.

Table des Matières

Chapitre I : Généralités	page
I.1. Introduction.....	11
I.2. Situation géographique du massif volcanique d'Ain Temouchent :	11
I.3. Cadre géologique et structural	12
1) L'autochtone	13
2) L'allochtone métamorphique à affinité rifaine	13
A. L'unité de l'haouariya	13
B. L'unité de Djebel Skouna	13
C. L'unité des massifs d'El Maleh	13
3) L'allochtone non métamorphique de type tellien.....	13
A. L'unité des Chouala	13
B. L'unité Sénonienne	13
C. L'unité oligo- miocène.....	13
I.4. Historique des recherches	14
I.5. But du travail.....	16
Chapitre II : Volcanologie	
II.1. Introduction	18
II.2. Datation du volcanisme alcalin d'Ain Temouchent	20
II.3. Etude volcanologique du massif d'Ain Temouchent.....	21
1) Les volcans de la partie orientale du massif d'Aïn Temouchent.....	21
A. Le volcan de Ben Ghana.....	21
B. Le volcan de Hamar S'nidig.....	23
C. Le volcan de Hamar El Mat Mar.....	24
D. Le volcan de Hamar Tizi.....	24
E. Le volcan de Djebel Dokma.....	24
F. Le volcan El Medjahri.....	25
G. Le volcan de Hamar Bracha.....	25
H. Le volcan de Douar Chafaâ.....	27
I. Le volcan Nécissa.....	27
J. Le volcan de Karmous En Sara.....	27

2) Les volcans de la partie occidentale du massif d'Aïn Temouchent.....	28
A. Le volcan de Dzioua.....	29
B. Le volcan de Koudiat Berbous.....	30
C. Le volcan de Koudiat Meharik.....	30
D. Le volcan de Argoub El Ham.....	31
E. Le centre éruptif de Hammar Makla.....	31
F. Le volcan de Djebel Guériane.....	31
G. Le volcan Chami.....	32
II.4. Etude volcanologique du secteur de Chentouf.....	32
A. Le volcan de Djebel Hamdia.....	32
B. Le volcan de Chentouf	33
C. Le centre d'émission de Labini	34
II.5. Conclusion	36

Chapitre III : Pétrographie

III.1. Introduction.....	40
III.2. Pétrographie des produits éruptifs d'Ain Temouchent.....	40
III.2.1. Le groupe T1.....	41
III.2.2. Le groupe T2	43
III.2.3. Le groupe T3	45
III.2.4. Le groupe T4.....	52
III.3. Pétrographie des produits éruptifs du secteur Chentouf	54
III.3.1. Le groupe C1	54
III.3.2. Le groupe C2	55
III.3.3. Le groupe C3	55
III.3.4. Conclusion	57

Chapitre IV : Dynamisme

IV.1. Introduction	61
IV.2. Classification des produits pyroclastiques	61
IV.3. Le dynamisme du massif volcanique d'Ain Temouchent	63
IV.3.1. Le premier épisode phréatomagmatique	63
IV.3.2. L'épisode strombolien inférieure	63
IV.4. Le dynamisme du volcanisme du secteur de Chentouf	63
IV.4.1. Le premier épisode volcanique strombolien	64
IV.4.2. Deuxième épisode phréatomagmatique	65

IV.4.3. L'épisode strombolien supérieur	67
IV.5. Synthèse dynamique	68
Chapitre V : influence de phréatomagmatique et environnement	
V.1. Introduction	72
V.2. Les effets de l'éruption phréatomagmatique sur l'agriculture.....	73
V.3. Formation de barrage d'eau naturel et de lac sous influence phréatomagmatique.....	76
V.4. Ingénierie et applications industrielles de Tuf	77
V.4.1. Utilisation de Tuf comme matériau de construction.....	77
V.4.2. Le rôle de Tuf dans Énergie géothermique.....	78
V.4.3. Systèmes géothermiques améliorés.....	78
V.4.4. Importance archéologique et paléontologique de Tuf.....	79
V.5. Sites de tuf célèbres et leur importance historique.....	79
V.6. Conclusion.....	80
Conclusion générale.....	83
Références bibliographiques.....	87
Annexe.....	90

Liste des figures

- Fig1** : les massifs volcaniques du littoral Oranais (in Mégartsi ,1985)
- Fig2** : Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).
- Fig3** : le schéma géologique du massif d'Ain Temouchent (tabliona,1997)
- Fig4** : carte géologique de secteur chentouf
- Fig5** : coupe schématique levée le bord sud-est du cratère de Ben Ghana (kheroua,1991)
- Fig6** : coupe du flanc et du volcan de djebel Dokma (in kheroua,1991)
- Fig7** : coupe de la partie du volcan de Hammar El Brarcha (in kheroua,1991)
- Fig8** : coupe géologique du volcan de sidi ben Adda (in tabliona1997)
- Fig9** : coupe géologique du volcan de djebel Dzioua
- Fig10** : Coupe du volcan de Djebel Hamdia.
- Fig11** : Coupe de l'anneau de tuf de Douar Chentouf
- Fig12** : Coupe du cône de tufs de Labini.
- Fig13** : cartographie des produits éruptifs des volcans Chentouf et Labini
- Fig14** : Coupe longitudinale de l'anneau et le cône de tufs du Chent
- Fig15** : log stratigraphique de massif volcanique d'Ain Temouchent
- Fig16** : Log stratigraphique de la formation pyroclastique du massif d'Ain Temouchent.
- Fig17** : Coulée inférieure du groupe T2
- Fig18** : Coulée supérieure du groupe T2
- Fig19** : Tuf a lapilli a éléments grossiers d'Ain Temouchent
- Fig20** : Tuf a lapilli a élément moyen d'Ain Temouchent
- Fig21** : Tuf a lapilli a éléments fins d'Ain Temouchent
- Fig22** : Tuffite du volcan de Ben Ghana
- Fig23** : tuf a lapilli Élément fin de volcan de Ben Ghana
- Fig24** : cinérite d'Ain Temouchent
- Fig25** : cinérite du volcan d'Ain Temouchent
- Fig26** : coulée basaltique de ben Ghana
- Fig27** : Coulée supérieure du groupe T4
- Fig28** : coulée sommitale à texture aphyrique
- Fig29** : Coupe simplifiée des produits éruptifs C1 et C2
- Fig30** : Coupe simplifiée des produits éruptifs C3
- Fig31** : Coulée sommitale du groupe C3

Fig32 : Déroulement des éruptions Phréato-magmatiques des massifs éruptifs d'Ain Temouchent et de Chentouf.

Listes des tableaux

- Tab 1** : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif d'Ain Temouchent et celui de Chentouf
- Tab 2** : Montrant les structures volcaniques du massif d'Ain temouchent et de Chentouf
- Tab 3** : distribution des éléments grossiers composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 4** : Eléments des tufs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 5** : distribution des éléments moyens composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 6** : Eléments moyens des tufs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 7** : distribution des éléments fins composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 8** : Eléments fins des tufs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent
- Tab 9** : Position stratigraphique des produits éruptifs des massifs Chentouf et Ain Temouchent (Bendoukha, Razem, Ridel 2024)
- Tab10** : Classification des roches composées de fragments volcaniques (D'après Fischer, 1961.)
- Tab11** : Classification granulométrique d'après Milesi (1976)
- Tab12** : Dynamisme et âges radiométriques du volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Ain Temouchent (données de Bellon et Guardia, 1980 ; Abbad, 1993 ; Louni, 1995 et Coulon et al, 2002) et de secteur de Chentouf (Bendoukha,2008).
- Tab13** : Position stratigraphique des produits éruptifs des massifs Chentouf et Ain Temouchent
- Tab14** : Influence du phréatomagmatisme sur l'environnement

Chapitre I

Généralité

I.1. Introduction :

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 ; Tabeliouna, 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 : de calco-alcalin au Miocène, il devient alcalin au Plio-Quaternaire. Cette évolution, apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale, est attribuée :

- Soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque Afrique, 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 des deux précédentes (Zerka, 2004).

Les manifestations éruptives de l'Oranie nord occidentale, ont permis l'édification d'importants massifs volcaniques répartis d'Ouest en Est :

- Les épanchements volcaniques du flanc sud du Djebel Fillaoucène.
- Le massif éruptif de Souhalia.
- Le massif volcanique de la Basse Tafna.
- Le massif éruptif d'Ain Temouchent.

Notre étude portera sur le gisement volcanique de la région de Ain Temouchent qui fait partie du massif volcanique orientale d'Ain Temouchent.

I.2. Situation géographique du massif volcanique d'Ain Temouchent :

Le massif volcanique d'Ain Temouchent est situé à environ 70 Km au sud –ouest d'Oran, (**Fig1**). Il est limité à l'Est par la plaine d'effondrement de la sebkha d'Oran, au sud par la chaîne des Tessala et à l'Ouest par l'extrémité orientale du massif des Sebàa Chioukh.

Ce massif est séparé à l'ouest du massif volcanique de la Basse Tafna par les pointements secondaires de la zone minière de sidi Safi.

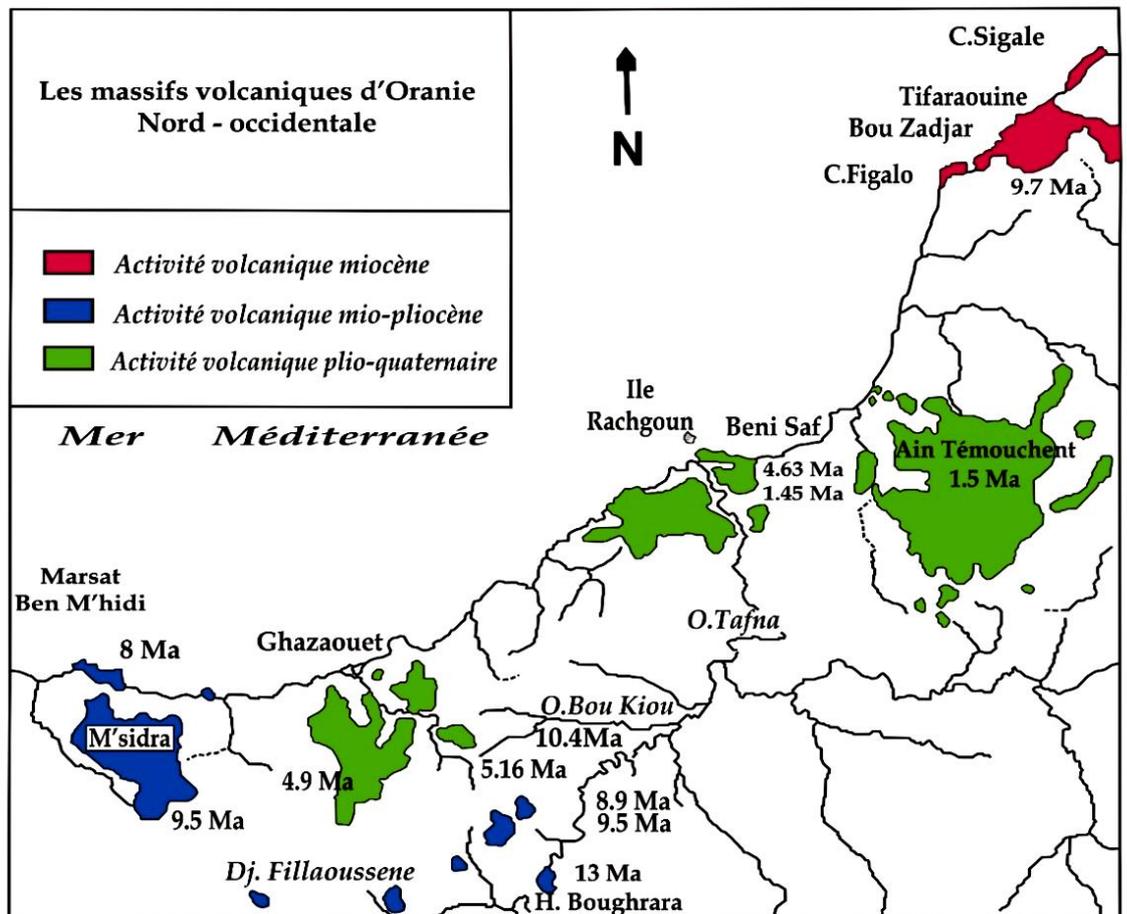


Fig. 1 : Les massifs volcaniques du littoral Oranais (in Mégartsi, 1985)

I.3. Cadre géologique et structural :

Le massif volcanique d'Ain Temouchent se situe dans la zone tellienne du domaine externe de la chaîne alpine (**Fig2**), Il est limité au sud-ouest par les monts de Sebâa Chioukh, la partie sud Est de ce massif est limitée par les monts de Tessala.

Cette zone comprend plusieurs ensembles autochtones et allochtones.

Les produits éruptifs du massif volcanique d'Ain Temouchent d'âge Plio-Quaternaire, (Bellon et Guardia, 1980) reposent sur un substratum d'âge méso-cénozoïque subdivisé en quatre ensembles (Guardia, 1975)

1) L'autochtone :

C'est généralement des calcaires associés à des pélites, Il affleure au Nord et à l'Est d'Ain Temouchent à Hammar et touaizah (d'âge Callovo-oxfordien), à douar chentouf (d'âge Kimméridgien).

2) L'allochtone métamorphique à affinité rifaine :

Il est représenté par trois unités dont les affleurements sont localisés dans la figure2.

- A. **L'unité de l'haouariya** : formé essentiellement par des schistes sombres et de flysch schisto-gréseux, d'âge paléozoïque.
- B. **L'unité de Djebel Skouna** : présente des terrains d'âge Mésozoïque constituée par des calcaires, des schistes et des quartzites.
- C. **L'unité des massifs d'El Maleh** : affleure à Djebel Sidi Kacem, Djebel Mendjel et Djebel Aicha Touila, c'est des nappes de calcaires d'âge Liasique.

3) L'allochtone non métamorphique de type tellien :

Présente dans la région trois unités :

- A. **L'unité des Chouala** : elle est formée essentiellement par des marnes et des calcaires d'âge crétacé. Elle affleure principalement aux environs de Ain Alem (Nord de Sebàa Chioukh) et aux alentours d'Arlal (**fig2**).
- B. **L'unité Sénonienne** : elle est constituée par des marnes et des calcaires d'âge Maestrichtien-paléocène. Elle affleure dans les régions des Sebàa Chioukh, de Béni Saf et au Nord de Feid El Ateuch.
- C. **L'unité oligo- miocène** : formée par des calcaires glauconieux sableux et degrés à ciment calcaire d'âge Oligo-Aquitainien, elle affleure principalement dans les environs d'Arlal.

Entre ces différentes unités affleurent des formations gypseuses d'âge triasique.

L'autochtone et l'allochtone sont recouvert indifféremment par les formations du Miocène, (Subdivisé en Miocène synchro- nappes et miocène post nappes) et du pliocène (marin et continentale).

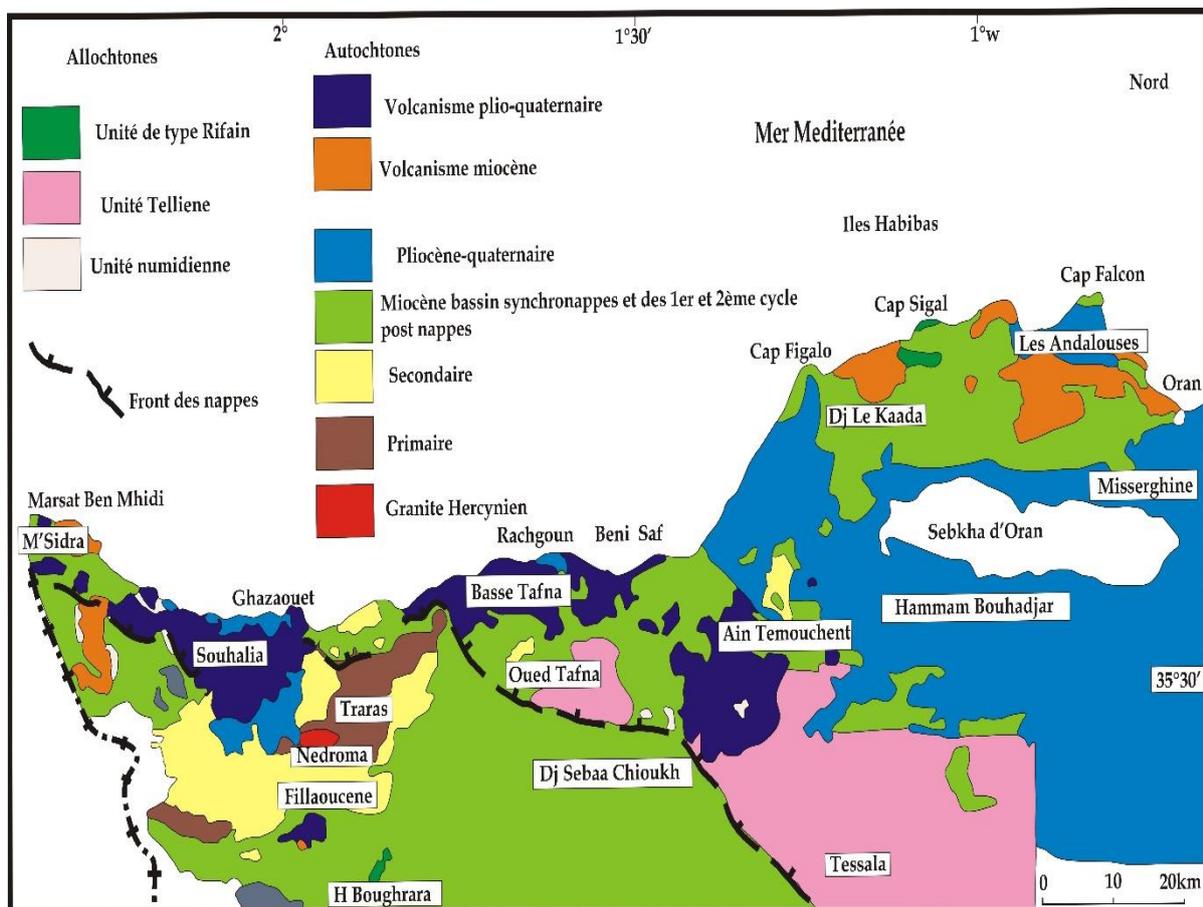


Fig. 2 : Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).

I.4. Historique des recherches :

Velain (1874) donne une très courte description pétrographique du matériel éruptif. Il aborde la nature des roches volcaniques des îles Habibas et signale entre autres une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun.

Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ». Il fut le premier à qualifier les produits effusifs d'Ain-Temouchent 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 sanidine 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 Temouchent 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 autre, 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 Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al (1984) de caractériser la position stratigraphique et l'âge de mise en place du volcanisme oranais.

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 Miocène (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'Ain-Temouchent).

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 les caractères pétrographiques et minéralogiques, ainsi que la géochimie des basaltes émis par ce massif.

Louni-Hacini et al (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (40K-40Ar) 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).

Louni-Hacini (2002), étudie la transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie nord occidentale.

Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) suggèrent que la transition du volcanisme néogène de calco-alcalin à alcalin en Oranie, est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture du lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-oranais jusqu'à une profondeur de 400Km.

Zerka (2004) précise les caractères pétrographiques et géochimiques des enclaves ultramafiques remontées par les basaltes Plio-quaternaire et participa à a l'explication de la structure du manteau supérieur à l'aplomb de la région d'Ain Temouchent.

I.5. But du travail :

Les principaux objectifs de notre travail consistent à :

- Mettre en évidence les centres d'émissions ainsi que la description de leur morphologie.
- Déterminer les caractères pétrographiques des coulées basaltiques.
- Etudier le dynamisme de la région de Ain temouchent et Chentouf.
- De mettre en évidence l'influence des dépôts phréatomagmatique sur l'environnement
- De préciser l'apport du phréatomagmatisme sur l'économie
- Situer le volcanisme de Ain Temouchent et Chentouf dans le cadre géodynamique globale.

Chapitre II

Volcanologie

II.1. Introduction :

Notre étude volcanologique consiste à étudier le massif éruptif de Ain temouchent et celui de Chentouf qui sont plus ou moins éloignés l'un de l'autre. Ils trouvent leur position dans le tell oranais.

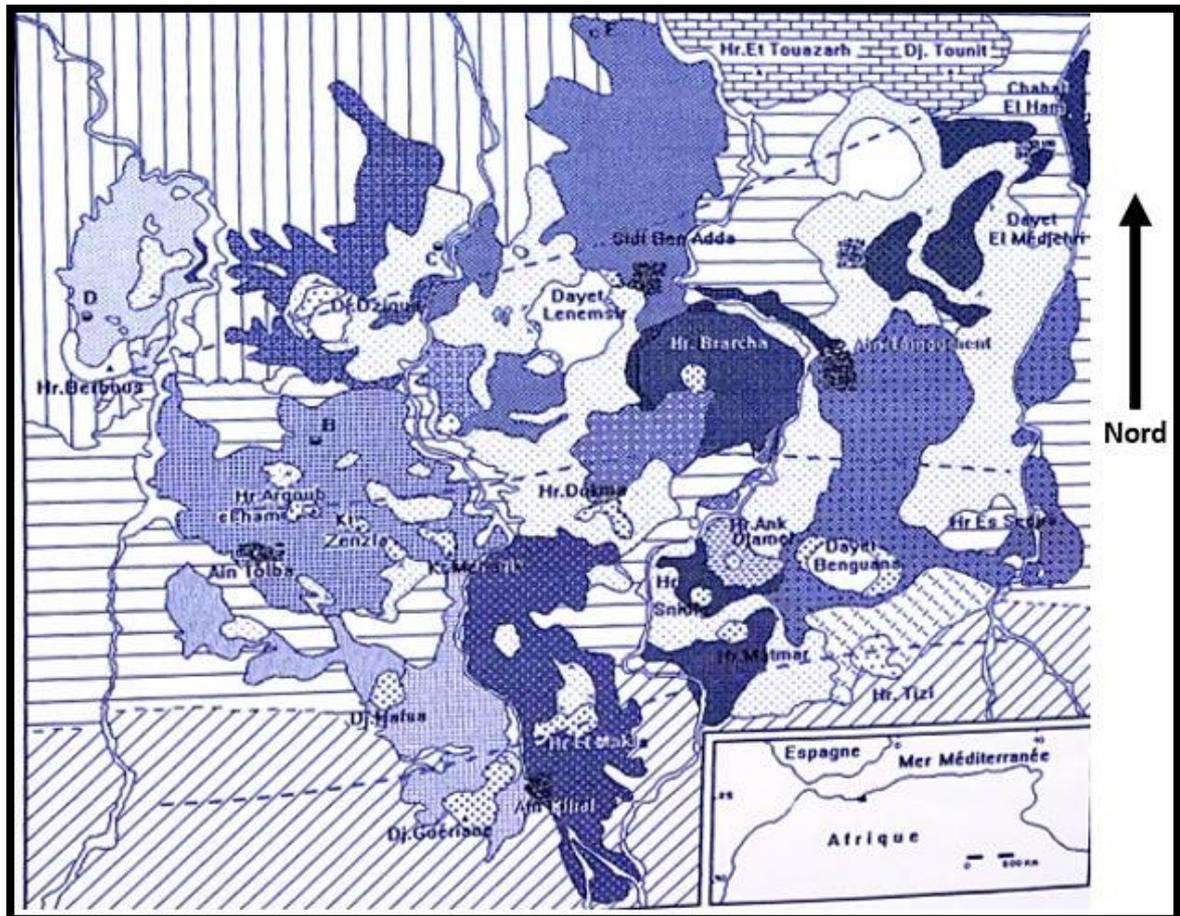


Fig3 : le schéma géologique du massif d'Ain Temouchent (tabliona,1997)

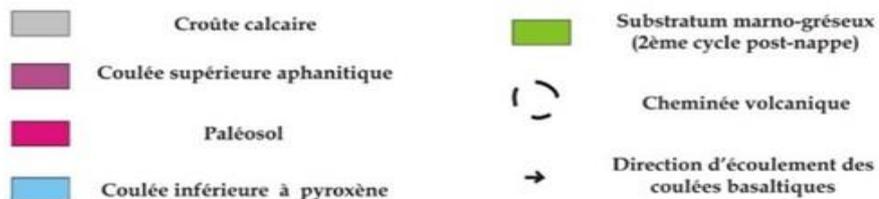
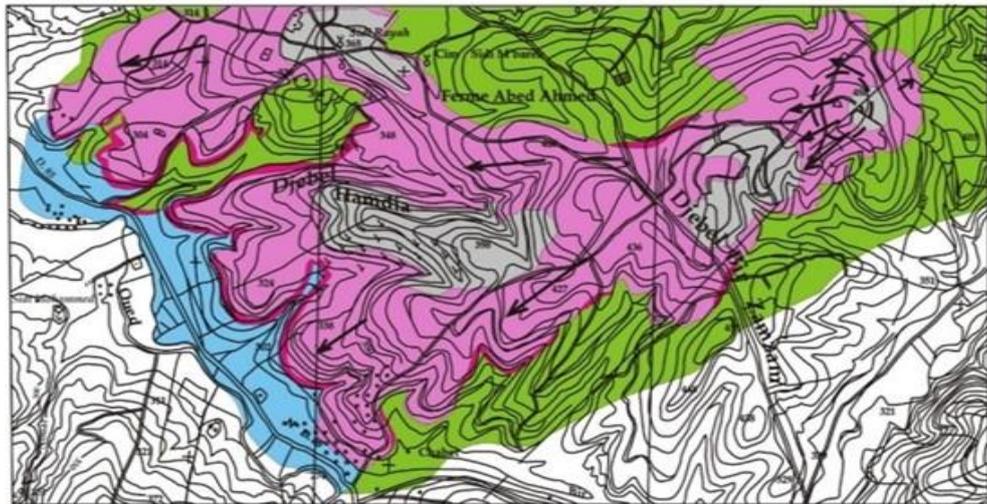


Fig4 : carte géologique de secteur chentouf (Si Chaib,2009)

Les manifestations volcaniques plio-quaternaires du massif d'Aïn Temouchent et de Chentouf ont donné lieu à une importante quantité de laves basaltiques et de dépôts pyroclastiques qui recouvrent plus de 300Km².

Ces émissions ont atteint les alentours de Chaâbet El-Ham et la plage de Oued El Halouf au Nord, le Douar Chentouf à l'Est, Aïn Tolba et Aïn Kihal au Sud et les environs de Sidi Safi à l'Ouest.

- Le massif volcanique d'Aïn Temouchent est situé à environ 70 Km au sud –ouest d'Oran. Il est limité à l'Est par la plaine d'effondrement de la sebkha d'Oran, au sud par la chaîne des Tessala et à l'Ouest par l'extrémité orientale du massif des Sebàa Chioukh.

Ce massif est séparé à l'ouest du massif volcanique de la Basse Tafna par les pointements secondaires de la zone minière de sidi Safi.

- Le massif de Chentouf est situé à quelque kilomètre au sud-est de massif d'Ain temouchent. Il forme la continuité orientale du massif éruptif d'Ain Temouchent et comporte trois centres éruptifs. D'altitude moyenne atteignant 488m à Djebel Hamdia (Hassasna). Ils sont plus ou moins éloignés les uns des autres et montrent une forme d'anneau, de cône de tuf ou de dôme.



Photo 1 : morphologie des volcans des massif volcanique d'Ain Temouchent

II.2. Datation du volcanisme alcalin d'Ain Temouchent :

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

Les âges calculés (**-0,82 à - 1,28 Ma**) (Louni et al. 1995) révèlent une période d'activité très restreinte et très récente. Les éruptions plus précoces de nature phréatomagmatique et responsables de l'édification d'importants anneaux et de cônes 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 (Bendoukha ,2009) Par ailleurs, à certains endroits du secteur d'Aïn Temouchent, les anneaux de tufs recouvrent des formations lacustres qui renferment des fossiles de vertébrés probablement de type Hipparion, (Tabeliouna comm.ora), et qui indiqueraient un âge Quaternaire.

II.3. Etude volcanologique du massif d'Aïn Temouchent :

3) Les volcans de la partie orientale du massif d'Aïn Temouchent :

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

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

A. Le volcan de Ben Ghana :

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



Photo 2 : forme de daya du volcan de Ben Ghana

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

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

- Une formation volcano-sédimentaire de couleur jaune-verdâtre d'environ 20 m d'épaisseur ravine la formation sous-jacente. Elle est constituée par une alternance rythmique de tuf à lapillis à éléments grossiers à la base, moyens et fins au sommet, ainsi que des niveaux de cinérite de 5 à 10 cm d'épaisseur chacun, de tuffites et de fins niveaux cendre volcanique. Les éléments constituant les tufs à

lapillis sont formés essentiellement de fragments de scories noires de calcaire, de minéraux ferromagnésiens et des fragments de lave basaltique d'environ 2 à 15 cm de diamètre.



Photo 3 : formation volcano-sédimentaire de Ben Ghana

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 Ben Ghana, 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.

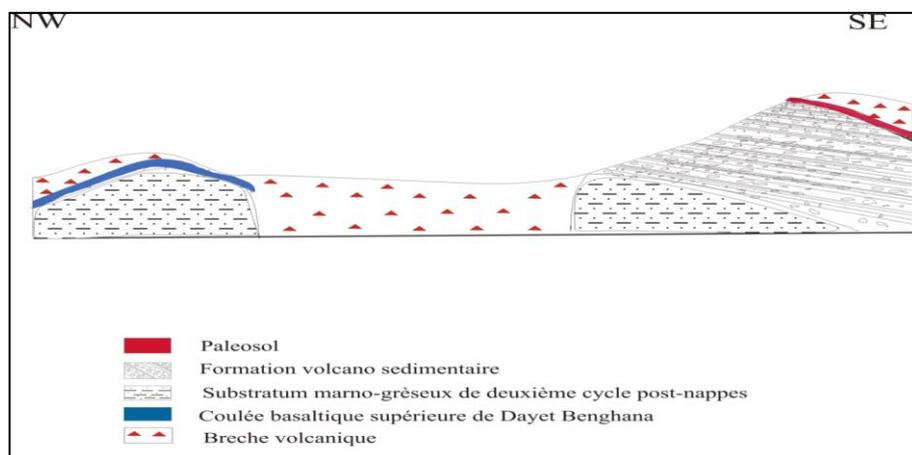


Fig5 : coupe schématique levée le bord sud-est du cratère de Ben Ghana (kheroua,1991)

B. Le volcan de Hamar S'nidig (446 m) :

Le centre éruptif de Hamar S'nidig, situé à 800 m au Sud Est du volcan de Djebel Dokma, présente une forme de dôme aplati. Son sommet est marqué par une accumulation de produits scoriacés. La brèche qui constitue le haut de cet appareil est constituée de brèche scoriacée de couleur brun-rouille. Elle affleure dans la partie Nord-Ouest de ce centre.

Ce dernier a émis une quantité importante de dépôts pyroclastiques ainsi qu'une coulée basaltique qui s'est épanchée de façon centrifuge. Le flanc Nord-Ouest de ce centre montre de bas en haut :

- Une formation volcano-sédimentaire constituée par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers à la base, moyens et fins au sommet, de tuffite, de cinérite et de cendre volcanique. Les éléments constituant les tufs sont représentés par des fragments de lave basaltique, de scorie noire, de produits terrigènes. Les bancs de tufs à lapillis ont chacun une épaisseur de 10 à 15 cm. Ils montrent un litage fin et régulier ainsi qu'un granoclassement positif.
- Un paléosol d'un mètre d'épaisseur, formé par un horizon rougeâtre.
- Une coulée basaltique de couleur gris-bleu et aphanitique, est intercalée entre deux niveaux béchiques de couleur brun-rougeâtre.

C. Le volcan de Hamar El Mat Mar (453 m) :

Le volcan de Hamar El Mat Mar est situé à environ 1 Km de Hamar S'nidig. Il montre une forme de dôme dont le sommet est occupé par des scories brunes et de brèches scoriacées.

Les coulées basaltiques émises par ce centre d'émission est de couleur gris-noire et massive. Elle se débite par endroit en "pelure d'oignon" et montre à l'œil nu des cristaux de pyroxène de taille millimétrique. La coulée est affectée de fractures qui sont le plus souvent remplies de calcite

D. Le volcan de Hamar Tizi (507 m) :

L'appareil volcanique de Hamar Tizi situé à environ 6 Km au Sud de la ville d'Aïn Temouchent, a une forme conique. Ses flancs ont une pente d'environ 45°. Le haut du cône est occupé par des scories brunes de taille centimétrique ainsi que des brèches scoriacées de couleur brunâtre. Ce centre a rejeté 2 coulées basaltiques. Celle de base, s'est épanchée vers le Nord jusqu'aux environs Hamar Brarcha. La roche montre une couleur gris-noir à la patine et gris-clair à la cassure. Elle présente une structure en boules débitées en "pelure d'oignon" et renferme de nombreux cristaux d'olivine iddingsitisée de 2 à 5 mm de diamètre. La lave est vésiculée par endroit et les vésicules sont souvent remplies de calcites.

La coulée supérieure, de couleur gris-clair est massive, et représente par endroit une structure en plaquette et ne montre aucun cristal qui soit visible à l'œil nu. Au niveau de Chaâbet Aïn Zekta, la coulée inférieure repose par l'intermédiaire d'un paléosol et de brèche scoriacée sur un niveau de tuf pyroclastique de couleur jaune verdâtre

E. Le volcan de Djebel Dokma:

Le centre d'émission de Djebel Dokma est situé à environ 5 Km à l'ouest de Ben Ghana. Malgré l'érosion intense qui l'a affecté, cet appareil garde encore une forme de dôme dont le cœur de la structure est occupé par une accumulation de produits scoriacés de couleur brun rouille.

Il a émis deux coulées basaltiques qui se sont épanchées vers le nord-est et le nord-ouest.

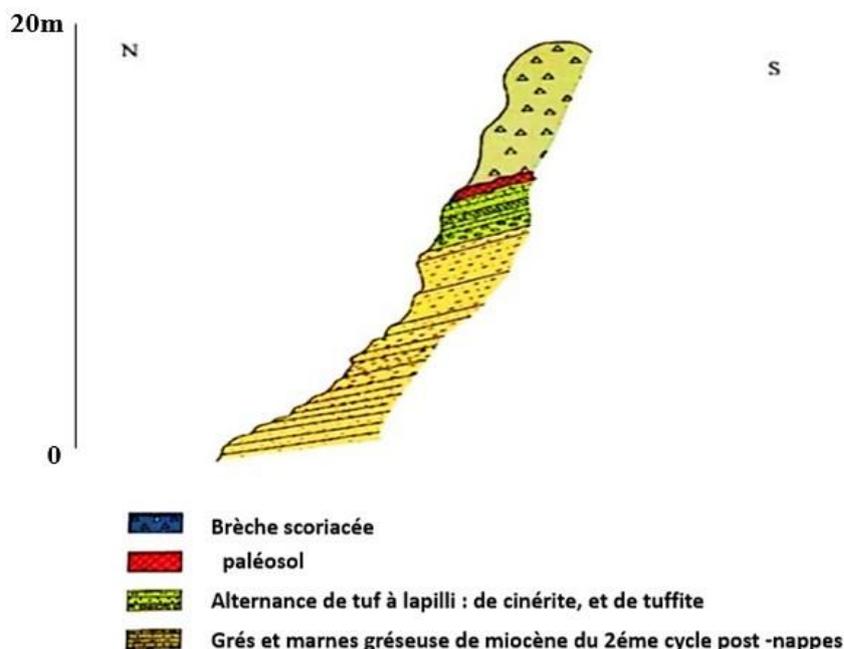


Fig6 : coupe du flanc et du volcan de djebel Dokma (in kheroua,1991)

F. Le volcan El Medjahri:

Le centre d'émission, situé à 8 Km au nord-est d'Aïn Temouchent présente une dépression d'environ 600 m de diamètre. La brèche scoriacée n'affleure que le flanc nord-ouest de cet appareil Il a donné naissance à 2 coulées basaltiques. L'une s'est épanchée vers le nord-ouest, l'autre vers le nord pour atteindre les environs de Chaâbet Leham. Elle est retrouvée également vers l'Est.

La coulée inférieure, présente des orgues verticaux de 3 à 4 m de haut et referme des cristaux de pyroxène et d'olivine altérée et quelques plagioclases. La lave montre par endroit des enclaves de roches sédimentaires formées de calcaire et de grées de taille variante entre 3 et 8 cm de diamètre.

La coulée supérieure, montre une couleur gris-noire, une structure en plaquettes. Elle est aphanitique et est affectée de filaments de calcite. Un paléosol de couleur rougeâtre, d'environ 50 cm d'épaisseur sépare les 2 coulées. La superposition de ces 2 laves est nettement visible de part et d'autre de la voie ferrée

G. Le volcan de Hamar Bracha (340m) :

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

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



Photo 4 : volcan de Hamar Bracha

La lave s'est épanchée vers le Nord et le Nord-est en direction de la ville d'Aïn Temouchent. Elle atteint au Sud-Est la rive gauche d'Oued Senane. La roche renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine de taille comprise entre 0,2 et 1 cm de long. A l'Est du volcan Hamar Bracha, le long de la route nationale N35, la coulée est entièrement recouverte par une formation volcano-sédimentaire de couleur jaunâtre.

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

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

Vers le Nord, ces roches se mêlent à celles émises par le volcan de Sid Ben Adda.

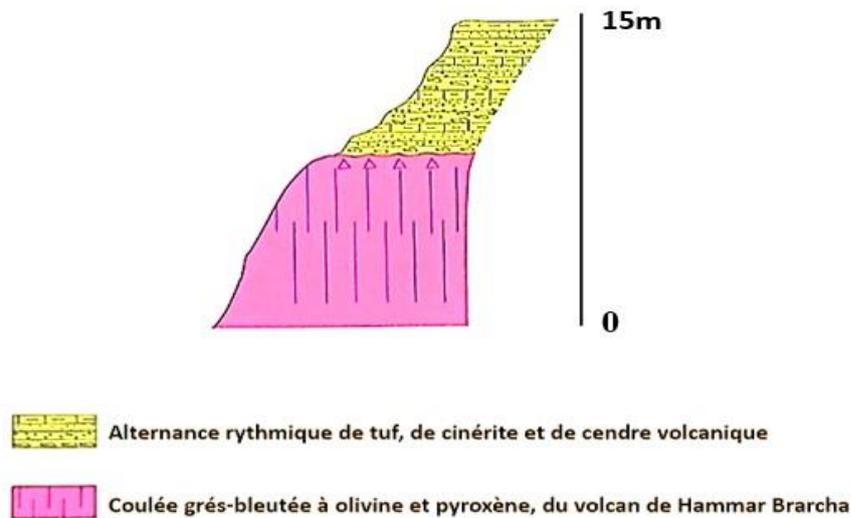


Fig7 : coupe de la partie du volcan de Hammar El Brarcha (in kheroua,1991)

H. Le volcan de Douar Chafaâ :

Le centre d'émission de Douar Chafaâ, est un petit appareil qui est situé à environ 3 Km au Nord du volcan Hamar Bracha. Il présente la structure d'un cône ayant subi une très intense érosion. Sa partie sommitale est marquée par la présence de brèche scoriacée de couleur brun rougeâtre. Les 2 coulées émises par ce centre se débitent en plaquettes et montrent une couleur gris-noir à la patine.

La coulée inférieure est riche en phénocristaux d'olivine altérée et de pyroxène tandis que la supérieure est totalement aphanitique et ne montre aucun minéral visible à l'œil nu. Ces laves se sont épanchées vers le Nord et le Nord-Est et reposent sur un substratum calcaire du Miocène supérieur Moissette (1988).

Î. Le volcan Nécissa (168 m) :

Le centre d'émission Nécissa, situé au Nord-Ouest de Chaâbet Leham, présente une forme de cuvette circulaire d'environ 2 Km de diamètre. Le cœur de la structure est marqué par la présence de fragments de coulée basaltique de scories brunes de taille centimétrique.

La coulée émise par ce centre s'est épanchée vers le Nord et vers l'Est est présente une structure en boules débitées en "pelure d'oignon" de 1 à 2 mètres de diamètre. La roche renferme de nombreux phénocristaux d'olivine de 0,5 à 2 cm de diamètre

J. Le volcan de Karmous En Sara (364 et 386 m) :

L'appareil volcanique de Hamar Karmous En Sara est situé à environ 3 Km au Sud-Sud-Ouest d'Aïn Temouchent. Il est constitué de 2 cônes emboîtés et assez érodés atteignant respectivement 364 et 386 m. le haut de centre est constitué de brèche scoriacée de couleur

brune. Cet appareil a émis une seule coulée basaltique de couleur gris-noire que nous retrouvons au Nord et Nord-Est de celle-ci. Elle occupe le fond de Chaâbet Temouchent.

La lave aphanitique et prismée par endroit est affectée de quelques filonets de calcite. Les orgues font 30 à 40 cm de côté et de 2 m de haut. Dans l'oued Sidi Boudaya, la coulée repose sur un paléosol rougeâtre de 1 m d'épaisseur de Hamar Ank Djamel. Cette dernière renferme des cristaux d'olivine et de pyroxène.

2. Les volcans de la partie occidentale du massif d'Aïn Temouchent :

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

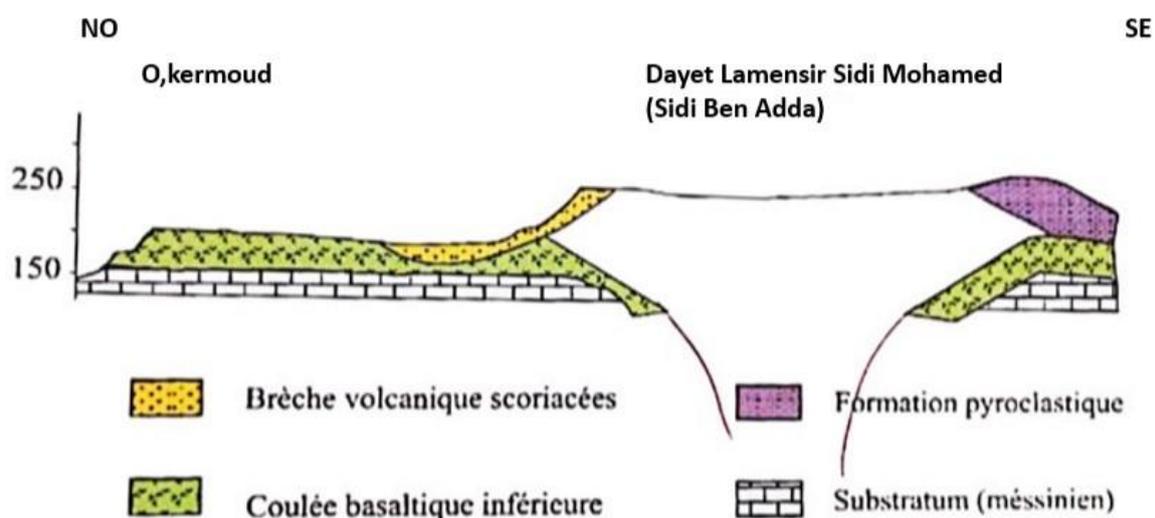


Fig8 : coupe géologique du volcan de sidi ben Adda (in tabliona1997)

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

Ces dépôts volcano-sédimentaires surmontent les 2 laves situées à leur périphérie et qui se sont épanchées en grande quantité vers le nord en formant un grand plateau basaltique. Elles suivent l'ancien cours d'oued El Hallouf et arrivent jusqu'à la mer.

A. 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 Temouchent.



Photo 5 : Enceinte circulaire (anneau de tuf) du volcan du Dzioua

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 accréionnaires.

Ces dépôts renferment des balles de boues de 5 à 10 cm de diamètre. Les bancs de tufs à lapillis sont formés par plusieurs séquences élémentaires formées à la base par des tufs à éléments grossiers, moyens et fins au sommet. Ils sont représentés par des fragments de scorie noire, de fragments de lave basaltique et d'éléments terrigènes.

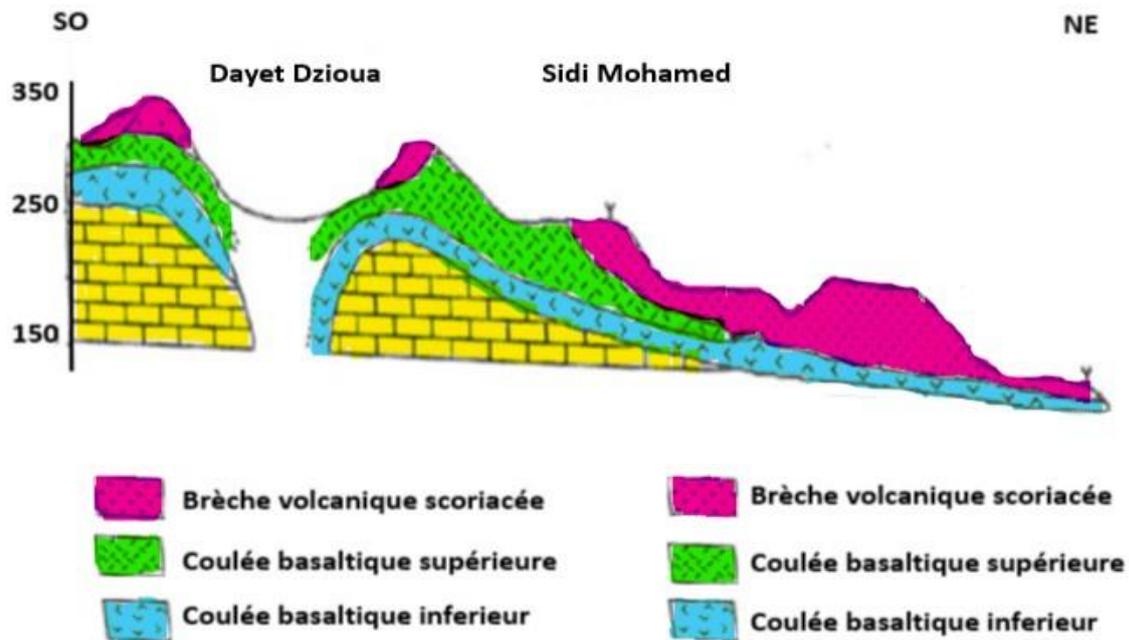


Fig9 : coupe géologique du volcan de djebel Dzioua (in tabliona1997)

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).

B. Le volcan de Koudiat Berbous (301 m) :

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

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

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

C. Le volcan de Koudiat Meharik (408m) :

Cet appareil volcanique est situé à environ 3 Km à l'Est de Djebel Argoub EL ham. Il est alors constitué d'un dôme dont le sommet est occupé par des scories et brèches scoriacées.

Les coulées rejetées par ce centre se sont épanchées vers le nord. Elles reposent sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes de couleur jaune-verdâtre.

Ces laves renferment des cristaux d'olivine altérée, de pyroxène et quelques nodules de péridotite.

D. Le volcan de Argoub El Ham (355m) :

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

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

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

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

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

E. Le centre éruptif de Hammar Makla :

Le centre éruptif de Hammar Makla, situé à moins d'un Kilomètre au Nord-Est du village d'Aïn Kihal présente la structure de dôme. Le haut de ce dernier est occupé par des produits scoriacés.

Les deux coulées basaltiques appartenant à ce centre se sont épanchées sur une grande distance et dessinent un véritable plateau basaltique. Les coulées sont altérées et se débitent en boules. Elles renferment des cristaux d'olivine iddingsitisée et de pyroxène.

Ces laves sont séparées l'une de l'autre par un mince niveau de paléosol formé par un seul horizon rougeâtre surmonté d'un niveau bréchique.

F. Le volcan de Djebel Guériane (584 m) :

Cet édifice est situé au Nord d'Aïn Kihal. Il présente la forme de dôme dont le haut est occupé par des brèches scoriacées de couleur brunâtre. Les produits volcaniques notamment les 2 coulées basaltiques reposent sur les formations marneuses (Guardia, 1975). Ces laves ont recouvert une grande superficie.

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

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

G. Le volcan Chami :

Cet appareil volcanique, situé au Nord de Aïn Kihal présente la forme de dôme surbaissé. Il est considéré comme étant un ancien centre d'émission dont les coulées se sont épanchées vers le Nord. A Aïn Tihadidine, les tufs pyroclastiques rejetés par ce centre renferment des enclaves de pyroxénite, d'amphibolite et nodule d'olivine et fragments de gneiss.

Les tufs pyroclastiques sont représentés par une alternance de niveaux de tufs à éléments moyens et fins ainsi que de petits lits de tuffites et cinérite de couleur brun-verdâtre.

II.4. Etude volcanologique du secteur de Chentouf :

A. Le volcan de Djebel Hamdia (488 m) :

Le centre éruptif de Djebel Hamdia est situé à moins de 3 Km au SE du village de Hassasna, il montre une forme de dôme bien visible dans le paysage, il est légèrement érodé et recouvert dans sa partie sommitale par une masse importante de croûte calcaire (quaternaire).

Le substratum affleurant aux alentours de cet appareil volcanique est formé essentiellement de formation marneuse de couleur verdâtre montrant des intercalations de bancs gréseux de taille centimétrique à décimétrique attribués au miocène du deuxième cycle post nappes (Guardia, 1975).

L'écoulement des laves s'est effectué généralement vers le SSW et ENE. Les produits basaltiques rejetés par le centre d'émission de Djebel Hamdia dessinent un véritable plateau basaltique.

Le flanc Sud-Ouest de cet appareil en bordure de route nationale N95 laisse apparaître une falaise ou affleure deux coulées basaltiques séparées par un paléosol à deux horizons d'environ 1 à 2 mètres d'épaisseur (**Fig.10**).

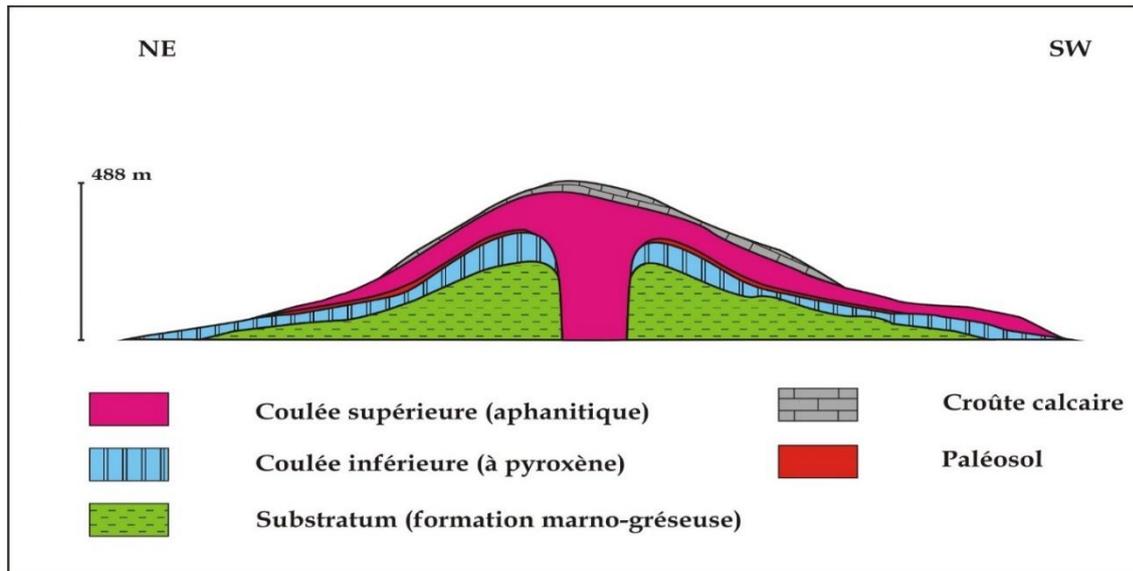


Fig10 : Coupe du volcan de Djebel Hamdia (Si Chaib,2009)

B. Le volcan de Chentouf :

Le volcan de Chentouf, situé à environ 10 Km à l'est de la ville d'Aïn Temouchent, montre la forme d'un anneau de tuf de 600 m de diamètre. Il a émis des produits pyroclastiques et des coulées qui se sont épanchés sur une grande superficie vers le nord-est et le nord-ouest.

Cet appareil en forme de cuvette, montre dans le paysage des flancs constitués de produits pyroclastiques avec des pentes d'environ de 35° et 40°.

Au niveau de la ferme Chahid Maatallah (**Fig.11**), une falaise entaillée dans les dépôts pyroclastiques constitués par une alternance de niveaux de tufs à lapillis à éléments grossiers moyens et fins, de tuffites (**photo annexe**) et de cinérites.

Au niveau de la route N95, ces produits pyroclastiques recouvrent sur une coulée basaltique renfermant des microcristaux d'olivine iddingsitisée et de clynopyroxène émise par ce même centre volcanique. (**Fig. 11**).

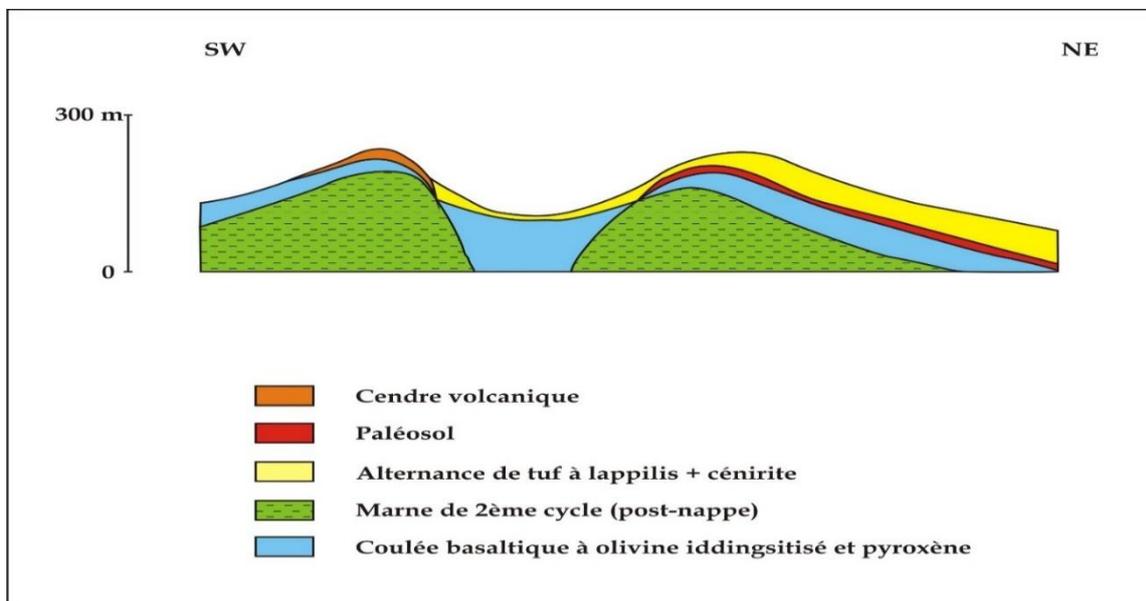


Fig11 : Coupe de l’anneau de tuf de Douar Chentouf (Si Chaib,2009)

C. Le centre d’émission de Labini :

Le volcan de Labini d’altitude 367m, situé à environ 1 Km au sud-ouest du volcan de Chentouf, montre la forme d’un cône de tuf (**Fig. 12**) d’environ 200 m de diamètre. Il a donné naissance à des produits pyroclastiques et des coulées qui se sont épanchés sur une grande superficie vers le nord.

Sur son flanc Est au niveau de l’oued, les produits pyroclastiques rejetés par cet appareil reposent sur ceux provenant de l’anneau de tuf de chentouf (**Fig. 12**).

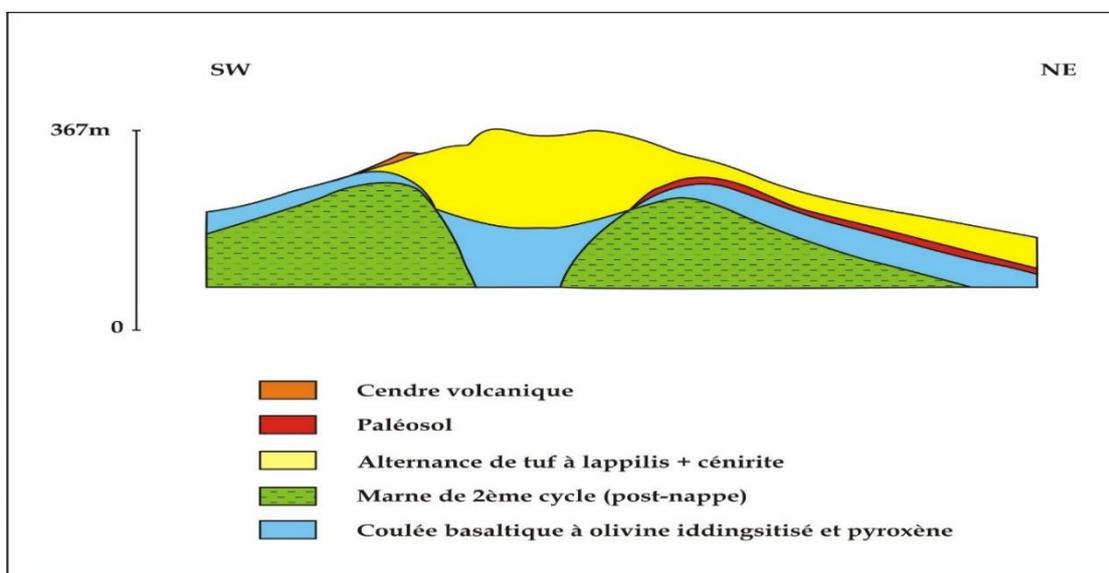


Fig. 12 : Coupe du cône de tufs de Labini (Si Chaib,2009)

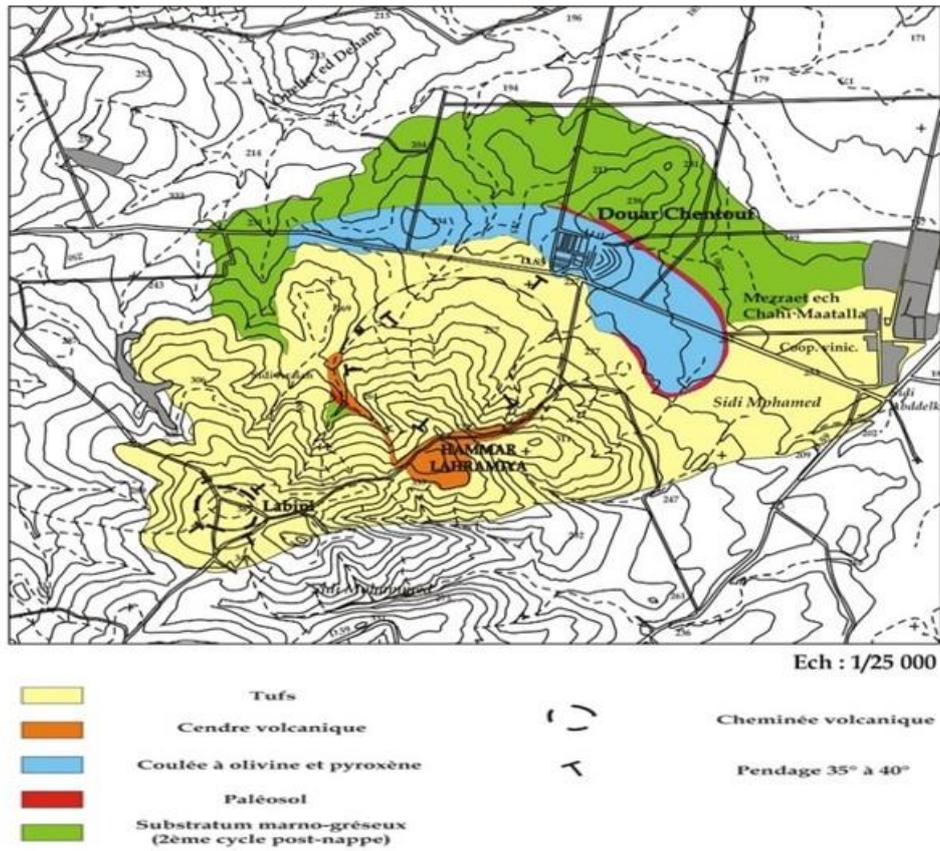


Fig13 : cartographie des produits éruptifs des volcans Chentouf et Labini (Si Chaib,2009)

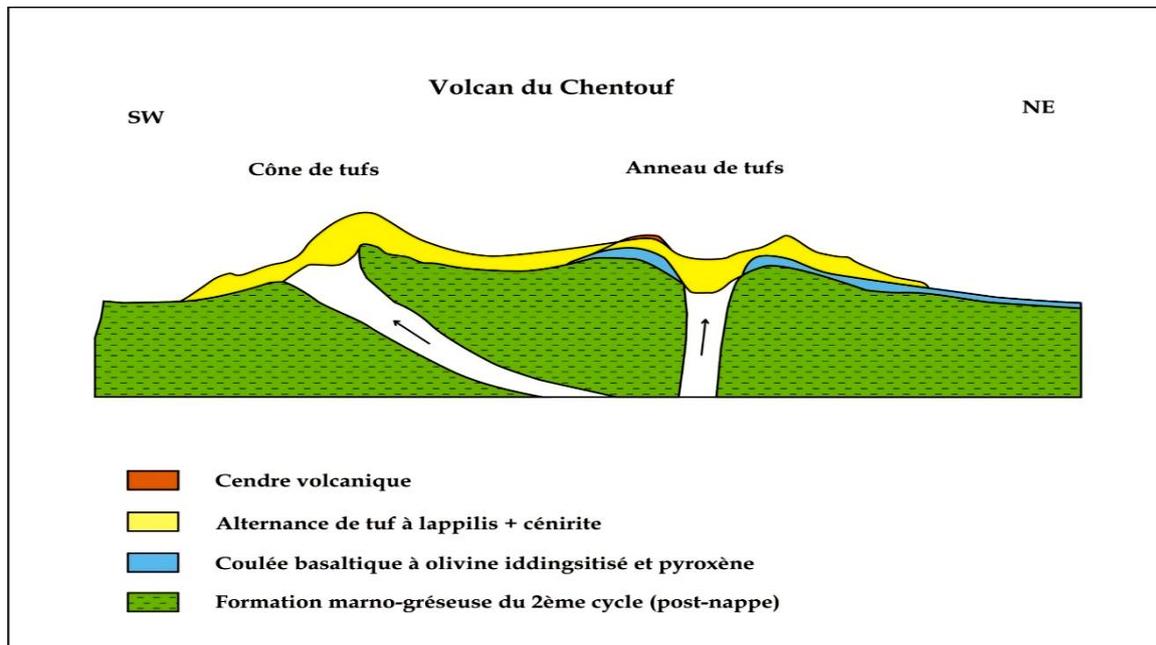


Fig. 14 : Coupe longitudinale de l'anneau et le cône de tufs du Chentouf(Si Chaib,2009)

II.5. Conclusion :

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

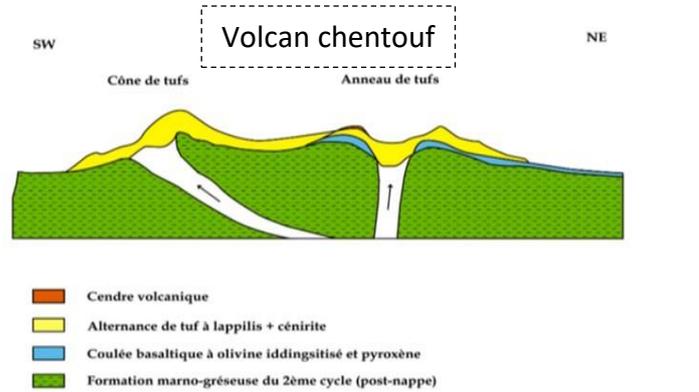
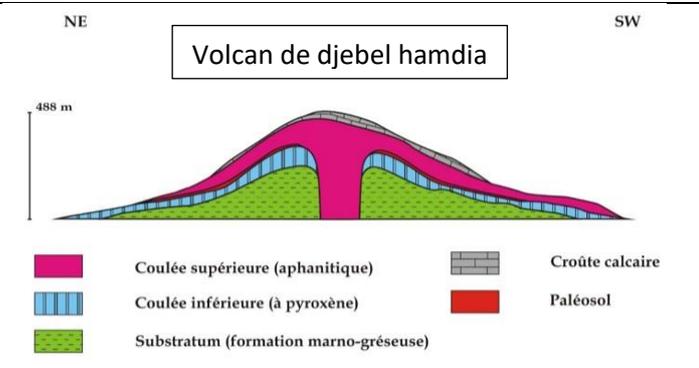
Ces dernières recouvrent d'importante superficie. Les centres d'émission ont rejeté 1 à 2 coulées basaltiques. Certaines comme celles de Sidi Ben Adda, se sont épanchées sur de grande distance vers le Nord dessine des plateaux basaltiques.

Les centres d'émission du massif éruptif d'Aïn Temouchent ont rejeté 1 à 2 coulées basaltiques (**Tableau 1**).

Le massif volcanique de chentouf est représenté par 3 centre éruptif qui engarder une forme de cône ou d'anneau de tuf.

Massif d'Ain temouchent		Massif de chentouf	
Les volcans	Nombre de coulée	Les volcans	Nombre de coulée
Ben Ghana	2et/ou3	Djebel Hamdia	2
Hamar S'nidig	1	Le volcan de Chentouf	1
Hamar El Mat Mar	1	Centre d'émission de Labini	1
Hamar Tizi	2		
Djebel Dokma.	2		
El Medjahri.	2		
Hamar Bracha	1		
Douar Chafaâ	2		
Nécissa	1		
Karmous En Sara	1		
Dzioua	1		
Koudiat Berbous	2		
Koudiat Meharik	1		
Argoub El Ham	2		
Hammar Makla	2		
Guériane	2		
Chami	2		
	2		

Tab 1 : Tableau récapitulatif des principaux résultats obtenus dans le massif d'Ain Temouchent et celui de Chentouf

		Exemple des volcans	Dimension des structures volcaniques	Produits emis
Massif volcanique	Ain temouchent	 <p style="text-align: center;">Volcan Dzioua</p>	600m	Formation volcano-sédimentaire
		 <p style="text-align: center;">Volcan ben Ghana</p>	800m	Formation volcano-sédimentaire
	Chentouf	 <p style="text-align: center;">Volcan chentouf</p> <ul style="list-style-type: none"> Cendre volcanique Alternance de tuf à lappillis + cénirite Coulée basaltique à olivine iddingsitise et pyroxène Formation marno-gréseuse du 2ème cycle (post-nappe) 	600m	Coulée basaltique et formation volcano sédimentaire
		 <p style="text-align: center;">Volcan de djebel hamdia</p> <ul style="list-style-type: none"> <li style="width: 50%;"> Coulée supérieure (aphanitique) <li style="width: 50%;"> Croûte calcaire <li style="width: 50%;"> Coulée inférieure (à pyroxène) <li style="width: 50%;"> Paléosol <li style="width: 50%;"> Substratum (formation marno-gréseuse) 	488m	Coulée basaltique et formation volcano sédimentaire

Tab2 : Montrant les structures volcaniques du massif d’Ain temouchent et de Chentouf

Chapitre III

Pétrographie

III.1. Introduction :

L'observation macroscopique et microscopique de l'ensemble des dépôts volcaniques d'Aïn Temouchent et de Chentouf permettent de les subdiviser en grands groupes de produits éruptifs notés T1-T2 - T3 et T4 pour le massif volcanique d'Aïn Temouchent et C1 C3.

La cartographie (Bendoukha 2008, Si Chaib et Sellaf 2009) et l'étude pétrographie des produits éruptifs permettent de reconnaître, pour chacun

Les volcans du secteur de Chentouf ont rejeté jusqu' à deux coulées basaltiques et des produits pyroclastiques. Qui se sont épanchées sur de faibles étendues.

Les différents groupes pétrographiques du massif d'Aïn Temouchent et de Chentouf se distinguent entre eux par la nature et les caractéristiques des produits émis.

Notre étude pétrographique se fera depuis les produits les plus anciens jusqu'aux plus récents.

III.2. Pétrographie des produits éruptifs d'Aïn Temouchent :

L'ensemble des produits volcaniques d'Aïn Temouchent représentés par T1 a T4

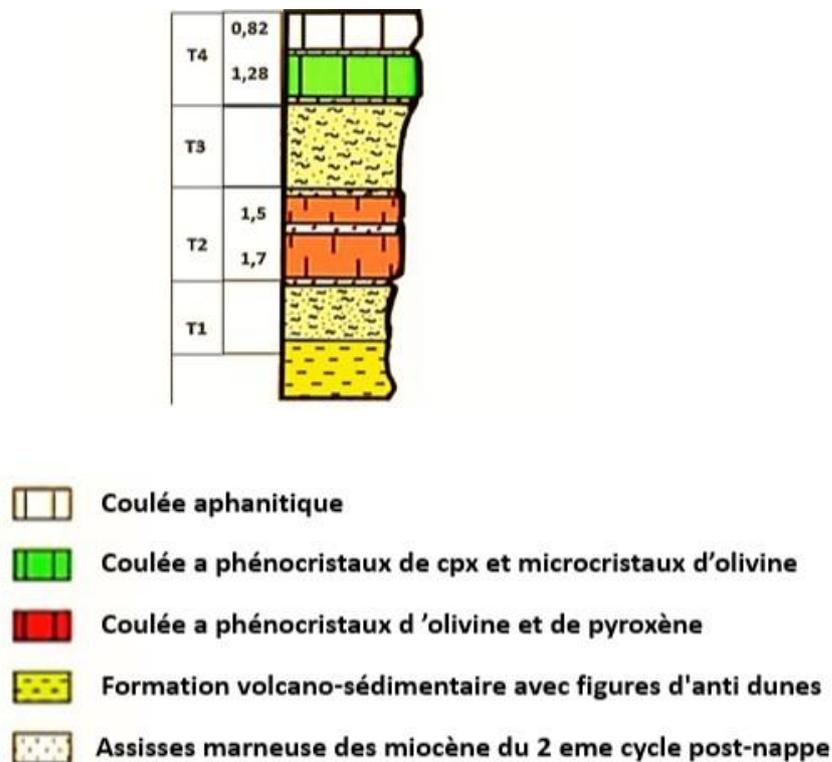


Fig15 : log stratigraphique de massif volcanique d'Aïn Temouchent

III.2.1. 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 variée.

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

La méga séquence 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 méga séquence 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 cinéritique 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 méga séquences 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.

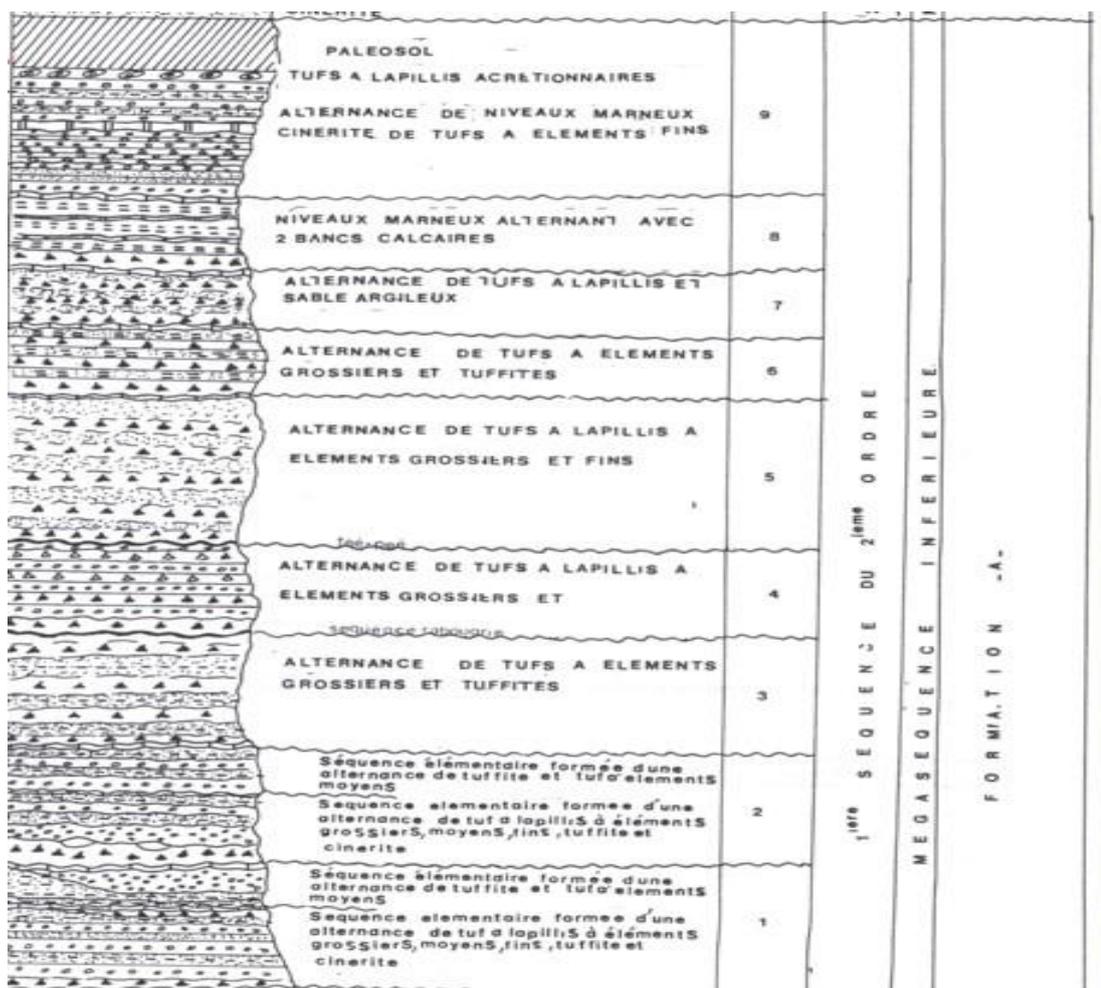


Fig16 : Log stratigraphique de la formation pyroclastique du massif d'Ain Temouchent (In Bendoukha,2008)

III.2.2. 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 Medjahri, de Douar Chafaâ, de Djebel Necissa, de Hammar Karmous en Sara, de Guérianne, de Djebel Dzioua, 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 filonets 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.

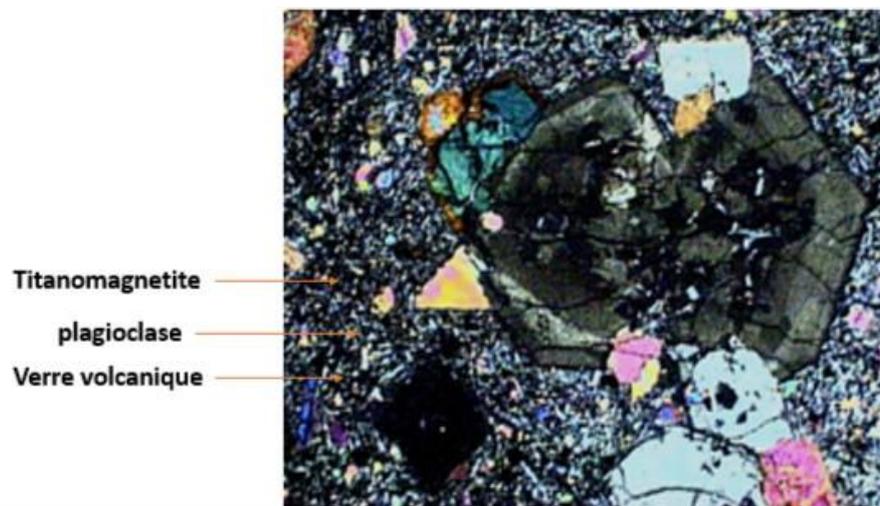


Fig. 17 : Coulée inférieure du groupe T2

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.

Plagioclase
Iddingsite
Néphéline
Titanomagnetite
Verre volcanique

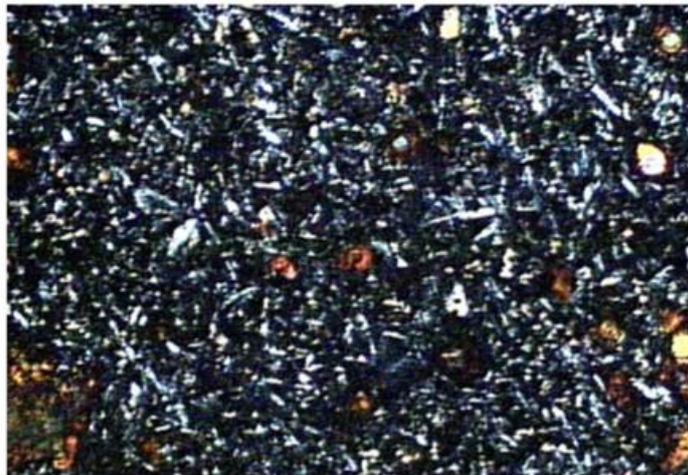


Fig18 : Coulée supérieure du groupe T2

III.2.3. Le groupe T3 :

Ce groupe pétrographique se caractérise uniquement par des dépôts pyroclastiques rejetés par les centres éruptifs de Djebel Dziuou, de Sidi Ben Adda, de Koudiat Berbous, de Ben Ghana, 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 Ben Ghana, révèle la présence d'une seule méga séquence comprenant 23 séquences du 1^{er} ordre. Chaque séquence est délimitée par :

- Un banc de cinérite ondulé.
- Une surface durcie.
- Une séquence rabougrie.
- Un paléosol.

A. Pétrographie des tufs à lapillis et des cinérites :

Afin de mieux comprendre le déroulement des éruptions volcaniques responsables de la mise en place des produits pyroclastiques dans le massif d'Ain Temouchent il nous a été indispensable d'observer ce produit à la loupe binoculaire et au microscope polarisant

1. Observation macroscopique des tufs à lapillis :

L'étude des tufs pyroclastiques est réalisée en 2 étapes : d'abord observation macroscopique puis microscopique.

L'observation des tufs nous a conduit à distinguer 3 groupes de tufs à lapillis

- Tuf a lapillis à éléments grossiers
- Tuf a lapillis à éléments moyens
- Tuf a lapillis à éléments fins

a. Etude macroscopique des éléments grossiers :

L'observation macroscopique des tufs à éléments grossiers révèle la présence d'une paragenèse minéralogique composée par des éléments volcaniques et non volcaniques arrachés au substratum du massif d'Ain Temouchent.

Ces tufs à lapillis à éléments grossiers moyens et fins dessinent sur le terrain un grano-classement positif.

La distribution de ces éléments est réalisée après un lavage dans des tamis de différentes mailles (250 Um - 100 Um et 80 Um) (**Tab3**).

-Les éléments de quartz sont anguleux ils atteignent 5-10% dans les mailles 250 Um. Leur pourcentage devient élevé dans la maille 100 Um. Enfin ils oscillent entre 20 et 25%. Dans la maille 80 um

-les ferromagnésiens (clin pyroxène et olivine) oscillent entre 15 et 20% dans les 250 et 100. Ils chutent jusqu' a 10-15% dans la maille 80 um.

- Les fragments de basaltes sont nombreux (40-45%) dans la maille 250.ils passent a 20-25% dans la maille 100 um puit chuter jusqu' a 10-15% dans la maile 80 um.

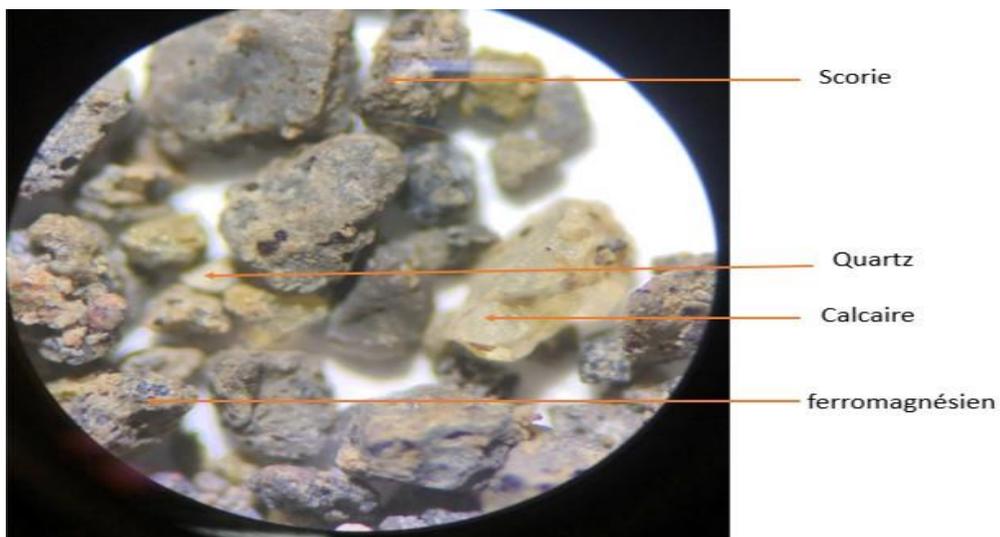


Fig19 : Tuf a lapilli a éléments grossiers d'Ain Temouchent

	250 um	100 um	80 um
Quartz	5-10 %	40-45%	20-25%
Ferro magnésiens	15-20%	15-20%	10-15%
Fragment de basaltes	40-45%	20-25%	15-20%
Scorie	5-10%	0-5%	0-5%
Calcaire	10-15%	25-30%	40-45%

Tab3 : distribution des éléments grossiers composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent

	Quartz	Ferro magnésiens	Fragments de basalte	Scorie	Calcaire
Photos					

Tab 4 : Eléments des tufs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent

b. Etude macroscopique des éléments moyens :

L'observation macroscopique des tufs à éléments grossiers révèle la présence d'une paragenèse minéralogique composée par des éléments volcaniques et non volcaniques arrachés au substratum du massif d'Ain Temouchent.

La distribution de ces éléments est réalisée après un lavage dans des tamis de différentes mailles (250 um - 100 um et 80 um) (**Tab5**).

Les éléments de quartz sont anguleux. Ils atteignent 0-5% dans les mailles 250 um. Leur pourcentage devient élevé dans la maille 100 um. Enfin ils oscillent entre 20 et 25%. Dans la maille 80 um

-les ferromagnésiens (clinopyroxène et olivine) oscillent entre 20 et 30% dans les mailles 250 et 100. Ils chutent jusqu' à 10-15% dans la maille 80 um.

- Les fragments de basaltes sont nombreux (40-45%) dans la maille 250.ils passent a 20-25% dans la maille 100 um poire chuter jusqu' a 10-15% dans la maile 80 um.

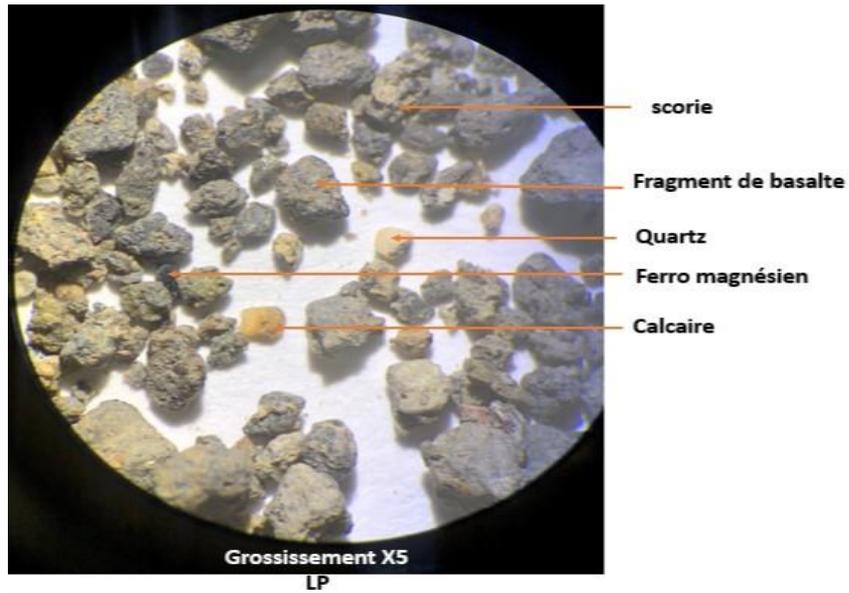


Fig20 : Tuf a lapilli a élément moyen d'Ain Temouchent

	250 um	100 um	80 um
Quartz	0-5%	15-20%	20-25%
Ferro magnésiens	25-30%	20-25%	5-10%
Fragment de basaltes	10-15%	30-35%	10-15%
Scorie	40-45%	5-10%	0-5%
Calcaire	5-10%	15-20%	40-45%

Tab 5 : distribution des éléments moyens composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent

	Quartz	Ferro magnésiens	Fragments de basalte	Scorie	Calcaire
Photos					

Tab 6 : Eléments moyens des tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent

c. Etudes macroscopiques des éléments fins :

La distribution de ces éléments est réalisée après un lavage dans des tamis de différentes mailles (250 um - 100 um et 80 um) (**Tab7**).

Les éléments de quartz sont anguleux. Ils atteignent 5-10% dans les mailles 250 um. Leur pourcentage devient élevé dans la maille 100 um. Enfin ils oscillent entre 20 et 25%. Dans la maille 80 um

-les ferromagnésiens (clinopyroxène et olivine) oscillent entre 15-25% dans les mailles 250 et 100. Reste tel qu'Il dans la maille 80 um.

- Les fragments de basaltes sont nombreux (25-30%) dans la maille 250. leur pourcentage devient élevé entre 30-35% dans la maille 100 um puit chuter jusqu' a 10-15% dans la maile 80 um.

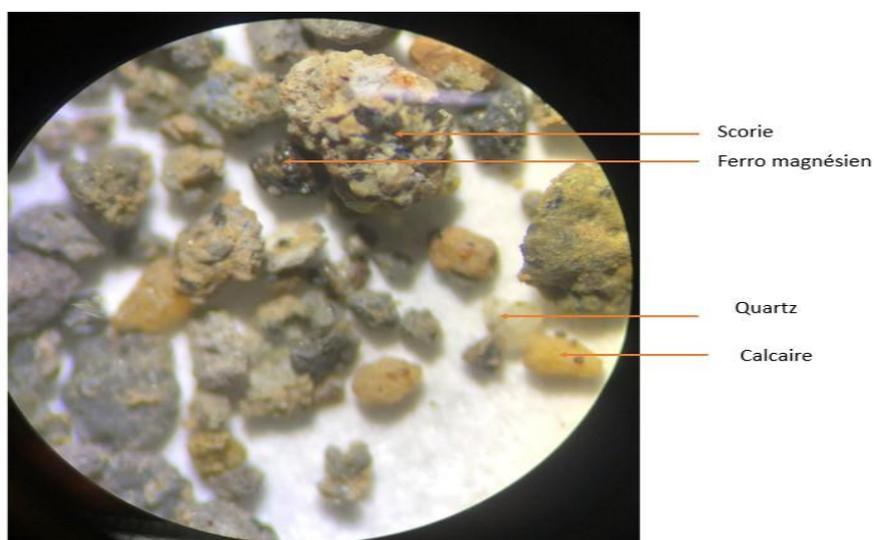


Fig21 : Tuf a lapilli a éléments fins d'Ain Temouchent

	250 um	100 um	80 um
Quartz	5-10%	15-20%	30-35%
Ferro magnésiens	20-25%	15-20%	15-20%
Fragment de basaltes	25-30%	30-35%	10-15%
Scorie	15-20%	0-5%	0-5%
Calcaire	10-15%	40-45%	20-25%

Tab 7 : distribution des éléments fins composants les tuffs a lapillis du massif volcanique d'Ain Temouchent

b. Etude microscopique de tuf a lapillis des éléments fins :

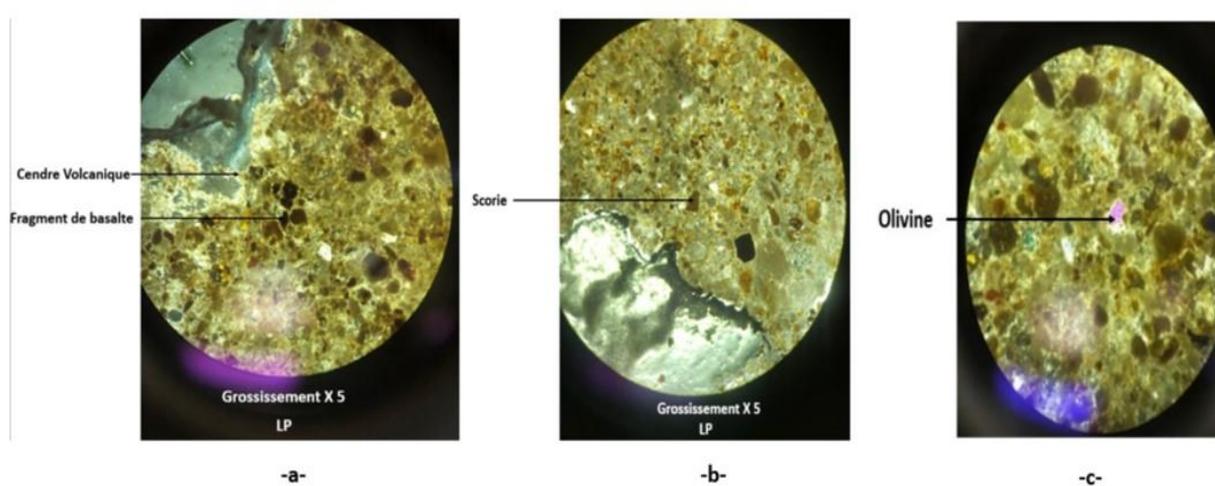


Fig. 23 (a, b et c) : tuf a lapilli Élément fin de volcan de Ben Ghana

B. Pétrographie des cinérites :

1. Observation macroscopique des cinérites :

Macroscopiquement les niveaux de cinérites paraissent blanchâtres sur le terrain. Leur épaisseur ne dépasse pas 20 cm. Les grains qui la composent sont de taille millimétrique. Ces niveaux sont les témoins de très violentes éruptions avec déferlantes basales. Cela est confirmé par la longueur d onde observée elle atteint au volcan de Ben Ghana jusqu'à 1m de long. Entre autres elles permettent de mieux distinguer les figures d anti dunes et les stratifications entrecroisées. (Bendoukha 2008).

Observée au laboratoire a la loupe binoculaire l ensemble des résidus de cinérite passe au tamis avec différentes mailles, l'ensemble des éléments qui la compose sont enrobés dans une matrice tes fine de couleur gris brunâtre appelée selon Millesi (1976) comme étant de la cendre ultrafine (**Fig 24**)

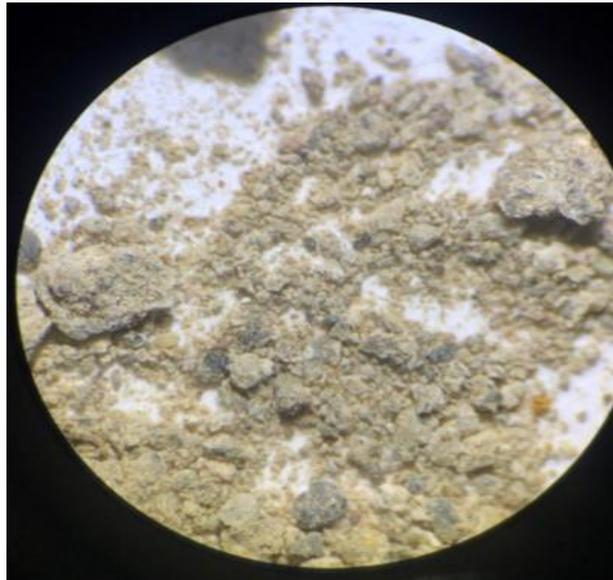


Fig. 24 : cinérite d'Ain Temouchent

2. Observation microscopique des cinérites :

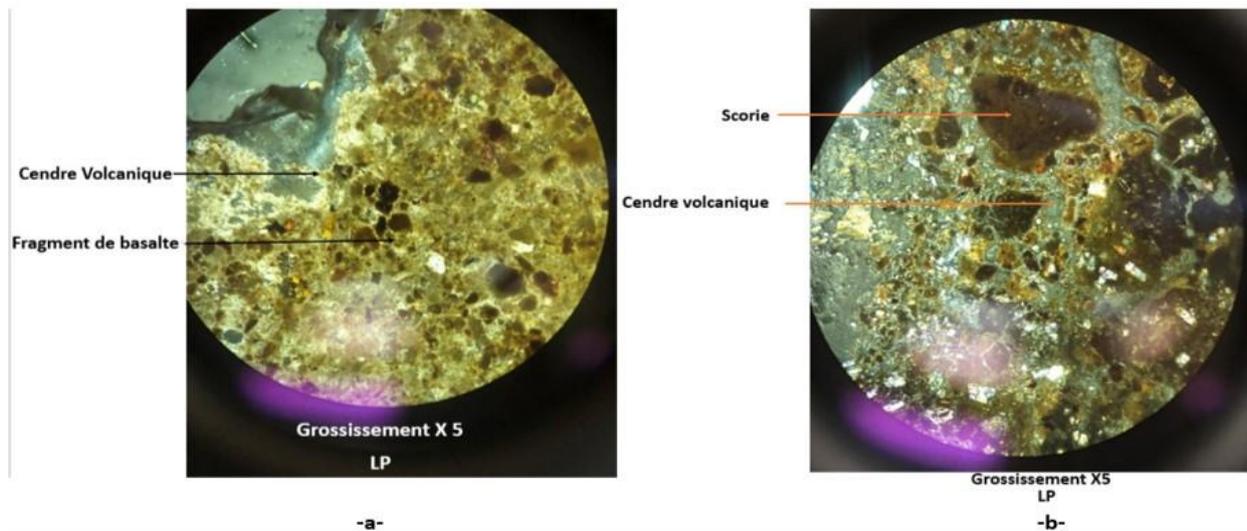


Fig25 : cinérite du volcan d'Ain Temouchent

III.2.4. 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 Ben Ghana, 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 Chafaâ, de Medjahri, 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%). 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.

A. Pétrographie de la coulée basaltique de Ben Ghana :

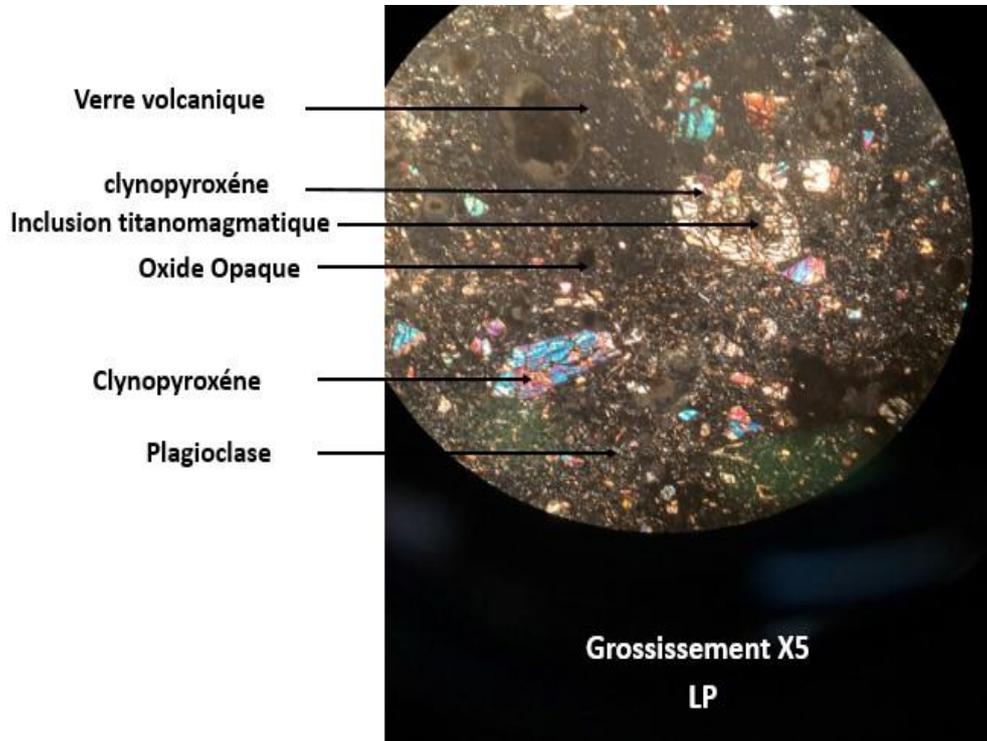


Fig26 : coulée basaltique de ben Ghana

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 (**Fig27**). Le reste de la roche est occupé par un verre volcanique gris clair.

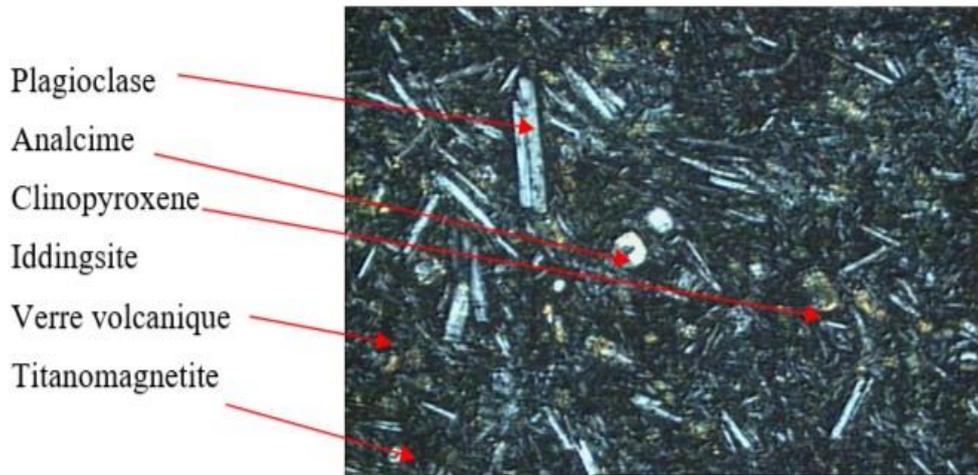


Fig27 : Coulée supérieure du groupe T4

La coulée supérieure de ce groupe T4 est caractérisée par une texture aphyrique (**Fig28**). 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'opacques noyés dans du verre volcanique.



Fig28 : coulée sommitale à texture aphyrique

III.3. Pétrographie des produits éruptifs du secteur Chentouf :

III.3.1. Pétrographie de groupe C1 :

La seule coulée, représentant le groupe C1 (**Fig29**), affleure dans la partie orientale du centre éruptif Chentouf. Macroscopiquement, la roche est très sombre et se débite par endroit en boules. Elle est affectée par de nombreuses micro fractures (filonets ou vésicules) qui sont le plus souvent remplis de calcite. Elle renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine altérés en iddingsite de taille millimétrique.

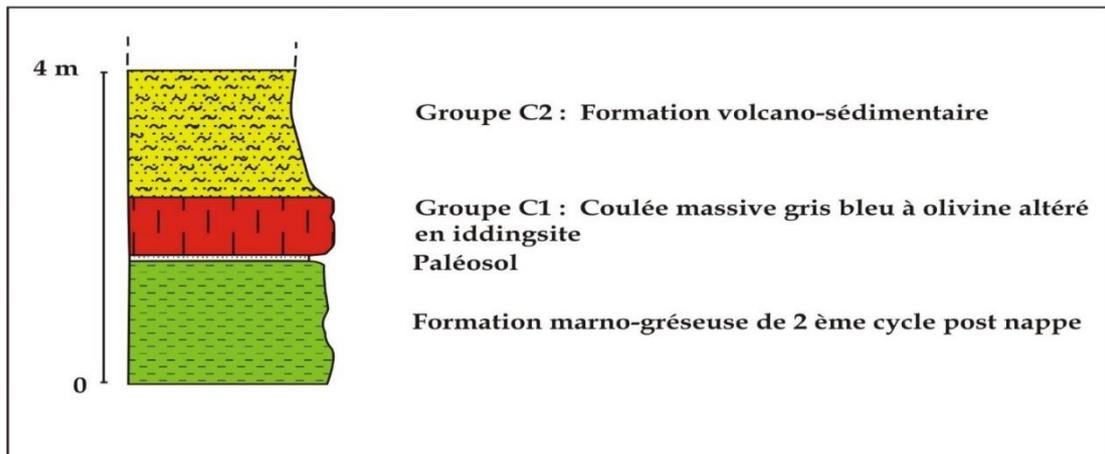


Figure29 : Coupe simplifiée des produits éruptifs C1 et C2 (Si Chaib,2009)

III.3.2. Pétrographie du groupe C2 :

Ce groupe pétrographique C2 (**Fig29**), regroupe les produits pyroclastiques rejetés par l'anneau de tuf de Chentouf et par le cône de tuf Labini (**Fig.12**).

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

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 séquences présentant un granoclassement positif.

L'état de l'affleurement ne permet pas une étude complète de la phase explosive.

III.3.3. Pétrographie du groupe C3 :

Le groupe C3 (**Fig30**) englobe deux coulées basaltiques rejetées par le centre d'émission de Djebel Hamdia qui se sont épanchées sur une grande surface vers le SSW et l'ENE. Elles forment le plateau basaltique de Hamdia.

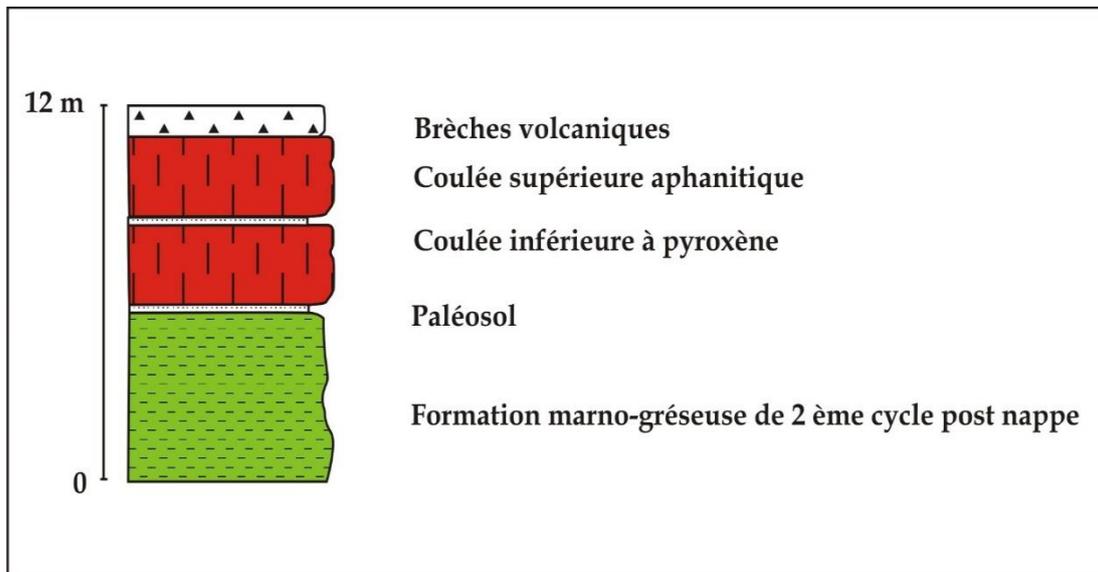


Fig30 : Coupe simplifiée des produits éruptifs C3 (Si Chaib,2009)

Macroscopiquement, les laves émises par cet appareil sont massives et montrent à la patine une couleur gris bleu.

La coulée inférieure plus ou moins vésiculée, présente un débit en boule ou encore en pelure d'oignon et renferment de nombreux phénocristaux de pyroxène de taille moyenne comprise entre 0.3 et 0.8cm.

Par contre, la coulée supérieure est aphanitique et montre une structure en dalle de 10 à 30 cm de large.

Ces coulées viennent s'intercalées entre deux niveaux béchiques au niveau de la route N95.

La coulée supérieure de ce groupe pétrographique C3 représente l'ultime émission basaltique dans la région de chentouf. Elle montre une texture aphyrique (**Fig31**).

La roche contient une très forte proportion de microcristaux de plagioclase (70%) associés à une très faible quantité de clinopyroxène 5% et d'olivine altéré en iddingsite, des grains d'opacques ainsi que du verre volcanique de couleur gris clair.

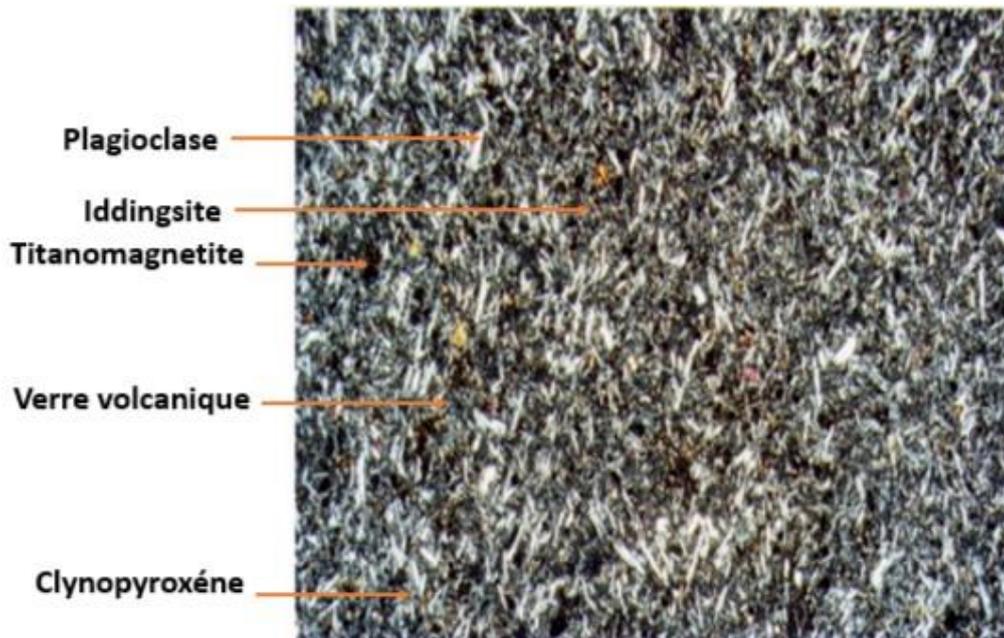


Fig31 : Coulée sommitale du groupe C3

Ordre de cristallisation :

Les relations entre les différents minéraux, selon l'étude microscopique montrent que les minéraux opaques sont les premiers à cristalliser.

La cristallisation des clynopyroxène et puis les plagioclases précipitent en dernier constituant la phase minérale finale.

III.3.4. Conclusion :

L'étude pétrographique des dépôts volcaniques de la région de Chentouf révèle trois grands groupes de produits éruptifs notés C1 à C3, se distinguant par leurs caractéristiques texturales et minéralogiques. Les groupes C1 et C3 renferment une à deux coulées basaltiques. Par contre le groupe C2 contient uniquement les produits pyroclastiques.

Le groupe C1, représenté au volcan de Douar Chentouf est caractérisé par une seule coulée de couleur gris bleuâtre. Cette dernière renferme des cristaux d'olivine altérés en iddingsite de taille millimétrique et de pyroxène.

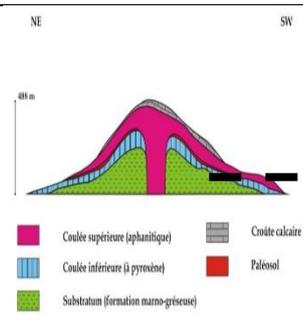
Le groupes C2 est formé uniquement de dépôts volcano-sédimentaires comprenant des tufs à lapillis, des tuffites, des cinérites et des tufs à lapillis accréionnaires associés à des pisolithes, des gouttes de cendres pisolithiques ainsi que des niveaux de spatter cônes.

Ces dépôts présentent de figures d'anti-dunes, d'amplitude atteignant un mètre, des traces d'impact et des blocs basaltiques fichés.

Le groupe C3 comporte deux coulées basaltiques à texture microlitique légèrement porphyrique à la base et aphyrique au sommet. Ces laves sont caractérisées par la présence de phénocristaux de clynopyroxène, et microcristaux d'olivine ; de plagioclase, de feldspathoïde, d'oxyde opaque et de verre volcanique.

Ainsi les laves basaltiques de la région de Chentouf révèlent une évolution texturale et minéralogique marquée par la diminution de la taille et du pourcentage des phénocristaux dans la coulée sommitale pourrait correspondre à un processus de cristallisation fractionnée.

L'ordre de cristallisation global des diverses phases minérales pourrait s'établir comme suit : minéraux opaques → olivine → clynopyroxène → plagioclase → feldspathoïde.

		Massif volcanique		Description Pétrographique
		Chentouf	Ain temouchent	
				
0,82				Coulée massive sombre. Microscopiquement : pheno de pl (7-10). Mésostase : plagio - cpx - iddingsite - oxyde - verre volcanique.
1,28				Coulée gris bleu à taches de soleil renfermant : pheno de cpx (7-10). Mésostase : plagio - cpx épigénèse - iddingsite - oxyde - verre volcanique.
				Formation volcano-sédimentaire avec figure d'anti dunes.
1,5				Coulée massive gris bleu à olivine altéré en iddingsite.
1,7				Coulée massive gris bleu à taches de soleil. Microscopiquement : olivine (20-25) /cpx (10-15) - plagio (2à5) mésostase : ol - cpx - plagio - oxyde - verre volcanique.
				Formation volcano-sédimentaire avec figure d'anti-dunes.
				Formation marneuse du miocène du 2eme cycle post nappes.

Tab 9 : Position stratigraphique des produits éruptifs des massifs Chentouf et Ain Temouchent (Bendoukha, Razem, Ridel 2024)

Chapitre IV

Dynamisme

IV.1. Introduction :

L'étude du volcanisme du secteur de Chentouf nécessite une observation particulière des différents produits éruptifs émis dans chacun des centres d'émission.

L'observation sur le terrain de tous ces produits montre l'ampleur des matériaux effusifs et pyroclastiques. Ainsi nous remarquons que les produits pyroclastiques recouvrent une grande superficie dans le massif d'Aïn Temouchent, ainsi qu'à Chentouf.

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 dans l'anneau de tuf de Chentouf et le cône de tuf de Labini.

Ces classifications permettent aussi d'expliquer le mécanisme de mise en place des divers produits pyroclastiques et enfin d'établir une synthèse dynamique dans le secteur de Chentouf.

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 (épiciastiques) <50%

- Roches tuffogènes

Pyroclastiques < 50%, sédimentaires >50%. Fischer (1964) modifie cette classification et la complète en y associant la taille des grains. Le tableau (2) regroupe leurs principales subdivisions.

Melesi (1976), propose une autre classification granulométrique qui figure dans le **(tab10)**.

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.

Taille du grain (mm)	Fragments Sédimentaires	Fragments Pyroclastiques
— 256 —	Gros blocs	Blocks
— 64 —	Petits blocs	Bombs
— 2 —	Galets	Lapilli
— 1/16 —	Sable	
— 1/256 —	Limon	Cendre
	Argile	

Tab10 : Classification des roches composées de fragments volcaniques (D'après Fischer, 1961.)

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 ultrafines (poussières)

Tab11 : Classification granulométrique d'après Milesi (1976)

IV.3. Le dynamisme du massif volcanique d'Ain Temouchent :

IV.3.1. Le premier épisode phréatomagmatique :

Le massif volcanique d'Ain Temouchent a connu sa première activité volcanique au Pliocène supérieur (Bendoukha, 2008) cet épisode phréatomagmatique (Fig.23) s'est développé suite à la transgression marine qui a affecté la région il a mis en évidence des centres d'émission en forme de cône d'anneau de tuf ou de maar

Les produits pyroclastiques rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par (photo 6 en annexe)

- Des tufs à lapilli à éléments grossiers, moyens et fins
- Des tuffites
- Des cinérites
- Des niveaux de pisolithes
- Des lapillis accréionnaires
- Des cendres volcaniques.
- Des balles de boue de 10 à 15 cm de diamètre
- Des blocs fides.

Ces dépôts montrent des figures d'anti-dune de 2 voir par endroit 4 m d'amplitude témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales

IV.3.2. L'épisode strombolien inférieure :

Le deuxième épisode volcanique majeur qui s'est manifesté au massif d'Ain Temouchent (Fig.23) a pris naissance à partir de -1,7 et s'est achevé vers -1,5 Ma (Bellon et Guardia, 1980) Cet épisode très explosif est représenté dans la partie orientale du massif d'Ain Temouchent par les centres de Hammar Brarcha, Dokma. Hamar Tizi, et dans la partie occidentale par les Volcans de Dzioua, Berbous cet épisode de type strombolien est caractérisé par les coulées gris noir à phénocristaux d'olivine et pyroxène ainsi que par les produits pyroclastiques telles que les scories brunes, brèches et les bombes volcaniques

L'activité volcanique de cet épisode se termine par une période de calme, traduite l'installation de paléosol d'un seul horizon rougeâtre indiquant un milieu aérien

IV.4. Le dynamisme du volcanisme du secteur de Chentouf :

L'étude géologique et pétrographique du secteur de Chentouf ont mis en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs d'âge plio-quatenaire (**Tab11**).

L'observation minutieuse des différents dépôts éruptifs rejetés par les centres d'émission de Hamdia de Labini et de Chentouf a permis de reconstituer les différentes étapes qui ont favorisé le déroulement de l'activité volcanique. Dans tout le secteur d'étude.

Type de dynamisme				
Massifs éruptifs	Volcanisme plio-quaternaire			
	Age (Ma)			
	Inférieure à -1,7	-1,7 à -1,5	-1,5 à -1,28	-1,28 à -0,82
Ain Temouchent	Phréato	Stromb	Phréato	Stromb
Chentouf	–	Stromb	Phréato	Stromb

Phréato : dynamisme phréatomagmatique

Stromb : dynamisme strombolien

Tab12 : Dynamisme et âges radiométriques du volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Ain Temouchent (données de Bellon et Guardia, 1980 ; Abbad, 1993 ; Louni, 1995 et Coulon et al, 2002) et de secteur de Chentouf (Bendoukha,2008)

IV.4.1. Le premier épisode volcanique strombolien :

Le premier épisode volcanique majeur de type strombolien. Il est caractérisé par les produits de projection ainsi que par l'épanchement de la coulée à olivine gris bleuâtre du groupe C1. Celle-ci s'est mise en place à la faveur d'une facture qui a permis la montée du magma basaltique vers la surface. L'activité volcanique de cet épisode se termine par une période de

calme, traduite par l'installation de paléosol d'un seul horizon rougeâtre indiquant un milieu aérien. Cet épisode pourrait correspondre à la période 1,7 à 1,5 Ma.

IV.4.2. Deuxième épisode phréatomagmatique :

Le deuxième épisode volcanique majeur est de type phréatomagmatique. Il correspond à la mise en place des produits pyroclastiques de l'ensemble C2 et ce pourrait correspondre à la période de -1.5 et - 1.28 Ma.

- **Interprétation Dynamique et Mécanisme de mise en place des produits pyroclastiques :**

Les dépôts volcano-sédimentaires du secteur de Chentouf sont émis par les centres éruptifs de Labini et de Chentouf (**Fig.13**). Les observations macroscopiques de ces produits pyroclastiques montrent que cet épisode volcanique majeur est de type phréatomagmatique.

Il est en effet caractérisé par un volcanisme très explosif, dans lequel l'eau a joué un rôle important.

Ainsi, les manifestations volcaniques qui sont à l'origine de ces dépôts que l'on retrouve en grande quantité au niveau de l'anneau de tuf de Chentouf et le cône de tuf de Labini, ont pu se succéder de la manière suivante (**Fig. 12**) :

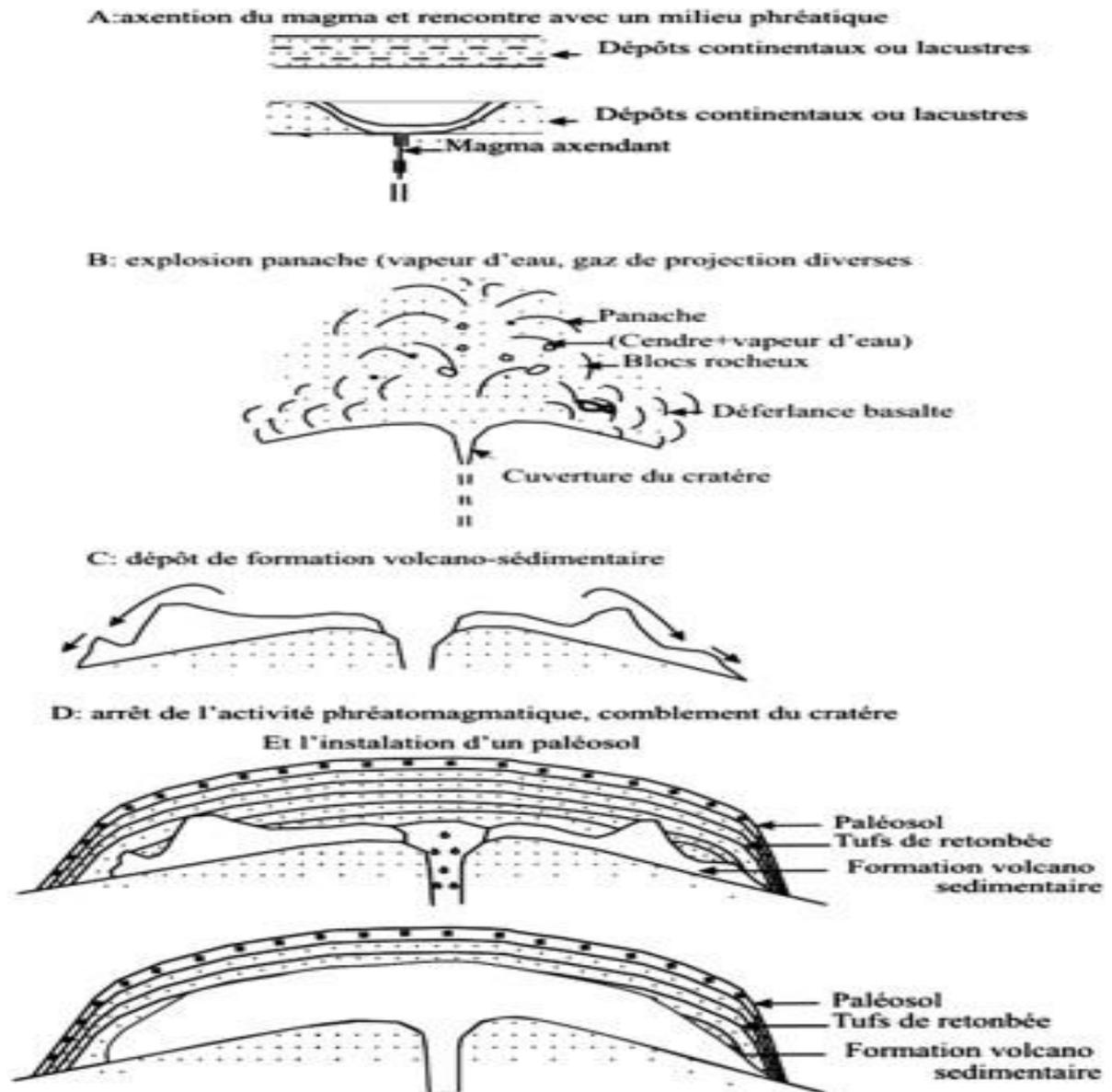


Fig32 : Déroulement des éruptions Phréato-magmatiques des massifs éruptifs d'Ain Temouchent et de Chentouf (Si Chaib,2009)

Le magma, lors de son ascension vers la surface, va rencontrer un lac ou bien un bras de mer.

La pression de vapeur d'eau qui va alors se développer, provoquera à un certain moment la phase d'explosion.

Les roches sont alors pulvérisées et projetées vers le haut. En même temps qu'un panache chargé de fines particules, de blocs centimétriques à décimétriques et de vapeur d'eau s'élève vers le ciel. L'éruption volcanique se poursuit.

Les explosions élargissent le cratère et se traduisent par un intense brassage des matériaux en profondeur et l'élaboration de mélange de vapeur d'eau et de fragment de roches du substratum gréseux.

Les explosions se poursuivent. La colonne principale du panache s'élève verticalement. Elle est accompagnée par les projections de scories, de blocs de lave basaltique et de fragments carbonatés (2-10 cm de diamètre) arrachés au substratum d'âge Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

A la base de la colonne, se développe un nuage en forme d'anneau concentrique, chargé de gaz et d'éjecta (la déferlante basale) qui se déplace horizontalement, à grande vitesse de façon centrifuge, à la manière des ondes provoquées par l'impact d'un objet sur une surface liquide.

Les explosions se poursuivent, d'autres déferlantes basales se forment. Elles ont déposé un matériel volcano-sédimentaire constitué de tufs à lapillis à granoclassement positif.

Ces dépôts montrent des figures d'anti-dunes marquées par la présence des surfaces obliques séparées par des surfaces planes, blocs fichés et des traces d'impacts.

Ces matériaux vont recouvrir de grandes étendues et se retrouvent près de la ferme de Chahid Maatallah.

Dans le nuage volcanique qui se déplace, les fines particules suspendues (grains de quartz et ferromagnésiens) vont être soudées par de la cendre volcanique plus ou moins humide, de couleur beige brunâtre et en tombant, forment suivant la taille, les lapilli accréionnaires les balles de boue, les pisolithes et les gouttes de cendres pisolithiques.

Ces explosions ont donné naissance à divers dépôts de formation C2. Après ces manifestations éruptives intenses, succède une période de calme qui se traduit par la présence d'un paléosol.

Après deuxième contact avec l'eau le magma donnerait une formation volcano-sédimentaires montrant des bancs de Spatter cône (scories soudées) de 30 cm d'épaisseur vers le haut de ce second ensemble qui indique une violente explosion pendant cette éruption.

Les dépôts pyroclastiques se sont épanchés sur une grande étendue. Ils sont constitués de tufs à lapillis, de tuffites, de niveaux pisolithiques, de tufs à lapillis accréionnaires, de cinérites et de spatter cône.

Ces dépôts dessinent dans l'espace la structure d'un anneau et cône de tuf, dont les pendages dessinent correctement la morphologie de cet appareil volcanique.

IV.4.3. L'épisode strombolien supérieur :

Le troisième épisode volcanique majeur de type strombolien auquel sont rattachés les produits effusifs et pyroclastiques du groupe C3. Il s'est manifesté dans le centre éruptif de Djebel Hamdia. Il est caractérisé par deux coulées gris bleuté à structure en dalles ainsi que par des produits de projection (bombes volcaniques de taille centimétrique à décimétrique).

IV.5. Synthèse dynamique :

L'observation des diverses formations volcaniques ainsi que la cartographie et l'étude pétrographique de l'ensemble des produits éruptifs du secteur de Chentouf ont permis de lever des coupes géologiques au niveau de chacun des volcans

Les corrélations établies entre les diverses coulées basaltiques et produits pyroclastiques du secteur de Chentouf avec ceux du massif d'Ain Temouchent ont permis d'expliquer leur mise en place ainsi que le changement du dynamisme.

L'installation de toutes les formations volcaniques du secteur de Chentouf a été établie en trois grands épisodes correspondants 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 alcalin Plio-Quaternaire du secteur de Chentouf nous avons tenu compte des âges radiométriques au K/Ar de Belon et Guardia (1980) dans le massif volcanique d'Ain Temouchent ainsi que les résultats de l'étude pétrographique de tous les produits éruptifs de Chentouf et de leur corrélation avec des produits éruptifs du massif d'Ain Temouchent.

- Le premier épisode volcanique majeur qui s'est développé dans le massif d'Ain Temouchent après une transgression marine qui a affecté vers (-2.74Ma) le massif de la Basse Tafna et celui d'Ain Témouchent (Bendoukha, 2008). L'activité volcanique s'est poursuivie dans ces 2 massifs. Un dynamisme de type phréatomagmatique 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 accréionnaires. 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 d'Ain Témouchent 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 représenté par un ensemble de centres en dôme scoriacé a affecté le massif d'Ain Témouchent et celui de Chentouf. Cet épisode a permis la mise en place des coulées à olivine et pyroxène du volcan de Hamdia (secteur de Chentouf) ainsi que celles appartenant au massif d'Ain Témouchent.

- L'activité volcanique s'est poursuivie dans ces deux massifs. Un dynamisme de type phréatomagmatique 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 accréionnaires. Ces dépôts montrent des figures d'anti- dune témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

- Ensuite, le massif d'Ain Témouchent ainsi que celui de Chentouf ont connu une activité volcanique marquée par la mise en place des dépôts volcano sédimentaires ayant contribué à la mise en places de l'anneau de tuf de Chentouf et du cône de tuf de Labini ainsi que ceux appartenant au massif d'Ain Temouchent (Tabeliouna,1997 et Bendoukha,2008).

- Un dynamisme phréatomagmatique s'est mis en place dans ce massif durant cette période dans le secteur de Chentouf et le massif d'Ain Témouchent. Il s'est poursuivi jusqu'à (-1.5Ma) (Bellon et Guardia, 1980).

- Après une brève accalmie suivie d'une régression marine et d'un réajustement isostatique, l'activité strombolienne a de nouveau repris dans le secteur de Chentouf et celui d'Ain Témouchent. Elle s'est étalée de (-1.28 à -0.82Ma).et 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.

Âge (Ma)	Massif volcanique		Dynamisme										
	Chentouf	Ain Temouchent											
0,82			Strombolien										
1,28			Phréatomagmatique										
1,5			Strombolien										
1,7			Phréatomagmatique										
<table border="0"> <tr> <td></td> <td>Coulée aphanitique</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Coulée à phénocristaux de cpx et microcristaux d'olivine</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Coulée à phénocristaux d'olivine et pyroxène</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formation volcano-sédimentaire avec figures d'anti-dunes</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Assises marneuse du Miocène du 2eme cycle post nappes</td> </tr> </table>					Coulée aphanitique		Coulée à phénocristaux de cpx et microcristaux d'olivine		Coulée à phénocristaux d'olivine et pyroxène		Formation volcano-sédimentaire avec figures d'anti-dunes		Assises marneuse du Miocène du 2eme cycle post nappes
	Coulée aphanitique												
	Coulée à phénocristaux de cpx et microcristaux d'olivine												
	Coulée à phénocristaux d'olivine et pyroxène												
	Formation volcano-sédimentaire avec figures d'anti-dunes												
	Assises marneuse du Miocène du 2eme cycle post nappes												

Tab13 : Position stratigraphique des produits éruptifs des massifs Chentouf et Ain Temouchent (Si Chaib,2009)

Chapitre V

Influence du phréatomagmatisme et Environnement

V.1. Introduction :

Le phréatomagmatisme trouve son rattachement aux violentes éruptions volcaniques. En conséquence, il a une influence directe sur l'environnement ainsi que sur l'économie d'un pays

En effet il contribue à une fertilisation du sol. Les éruptions volcaniques liées à ce type de dynamisme mettent en évidence des structures particulières de type anneau de tuf, cônes de tufs ou tout simplement de maar (Bendoukha 2008, Bendoukha et al 2009).

Le massif d'Ain Temouchent et celui de Chentouf révèlent ce type de structures.

Trois centres éruptifs vu leur forme et leur dimension : volcan de Ben Ghana, Dzioua et Hammar Brarcha ont attiré notre attention. Et cela vu leur influence directe sur l'environnement et sur l'économie du pays.

Avant de mettre en évidence la relation entre le phréatomagmatisme et l'environnement il nous a été important de clarifier la notion d'environnement :

En effet, l'environnement correspond à l'ensemble des éléments chimiques physique et biologiques avec lesquels les êtres vivants interagissent.

En outre, dans le cas des êtres humains, l'environnement comprend également tous les éléments culturels et sociaux qui influence notre vie.

Ainsi l'environnement n'est pas seulement le lien physique ou la vie se développe, mais aussi la culture et des concepts intangibles tels que les traditions

De nombreuses personnes commettent l'erreur de croire que l'environnement ne comprend que les éléments que l'on trouve naturellement dans la nature, mais la réalité est qu'il en va de même pour les éléments artificiels qui sont créés à partir des premiers.

C'est pourquoi, au sein de l'environnement, on peut distinguer :

Environnement naturel : climat, géographie, faune, flore et tout ce que l'on trouve dans la nature.

Environnement culturel : l'objet fabriqué par l'homme ou ses activités socio-économiques

Les éruptions volcaniques ont des conséquences positives et négatives sur l'environnement :

Parmi les conséquences négatives qui peuvent toucher à la vie humaine sans épargner la faune et la flore.

Néanmoins, si les conséquences à court terme sont souvent désastreuses pour l'un elles peuvent se révéler bénéfiques à long terme.

En effet, les éruptions volcaniques amènent à la surface du globe une grande quantité de minéraux favorables au développement de la flore.

Les sols volcaniques sont par conséquent très fertiles, ce qui explique le développement des civilisations autour des volcans.

V.2. Les effets de l'éruption phréatomagmatique sur l'agriculture :

Nous remarquons que la plupart des centres volcanique leur caractère est transformé en champ d'agriculture et cela prouve que c'est des terres fertiles.

La terre à subit des transformations durant 2 millions d'années grâce à cette éruption nous avons pu constater qu'à proximité de ces volcans ou sur le cratère de ces centre démission nous pouvons trouver des champs de blé, de fraise et même des vignes par exemple ben Ghana sidi ben Adda.

Cela prouve la richesse des terres en minéraux qui proviennent de ces volcans.

Le phréatomagmatisme trouve son rattachement aux violentes éruptions volcaniques.

En conséquence, il a une influence directe sur l'environnement ainsi que sur l'économie d'un pays

En effet il contribue à une fertilisation du sol. Les éruptions volcaniques liées à ce type de dynamisme mettent en évidence des structures particulières de type anneau de tuf, cônes de tufs ou tout simplement de maar (Bendoukha 2008, Bendoukha et al 2009).

Le massif d'Ain Temouchent et celui de Chentouf révèlent ce type de structures.

Trois centres éruptifs : Ben Ghana, Dzioua et Hammar Brarcha ont attiré notre attention.

1- Le volcan de Ben Ghana :

Celui-ci se présente sous forme de daya de 800m de diamètre (**photo 5**) avec une terre très fertile dans laquelle sont plantées : fraises, oignon, vignoble



Photo 5 : Cratère de Ben Ghana utilisé comme champ vignoble

2-Le volcan de Dzioua

Situe 5 km à vol d'oiseau du village des trois-marabouts et à 9 km d'Ain Temouchent, le cratère de Dzioua compose essentiellement le volcan d'Ain Temouchent.

Le nom de Dzioua est celui de la Montagne formée par le cône de débris du sommet qui domine la bordure nord de la dépression circulaire de Dayet Lemsir.

L'enceinte d'un diamètre de 1 km est édifiée autour d'une cuvette circulaire d'une profondeur d'environ 100 m.



Photo 6 : volcan de Dzioua en forme d'anneau de tuf

3-Volcan de Hammar Bracha

L'appareil volcanique de Hammar Bracha, situé à environ 3 Km à l'Ouest de la ville d'Aïn Temouchent, présente une structure en dôme, dont le sommet est occupé par une brèche scoriacée de couleur brune, riche en cristaux d'olivine et de pyroxène. Cet appareil a émis une seule coulée gris-bleue à la patine et gris-sombre à la cassure. Elle est massive et se débite par endroit en "pelure d'oignon".

La lave s'est épanchée vers le Nord et le Nord-est en direction de la ville d'Aïn Temouchent. Elle atteint au Sud-Est la rive gauche d'Oued Senane. La roche renferme des cristaux de pyroxène et d'olivine de taille comprise entre 0,2 et 1 cm de long. A l'Est du volcan Hammar Bracha, le long de la route nationale N35, la coulée est entièrement recouverte par une formation volcano-sédimentaire de couleur jaunâtre.

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

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



Photo 7 : volcan de Hammar Brarcha

V.3. Formation de barrage d'eau naturel et de lac sous influence phréatomagmatique :

Certains caractères sont transformés en dépôt d'eau et cela par deux manières

a) Les barrages de coulée :

Les barrages sont construits lorsque coulée de lave emprunte une vallée, à la manière d'un cours d'eau.

Les vallées secondaires sont alors barrées par cette coulée. L'eau s'accumule en amont de la coulée de lave refroidie, et forme un lac. Le trop plein d'eau peu s'évacuer soit en contournant le barrage, soit en empruntant l'ancienne vallée sous la coulée

b) Les barrages de cône :

Dans ce cas, un cône de scories se construit au milieu d'une vallée ou coule un cours d'eau. Lorsque cela se produit, le magma rencontre l'eau d'un lac ou d'une rivière, son éruption est comme pour les mares : très violente. Puis l'eau finie par manque, l'éruption se poursuit donc par l'édification d'un cône de scories au milieu du cours d'eau, formant ainsi un barrage.

Ce type de barrage est moins résistant que celui créé par la coulée, car sa composition (scories non soudées, poreuses) est plus facilement soumise aux effets de l'érosion



Photo 8 : réservoir d'eau dans un anneau de tuf

V.4. Ingénierie et applications industrielles de Tuf :

V.4.1. Utilisation de Tuf comme matériau de construction :

Le tuf est utilisé comme matériau de construction depuis des siècles en raison de ses propriétés favorables, telles que sa légèreté, sa facilité d'extraction et sa maniabilité. Certaines de ses applications dans la construction comprennent :

1. Bâtiment Façades :

Le tuf peut être coupé en blocs ou sculpté pour créer des Façades décoratives et des détails architecturaux pour les bâtiments.

2. Composants structurels : Les blocs de tuf peuvent être utilisés comme murs Porteurs et éléments structurels dans les projets de construction.

3. Éléments ornementaux : La douceur du tuf permet une sculpture complexe, ce qui le rend approprié pour les éléments ornementaux, les sculptures et les reliefs.

4. Patrimoine historique et culturel :

De nombreuses structures et monuments anciens à travers le monde sont construits en tuf, ce qui contribue à leur importance historique et culturelle.

5. Le tuf comme agrégat léger dans le béton :

Le tuf peut également être concassé et utilisé comme granulats légers dans la production de béton. Le béton léger réalisé avec des granulats de tuf offre plusieurs avantages :

Poids réduit : Le béton léger fabriqué avec des granulats de tuf est nettement plus léger que le béton traditionnel, ce qui le rend utile dans les applications où le poids est un problème.

6. Isolation thermique :

La nature poreuse du tuf peut contribuer à améliorer les propriétés d'isolation thermique du béton léger.

- **Retrait réduit :** Les agrégats de tuf peuvent aider à réduire le retrait global du Béton, ce qui améliore sa durabilité.
- **Manque de maniabilité :** Le béton léger fabriqué avec des agrégats de tuf peut avoir une maniabilité améliorée, ce qui facilite la mise en place et la finition.

V.4.2. Le rôle de Tuf dans Énergie géothermique :

Le tuf joue un rôle important dans la Production d'énergie géothermique, en particulier dans les zones disposant de ressources Géothermiques à haute température. Les centrales géothermiques exploitent la chaleur de l'intérieur de la Terre pour produire de l'électricité.

Les propriétés du Tuff contribuent à ce Processus :

- **Roche réservoir :** Le tuf peut agir comme une roche réservoir qui contient de l'eau chaude ou de la vapeur générée par la chaleur souterraine. La nature Poreuse du tuf permet le stockage et le mouvement des fluides géothermiques.
- **Perméabilité :** La perméabilité du tuf permet aux fluides géothermiques de Circuler à travers les fractures et les pores, facilitant la circulation des fluides Chauds qui peuvent être utilisés pour générer de l'énergie.

V.4.3. Systèmes géothermiques améliorés (EGS) :

Les formations de tuf peuvent également être utilisées dans des systèmes géothermiques améliorés, où l'eau est injectée dans des roches chaudes pour créer des réservoirs géothermiques artificiels pour la production d'énergie.

La polyvalence, la légèreté et les propriétés poreuses du tuf le rendent adapté à une gamme D'applications industrielles et d'ingénierie. Son utilisation dans la construction, la production de béton et l'énergie géothermique souligne son importance dans la contribution au développement durable et à l'utilisation des ressources.

V.4.4. Importance archéologique et paléontologique de Tuf :

1. Le tuf comme moyen de conservation pour les fossiles :

Le tuf peut jouer un rôle crucial dans la préservation des fossiles en raison de son enfouissement rapide et de ses propriétés protectrices.

Lorsque les cendres et débris volcaniques recouvrent des organismes et d'autres matériaux, ils créent un environnement protecteur qui peut empêcher ou retarder la décomposition.

Ce processus, appelé **taphonomie**, peut conduire à une préservation fossile exceptionnelle, capturant des détails qui pourraient autrement être perdus.

Les fossiles conservés dans les dépôts de tuf fournissent des informations précieuses sur les écosystèmes anciens, les espèces et l'histoire de l'évolution.

2. Rôle du tuf dans la datation archéologique et Stratigraphie :

Les dépôts de tuf sont des marqueurs importants en stratigraphie archéologique et géologique.

Ils peuvent être utilisés

Pour dater et corréler différentes couches de roches sédimentaires et volcaniques :

- **Datation radiométrique** : Certains minéraux dans les gisements de tuf, tels que zircon ou feldspath, contiennent des isotopes radioactifs qui se désintègrent Avec le temps. En analysant les rapports des isotopes parents et filles, les Scientifiques peuvent déterminer l'âge de la couche de tuf, fournissant un âge minimum pour les fossiles ou les artefacts qui y trouvent.

- **Rencontres relatives** : Les couches de tuf agissent comme des marqueurs Temporels, permettant aux archéologues et aux géologues d'établir la séquence Relative des événements à différents endroits. Les couches de tuf peuvent être Corrélées entre les sites en fonction de leur minéralogie et de leur composition Unique.

V.5. Sites de tuf célèbres et leur importance historique :

- **Laetoli, Tanzanie** : Les couches de tuf du site de Laetoli contiennent des Empreintes des premiers hominidés, fournissant des informations précieuses sur Leur comportement et leur locomotion il y a près de 3.6 millions d'années.

- **Pompéi et Herculaneum, Italie** : L'éruption du Vésuve en 79 après JC a recouvert Les anciennes villes romaines de Pompéi et d'Herculaneum de tuf et de cendres Volcaniques. Cela a préservé ces villes, y compris les bâtiments, les œuvres d'art et même les restes d'habitants, offrant un instantané unique de la vie romaine à L'époque.

- Gorges d'Olduvai, Tanzanie : Les couches de tuf des gorges d'Olduvai ont livré D'importantes découvertes archéologiques et paléontologiques, notamment des outils en pierre et des restes d'hominidés, contribuant à notre compréhension de L'évolution humaine.

- Taung, Afrique du Sud : Les couches de tuf de Taung contenaient le crâne fossilisé d'enfant de Taung », un des premiers hominidés de l'espèce Australopithecus africanus, découvert par Raymond Dart en 1924.

V.6. Conclusion :

Tout au long des étapes que nous avons étudié nous avons pu constater les aspect positives qu'engendre une éruption phréatomagmatique nous avons aussi étudié l'influence que cette dernière avait sur l'environnement dans l'agriculture dans le milieu rural en passant par développement des campagne la croissance démographique, sans oublier l'aspect économique pour l'agriculture et la formation de barrage d'eau naturel.

		Exemple des volcans	Dimension des structures volcaniques	Nature végétale et hydraulique et minéralisation rattachées au structure
Massif volcanique	Ain temouchent	 <p>Djebel Dzioua</p>	600m	Réservoir d'eau
		 <p>Ben Ghana</p>	800m	Céréale Fraise Vignoble Olivier
		 <p>Hamar Brarcha</p>	340m	Légumes (Oignons) Minéralisation (Cadmium Soufre)

Tab13 : Influence du phréatomagmatisme sur l'environnement

Conclusion générale

Conclusion générale :

Le massif volcanique d'Ain Temouchent et celui de Chentouf ont subi d'importantes manifestations durant le plio quaternaire. La dernière émission volcanique s'est achevée vers – 0.82Ma

Les produits volcaniques reposent indifféremment soit :

- Sur des assises marneuses du miocène du 2 ième cycle post nappes.
- Sur un substratum d'âge méso-cénozoïque

Les produits éruptifs rejetés par les centres d'émission du massif d'Ain Temouchent et de celui de Chentouf sont constitués essentiellement de basalte et de dépôts pyroclastiques.

La pétrographie des roches volcaniques du massif d'Ain Temouchent révèle 4 groupes notés (T1 T2 T3 T4).

- _ Le groupe T1 est représenté par des produit pyroclastique

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.

En définitive, l'étude pétrographique, associée à l'analyse séquentielle des dépôts volcano-sédimentaires du groupe T1, permet de dégager deux méga séquences 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.

- _ Le groupe T2 est représenté par 2 coulées de lave basaltiques sombres émises par un grand nombre de centres d'émission.

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

- _ Le groupe T3 est représenté par des produit pyroclastiques 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 avec figures d'anti dunes, des blocs basaltiques fichés pouvant atteignant jusqu'à 50 cm de diamètre.

- _ Le groupe T4 est représenté par 2 coulées de lave basaltiques a clinopyroxène et plagioclases émis par un grand nombre d'appareils volcaniques.

L'étude pétrographique des produits éruptifs du secteur de Chentouf fait ressortir 3 groupes de roches volcaniques notés C1, C2 et C3. Le groupe C1 comporte une coulée basaltique riche en cristaux d'olivine iddingsitisés de clinopyroxène de feldspathoïdes et d'oxydes opaques.

— Le groupe C2 est caractérisé 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, spitterons et de blocs basaltiques fichés. Ces dépôts sont caractérisés par des figures d'anti dunes d'amplitude moyenne d'un mètre.

— Le groupe C3 comporte deux coulées basaltiques caractérisées par des phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase. La coulée supérieure de ce groupe est aphanitique.

L'ordre de cristallisation des minéraux dans les massifs éruptifs d'Ain Temouchent et de Chentouf est le suivant : les oxydes Ferro-titanés → l'olivine → le clinopyroxène → puis les feldspaths → les feldspathoïdes.

Ils dessinent le plus souvent des structures morphologiques variées : des cônes et dômes stromboliens, des cônes ou des anneaux de tufs atteignant 800m de diamètre.

Le massif volcanique d'Ain Temouchent a connu 4 grands épisodes volcaniques majeurs :

- **Le premier épisode volcanique majeur de type phréatomagmatique**

Cet épisode a mis en évidence des centres d'émission en forme de cône, d'anneau de tuf ou de daya.

Les produits pyroclastiques (T1) rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs à lapilli à éléments grossiers, moyens et fins, de tuffites, de cinérites, de niveaux pisolithiques de lapillis accréionnaires, de cendre volcanique, de balles de boue de 10 à 15 cm de diamètre et des blocs fichés.

Ces dépôts montrent des figures d'anti-dune d'environ 4m d'amplitude témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

- **Le deuxième épisode volcanique majeur de type strombolien**

IL est caractérisé par les coulées gris noirs (notées T2) à phénocristaux d'olivine et pyroxène ainsi que par les produits pyroclastiques tels que les scories brunes, brèches et les bombes volcaniques.

- **Le troisième épisode volcanique majeur est de type phréatomagmatique.**

Les dépôts volcano-sédimentaires (T3) rattachés à cet épisode dessinent dans le massif d'Ain Temouchent des structures d'anneaux de tufs et de cône de tuf.

Les produits rejetés sont essentiellement des tufs à de lapillis de tuffite et de cinérite.

Ces dépôts révèlent des figures d'anti dunes ainsi que des stratifications entrecroisées et un granoclassement positif.

- **Le quatrième épisode volcanique majeur est de type strombolien.**

Les laves rattachées à cet épisode (T4) sont de couleur gris-claire. Les coulées inférieures referment des cristaux de pyroxène de plagioclase, alors que celles du sommet sont aphanitiques.

Les produits pyroclastiques qui le caractérisent sont des coulées et des bombes volcaniques et des brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre.

L'activité éruptive alcaline du massif volcanique de Chentouf se caractérise par un changement de type de dynamisme. Les émissions volcaniques se sont effectuées à des âges variés à la faveur de deux types de dynamisme : strombolien et phréatomagmatique.

L'étude dynamique complétée par les corrélations établies entre les diverses coulées basaltiques et produits pyroclastiques du secteur de Chentouf avec ceux du massif d'Ain Temouchent ont permis d'expliquer leur mise en place ainsi que le changement du dynamisme. Le secteur de Chentouf a connu ses premières éruptions volcaniques strombolienne qui ont favorisé la mise en place des basaltes à olivine (groupe C1).

Le deuxième épisode volcanique de type phréatomagmatique représenté par le groupe C2.

Cet épisode a mis en évidence des centres d'émission en forme de cône et d'anneau de tuf. Les produits pyroclastiques rejetés sont des dépôts volcano-sédimentaires représentés par des tufs à lapilli à éléments grossiers, moyens et fins, des tuffites, des cinérites, des niveaux de pisolithes et des lapillis accréionnaires, des cendres volcaniques et des blocs fichés.

Ces dépôts montrent des figures d'anti- dune de 1m voir par endroit 1,5m d'amplitude témoignant de violentes explosions volcaniques avec des déferlantes basales.

Le troisième épisode volcanique majeur représenté par le groupe C3 est de type strombolien. Les laves rattachées à cet épisode sont de couleur gris-claire. Les coulées inférieures referment des cristaux de pyroxène de plagioclase, alors que celles du sommet sont aphanitiques.

Les éruptions de type phréatomagmatique contribuent directement à l'économie et au développement du pays.

En effet les appareils volcaniques de type anneau de tuf (volcan Dzioua) serve de réservoir naturel d'eau.

Entre autres les sols des volcans de type Daya (volcan Ben Ghana et volcan de Hammar Brarcha) sont fertiles et favorisent de développement d'une agriculture variée (céréales vignobles les légumes et arbres fruitiers).

Les produits volcaniques rejeter par les éruptions phréatomagmatique (tuf a lapillis) sont utiliser ingénierie béton armé et construction.

Entre autre ils favorisent le développement de l'économie grâce aux minimalisations (tels que le cadmium le soufre et le cuivre).

Références Bibliographiques

- Abbad Z., (1993).** Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse, USTHB, Alger, 100 p.
- 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., Brousse, R., (1977).** Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse, Bull. Soc. Géol. France XIX (7)469-480.
- Bellon H., Guardia, P.,(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., (1981).** Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C., (Ed) Sedimentary basins of Mediterranean margins, CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 341-360
- Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984).** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.
- Bendoukha, R., (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.
- Bendoukha, R.et al., (2008).** Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale). Vol. 20. N3
- 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.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P ; T., Sabadini, R., (1998).** The two stage opening of the western-central Mediterranean basins : à forward modelling test to a new evolutionary model, Earth Planet. Sci. Lett. 160, 667-679.
- Couloun,(2002)** ;The transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the neogene in Oranie (Algeria) : Magmatic expression of a slab breakoff

- Fenet, B., (1975).** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse Nord-Maghrebines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.
- Gentil, M.L., (1903).** » Etude géologique du bassin de la Tafna «, Publi. Série C.G., 2ème Série, N° 4, in-8, 425 P
- 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.
- Lacroix, A., (1893),** « Les enclaves des roches volcaniques « Mâcon, Protat. Fr. Imp., I.Vol., 710p.
- Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, C., and Coutelle, A., (1995).** Datation $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ de transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocene Supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 975-982.
- Megartsi, M., (1985).** Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale (Algérie). Thèse d'Etat. Université d'Alger, 296 p.
- Milesi, J.P., (1976),** “ Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon-Massif central français », Thèse de spécialité- troisième cycle de Géologie appliquée, Université de Grenoble, 197p
- Plank, T., and Langmuir, C.H., (1998).** The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem. Geol., 145, 325-394
- Sadran, G., (1958),** “ Les formations volcaniques tertiaires et quadernaires du Tell oranais”, Publi. Serv. Cartes. Géol. De l'Algérie, Nouvelle série. Bull .N°18, 533P.
- Si Chaib S. (2009),** Etude dynamique , pétrographique et géochimique des produits eruptifs des volcans de la region de Chentouf (partie orientale du massif volcanique d'Ain Temouchent)
- Tabeliouna, 1997;** contribution a l'étude volcanologique, pétrographique et géochimique du massif volcanique d'Ain Temouchent (Oranie nord occidental) Thèse magister, universite d'Oran
- Zerka M, (2004),** le manteau sous la marge Maghrébine : relations “infiltrations-reactions-cristallisations” et cisaillements lithosphériques dans les enclaves ultramafiques du volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Oranie, exemples des complexes d'Ain Temouchent et de la basse-Tafna (Algérie nord occidentale) Thèse doct etat, univ.Oran, 234+annexes

Annexe



Fig. .1 : Formation de mur montre un granoclassement positif



Fig.2 : Lave épanchée vers le Nord et le Nord-est en direction de la ville d'Aïn Temouchent



Fig.3 : Un Cône égueulé au Nord, formé par des accumulations de scories et de produits pyroclastiques



Fig.4 : Forme de daya du volcan de Ben Ghana

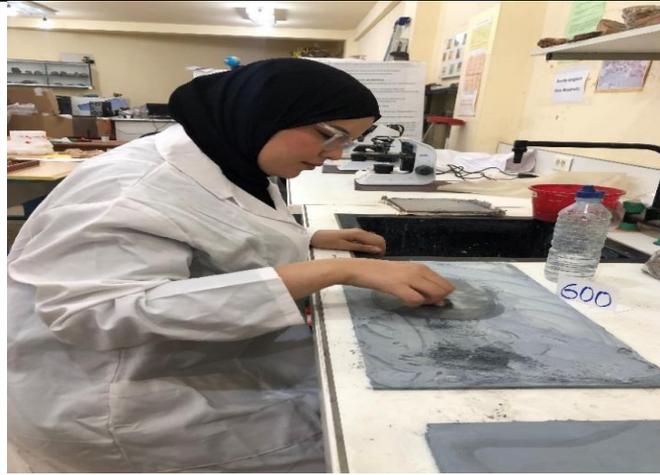


Fig.5 : Polissage du sucre avec l'abrasif grossier



Fig.6 : Séchage de la lame mince



Fig.7 : Passage de la lame dans rectifieuse



Fig.8 : Nettoyage de lame après le polissage du sucre



Fig.9 : Mélanger les échantillons avec de l'eau, agiter et morceler à la main ou au mortier. Laisser reposer de quelques heures à quelques jours



Fig.10 : Procéder au lavage des échantillons à travers une colonne de tamis comportant les mailles suivantes : 250µm 100µm80 µm

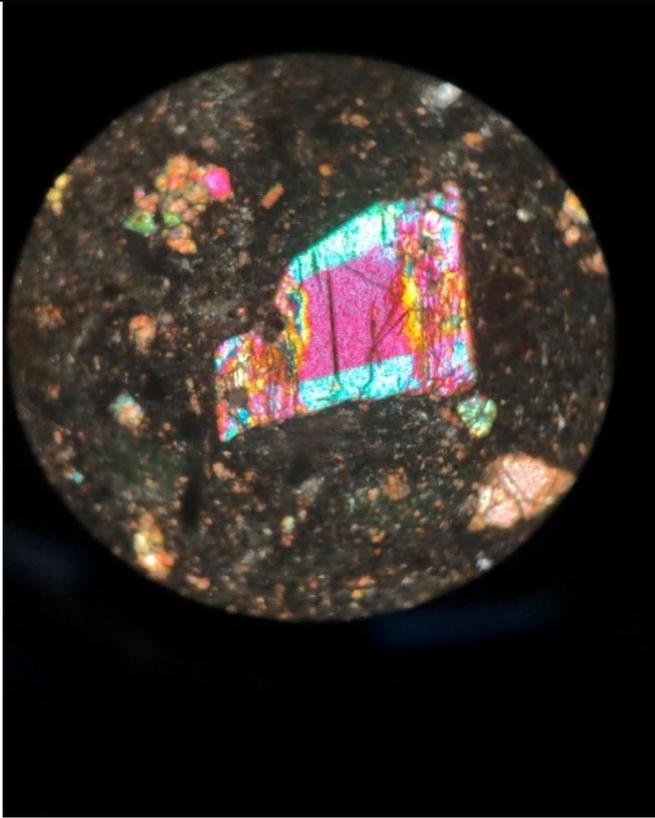


Fig.11 : Clinopyroxène entourée par cendre volcanique, oxyde opaque et PL

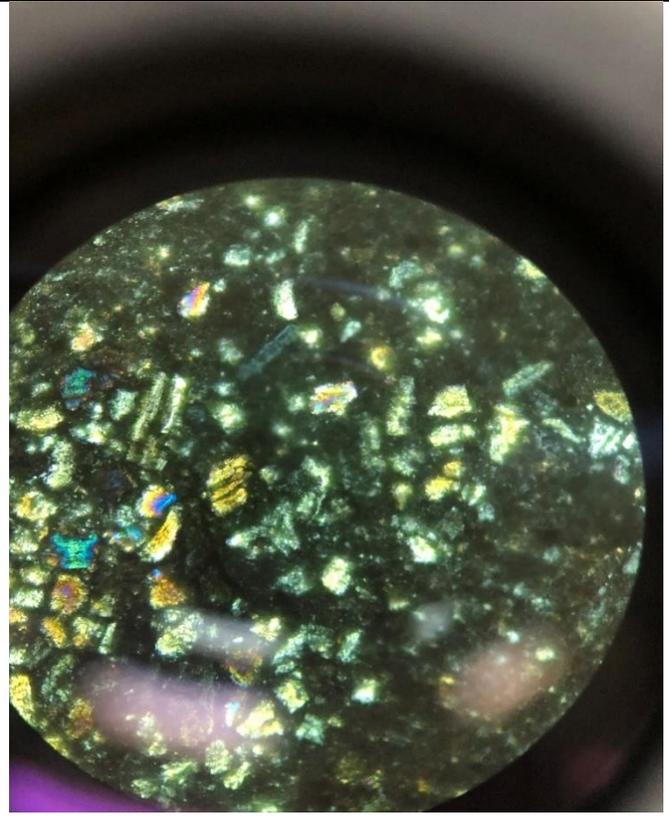


Fig.12 :contient des Clinopyroxène, des feldspath, cendre volcanique, oxyde opaque , PL

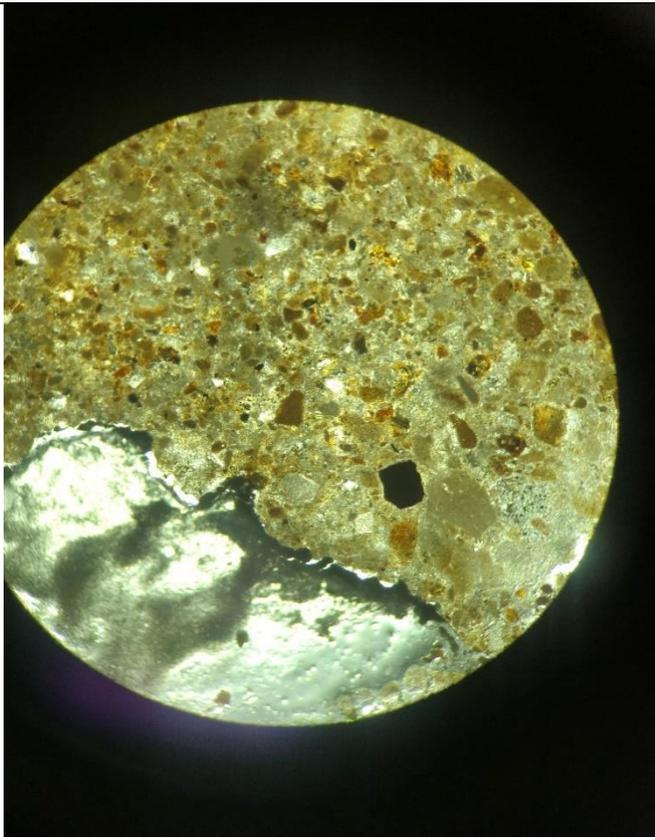


Fig.13 : Tuf a lapilli Élément fin contient du scorie

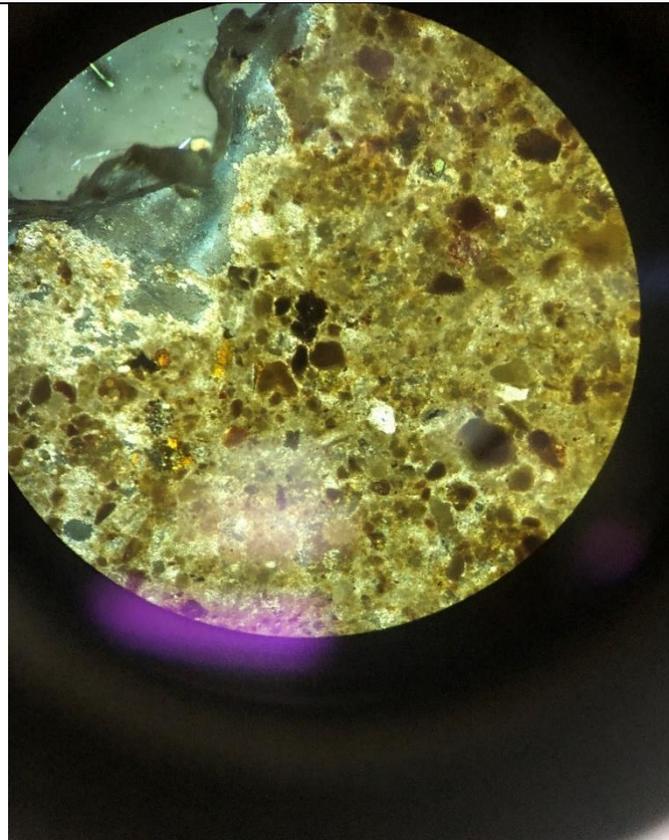


Fig.14 : Tuf a lapilli Élément fin contient du cendre volcanique et fragment de basalte



Fig.15 : Tuf a lapilli a éléments grossiers(100µm) d'Ain Temouchent contient du quartz, scorie, calcaire et ferromagnésien



Fig.16 : Tuf a lapilli a éléments fins (250µm) d'Ain Temouchent contient du quartz, scorie, calcaire et ferromagnésien

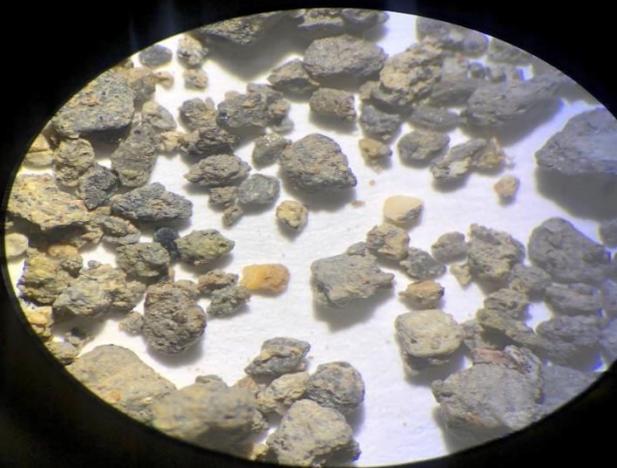


Fig.17 : Tuf a lapilli a élément moyen d'Ain Temouchent (250µm) contient fragment du basalte, quartz, scorie, calcaire et ferromagnésien

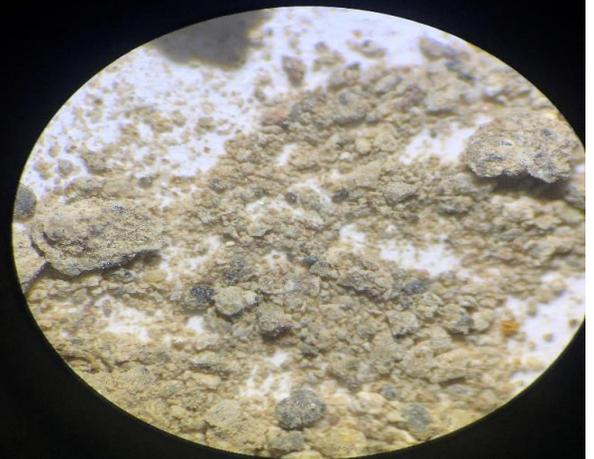


Fig.18 : cinérite contient du quartz, fragment de basalte, scorie et ferromagnésien

Définitions :

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

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

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