

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques, Agronomiques et Géologiques

Département des Sciences Géologiques



UMMTO

MEMOIRE

En vue de l'obtention du diplôme de Master en GEOLOGIE

Spécialité : Bassins Sédimentaires

Thème :

**ETUDE DES DEPOTS VOLCANO-SEDIMENTAIRES DU BASSIN NEOGENE DE
MARNIA (MOYENNE TAFNA)**

Présenté Par : M^{ELLE} BERKANE LYSA

Soutenue publiquement, le 02/07/2018, devant le jury composé de :

- **Président : M. MAKHLOUF A**MCB.....UMMTO
- **Encadreur : M. BOUKHEDIMI M^{ed}A.**MCB.....UMMTO
- **Examineur : M. HAMIS A**MAA.....UMMTO
- **Examineur : M. LOUNIS R**MAA.....UMMTO

Année universitaire 2017/2018

SOMMAIRE

Introduction	05
Chapitre I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	
I- Cadre géographique	09
II- Cadre géologique	11
III- Cadre géologique général de l’Oranie nord occidentale	12
IV- Aperçu sur le volcanisme de l’Oranie nord occidentale	16
V- Aperçu tectonique régional	18
VI- Le volcanisme de l’Oranie	20
Chapitre II : VOLCANOLOGIE	
I- Morphologie et Structure	23
II- Structure des dômes rhyolitiques de Hammam boughrara	25
III- Tufs pyroclastique rhyolitique	26
IV- Tufs pyroclastique andésitique	31
V- Les basaltes	34
Conclusion	39
Chapitre III : PETROGRAPHIE	
I- Pétrographie des rhyolites	43
II- Pétrographie des andésites	53
III- Pétrographie des basaltes	60
Conclusion	63
Chapitre IV : GEOCHIMIE	
I- Etudes des températures et pressions de mise en place	70
II- Etude des altérations de dépôt volcano-sédimentaires (bentonisation)	76
Conclusion	79
Chapitre V : TECTONIQUE ET VOLCANISME DE LA MOYENNE TAFNA	
I- Analyse morphotectonique	82
II- Interprétation du model numérique de terrain (MNT)	83
III- Examen du secteur de la moyenne Tafna- Traras	90
Conclusion de l’étude morphotectonique	96
Conclusion Générale	98

Remercîments :

Mes remerciements s'adressent tout particulièrement à Mr BOUKHEDIMI, Maitre de conférences à l'Université de Tizi Ouzou, pour avoir dirigé avec beaucoup d'attention et de soin ce travail. Nous sommes très reconnaissants pour sa disponibilité, sa bienveillance et son soutien permanent.

J'exprime ma profonde gratitude au membre du jury, monsieur MAKHLOUF, pour nous avoir fait l'honneur de le présider, ainsi qu'à messieurs HAMIS et LOUNIS pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie tous mes amis : en particuliers BOUZAR Lisa et CHOUGAR Massyl, BENZAID Slimane pour leurs soutiens et encouragements.

Je ne peux terminer cet avant-propos sans remercier monsieur LALEG AZIZ pour son soutien morale et de m'avoir aidée à accomplir ce travail.

Enfin, je réserve mes plus profonds remerciements à mes parents, à mes chers frères et à ma sœur.

Introduction

Introduction :

Dès la fin de l'époque tertiaire, l'Oranie occidentale est le siège d'une activité volcanique intense qui va lui communiquer l'un des traits marquants de sa géologie.

En effet, ce volcanisme qui recouvre d'importantes surfaces s'est manifesté, par intermittence, depuis le miocène jusqu'au quaternaire sur tout le pourtour de la méditerranée occidentale.

La région de Marnia a été marquée par ce volcanisme au cours du miocène et jusqu'au quaternaire. Les produits volcaniques rejetés par les centres d'émissions repartis de part et d'autre de l'oued Tafna, s'étalent sur une très grande superficie.

Une bentonitisation apparue dans certains de ces milieux volcanogènes a donné naissance aux plus grands gisements d'argiles bentonitiques en Algérie.

Des témoins de cette activité volcanique, à l'origine de certains de ces gisements faisant l'objet de notre étude.

Le présent travail rentre dans le cadre de la préparation d'un mémoire de master en géologie option : bassins sédimentaires.

Le travail entrepris consiste en une étude détaillée des dépôts volcano-sédimentaires de la région de Marnia (Oranie occidentale). Le but étant de déterminer leur nature, origine et modes de gisements ainsi que leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques. Par la suite on va les placer dans un contexte de tectonique régionale.

Le modèle proposé pourra ensuite être exploité pour la prospection de nouveaux gisements.

❖ **But de l'étude :**

Les objectifs étaient :

- D'étudier en détail les différents faciès volcaniques de la région de Marnia (appareils volcaniques et dépôts pyroclastiques).
- D'étudier en détail la structure et le modèle de gisement des appareils volcaniques et des dépôts associés.
- De proposer une approche cinématique aboutissant à la structure actuelle de ces dépôts.
- De mettre en évidence les principales caractéristiques géochimiques de ces dépôts.
- D'étudier en détail la tectonique de la région et d'essayer notamment d'établir la relation avec le volcanisme de la région.

❖ **Moyens mis en œuvre :**

Pour mener à bien ce travail nous avons entrepris :

- Une recherche bibliographique approfondie sur les différents travaux réalisés sur la région.
- Des sorties de terrains ont été effectuées durant lesquelles nous avons pris les photos de terrains présentées dans ce mémoire.
- Une étude morphotectonique basée sur les photographies aériennes (INC (1/27 000) 1992, (1/50 000) 1953.), les fonds topographiques et géologiques (Nedroma 1/50 000) et des images satellites (Landsat7).
- Une étude volcanologique basée sur la morphologie des appareils volcaniques et le mode de gisement des terrains volcano-sédimentaires associés.
- Une étude pétrographique basée sur la macroscopie des roches à l'affleurement et la microscopie à partir des lames minces.
- Une étude géochimique basée sur les résultats des éléments majeurs, traces et les isotopes de l'hydrogène.

Chapitre I : Cadre géographique et géologique

Introduction :

L'Oranie nord occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du moyen Atlas marocain (**Fig.1**), a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire qui s'est déroulée depuis la région de Mohammadia, à environ 80 km au Sud-Est d'Oran, jusqu'aux confins de la frontière algéro-marocaine (Gentil, 1903 ; Sadran, 1985 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon, 1981 ; Bellon et al, 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeiouna ,1997 ; Piqué et al, 1988 ; Benali, 2001 ; Coulon et al, 2002 ; Louni Hacini, 2002 et Zerka, 2004).

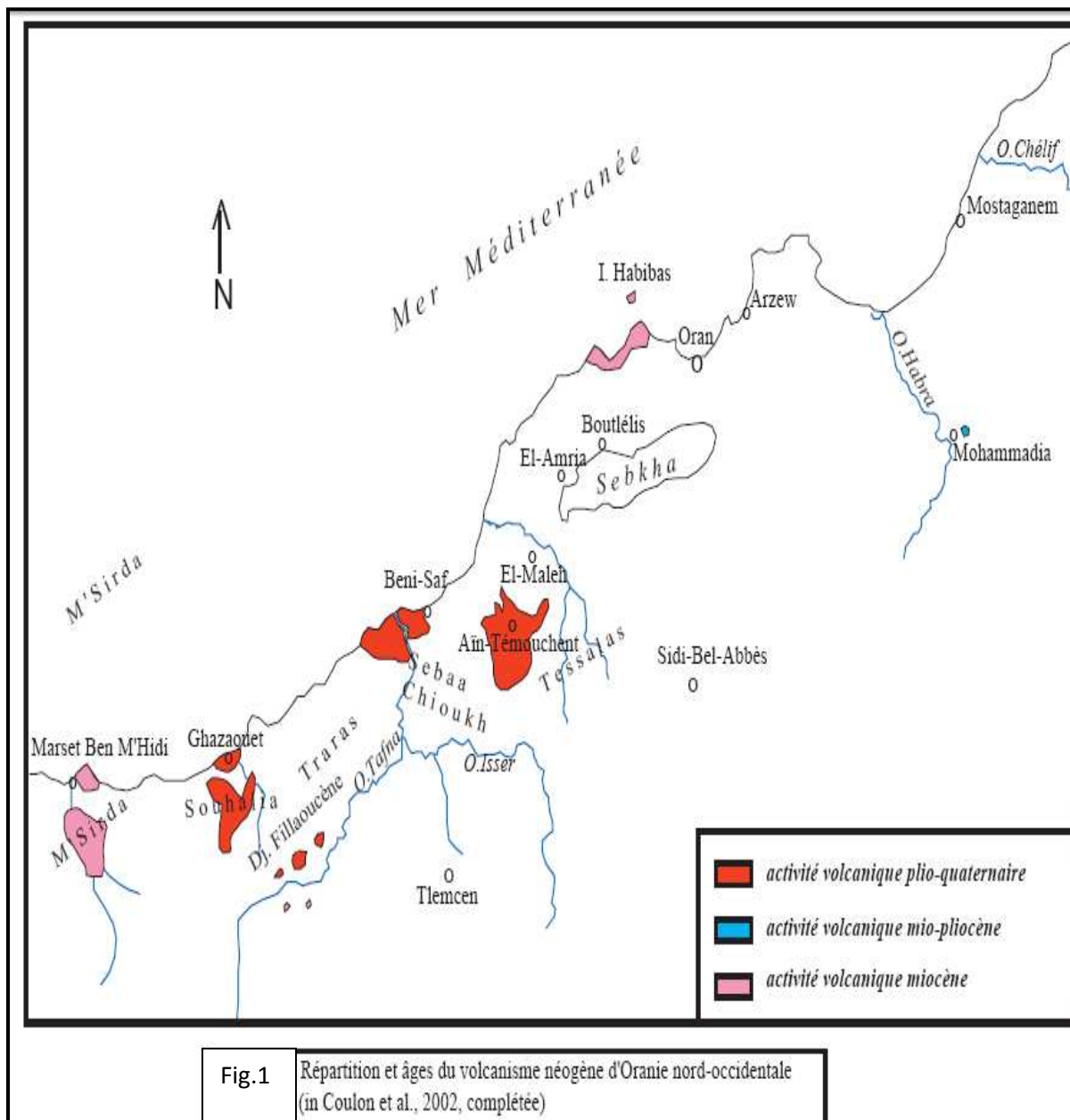
Ce volcanisme montre un changement de composition : de calco-alcalin au Miocène, il devient alcalin au Plio-Quaternaire. Cette évolution, qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale, est attribuée :

- Soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque Afrique et dont l'activité aurait été stoppée au Pliocène inférieur (Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Louni-Hacini et al 1995 ; El-Azzouzi et al, 1999 ; Maury et al, 2000) ;
- Soit à un contexte d'amincissement lithosphérique lié à la réactivation d'une vaste cisaillement parallèle à la marge nord-africaine (Hernandez et al., 1987 ; Piqué et al., 1998) ;
- Soit à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka et al. 2002 ; Zerka, 2004)

I- Cadre géographique :

Les formations éruptives de l'Oranie nord-occidentale couvrent de grandes surfaces depuis la région de Tifaraouine-Bouzedjar, à l'Ouest des Andalouses, jusqu'à la frontière algéro-marocaine. Elles forment d'Ouest en Est :

- Le massif des M'sirda, aux confins de la frontière algéro-marocaine, depuis Mersat Ben M'hidi, à l'Ouest jusqu'au Cap Kelah à l'Est ;
- Le complexe de Souhalia situé à environ 130 km à l'Ouest d'Oran.
- Le massif éruptifs de la moyenne Tafna, localisée à près de 150 km au Sud-Ouest d'Oran, et comprenant les secteurs de Hadjra El Kahla et de Ain Romana, situés en rive droite de la Tafna, et celui du flanc sud de Djebel Fillaoucène en rive gauche.
- Les massifs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna, situés respectivement à environ 70 et 100 km à l'Ouest d'Oran, et occupant des dépressions aménagées au Nord des monts des Traras et des Sebâa Chioukh.
- La région de Tifaraouine-Bouzedjar, dans le Sahel d'Oran, et qui s'étend sur une vingtaine de kilomètres depuis le Cap Figalo à l'Ouest jusqu'au Cap Sigale à l'Est.
- Le secteur de Mohammadia, à 80 km au Sud-Est d'Oran, sur les confins méridionaux de la plaine de l'Habra entre Oued Attache et Oued Habra.



II- Cadre géologique :

- **Structure alpine de l'Algérie du nord :**

- ❖ **Généralité :**

En Algérie, l'Atlas, domaine montagneux septentrional s'oppose à un domaine méridional le Sahara. L'Atlas est subdivisé en Atlas saharien et Atlas tellien séparés par les hauts plateaux. Cette partie atlasique de l'Algérie relève de la chaîne alpine d'Afrique du nord.

L'Atlas tellien ou encore Maghrébides (Auboin et Durand Delga, 1971) est composé d'unités allochtones largement charriées sur l'avant pays des hauts plateaux au cours du tertiaire.

Pour des considérations paléogéographiques, les Maghrébides sont subdivisés en deux zones : les zones internes et les zones externes. (Figure I.2)

Les zones internes dites domaine kabyle (en Algérie) ou rifaine (au Maroc) représentent les témoins (substratum et marge) d'un ancien bloc disloqué dont la position paléogéographique située approximativement entre l'Europe et l'Afrique stable et qui se serait accrété à cette dernière au Cénozoïque.

On distingue classiquement dans ces zones internes :

Un substratum métamorphique appelé en Algérie socle kabyle d'âge encore controversé, précambrien (Durand Delga, 1969, 1980 ; Bouillin, 1977 ; Bouillin et al, 1984 ; Bossière 1980) ; hercynien ou alpin (Mahdjoub, 1991 ; Saadallah, 1992).

Un paléozoïque peu ou pas métamorphique daté du cambrien jusqu'au carbonifère.

Un méso-cénozoïque de marge continentale dit chaîne calcaire (Glangeaud, 1932) ou dorsale kabyle (Durand Delga, 1969) ou encore dorsale rifaine (Fallot, 1933).

Des terrains profonds de type flysch aujourd'hui localisés au sud et au Nord des zones internes formaient vraisemblablement la jonction entre les zones internes et les zones plus méridionales dites zones externes.

Tous ces terrains internes, flysch et terrains des zones internes ont subi au cours du miocène des mouvements tectoniques importants qui les ont structurés en unités largement charriés vers le sud. Les positions structurales actuelles de ces unités ont approximativement conservé la polarité paléogéographique.

Pour les zones externes, bien que leur vision cylindrique soit injustifiée, cette zone est le résultat de la superposition d'unités allochtones regroupées en nappes telliennes. Celles-ci sont souvent constituées d'un substratum paléozoïque (Massifs à schistosité), d'unités dont la base n'affleure pas en surface (autochtone ou parautochtone) et des unités tectoniques franchement allochtones avec des bases de nappes.

III- Cadre géologique général de l'Oranie nord occidentale :

L'Oranie nord occidentale se trouve à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique (Fenet 1975, Guardia 1975) : le domaine atlasique et le domaine tellien (Fig.2).

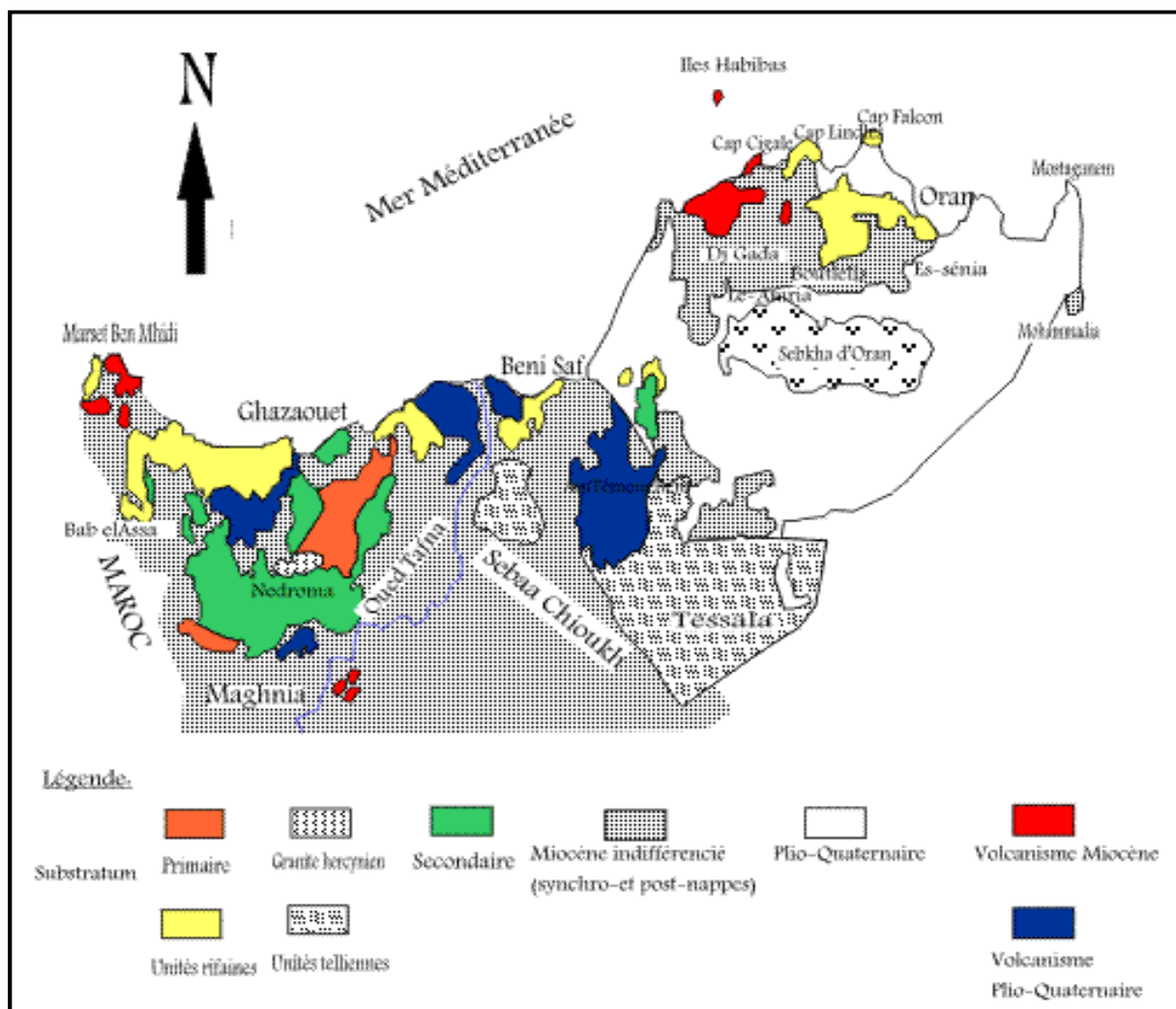


Fig.2: Contexte géologique de l'Oranie nord-occidentale (in Megartsi, 1985, redessinée)

a) Le domaine atlasique :

Ce domaine correspond à des terrains autochtones qui constituent la continuité latérale du Moyen Atlas marocain. Ils sont caractérisés par un socle paléozoïque recouvert par une couverture mésozoïque bien étendue. Ces terrains sont également affectés par une intense tectonique souple et cassante. La fracturation joue un rôle très important en Oranie nord occidentale (Thomas, 1977 ; Letouzay et Trémolière, 1979 ; Hernandez, 1983). Les fractures sont globalement orientées selon la direction atlasique NE-SW. Elles auraient joué en décrochements sénestres jusqu'au Miocène supérieur et même bien plus tard et seraient en grande partie responsables de la mise en place des épanchements volcaniques de l'Oranie.

b) Le domaine tellien :

Ce domaine regroupe, selon Guardia (1975), cinq ensembles :

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

➤ **Zone tellienne :**

Elle appartient à la zone externe des Maghrébides. Il s'agit globalement d'un complexe structural au sein duquel les formations paléozoïques et (ou) mésozoïques, très tectonisées, en grande partie métamorphisées, tiennent lieu de substratum autochtone relatif par rapport à un ensemble allochtone essentiellement marneux.

Les témoins de cette zone tellienne, sont représentés par les unités paraautochtones et allochtones dont les nappes à affinité rifaine, tellienne et la nappe de flysch numidien. Ces unités s'étendent depuis le Tifaraouine à l'est et se poursuivent au Maroc à l'Ouest.

- **Le miocène synchro-nappe**

L'ensemble de ces unités allochtones alpines vont glisser vers le Sud dans une avant fosse miocène dit: " bassin synchro-nappe ". Ce miocène synchro-nappe est très développé dans les Sebâa Chioukh (sud d'Ain Temouchent) et dans la vallée de la Tafna. Il est constitué par une série épaisse de marnes vertes et de grès gris à roux à grains fins passant parfois à des grès grossiers parallèlement à une surrection active.

Par endroit, ce miocène peut être constitué d'éléments détritiques provenant du matériel des nappes situées au nord du bassin.

A partir de différentes études micropaléontologiques qui ont permis la détermination de foraminifères planctoniques tels que : *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia gr menardii* et *Globorotalia mayri*, plusieurs auteurs (Addadi et al 1968, Guardia et Magné 1972, Guardia 1975 et Bellon et al 1984) s'accordent pour attribuer un âge Serravallien (zone N13 de Blow, 12,3 à 12 Ma) au miocène synchro-nappe.

- **Le miocène post-nappe premier cycle**

De part et d'autre de la vallée de la Tafna, dans la région de Béni Saf et sur le revers nord des Sebâa Chioukh, une série détritique continentale sépare par endroits, les nappes de la série marine du Miocène terminal. Cette série continentale, d'épaisseur très variable, est constituée par des marnes ou des argiles gypseuses vertes, et des grés et des poudingues très hétérogènes de couleur lie de vin. Les matériaux détritiques proviennent probablement des nappes.

La rareté de la faune dans cette série continentale ne permet pas de lui donner un âge précis. Cependant à partir d'une étude comparative et chronologique avec la série des Tessala plus à l'est Guardia (1975) estime que l'on peut attribuer un âge tortonien à cette série miocène.

- **Le Miocène post-nappe second cycle**

Une période d'érosion suffisamment longue va permettre le dégagement d'une surface d'aplanissement assez évoluée sur laquelle vont s'accumuler des formations sédimentaires et volcaniques du Miocène terminal et plus précisément du Messinien.

Le massif des Traras et la chaîne du Filaoussène ont été épargnés par la transgression du Miocène terminal et les formations marines ont formés deux bassins : un bassin oriental et un bassin occidental qui ne communiquent entre eux qu'au nord de la zone émergée.

- a) Le bassin oriental**

Dans ce bassin les formations messiniennes sont homologuées aux formations de la région d'Oranet du bassin du Cheliff.

La série sédimentaire est constituée de trois formations caractéristiques qui apparaissent dans la basse et moyenne Tafna et dans les Sebâa Chioukh, Guardia 1975 distingue:

- La formation " rouge " continentale à saumâtre correspondant à des dépôts d'origine alluviale, passant vers le haut à des dépôts lagunaires et marins (marnes à huîtres).
- La formation des " marnes bleues " marines se déposant au-dessus des niveaux saumâtres précédents. Elle est visible dans le Sebâa Chioukh et en bordure des Traras où ces marnes sont enrichies en microfaunes.
- Des calcaires construits à algues (lithothamniés), polypiers et échinidés couronnant les deux formations précédentes et constituant " la formation calcaire sommitale " (Guardia 1975).

- b) Le bassin occidental**

Il est limité à la région des M'sirda. Il comprend une formation marneuse riche en microfaune recouverte d'une épaisse dalle calcaire.

- **Le Plio-Quaternaire :**

Il est représenté par une formation marine et une formation continentale.

La formation marine est essentiellement constituée de marnes ou marne argileuse. Les dépôts conglomératiques prédominent nettement dans la sédimentation continentale

IV- Aperçu sur le volcanisme de l'Oranie nord occidentale :

La Méditerranée occidentale révèle une histoire géologique complexe depuis plus de 200 Ma. Sa configuration actuelle est guidée essentiellement par l'existence de la chaîne alpine qui s'est développée à la suite des mouvements relatifs entre la plaque Eurasie, au Nord, et la plaque Afrique au Sud. L'évolution structurale et géodynamique de cette région fait encore, actuellement, l'objet de débats. La limite méridionale de la méditerranée occidentale est représentée par la marge nord-africaine appelée aussi marge maghrébine (Maury et al., 2000).

Celle-ci a été le siège d'une importante activité magmatique, essentiellement effusive, depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (**Fig.3**). Ce volcanisme montre un changement de composition au cours du temps : de calco-alcalin, au Miocène, il devient alcalin au Plio-Quaternaire. Cette évolution, qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la méditerranée occidentale, est attribuée soit à un contexte particulier de subduction de la plaque Alboran sous la plaque Afrique et dont l'activité aurait été stoppée au Pliocène inférieur (Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Louni Hacini et al., 1995 ; El-Azzouzi et al., 1999 ; Maury et al., 2000), soit à un contexte d'amincissement lithosphérique lié à la réactivation d'un vaste cisaillement parallèle à la marge nord-africaine (Hernandez et al., 1987 ; Piqué et al., 1998) ou encore à une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, des deux processus (Zerka et al., 2002 ; Zerka, 2004).

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

- Magmatisme calco-alcalin
- Magmatisme alcalin
- ▲ Magmatisme anatectique
- ★ Magmatisme potassique
- ✱ Magmatisme hyperalcalin

Cette activité magmatique, exclusivement effusive, s'est manifestée par la mise en place d'importants complexes volcaniques plus ou moins éloignés les uns des autres et qui sont d'Est en Ouest (**Fig.2**) :

- Le secteur de Mohammadia ;
- Le Sahel d'Oran ;
- La région d'Ain Témouchent ;
- Le massif de la Basse Tafna ;
- Les époutements éruptifs de la moyenne Tafna ;
- Le complexe des Souhalia ;
- Le massif de M'sirda.

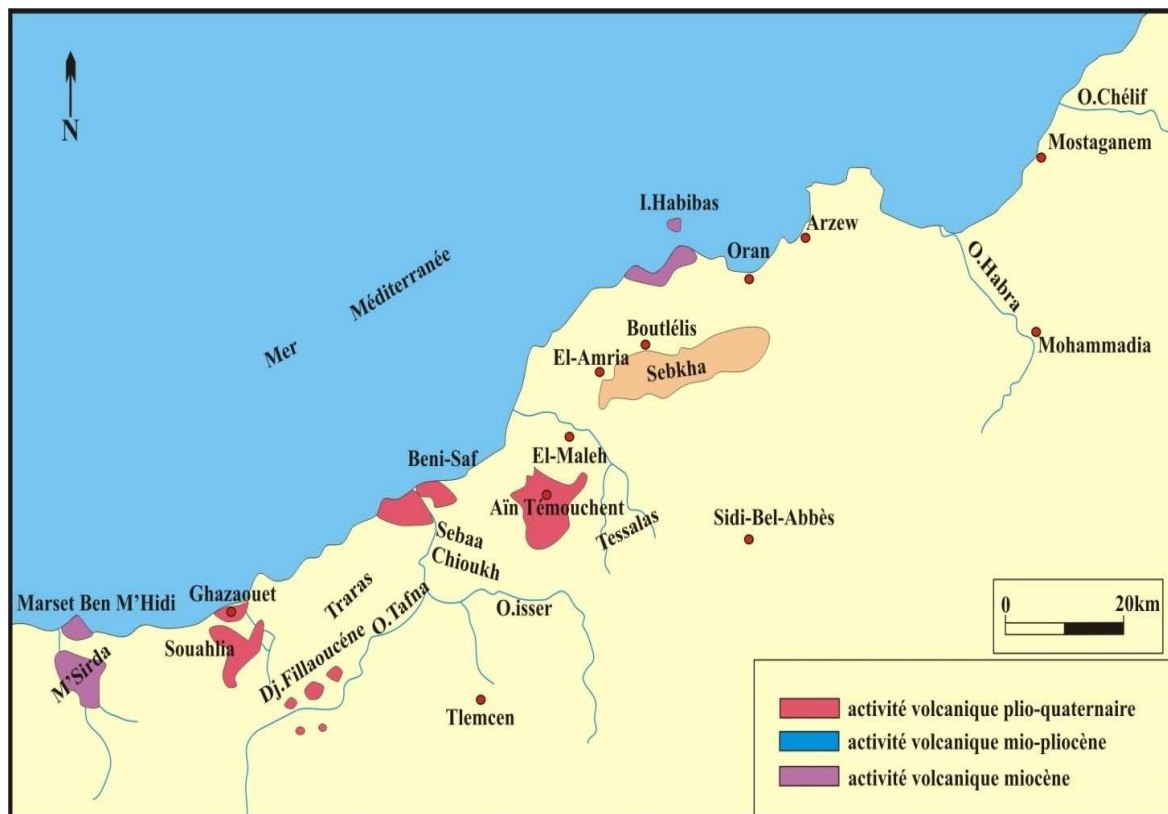


Fig.2: Répartition du volcanisme néogène d'Oranie nord occidentale
(in Coulon et al., 2002, redessinée)

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

V- Aperçu tectonique régional :

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

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

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

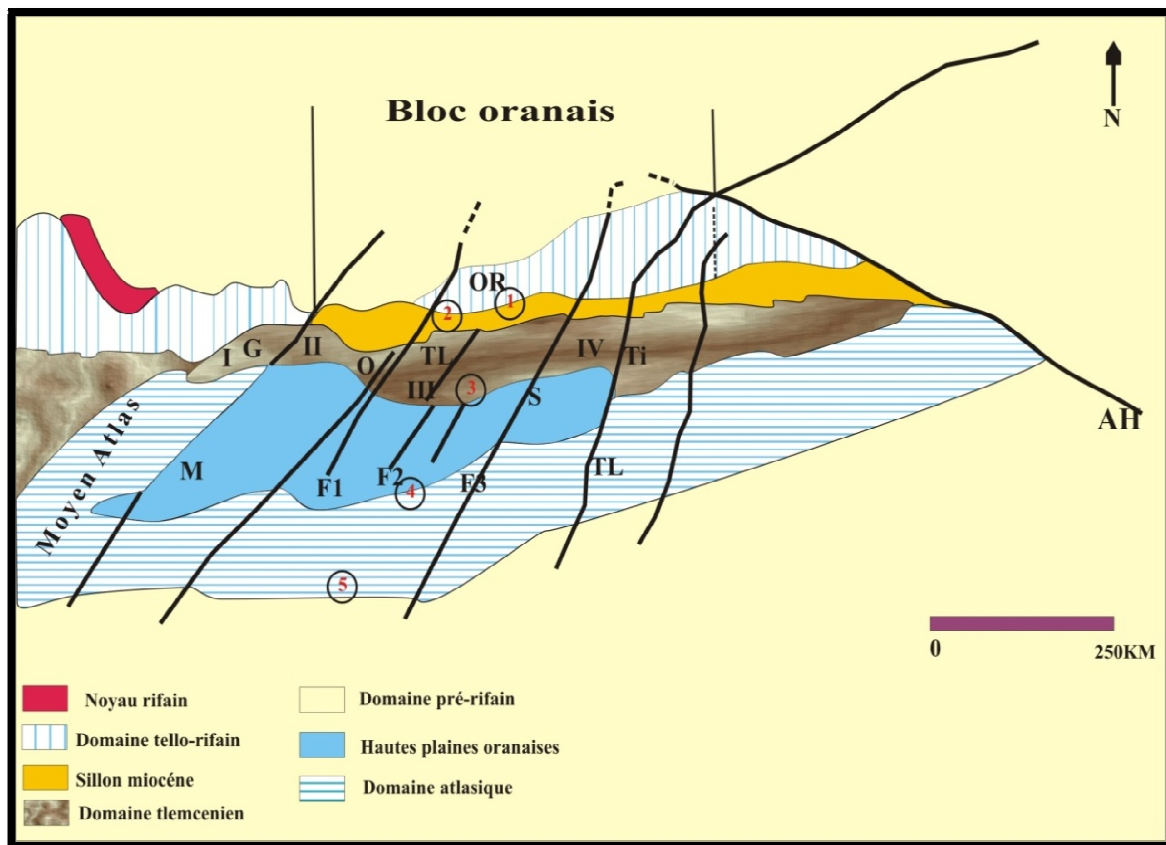


Fig.3 : Les grands traits structuraux de l’Afrique nord occidentale
(inAmeur, 1988, redessinée)

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

VI- Le volcanisme de l'Oranie :

D'une manière générale, le volcanisme ou le plutonisme néogène en Afrique du Nord est toujours post-nappe. Il est plus ancien à l'est comme l'ont été les mouvements tangentiels paroxysmaux caractérisant la mise en place des nappes.

Dans l'Oranie, le volcanisme mio-plio-quaternaire couvre de grandes surfaces depuis la région de Bouzedjar à l'ouest d'Oran et se poursuit jusqu'au Maroc à l'ouest.

D'après l'âge de mise en place des massifs volcaniques et selon leur localisation, on peut distinguer :

- Dans le Sahel d'Oran (secteur de Tifaraouine- Bouzedjar) et les îles Habibas et les M'sirda le volcanisme essentiellement, représenté par des andésites, des dacites et des rhyolites est calco-alcalin d'âge miocène.
- Dans le secteur de la **Moyenne Tafna** et des M'sirda, le volcanisme s'est installé au Miocène et s'est poursuivi au Pliocène.

Enfin, l'activité volcanique d'âge Plio-Quaternaire est représentée dans les secteurs de Souahlia (Ghazaouet

Chapitre II : Volcanologie

Introduction :

Précisons d'abord le sens des termes utilisés. D'une manière générale, le terme volcano-sédimentaire pourrait s'appliquer à n'importe quel sédiment renfermant du matériel volcanique en proportion importante. Mais on réserve plutôt le terme aux dépôts élaborés par des processus où le volcanisme est dominant. C'est ce sens que nous utiliserons dans la suite du chapitre; il implique donc la contemporanéité de la sédimentation et du phénomène volcanique. Le terme pyroclastique s'applique aux roches résultant de l'accumulation de débris volcaniques provenant de l'expulsion de matériaux volcaniques.

L'importance des dépôts volcano-sédimentaires reflète plus que leur simple abondance crustale, déjà remarquable (environ le quart de l'ensemble des roches sédimentaires). Ces sédiments sont en effet essentiels pour comprendre la dynamique des orogènes; de plus, beaucoup de dépôts volcano-sédimentaires sont associés à des minéralisations d'importance économique et enfin, il n'est pas nécessaire d'insister sur l'importance des manifestations volcaniques sur l'activité humaine. Malgré cela, ces sédiments ont été peu étudiés, probablement par suite de leur identification malaisée et de leur sensibilité à l'altération, mais aussi du fait de leur caractère mixte, impliquant à la fois des processus sédimentaires et magmatiques (les spécialistes des deux disciplines se renvoyant la balle et hésitant à s'aventurer dans des matières qu'ils maîtrisent plus difficilement).

Dans ce chapitre, nous allons passer en revue les différents types de dépôts volcano-sédimentaires de notre secteur d'étude en insistant sur leur genèse.

I- Morphologie et Structure :

Vu du ciel le dôme rhyolitique de Hammam Bouhrara présente une structure circulaire à légèrement elliptique en forme de coupole légèrement déformée (figure2) reposant sur les sédiments du miocène supérieur et qui est couverte en partie par les sédiments du miocène terminal et du plio-quadernaire.

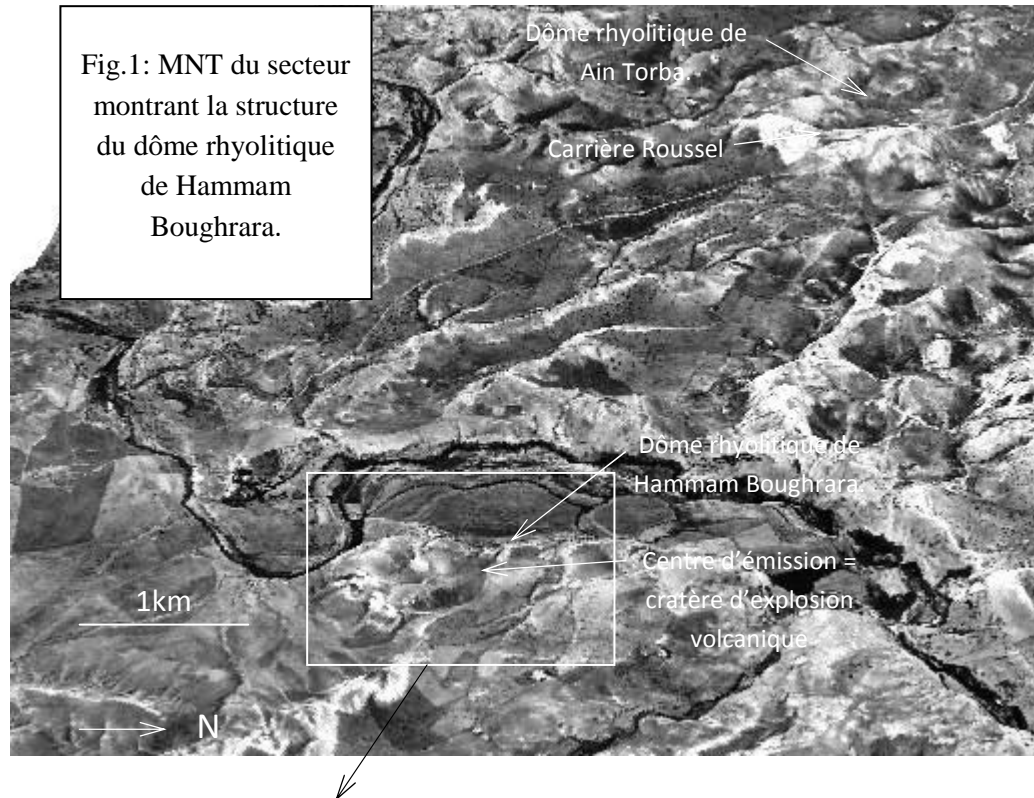
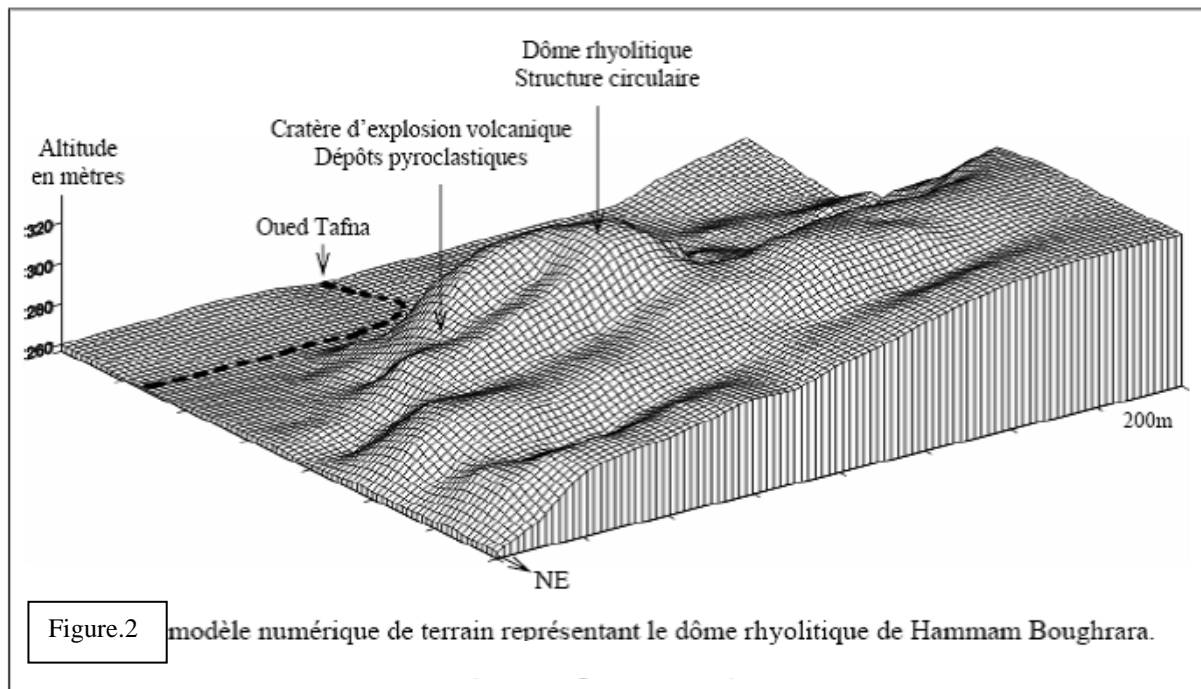


Figure.2 ci-après



La vue panoramique montre un système de fracturations concentriques qui épousent la forme générale du dôme, lui conférant ainsi une structure analogue à celle d'un bulbe d'oignon.

Les rhyolites constituant le dôme présente une fluidalité très marquée par l'orientation dans une direction préférentielle des cristaux de biotites et des minéraux oxydés et aussi de nombreuses échardes de verres volcaniques (les fiammes) constituants de leur mésostase.

Cette dernière, devient vite perlitiques à la périphérie du dôme lui conférant ainsi une zonalité lithologique :

- La base du dôme est constituée de tufs pyroclastique à structure pseudo-fluidale (soudé à chaud) il s'agit probablement de coulée pyro-ignimbritique.
- Le cœur du dôme est constitué de rhyolite massive, sans débit concentriques ni orientation préférentielle des minéraux. Sa périphérie est constituée de rhyolite perlitique.
- La moitié Est du dôme est déchiquetée par un cratère d'explosion volcanique et remplie par du tuf pyroclastique.



Photo 1 : VUE PANORAMIQUE DU PITONS DE RHYOLITES DE HEMMAM BOUGHRARA

II- Structure des dômes rhyolitiques de Hammam bouhrara :

Tous les dômes rhyolitiques à Hammam Bouhrara se présentent de la même manière sur le terrain avec :

- Une forme en coupole et une structure analogue à celle d'un bulbe d'oignon.
- A la base des dômes, des tufs pyroclastiques à structure pseudo-fluidale.
- Surmonté par des rhyolites à structure fluidale et un cœur massif.
- Ces dômes sont déchiquetés par des cratères d'explosions volcaniques et remplies par des tufs pyroclastiques.

III- Tufs pyroclastique rhyolitique :

A la périphérie du dôme volcanique de Boughrara, on a pu observer des tufs pyroclastiques Rhyolitique (composé de fragments de rhyolites et de minéraux provenant des rhyolites).

Ces tufs possèdent une matrice, ou phase de liaisons et de la même nature rhyolitique et c'est déposé en même temps que la phase clastique qui la compose. C'est d'ailleurs l'une des principale caractéristique des roches volcano-sédimentaire

D'une vue plus générale le mode de dépôts de ces pyroclastite, montre avec un granoclassement normal décroissant, les éléments les plus grossier ce trouvant à la base et fins prêt du cratère, on note le développement d'une bentonisation intense dans les tufs fine (Boukhedimi 2010), les faciès observé sont :

- Rhyolites compact
- Rhyolites a structure pseudo-fluidale
- Rhyolites perlitique
- Rhyolites ignimbrite
- Tufs pyroclastique rhyolitique



Photo 2 : Tufs pyroclastique rhyolitique a la périphérie du dôme de hammam boughrara



Photo 3 : Tufs consolidés a structure pseudo-fluidale situé a la base du dôme rhyolitique

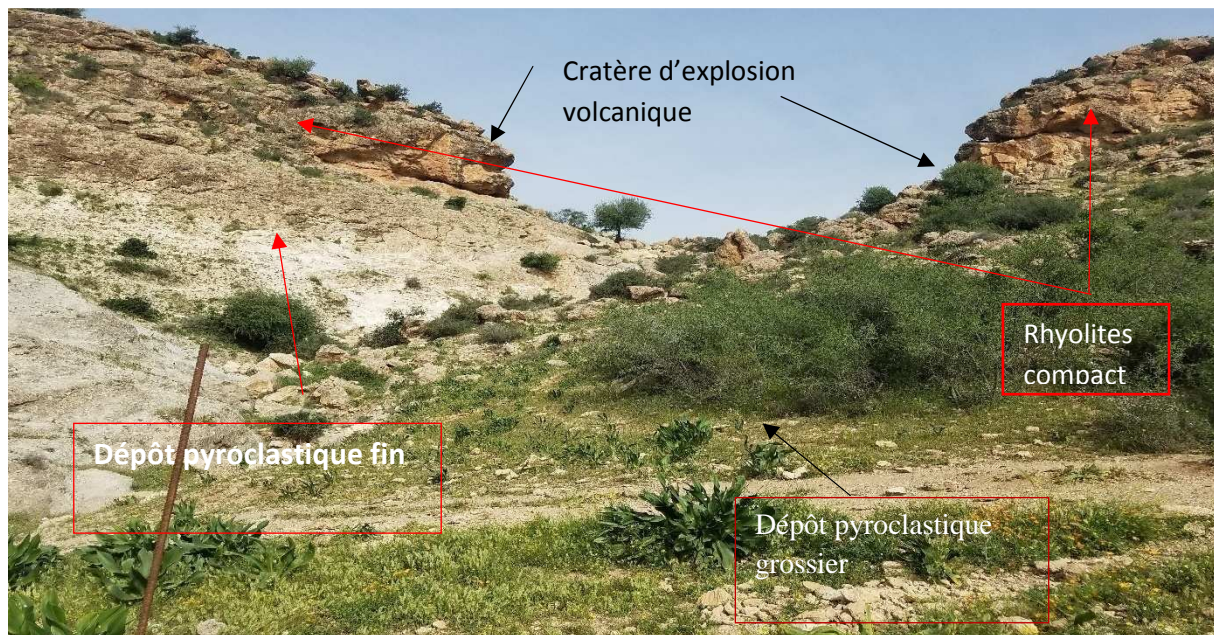


Photo 4 : Cratère volcanique de hammam boughrara et les dépôts pyroclastiques associés



Photo5 : Rhyolite massive de dôme de hammam bou ghrara



Photo 6 : Rhyolite perlitique massive a texture fluidale

IV- Tufs pyroclastique andésitique :

Les tufs andésitique de couleur rougeâtre à cause de la forte concentration en ferromagnésien, des amphiboles, pyroxènes, feldspaths et des fragments de roches andésitiques.

Une activité d'âge 8.5-9.6 Ma, représenté par des émissions andésitiques qui constituent l'essentiel du massif et son épaisseur est estimée à 300 m. Elles se présentent sous forme de coulées de laves, de tufs gris, et de brèches

Les facies andésitiques du massif des M'sirda plus précisément Djebel Bessam et Djebel Boukanoune sont extrêmement monotone. Elles sont aisément représentées dans Les deux appareils volcaniques sous forme de coulées prismatiques fracturées, de brèches et de dykes métriques.



Photo 7 : Tufs andésitiques au contact de la lave basaltique

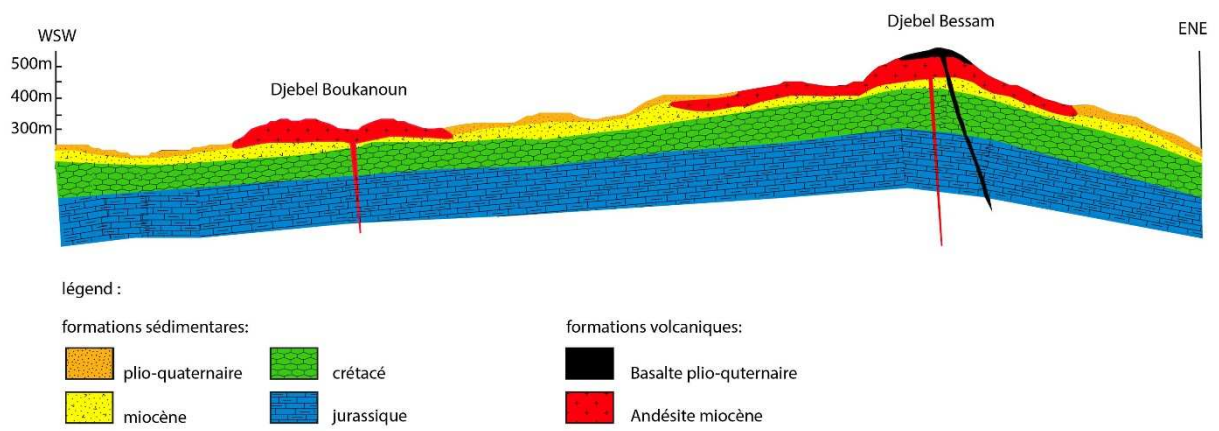


Figure 3 : Coulée basaltique de djebel Bessam et Boukanoun



Photo 8 : Appareils volcanique de bou kanou

V- Les basaltes :

Les tufs pyroclastiques basaltiques sont à l'origine de l'explosion volcanique (échappement des gaz), ces tufs sont peu répandus du fait du caractère hawaïen (basalte plio-quadernaire) (**figure.4**).

Dans Moyenne Tafna les épisodes volcaniques sont responsables de la mise en place de coulées basaltiques en rive droite de la Moyenne Tafna (Hadjrat El Kahla et Ain Romana) et en rive gauche (flanc sud du Fillaoucène, Sidi Ali Benzomra et plus au nord l'Oued Bou Kiou). Ces coulées de laves reposent sur des formations du Miocène synchrone et sont interstratifiées dans les sédiments miocènes post-nappe premier cycle.

En fait, dans cette région, l'activité a débuté par la mise en place du dôme rhyolitique de Hammam Bou Ghrara

A Hadjeret El Kahla, la coulée basaltique datée à 8,58 Ma peut être rattachée au volcan dont il ne subsiste que le neck d'âge 9,01 Ma. Cet ensemble repose par endroit sur le Miocène synchrone. (**Figure.5**)

Enfin, interstratifiée dans le Miocène post-nappe premier cycle, la coulée basaltique de Ain Romana datée à 9,01 Ma, achève cette activité volcanique sur la rive droite de la Moyenne Tafna.

En rive gauche de Moyenne Tafna, plusieurs épanchements volcaniques se sont succédés entre 9,35 Ma et 7,16 Ma. Ainsi dans l'Oued Bou Kiou (**figure.6**), vers 9,35 Ma la coulée inférieure correspondant à l'échantillon s'est mise en place sur les sédiments du Miocène synchrone. Elle a été suivie par l'émission de la coulée basaltique datée à 8,70 Ma de Sidi Ali Benzomra sur le flanc Sud du Fillaoucène. (**Figure.7**)

L'épisode pliocène débute à 4,3 Ma par la mise en place de la coulée supérieure de Sidi Ali Benzomra Celle-ci a été suivie de l'éruption du centre volcanique de Bou Track et de l'épanchement d'une coulée datée à 3,3 Ma (**figure.8**). L'ensemble de ces émissions volcaniques surmontent les conglomérats de base pliocènes qui affleurent parfaitement dans cette région ne reprendra dans la Moyenne Tafna que vers 4,3 Ma.

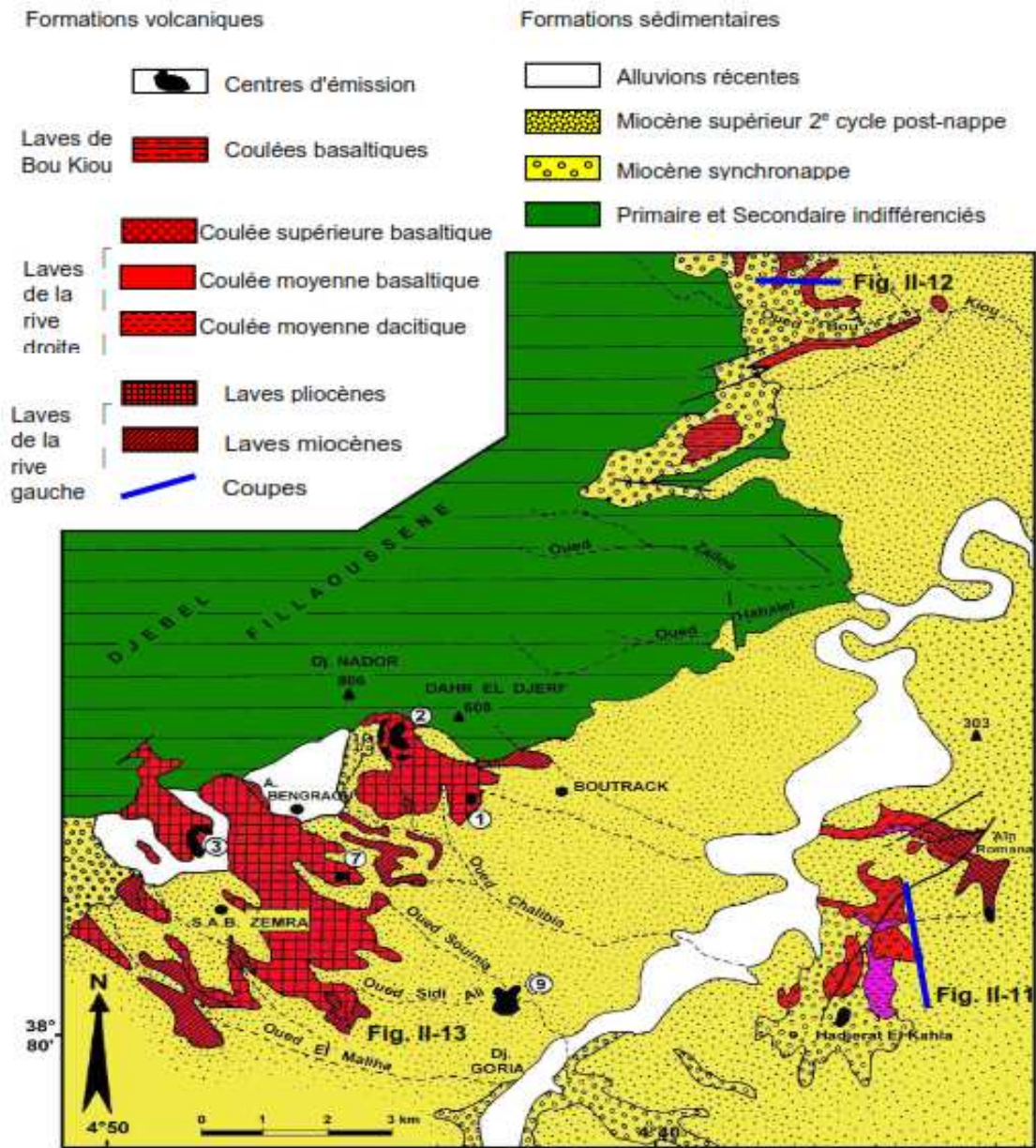


Figure 4 : CARTOGRAPHIE DES FORMATION VOLCANIQUE DE LA MOYENNE TAFNA D'APRES (GUARDIA1975)

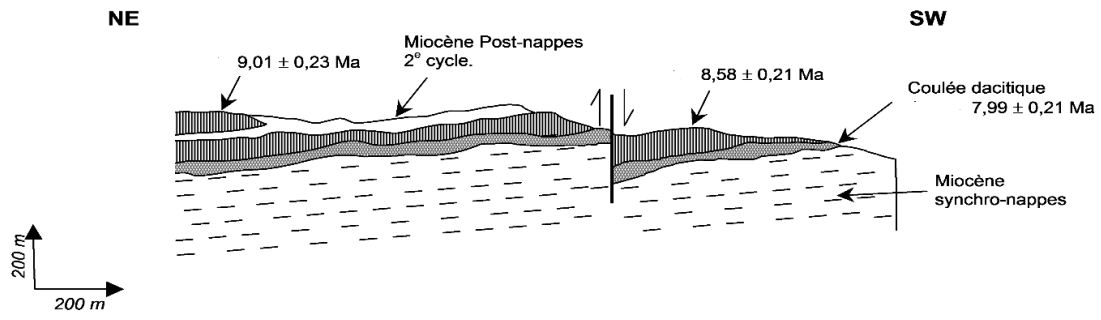


Figure 5 : Moyenne Tafna (rive droite) Hadjrat kahla et Ain Romana (Guardia 1975)

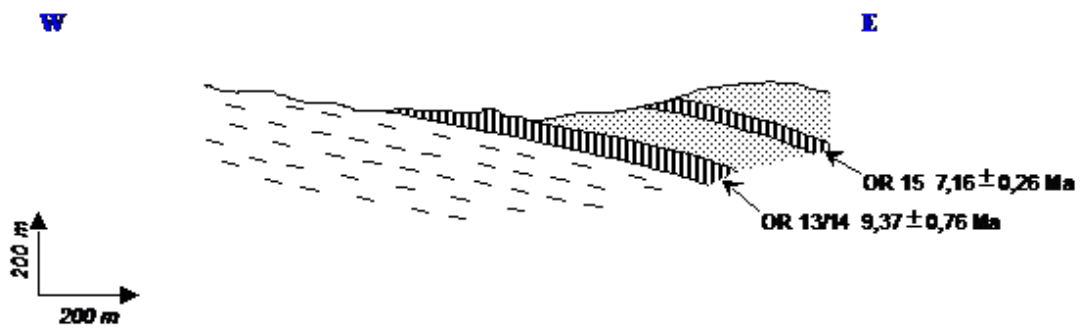


Figure 6 : Moyenne tafna (rive gauche) bou kiou (Guardia 1975)

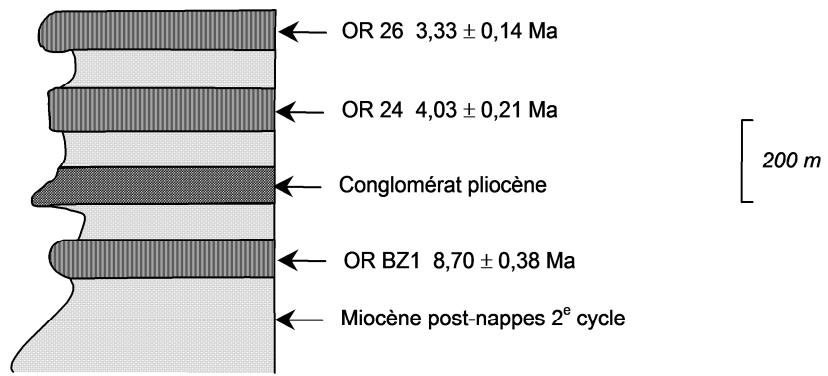


Figure 7 : Moyenne tafna (rive gauche) log synthétique du flanc sud djebel fillaoucène(Guardia 1975)

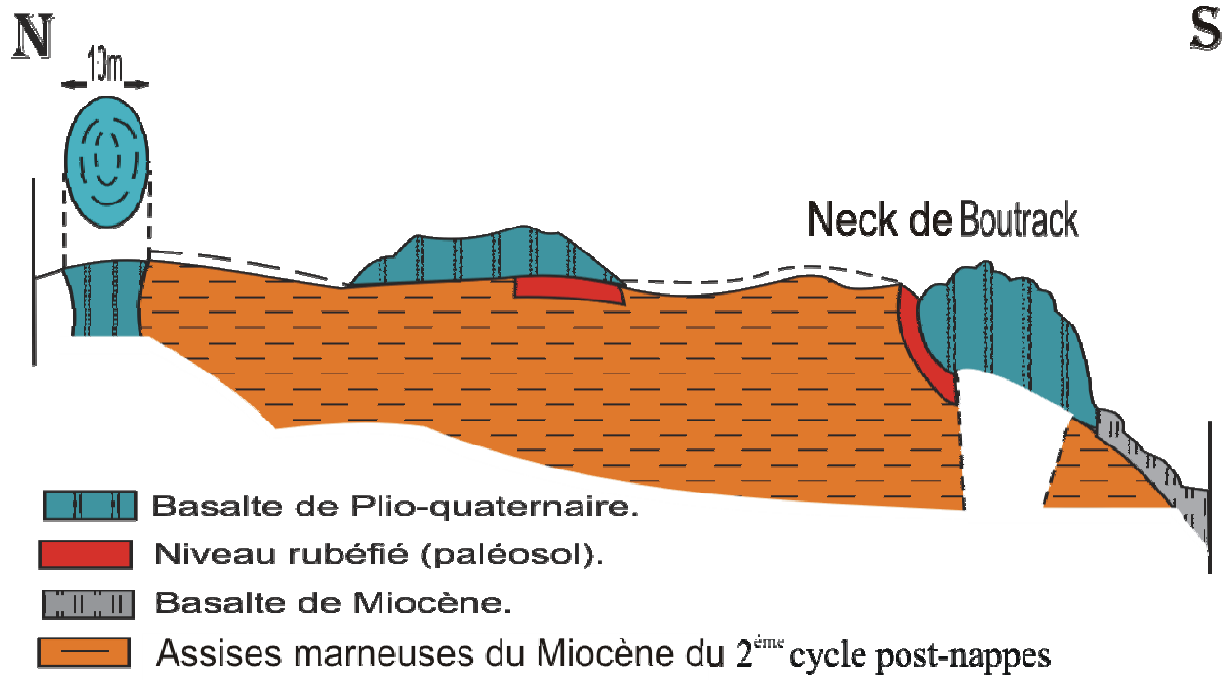


Figure 8 : Appareils volcanique de Boutrack

Conclusion

L'étude volcanologique des complexes éruptifs de la région de Maghnia montre certaines variations dans les conditions et les mécanismes de mise en place des produits éruptifs. Ces variations traduisent également des différences dans la nature et le volume des apports volcaniques ainsi que du contexte géodynamique prévalant au cours des manifestations éruptives.

Ainsi, l'activité strombolienne est très importante et a permis l'installation de nombreux volcans qui ont parfois fonctionné simultanément en émettant d'importants volumes de produits éruptifs.

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

Les épanchements volcaniques ont commencé par :

- Le dôme rhyolitique de Hammam Boughrara et les épanchements basaltiques miocènes à Ain Romana et Hardjrat Kahla
- Au Pliocène inférieur, des émissions andésitiques (strato-volcan) qui témoignent des épisodes mixtes (phase explosif, effusif)
- Au plio-quadernaire un autre volcanisme s'est manifesté avec l'appareil de Boutrack et Bou Kiou et là, nous notons l'existence des dykes basaltiques qui ont traversé les andésites.
- Le mode de gisement et le fonctionnement des appareils volcaniques de Maghnia ont un effet conditionné par la fréquence et la quantité des dépôts volcano-sédimentaire émis.

Les appareils volcaniques rhyolitiques avec un magma riche en silice supérieur à 75%, le magma visqueux dont le comportement strombolien (explosion volcanique, phase explosif) ce qui a conduit aux dépôts volcano-sédimentaire pyroclastique très fréquent.

L'appareil volcanique andésitique moins visqueux sont marqués par la présence de strato-volcan leurs modes de fonctionnement été mixte avec des phases explosifs, effusifs.

De ce fait les dépôts pyroclastiques andésitiques sont très localisés au niveau de l'appareil andésitique nord-ouest de Maghnia.

Les produits basaltiques sont basique $\text{SiO}_2 \sim 40\%$, de ce fait ils sont marqué par des épisodes effusifs (donc peu de produit pyroclastique)

Chapitre III : Pétrographie

Introduction

Le volcanisme mio-plio-quadernaire de la moyenne Tafna est caractérisé par l'abondance de coulées basaltiques, andésitiques et rhyolitiques. Les produits volcano-sédimentaires sont les plus fréquents.

I- Pétrographie des rhyolites :

1) Description macroscopique :

Il s'agit généralement de roches compactes assez dures, souvent vitreuses ou, localement, très finement cristallisées. Elles sont caractérisées par leurs teintes claires (blanc-grisâtre), on discerne à l'œil nu des phénocristaux limpides de quartz, de feldspath, les oxydes montrent une teinte marron foncé ou noire ; les biotites ont une forme généralement en; et dans d'autres endroits on peut voir une alternance de niveaux argileux pyroclastiques de couleur jaunâtre à blanchâtre et de niveaux rhyolitiques de couleur grisâtre Ces rhyolites présentent en général une fluidalité bien nette, qui est fréquemment soulignée par les minéraux oxydés.

À l'affleurement, les rhyolites montrent souvent une patine d'altération de couleur jaune sale, elles sont parcourues par des minéraux de remplissage secondaire (figure III.1)



Photo1 : Rhyolite compactes.

2) Description microscopique :

a) La mésostase :

La mésostase est pigmentée par de rares granulations opaques, elle englobe en partie d'abondantes microlites et microcristaux de quartz, ces nombreuses microlites de plagioclase sont disséminées sans contact entre elles, dans le verre, formées ainsi par de rares pigmentations d'oxydes opaques.

b) Les phénocristaux :

Les Phénocristaux sont représentés par les plagioclases, le quartz et la biotite.

1- Le quartz:

Le quartz se présente en cristaux automorphe à subautomorphe, souvent fracturé, ce minéral est isolé dans la mésostase et présente des teintes de biréfringences faibles. Il peut aussi constituer en outre des inclusions de minéraux. Un remplissage secondaire occupe les fractures.

2- Le plagioclase:

Le plagioclase constitue la phase minéralogique la plus abondante, ce minéral présente des réguliers automorphes (section rectangulaire) à macles polysynthétiques fines, certains sont sillonnés par des veinules à remplissages secondaires. Les cristaux de plagioclases sont soit isolés dans la mésostase ou associés à d'autres individus de plagioclases et de quartz ou de biotite (Fig. III-2).

3- La biotite :

La biotite se présente en baguette allongée de couleur brune, pléochroïque, les teintes de biréfringence sont fortement masquées par la couleur propre du minéral, Les baguettes de biotites sont isolées dans la mésostase (Fig. III-2), comme elles peuvent être associées à des individus de biotite et de plagioclase.

c) **Les textures :**

- **Les perlites à une texture sphéroïdique :** la mésostase est marquée par des structures perlitiques sphériques avec des contours de couleur brun-sombre en lumière naturelle, cette mésostase est traversée par des veinules de recristallisations courbées de couleur brune séparant les perles vitreuses (Fig. III-3).
- **La texture hyaline porphyrique perlitique à tendance fluidale :** Le verre rhyolitique est sillonné par des fissures.

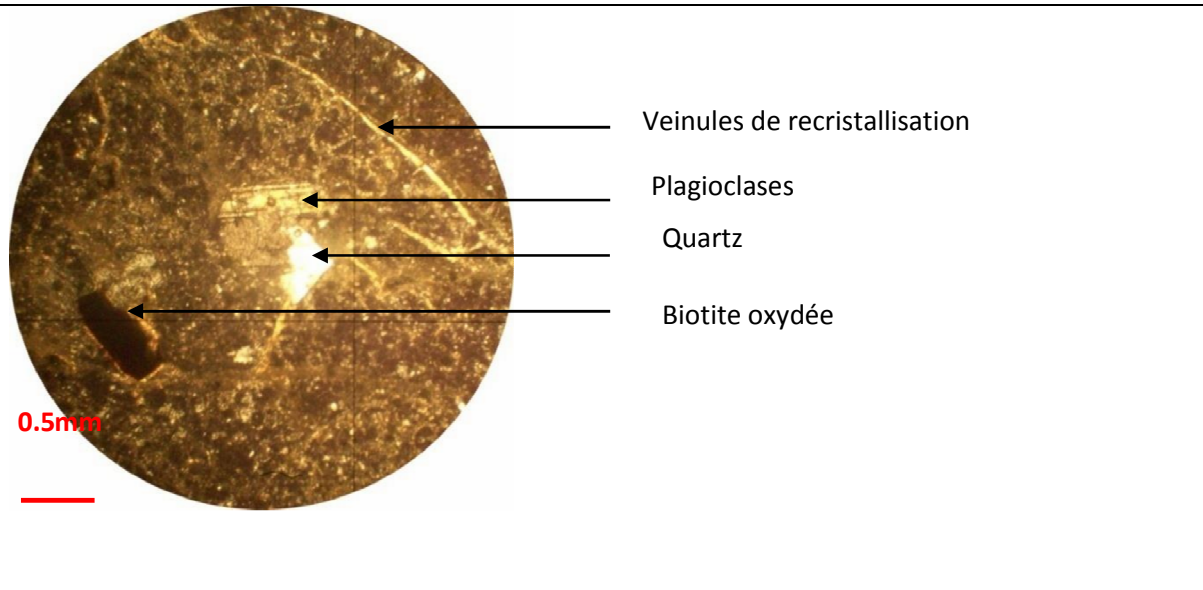


Fig. III-2 : Microphotographie montrant une perlite à tendance fluidale.

Lame mince (L.P.A.Gx5).

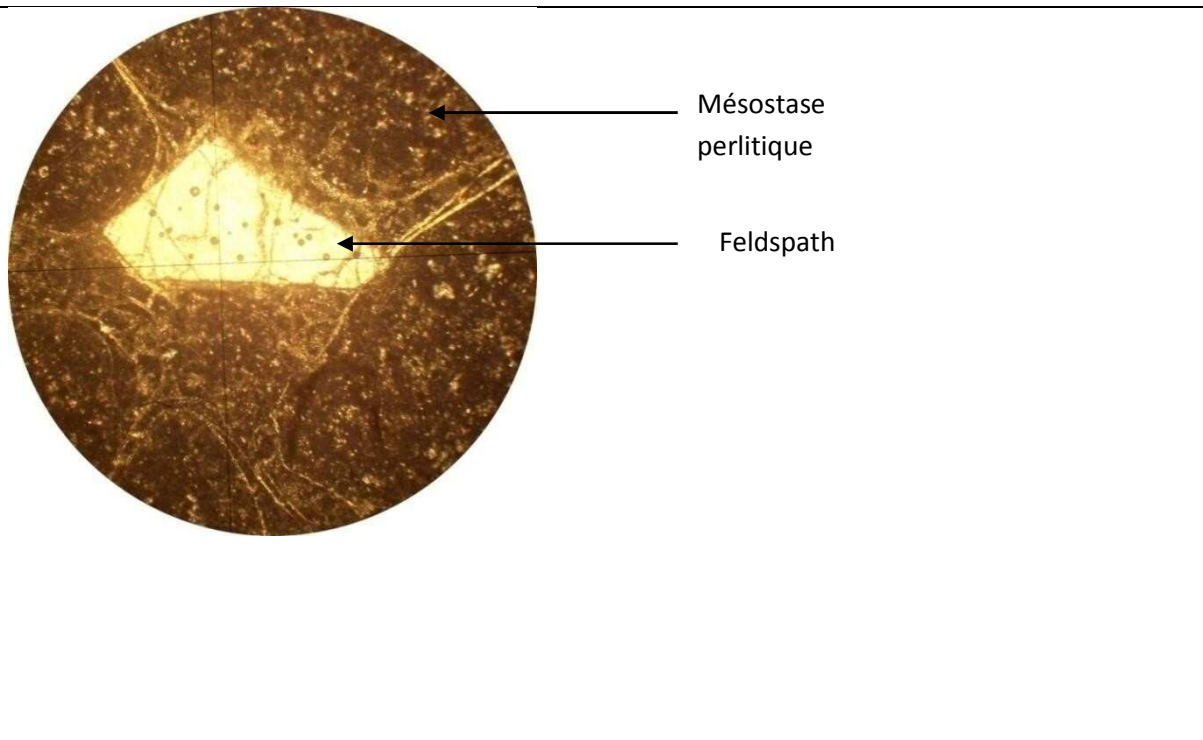


Fig. III-3 : Microphotographie montrant une perlite à une texture sphéroïdique.

Lame mince (L.P.A.Gx10).

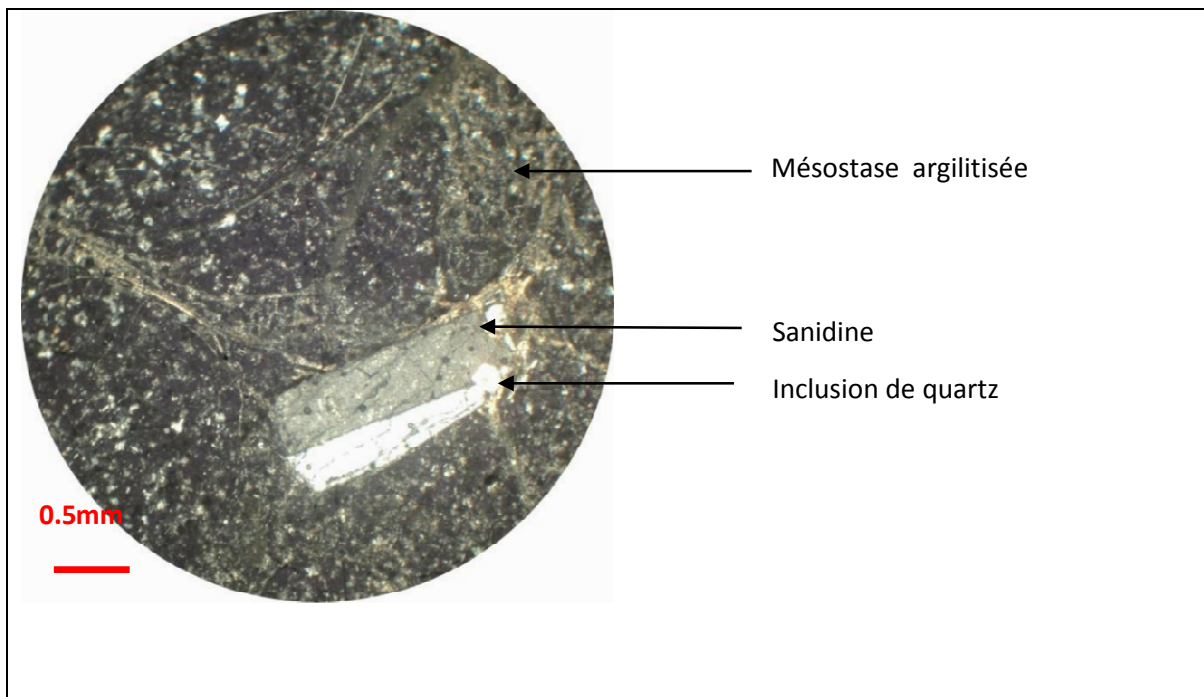


Fig. III -4: Microphotographie montrant une perlite de Ain torba
 lame mince (L.P.A.Gx 10).

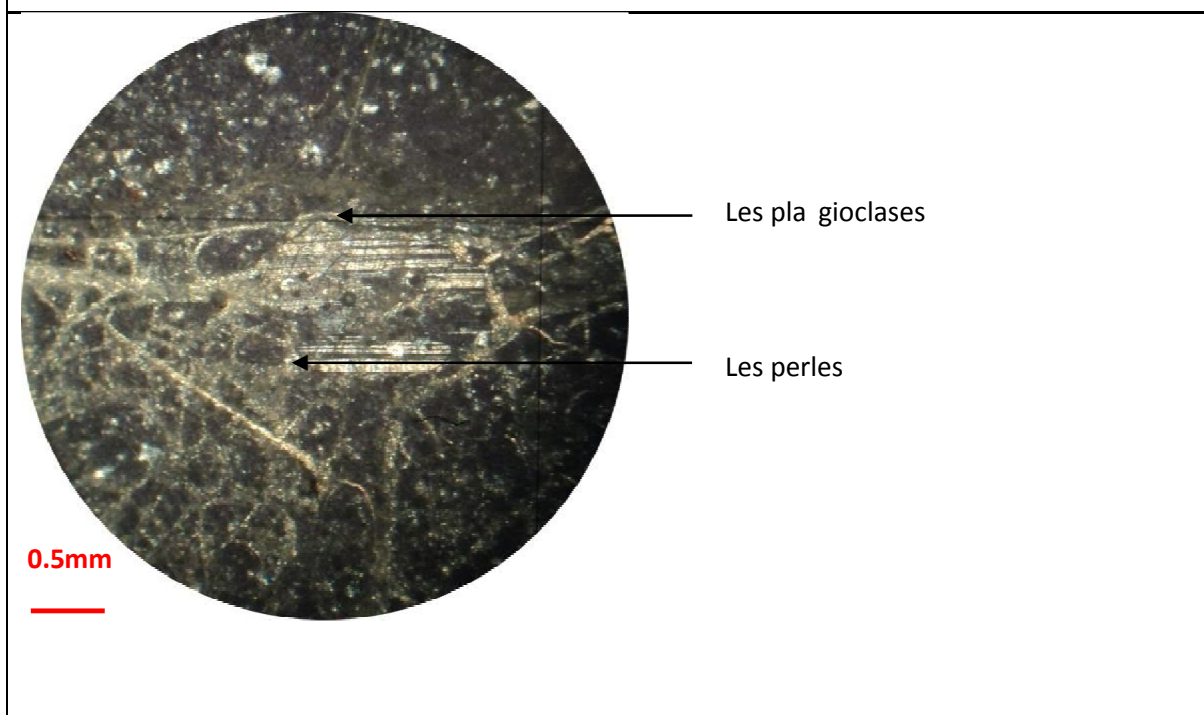


Fig. III -5 : Microphotographie montrant une perlite ,
 lame mince (L.P.A.Gx 10).

3) Les pyroclastites et les tufs pyroclastiques :

a- Description macroscopique :

Dans les pyroclastite de Hammam Boughrara on a prédominance de la matrice. Elle est constituée essentiellement de cendre et de poussière volcanique, Ces roches apparaissent localement, sous forme de tufs volcaniques de couleur blanchâtre à verdâtre, formées essentiellement de fragments de roches volcaniques plus ou moins anguleux, de taille millimétrique à centimétrique, et de grains de quartz, de feldspaths d'opales et des fragments de perlite, ils sont issus directement d'une éruption volcanique.

La matrice perd souvent sa couleur originelle au profit d'altérations. La bentonitisation lui donne une couleur jaunâtre.

Ces roches ont un aspect chaotique monogénique (origine volcanique), et hétérométrique plus au moins bien classées.

Ces tufs pyroclastiques peuvent être plus au moins consolidés en pyroclastite. Ces derniers sont généralement friables, mais par endroit ils peuvent être assez durs. Le ciment étant généralement de nature siliceuse **figure III.6**

- **Cas des tufs consolidés massifs:**

Ce sont des roches à texture chaotique et à structure pseudo-fluidale. Leur structure pseudo-fluidale marquée notamment par les fiâmes (lambeaux de roches étirées) de taille millimétrique voir même centimétrique, indiquent qu'ils ont été soudés à chaud (**Fig. III-7**)

La phase clastique de ces roches est composée essentiellement de minéraux et fragments de minéraux ou des débris (surtout des quartzs et des feldspaths), des fragments de verre volcanique et de roches rhyolitiques (parfois même sédimentaires) presque toujours en esquille anguleuse (brèches).



Figure III.6 Les tufs pyroclastique au niveau de cratère volcanique a hammam boughrara



Figure III.7 Des tufs consolidés massifs a structure pseudo-fluidale

b- Description microscopique :

- **Les phénocristaux:**

- **Les feldspaths:**

Ils sont automorphes, parfois à bords sub-arrondis, le plagioclase apparaît sous forme de cristaux isolés dans la roche pyroclastique (Fig. III-8).

- **Le quartz:**

Le quartz constitue la phase minéralogique dominante, il existe partout dans la roche. La proportion y est nettement forte d'où le nom de la roche « tuf pyroclastique » : cendreux, grossier à quartz (Fig. III-9).

Il s'agit généralement de cristaux prismatiques, xénomorphes, trapus, en esquille anguleuse, à bords dentelés (Fig. III-10).

Il apparaît aussi sous forme de cristaux isolés dans la mésostase ou associé à d'autres individus comme les oxydes. On note la présence de rares fragments de biotites, ainsi que les séricites authigènes ou de néoformation (altération des plagioclases) qui constituent la phase dominante de la mésostase.

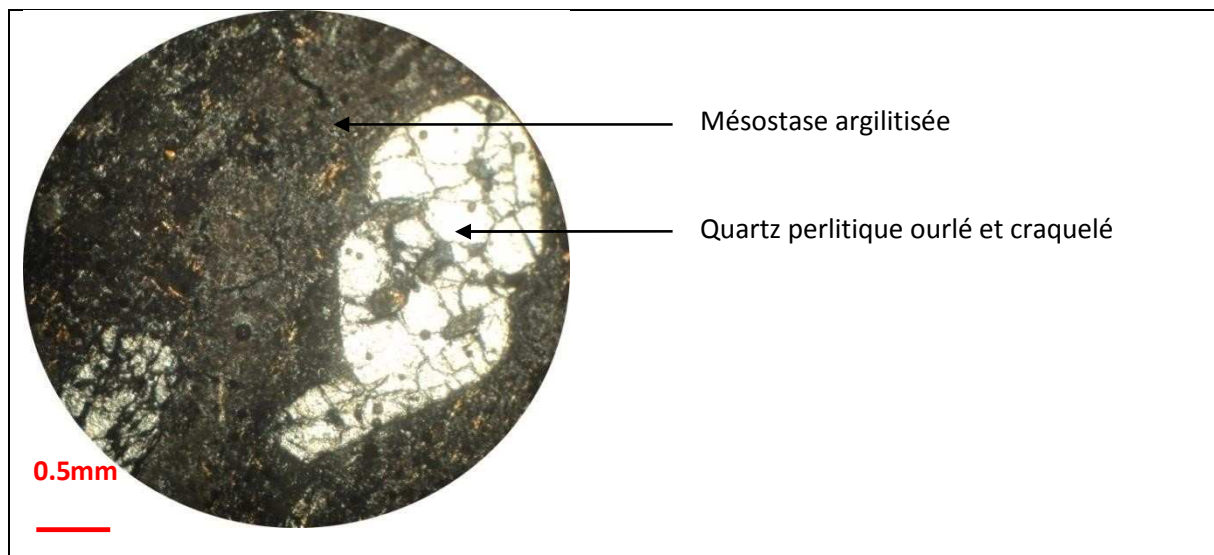


Fig. III-8: Microphotographie montrant des pyroclastites altérées.

Lame mince (L.P.A.Gx10).

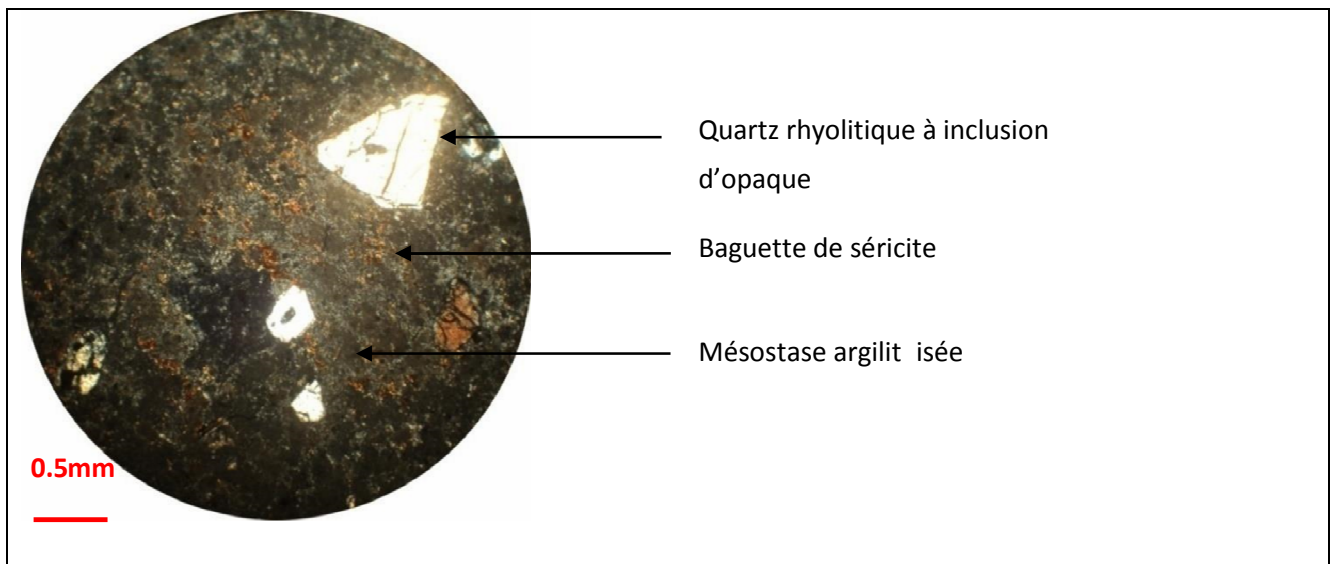


Fig. III-9: Microphotographie montrant les pyroclastites de Dar Embarek ; lame mince (L.P.A.Gx5).

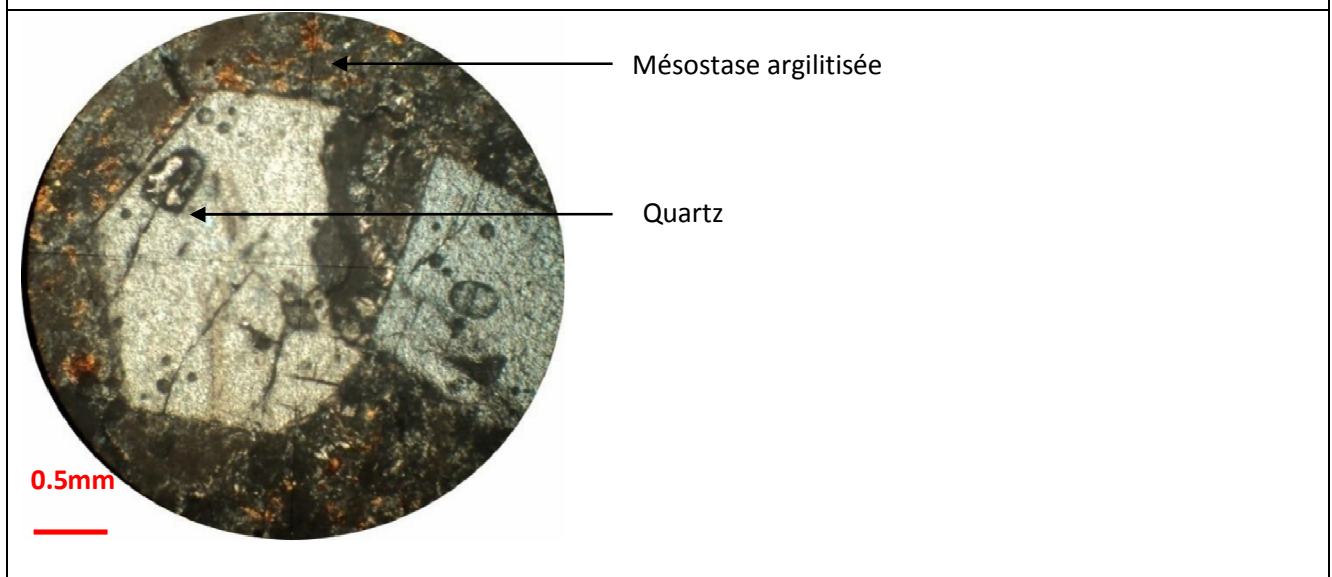
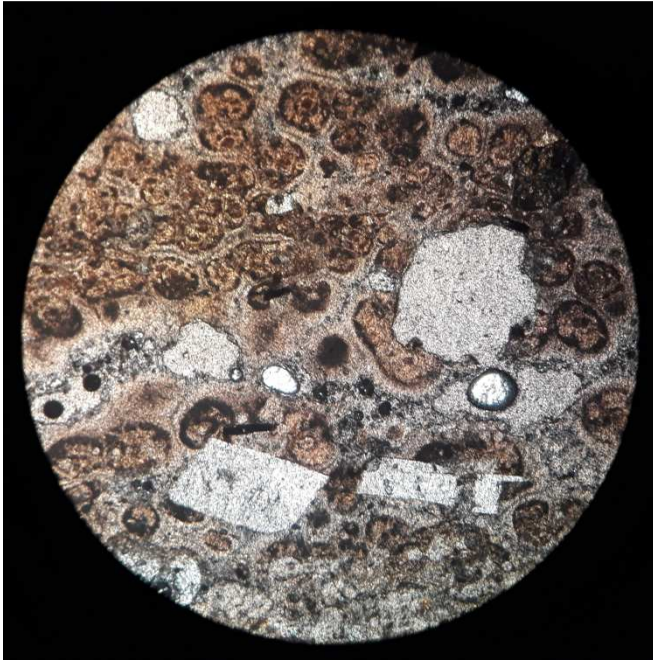


Fig. III-10 : Microphotographie montrant le phénomène de la damouritisation lame mince (L.P.A.Gx10).



- **Remarque** : La photo ci jointe montre que la bentonisation des tufs pyroclastique rhyolitique de la région est l'altération la plus répandue.

II- Pétrographie des andésites :

1- Description macroscopique :

Les roches andésitiques de ces laves sont de couleur plus ou moins claire mésocrates. Ces andésites possèdent une texture microlithique à phénocristaux millimétrique d'amphiboles de plagioclases pyroxène et biotite qui occupent 35 à 40% de volume de la roche, (figureIII.11)



FigureIII.11. roche andésitique à texture microlithique porphyrique à phénocristaux d'Amphiboles et plagioclases vu à l'œil nu.

2- Description microscopique :

Ce sont des laves porphyriques caractérisés par de gros phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, de pyroxène ou de mica noir. Ces derniers ferromagnésiens peuvent coexister ensemble dans le même faciès et présentent des variations de proportions dont la présence ou l'absence détermine le type d'andésites.

L'étude microscopique de ces andésites révèle la présence de trois faciès il s'agit :

- Des andésites à amphibole, pyroxène (Cpx, Opx) et biotite.
- Des andésites à pyroxène seul.
- Des andésites à biotite seul.

Ces roches présentent une texture microlithique porphyrique à phénocristaux de plagioclase essentiellement ainsi que des ferromagnésiens. Cependant la mésostase est formée des microlites de plagioclase et de quelques oxydes opaques.

1- Les andésites à biotite, pyroxène et amphibole :

Au microscope, les laves montrent une texture hyalo-porphyrique à phénocristaux de plagioclase, pyroxène (Opx, Cpx), amphibole et biotite.

Ces minéraux occupent un volume important entre 40 à 50 % du volume de la roche. On retrouve dans la mésostase des microcristaux de même composition minéralogique que les phénocristaux.

a) Les phénocristaux :

- **Les plagioclases** : sont les minéraux les plus dominants avec des tailles qui varient de 1 à 3 mm. Ils se présentent sous deux formes soit en cristaux isolés automorphes à sub-automorphes soit en amas polycristallins de plagioclase avec des macles de type albite.

Ils sont fortement zonés et craquelés, ce qui rend difficile la détermination de la nature des plagioclases. Ces zonations et ces fracturations sont soulignées par des minéraux d'altération tels que la calcite et les oxydes de fer. (**figure.III.12.**)

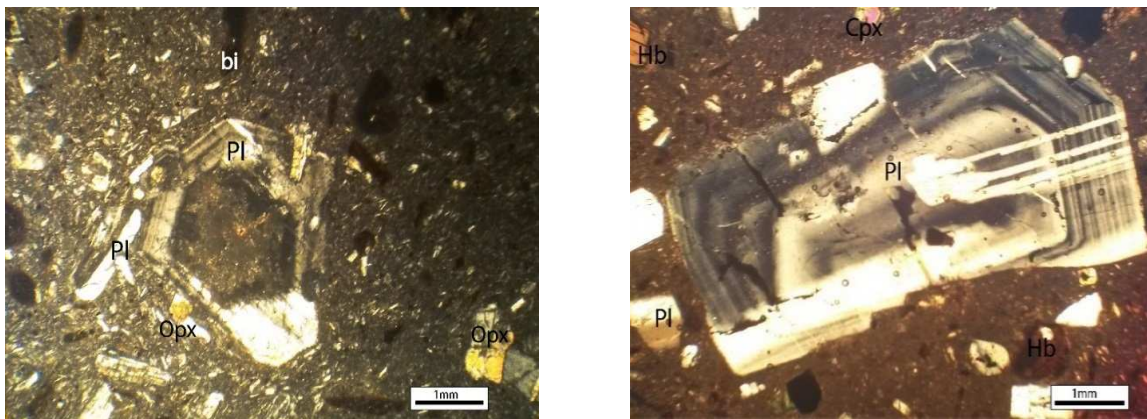


Figure III.12. texture microlithique à phénocristaux de plagioclases et Orthopyroxène des andésites de Djebel Boukanoune (LPA G×10).

- **Le pyroxène** : sont de taille variable avec une forme sub-automorphes craquelées et se présentent souvent en agrégats avec les plagioclases. Il représente 5% du volume de la roche. Ces pyroxènes sont représentés par des Opx et des Cpx de taille qui varie de 0.1 à 0.5 mm. L'orthopyroxène qui est reconnaissable par son extinction droite avec une biréfringence moyenne est de type **hypersthène**. Le Clinopyroxène reconnaissable par sa forme et par son extinction oblique est de type **augite**. (figure.III.13.)



Figure III.13. phénocristaux de Cpx (Clinopyroxène), Opx (Orthopyroxène) et minéraux opaque (LPA G×10).

- **L'amphibole** : Elle représente la phase minérale la plus importante après les plagioclases (7%). Il s'agit d' **hornblende brune** qui apparaît en cristaux automorphes, ou en baguettes qui atteint presque 2 mm. Elle est de couleur brune pléochroïque montrant un relief soulignée par un liseré de petits grains d'oxydes de fer, qui ont parfois tendance à envahir tout le minéral. Les inclusions sont le plus souvent représentées par des grains d'opacues.(figureIII.14.)

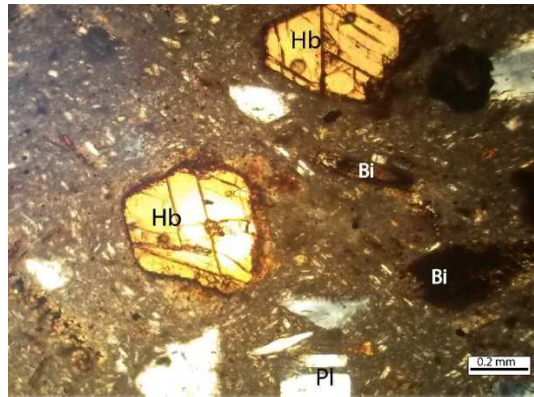


Figure III.14. phénocristaux de Hb(hornblende brune), PL(Plagioclase) et Bi(Biotite) en LPAG×40.

- **La biotite :** elle se présente en section allongés, sub-automorphe, de taille variable (0.3 à 0.5mm) isolées dans la mésostase. La biotite renferme des inclusions de cristaux de plagioclase. Elle est fréquemment altérée en chlorite et bordée par des oxydes opaques qui se développent également le long des clivages.

Ces biotites montrent une exsolution de grains de minéraux opaques (oxydes).**figure III.14**

b) L'ordre de cristallisation :

A partir de l'étude microscopique de cette lame on a put déterminer l'ordre d'apparition de ces minéraux. On distingue deux étapes de cristallisation :

Au cours de la première étape, les minéraux opaques automorphes sont les premiers témoins de l'apparition des phénocristaux. Ils sont suivis par la cristallisation simultanée des plagioclases et des pyroxènes. Les phénocristaux d'amphiboles et de biotites achèvent cette étape de cristallisation.

Les microlites de plagioclases et de minéraux opaques apparaissent au cours de cette deuxième étape de cristallisation.

La phase post magmatique est marquée par l'apparition, de chlorite lors de la transformation de l'amphibole et également de la calcite.

c) Les andésites à pyroxène seul :

L'étude microscopique révèle que ces andésites ont une texture hyalo-porphyrique à rares phénocristaux de plagioclase et pyroxènes.

Ces phénocristaux représentent 15% du volume de la roche. Les microlithes, essentiellement des plagioclases, sont fins et baignent dans une mésostase représentant 80% du volume de la roche.

2- Les phénocristaux :

a) Les plagioclases :

Ces phénocristaux de taille variable de 0.5 à 1 mm automorphes sont souvent maclés. Ils représentent 7% du volume de la roche et apparaissent sous forme de cristaux isolés dans la mésostase ou associés par pair.

Certains phénocristaux de plagioclase sont particulièrement riches en petite inclusions vitreuses (dust inclusion), ce qui leur donne un aspect chagriné.

Les minéraux sont souvent craquelés ce qui rend difficile la détermination la nature de plagioclases.

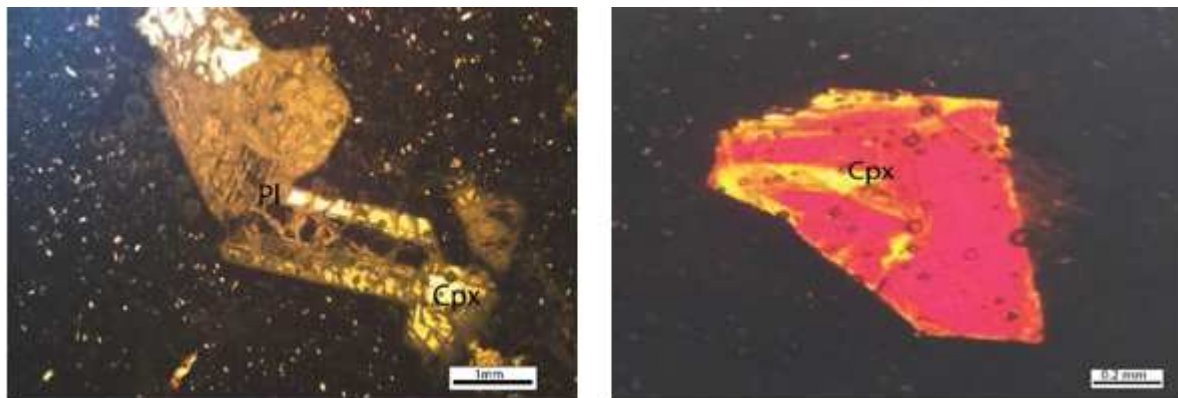


Figure III.15. Texture hyaline à phénocristaux de plagioclases et Clinopyroxène dans une Andésite en LPA G×10. **Figure III.16** Phénocristal de clinopyroxène craquelé dans une Andésite en LPA G×40.

b) Le pyroxène :

Ils sont représentés par des Opx et des Cpx. Ce dernier est de type augite sous formes de phénocristaux prismatique trapus automorphes à sub-automorphes et d'une taille moyenne 0.1 et 0.5 mm souvent isolés dans la mésostase. Cependant L'orthopyroxène est aussi isolé dans la mésostase. il s'agit généralement de cristaux prismatiques automorphes, trapus nettement pléochroïque (roseclair) de type hypersthène. (figure.15.)

Ces phénocristaux sont dépourvus de toute altération.

c) L'Ordre de cristallisation :

Compte tenu des relations mutuelles qui existent entre les différentes phases minérales observées on peut déduire que la lave de la roche a subi un refroidissement plus ou moins rapide. Ainsi les phénocristaux d'hypersthène et d'augite sont les premiers à cristalliser. Ils sont suivis par les plagioclases. L'ensemble de ces minéraux baignent dans une mésostase essentiellement vitreuse.

d) Les andésites à biotite seul :

La texture est hyalo- porphyrique à phénocristaux de biotites et plagioclases. Ces minéraux baignent dans une mésostase représentant de 70% du volume de la roche. Les microlites présents dans cette roche sont composés de plagioclase, de biotite et de minéraux opaques. Figure.16.

3- Les phénocristaux :

- a) **Les plagioclases** : sont la phase principale et constitue 25% du volume de la roche. Ces phénocristaux de taille variable presque 2 mm renferment des inclusions vitreuses qui leur donnent un aspect trouble. Par ailleurs ces plagioclases montrent souvent des inclusions de minéraux opaques.

Les différentes zones des plagioclases zonés sont soulignées par des hydroxydes (figure.16.)

Enfin, ces plagioclases se trouvent généralement soit isolées soit en amas.

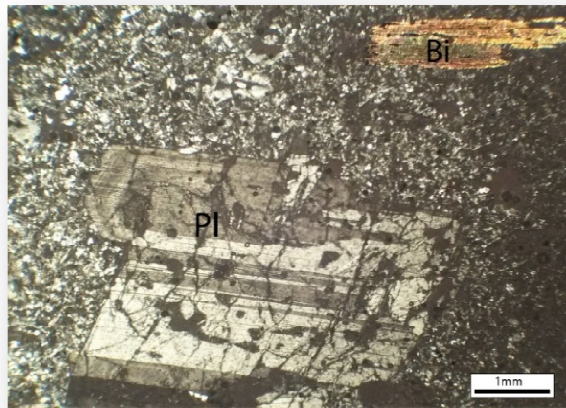


Figure III.17. Texture microlithique à phénocristaux de plagioclases (zoné) et biotites en LPA G×10

- b) **La biotite** : Elle se présente en lamelles millimétriques flexueuses à pléochroïsme intense qui varie du rouge brique au brun-jaunâtre. La biotite peut renfermer des inclusions de cristaux automorphes de plagioclase et bordée par des oxydes opaques qui se développent également le long des clivages. (figure.17.)

c) **Les minéraux secondaires** :

- **Les oxydes opaques** : ces oxydes se présentent sous forme de grains arrondis disséminés dans la mésostase parfois inclus dans les ferromagnésiens ou bien rencontré sous forme de veinule.

d) **L'ordre de cristallisation** :

Elle s'effectue également en deux stades, le premier est caractérisé par l'apparition des minéraux opaques suivit de la cristallisation synchrone des cristaux de plagioclase puis la biotite. Cependant, le stade final de cristallisation avant le refroidissement total du magma est représenté par les microlites de plagioclases.

III- Pétrographie des basaltes :

1- Description macroscopiques:

Les basaltes miocènes sont à tendance microlithique à microcristalline riche en phénocristaux de Pyroxènes avec une mésostase riche en Plagioclases et en biotites. Les basaltes plio-quadernaires sont à tendance aphanitique. La texture est hyalo porphyrique à rares phénocristaux de plagioclase, d'olivine, pyroxène et amphibole. L'ensemble de ces minéraux occupent 5 à 7% du volume de la roche. (figureIII.18.).



Figure III .18 Roche basaltique

2- Description microscopique :

Ce sont des laves à texture porphyrique à gros phénocristaux d'olivine, pyroxène, amphibole, plagioclase et minéraux opaques. Ces phénocristaux occupent 10 à 17 % du volume de la roche et baignent dans une mésostase à microlites de plagioclases qui souligne la fluidalité de la lave.

L'étude microscopique de ces basaltes révèle la présence d'un seul faciès un seul faciès, il s'agit d'un basalte à olivine, pyroxène, amphibole et plagioclase.

3- Les phénocristaux :

- **Olivine** : possède une forme arrondie à sub-automorphe souvent craquelés. Elle apparait en petites taille dans des proportions très variables (2 à 5%). Elle est parfois incluse en petits cristaux dans les plagioclases. Ces olivines sont souvent altérées en
- **Pyroxène** il est de type augite. Les sections sont souvent automorphes et montrent des fractures régulières qui soulignent les clivages. Ces Cpx représentant 7 à 13 % de volume de la roche, sont souvent associés en agrégats à des minéraux d'olivines et de plagioclases.



Figure III.19. Texture microlitique à Phénocristaux d'OL, Cpx et Pl (LPA Gx10)

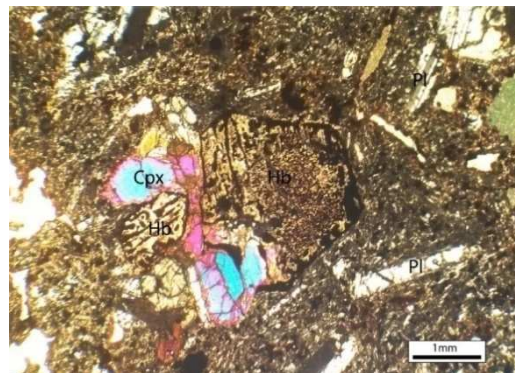


Figure.III.20. Amas des phénocristaux de Cpx et relique de la hornblende (LPA Gx10)

- **Amphibole:** Il s'agit de relique d' hornblende brune qui apparaît en cristaux automorphes de section hexagonale avec une taille qui atteint 3 mm. Elle forme des assemblages d'agrégats avec les Clinopyroxène et les plagioclase .Ces amphiboles occupe 3 à 5% de volume de la roche et sont souvent altérées en biotite. (FigureIII.20).
- **Les plagioclases :** Ce sont des phénocristaux de différentes tailles, allongés où en prisme et parfois en plage de taille millimétrique bien cristallisés automorphes sauvant maclés (polysynthétiques où albite) avec un relief faible, Sont parfois isolés dans la mésostase où bien occupent les îlots avec les autres minéraux d'un volume de (15 à 20%) dans la roche. Les plagioclases portent des minéraux opaques sont en inclusion et même des microcristaux de pyroxène, ils montrent souvent de zonage parfait bien défini et sont généralement craquelés.



Figure III.21. phénocristaux de plagioclases avec en inclusion des microcristaux des Cpx et des oxydes (LPA G× 10)

- **Les oxydes :** se présentent en petites tailles arrondies. Ils occupent 25 à 30% de la mésostase et sont parfois inclus dans les plagioclases.

On observe des minéraux secondaires tels que l'iddingsite, la biotite et la calcite **figure III.22.**



Figure III.22. Texture microlithique vacuolaire à phénocristaux de clinopyroxènes et de la calcite secondaire (Cl) en LPA G×

4- L'ordre de cristallisation :

Elle s'effectue en deux stades, le premier est caractérisée par l'apparition des oxydes ferromagnésien qui sont inclus dans les plagioclases suivis de la cristallisation synchrone des cristaux de l'olivine, pyroxènes et les amphiboles. Cependant, le stade final de cristallisation.

Conclusion :

L'étude pétrographique a montré que les faciès rhyolitique sont composés de :

- Rhyolites compact
- Rhyolites a structure pseudo-fluidale
- Rhyolites perlitique
- Rhyolites ignimbrite
- Tufs pyroclastique rhyolitique

Et que les faciès andésitique sont composés de :

- Andésites à amphiboles
- Andésites à pyroxène
- Tufs pyroclastique andésitiques

Et dans les faciès basaltique nous distinguons :

Les basaltes miocènes de hadjrat kahla et d'Ain Romana qui montrent souvent une texture microcristalline riche en olivine et pyroxène et en microlites de feldspaths.

Les basaltes plio-quadernaire montrent une texture hyaline riche en olivine, amphibole, pyroxène qui montre souvent des structures vacuolaires (vacuole de gaz).

Chapitre IV : Géochimie

Introduction

L'Oranie nord occidentale a connu une intense activité effusive depuis le Miocène jusqu' au Quaternaire. On distingue deux grands épisodes :

- Un épisode miocène à affinité calco-alcaline.
- Un épisode Plio-Quaternaire à affinité alcaline.

Les affinités magmatiques et chimiques sont illustrées par des diagrammes de classification et de variation, construits sur la base de la composition chimique Projetés sur la diagramme qui correspond à la Classification de Cox et al. Positionnée sur un diagramme de Harker alcalins-silice, selon les échantillons présenté sur les tableaux ci-dessous (**tableau.1.2.3.4**)

Les laves de Hammam Boughrara évoluent dans le champ des rhyolites calco-alcalines. Ces laves présentent des caractères géochimiques acides ce qui atteste d'un degré très poussé, de différenciation

Les laves andésitiques et basaltiques des M'sirda précisément de Djebel Bessam basée sur des analyses chimiques, des différentes phases minérales, effectuées à la microsondeélectronique échantillonnage (boukhedimi2008) nous pourrons :

- Affiner les observations faites à partir de l'étude microscopique préciser et confirmer la nomenclature des roches.
- Identifier l'affinité magmatique.

Ces données nous permettront également d'approcher d'une manière empirique les conditions de P et de T de cristallisation de ces roches.

Selon les analyses chimiques effectuées au laboratoire de Montpellier on a obtenu les résultats suivants:

- **Tableau 1** échantillons rhyolitiques.
- **Tableau 2** échantillons basaltique miocène.
- **Tableau 3** échantillons andésitique.
- **Tableau 4** échantillons basaltique plio-quaternaire.

Si O ₂	75,48	70,34	74,54	75 ,26	72,88	77,31
Al O ₃	9,84	11 ,45	13,41	11,59	1352	1153
Fe ₂ O ₃	0,81	1,61	0,48	0,73	0,29	1,23
FeO	0,06	0,49	0,39	0,14	0,60	0,83
Mn O	0,06	0,08	0,07	0,02	0,12	0,04
Mg O	0,20	0,59	0,07	–	–	0,49
Ca O	1,65	2,34	0,30	,026	0,03	2,25
Na ₂ O	2,90	4,50	4,14	3,52	3,96	2,50
K ₂ O	3,58	3,72	3,99	4,04	4,31	1,80
TiO ₂	008	020	–	–	–	0,42
P ₂ O ₅	016	0,18	0,01	–	–	0,11
PAF	490	4,85	2,53	3,29	3,55	0,89
TOTAL	99,73	100,35	99,93	98,85	99,27	99,90

Tableau 1 : analyses chimique rhyolitique.

Si O ₂	48,79	54,94	49,00	47,87	49,51
AL ₂ O ₃	18,51	17,42	18,71	19,01	17,31
Fe ₂ O ₃	4,88	5,09	6,33	4,51	4,98
Fe O	4,74	3,52	2,05	4,38	3,62
Mn O	0,08	0,05	0,08	0,08	0,14
Ca O	6,42	2,96	5,65	5,56	7,12
Na ₂ O	6,66	6,32	9,92	8,28	8,66
K ₂ O	3,34	3,60	2,30	2,41	2,84
Ti O ₂	0,60	2,10	0,60	0,60	1,08
P ₂ O ₅	1,20	1,50	1,56	1,77	1,39
PAF	0,36	0,45	0,55	0,80	0,40
TOTAL	4,27	1,72	2,89	3,84	2,84
	99,95	99,67	99,84	98,99	100,04

Tableau 2 : Analyse chimique des basaltes miocène.

Si O ₂	55,60	56,50	54,60	53,41	53,54	54,57
Al ₂ O ₃	15,17	17,53	17,7	17,75	17,17	17,49
Fe ₂ O ₃	2,63	4,23	3,6	3,24	3,49	4,37
Fe O	3,42	3,15	4,2	6,25	5,42	3,60
Mn O	0,10	0,11	0,18	0,17	0,16	0,14
Mg O	5,06	3,59	3,9	4,78	4,87	3,91
Ca O	7,44	6,75	7,6	9,54	7,92	8,21
Na ₂ O	3,07	4,08	3,3	2,60	3,58	2,62
K ₂ O	2,50	1,95	2,1	0,68	1,06	2,01
Ti O ₂	0,62	1,01	0,91	0,79	1,37	0,80
P ₂ O ₅	0,38	0,35	0,30	0,14	0,31	0,25
TOTAL	95,99	99,25	98,39	99,35	98,89	97,97

Tableau 3 : Analyse chimique des andésites.

Si O ₂	44,38	50,31	50,39	48,23	48,45	42,54
Al ₂ O ₃	17,06	19,71	19,50	16,79	17,14	14,89
Fe ₂ O ₃	4,85	4,77	3,89	1,75	2,12	5,57
Fe O	3,87	2,77	3,23	6,72	6,68	4,69
Mn O	0,17	0,22	0,23	0,14	0,15	0,18
Mg O	3,57	1,71	1,48	6,34	6,81	5,95
Ca O	9,47	6,60	5,82	9,40	9,97	11,64
Na ₂ O	446	547	6,83	3,45	3,67	3,66
K ₂ O	1,79	3,21	3,23	106	0,97	0,67
Ti O ₂	2,17	1,35	1,30	1,58	1,51	3,00
P ₂ O ₅	0,81	0,66	0,57	0,26	0,25	0,72
PAF	7,02	2,39	1,94	2,56	2,00	4,66
TOTAL	99,62	99,17	98,41	98,28	99,72	98,72

Tableau 4 : Analyse basaltes plio-quadernaire.

Selon les analyses chimiques des différents échantillons du volcanisme de la moyenne Tafna le diagramme de Cox l'existence de :

- Rhyolites calco-alcalines
- Basaltes calco-alcalines
- Andésites transitionnels
- Basaltes alcalins

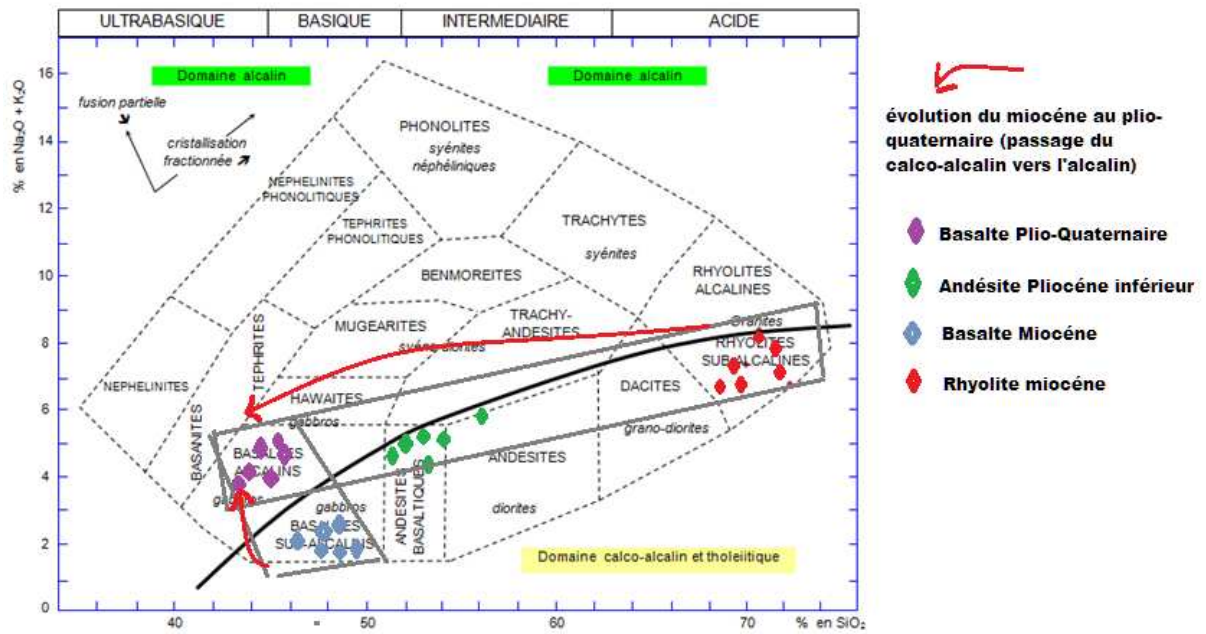


Figure.1 classification de COX et AL, positionnée sur un diagramme de Harker alcalins-silice

I- Etudes des températures et pressions de mise en place :

1- Les rhyolites :

L'équilibre existant dans ces rhyolites entre plagioclases et feldspaths alcalin permet de déterminer la température de mise en place des dômes rhyolitiques.

Les travaux expérimentaux de Nekvasil & Burnham (1987) permettent de faire un certain nombre de calculs de la température d'équilibre des feldspaths. Le logiciel SOLVCALC 2.0 permet de faire ces calculs.

En faisant rentrer les données des analyses chimiques des couples plagioclase-feldspaths des rhyolites depuis la périphérie et jusqu'au cœur du dôme de Hammam Boughrara nous avons pu mettre en évidence la zonation thermique lors des mises en place.

Selon les calculs effectués, la température de mise en place varie d'environ 100°C depuis la périphérie jusqu'au cœur du dôme (de 589°C à 681°C).

Les calculs effectués sur la base des travaux de Green & Usdansky (1986) ont donné des résultats analogues. Ainsi, la température moyenne de mise en place des dômes rhyolitiques de Hammam Boughrara est estimée à environ 600°C.

T(C)=589.0 P(Kb)=0.001

T(C)=622.9 P(Kb)=0.001

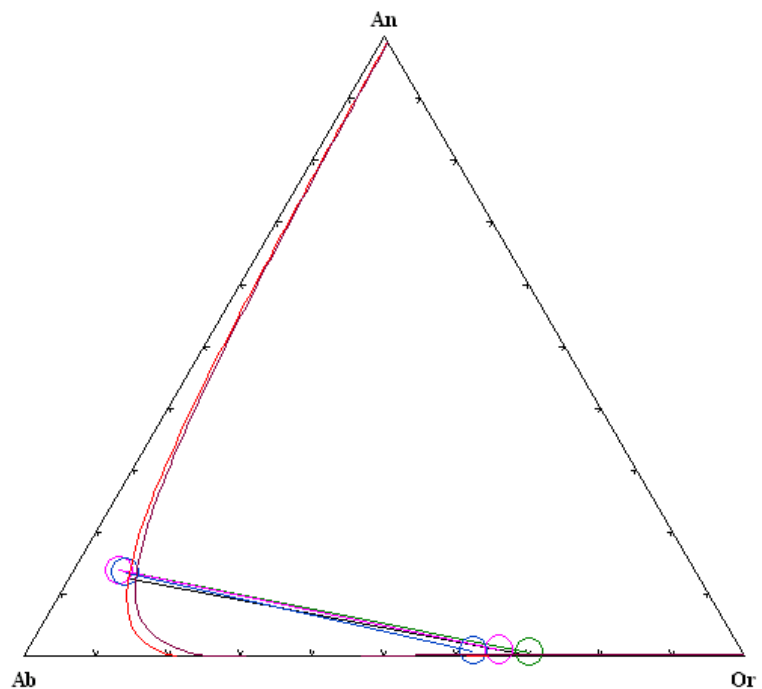
T(C)=644.9 P(Kb)=0.001

T(C)=665.6 P(Kb)=0.001

T(C)=681.0 P(Kb)=0.001

[Nekvasil and Burnham (1987)]

Figure.1: Calculs des isothermes dans le système Albite-Anorthite-Orthose des feldspaths de Hammam Boughrara. Détermination de la Température de mise en place



2- Andésites :

a) Géothermobaromètres :

L'étude géothermobarométrique permis d'estimer les conditions (T° et P) de cristallisations des minéraux. Compte tenu de la composition minéralogique de nos roches nous avons pu utiliser les géothermobaromètres suivants : les amphiboles, les pyroxènes et le couple amphibole-plagioclase.

• Le géobaromètre des amphiboles :

Plusieurs auteurs utilisent les teneurs en Al dans les amphiboles pour déterminer les conditions pressions de leur formation. Ils se basent sur le fait, que l'activité d'Al dans les magmas calco-alcalins varie en fonction de la pression et que la substitution simple relie Al^{total} et Al^{IV} .

➤ En 1986, Hammarston et Zen proposent l'équation empirique suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -3.92 + (5.03Al^{total}).$$

➤ Hollister et al en 1987 ont proposé un baromètre de Al^{total} dans la hornblende en donnant l'équation expérimentale suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -4.76 + (5.64Al^{totale}).$$

➤ Récemment Max Schmidt en 1992, établit une nouvelle relation à partir des données expérimentales suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -3.01 + (4.76Al^{totale})$$

Le tableau 1 suivant donne les différentes valeurs des pressions selon les auteurs :

Selon hammarstron et Zen 1986						
P (Kbar)	7,31	7,74	6,22	6,3	6,56	6,28
Selon Hollisster et al 1987						
P (Kbar)	7,83	8,31	6,61	6,7	6,99	6,67
Selon Schmidt 1992						
P (Kbar)	7,62	8,02	6,59	6,66	6,91	6,64

Les pressions calculées selon les différentes équations donnent des valeurs qui oscillent entre (6.9 et 8.31 Kbr). Ces pressions élevées suggèrent que le magma des roches étudiées est formé dans des conditions barométriques élevées, à des profondeurs importantes dépassant les 15 kilomètres (Louni, 2002).

- **Géothermomètre des amphiboles :**

En se basant sur le teneur de Ti dans les amphiboles on peut estimer la température de cristallisation de ces roches. Deux géothermomètres ont été proposés.

- **Le géothermomètre de Colombi (1988) :**

$$T^{\circ}\text{c} = 980 \square\square\text{Ti (cation)} + 600$$

Les teneurs en Ti des amphiboles des roches andésitique de DjabelBassem, (on considérant que les amphiboles ayant des teneurs en Ti > 0.08) donnent des valeurs des températures classées sur le tableau 2 suivant :

selon Colombi						
T C°	835,35	874,88	832,71	845,89	839,79	846,12

Les valeurs des températures peuvent estimer comme étant supérieure à 800°C.

- **Le géothermomètre de Féménias et al, (2006) :**

$\ln [Ti] \text{ amphibole} = (b/T) - c$. Avec $b= 2603$ et $c = 1.70$ (Constantes d'après Heltz 1973).

L'utilisation de ce géothermomètre basé également sur la saturation de l'amphibole en Ti des roches de Djabel Basseme donne des températures légèrement moyennes illustrées dans le tableau 3 suivant :

Selon Féménias						
T C°	832,56	876,07	829,57	844,39	837,57	844,65

Les données de la géothermométrie des auteures donnent des valeurs voisines d'un degré moyen proches des 800 C°.

- **Géobaromètre des pyroxènes :**

Tableau 4 des résultats basés sur le géobaromètre des pyroxènes d'après (Nimis et Ulmer, 1998).

P (Kbar)	3.61	3.63	3.49	2.29
----------	------	------	------	------

Le géobaromètre des pyroxènes des pressions aussi élevé qui font 2.29 jusque 3.63 Kbar qui définit les conditions de pression de formation de ces pyroxènes.

- **Géothermomètre des clinopyroxènes :**

Les projections des différents teneurs des pyroxènes dans le schéma de Lindsley, 1993 montrent des températures qui varient entre 950 C° et 550 C° et qui se concentrent dans un champ d'une température moyenne de 800 C° qui sont voisines des différentes méthodes de calculs.

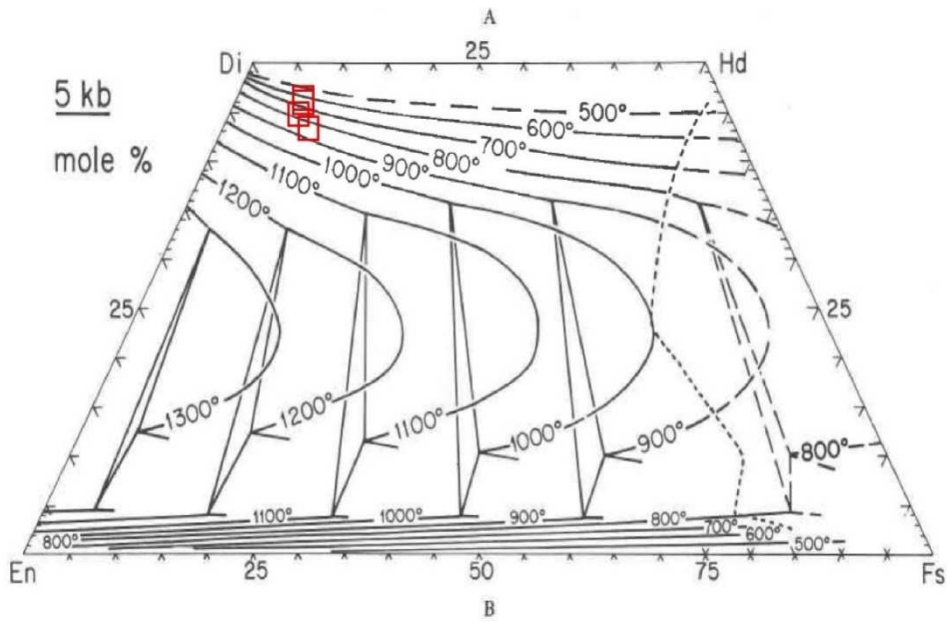


Figure.2 Géothermométrie des clinopyroxènes de Djebel Bessam dans le diagramme Lindsley 1993.

- **Le géothermobaromètres de couple Amphibole /Plagioclases :**

Tableau 5 des calculs des températures et pressions sur le couple Amphiboles/Plagioclases par (Holand et Blundy, 1994).

T (C°) HB2	750,14	807,68	808,13	812,31	810,43	816,88
P(Kab) HB2	5,2	4,95	3,74	3,68	3,93	3,52

Les résultats de températures obtenu selon ce model sont similaire varies entre les 750 C° jusque 816 C° et sont voisine ce qui définit la température de formation de ces laves.

Dans les résultats de la pression on remarque des valeurs élevés qui varie entre 3.52 jusque 5.20 Kbar mais au cours de décroît.

3- Les basaltes :

- **Géothermomètre des clinopyroxènes :**

Les projections des différents teneurs des pyroxènes dans le schéma de Lindsley, 1993 montrent des températures qui varie entre 950 C° et 1150 C° et qui se concentre dans un champs d'une température moyenne de 1075 C° qui sont voisine des différentes méthodes de calculs, figure 3

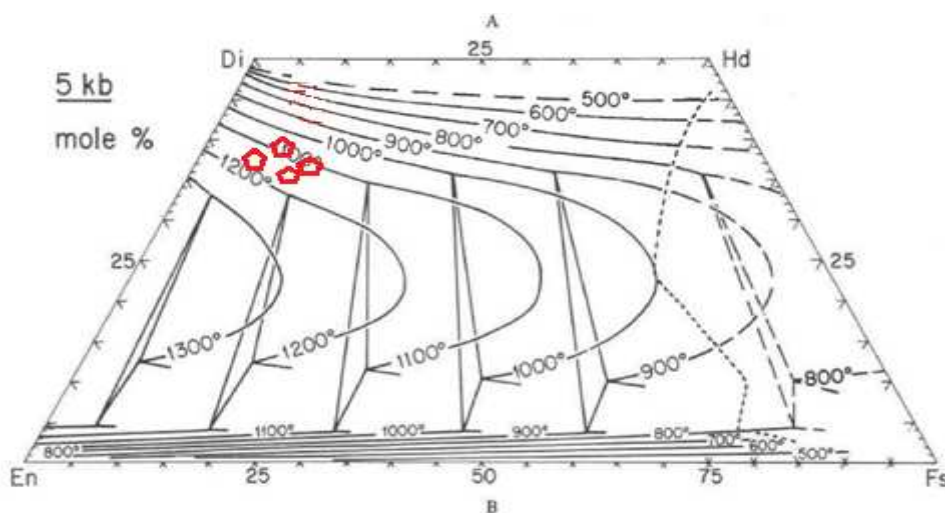


Figure.3 Géothermométrie des Clinopyroxène de l'appareil Boutrack dans le diagramme Lindsley 1993.

II- Etude des altérations de dépôt volcano-sédimentaires (bentonisation) :

Nous nous sommes intéressés essentiellement aux isotopes d'hydrogène :

1- Résultats des isotopes :

Les changements isotopiques d'hydrogène δD sont très significatifs à Hammam Boughrara, car ils permettent de retrouver l'origine hydrothermale quant à la bentonitisation.

➤ Rappel :

L'hydrogène possède 2 isotopes stables, l' 1H (99.9852%) et le 2H (appelé deutérium et noté D) (0.0148%). Ce dernier « D » constitue l'eau lourde.

Il existe aussi un isotope cosmogénique et radioactif, le tritium 3H ($T=12,26$ ans). On définit le rapport isotopique R comme celui de l'isotope rare sur l'isotope abondant, c'est-à-dire D/H. Les variations sont exprimées en δD . $\delta D = [(D/H)-(D/H)_{Std}] / (D/H)_{Std} \times 1000$

Le standard est le SMOW : l'eau de mer à 25°C appelé SMOW (Standard Mean Ocean Water): $(D/H)_{SMOW} = 1.557 \times 10^{-4}$

L'hydrogène est essentiellement présent dans les roches sous forme d'eau (hydrosphère, atmosphère, minéraux hydroxylés) et dans les matériaux d'origine biologique. C'est le système complémentaire de l'oxygène pour l'étude de l'eau.

2- Principe de la signature isotopique :

Les molécules d'eau "lourde" sont moins volatiles que l'eau légère lors des changements de phase (condensation, évaporation) qui gouvernent les cycles de l'eau. Donc, l'étude du fractionnement isotopique dû au cycle de l'eau permet de retrouver l'origine des eaux, et dans notre cas, l'origine des eaux responsables de la bentonitisation à Hammam Boughrara.

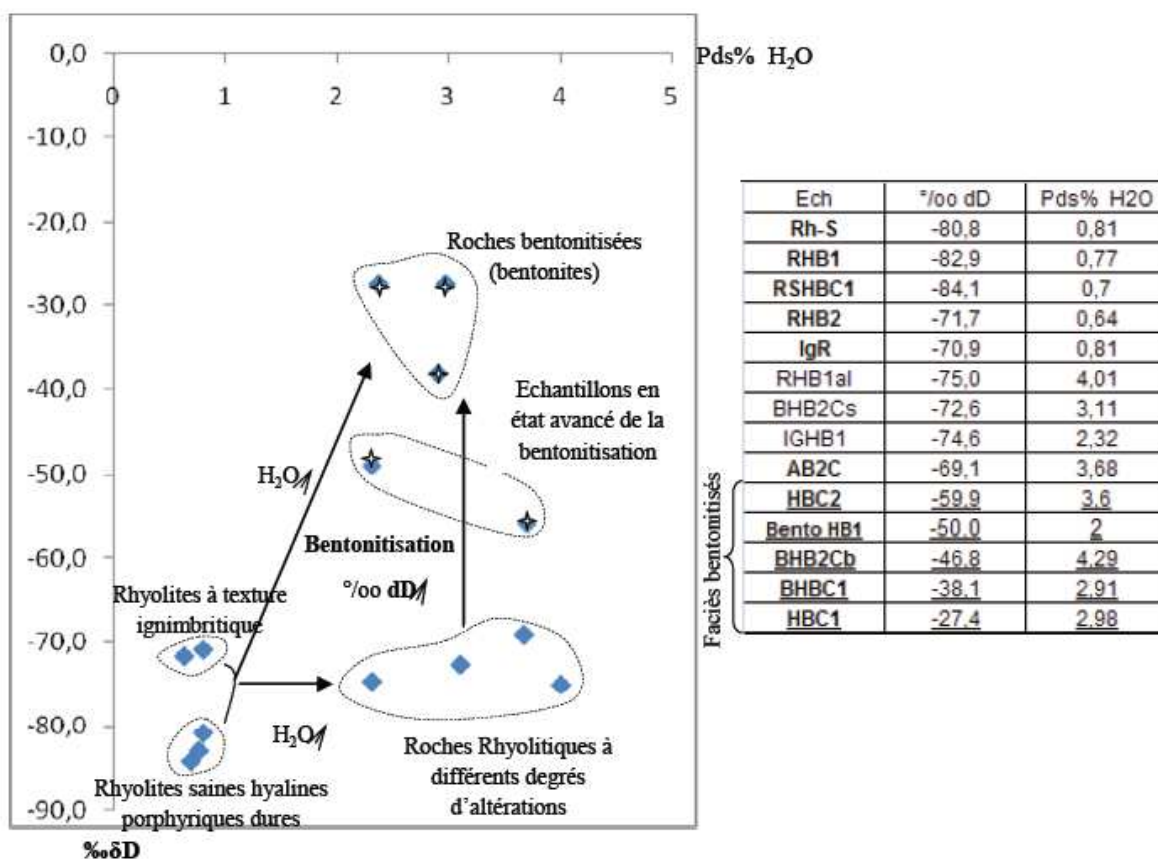


Figure.4 : Variation en isotopes d'Hydrogène et en eau dans les faciès rhyolitiques de Hammam Bouhrara.

Ce diagramme de corrélation ($\delta D\text{‰}$, $H_2O\%$) permet de faire deux remarques très importantes :

- Tous les faciès bentonitisés sont riches en eau (les rhyolites pauvres en eau sont peu ou pas bentonitisés).

Ce constat on peut le voir aussi dans les analyses chimiques-Tableau3-P83.En effet ; La perte au feu constatée donne une idée sur les faciès bentonitisés.

- Le rapport isotopique δD augmente avec la bentonitisation : De $\delta D = -85$ à -80‰ pour les rhyolites saines, -75 à -70‰ pour les rhyolites ignimbritiques fluidale et pyroclastite saines ou légèrement bentonitisées (ces roches étant plus vulnérables et poreuses par leur structure -voir étude pétrographique-), $-59,9$ à $-46,8\text{‰}$ pour les roches en état avancé de bentonitisation et de -38 à $-27,4\text{‰}$ pour les faciès totalement bentonitisés.

- **Explications :**

Il est connu (notamment selon C. Allègre et H. Craig 2005) que dans les phénomènes magmatiques les eaux juvéniles donnent leur signature isotopique aux roches engendrées.

A Hammam Boughrara ; le rapport isotopique $\delta D = -85$ à -80‰ des rhyolites saines peut donc, être considéré comme celui des eaux juvéniles lors de la formation et mise en place des dômes rhyolitiques.

Les rapports isotopiques en δD , nettement différents et supérieurs (entre -38 à -27.4‰) des terrains rhyolitiques bentonitisés, sont à relier à un hydrothermalisme avec des eaux différentes ayant donc une signature isotopique en hydrogène différente.

- **Pourquoi on relie cette bentonitisation à un hydrothermalisme ?**

- **Réponse :**

Si cette bentonitisation s'est faite dans un milieu aqueux ou par des eaux météoriques elle serait générale et non pas localisée.

L'hydrothermalisme expliquerait l'évolution en δD et le lessivage important (notamment en silice) observés localement dans ces milieux pétro graphiquement et chimiquement identique.

En effet ; la bentonitisation ne se développe qu'au niveau des appareils volcaniques et des failles associées.

Le schéma général qu'on propose est celui-ci :

On explique ces écarts isotopiques en δD entre roches saines et roches bentonitisées par une évolution des rapports isotopiques des roches encaissantes bentonitisées, via l'échange d'isotopes avec les eaux hydrothermales (δD supérieur). On pense qu'un recyclage des eaux superficielles dans le phénomène hydrothermal serait à l'origine de la bentonitisation à Hammam Boughrara.

Conclusion :

L'étude des analyses chimique effectuée au laboratoire géoscience de Montpellier par Boukhedimi ont obtenu c'est résultats :

- On a eu une série magmatique complète du pole rhyolitique au pôle basaltique, cette série magmatique correspond a une série calco-alcalin au miocène (rhyolites de hammam bouhrara, Ain torba qui sont calco-alcaline, et les basaltes miocène Ain Romana hadjrat kahla)

Cette série devient transitionnelle au pliocène inferieur (andésite calco-alcalin volcanisme andésitique)

- Au plio-quatenaire le volcanisme deviens basaltique et alcalin (Boutrack, bou Kiou).
- On a constaté aussi par rapport à la bentonisation qu'elle est d'origine hydrothermal

Chapitre V : Tectonique et volcanisme de la moyenne tafna

Introduction :

La région de maghnia (moyenne Tafna) a connu une activité néotectonique qui a été accompagnée par un volcanisme Mio-Plio-quaternaire intense. (**FIGURE 1.2.3.4**). Qui a commencé par la mise en place de rhyolites et basaltes calco-alcalin durant le Miocène (entre 14 et 11 Ma), d'andésites à caractère transitionnel au Pliocène inférieur (vers 8 Ma) et de basalte alcalin Plio-Quaternaire (5 à 0,8 Ma).

I- Analyse morphotectonique :

Les très récents développements de l'imagerie spatiale et de la modélisation numérique de la topographie (MNT) ont permis d'intégrer ces routines dans l'aide à la définition morphotectonique d'une région. En effet ; les observations faites à partir de ces outils permettent une meilleure maîtrise du terrain. Grâce à ces outils, dits d'observation indirecte, nous avons pu mettre en évidence des accidents en relation avec le volcanisme de la moyenne Tafna (dont le volcanisme rhyolitique).

Pour la région de Hammam Bouhrara nous avons adopté la démarche suivante :

- Réalisation d'un modèle numérique de terrain à partir d'un couple stéréographique de photographie aérienne et satellitaire.
- Superposition des images aériennes et satellitaires sur le MNT.
- Analyse et interprétation des paysages ainsi réalisé. Cette technique a permis de montrer des fractures bien marquées dans le paysage tectonique de la région.

• Données initiales :

- 1 Image Landsat 7 -- (12 septembre 2001)
- 2 Cartes topographiques et 2 cartes géologiques (Hammam Bouhrara--1/ 25 000 et Nedroma--1/50 000)
- Photographies aériennes (1/40 000--1953 et 1/20 000--1994)

• Définition du travail :

- Géoréférencement des cartes topographiques et géologiques.
- Décodage et Géoréférencement des images satellitaire (Landsat) à partir des cartes topographiques (Le décodage de l'image s'est fait selon les canaux 7-5-4-3-2 -1 (MS) et 8 (Panchro) s'est effectué à partir du format HDF dans lequel les images ne sont pas en projection mais les corrections radiométriques ont été faites par le producteur).
- Traitement numérique des images satellitaire (Landsat) (utilisation des filtres – Sharpen18 et Directionnel – N40 – N130).
- Mosaïcage et géoréférencement des photographies aériennes à partir des cartes topographiques.

- Digitalisation de la topographie et Création des MNT :
 - 1- A partir de courbes de niveaux vectorisées,
 - 2- A partir de couples stéréoscopiques d'images aériennes ou satellitaires.)
- Création de l'ortho-image Landsat en utilisant le MNT.
- Superposition des images aériennes et satellitaires sur le MNT.
- Traitement numérique du MNT à partir des données variables contrôlées par l'opérateur suivantes :
 - ✓ Echelle des élévations (variation du Z)
 - ✓ Choix de la direction d'éclairage de la source lumineuse virtuelle
 - ✓ Choix de l'angle d'observation virtuelle de l'opérateur

II- Interprétation du model numérique de terrain (MNT) :

Contexte général de l'interprétation :

Le but de l'étude étant d'identifier les failles du secteur et notamment celles en relation avec le volcanisme rhyolitique. Notre interprétation va passer par :

- L'étude et l'analyse des travaux réalisés antérieurement,
- La réalisation d'une carte structurale basée sur l'étude et l'analyse des scènes satellitaires Type Landsat et des photographies aériennes couvrant l'ensemble de la région
- L'analyse et l'étude du MNT combinée à l'imagerie satellitaire et aérienne.
- Des travaux de terrain et analyse des photos aériennes au 1/20 000. Cette étape permet d'utiliser l'ensemble des données et résultats obtenus par l'observation indirecte.

Cette approche a pour but de déterminer la localisation et la géométrie (longueur, profondeur, direction, pendage) de l'ensemble des failles de la région étudiée.



PLANCHE .1 : MNT de la région d'étude effectué à partir le l'image Landsat7.

L'observation se fait vers le NW. Au premier plan la ville et le barrage de Hammam Bou Boughrara et au fond le Fellaoussene.

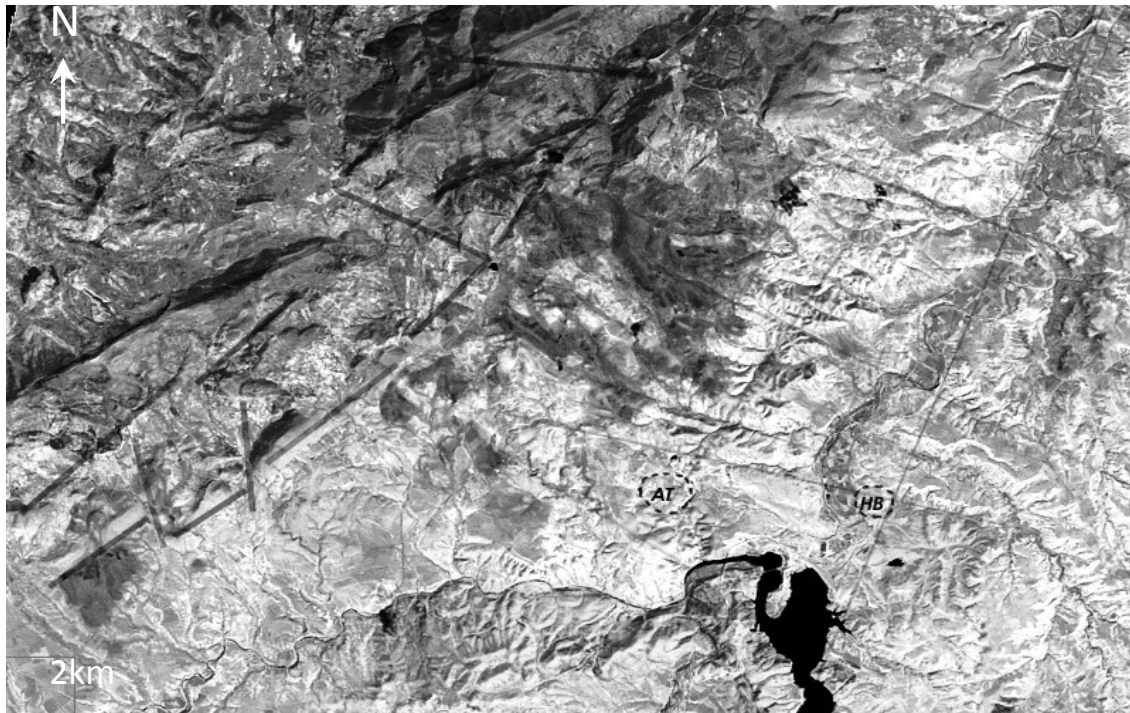


PLANCHE .2 : Ortho-image de la région d'étude effectué à partir le l'image Landsat7.

Sur cette image on a rajouté les accidents atlasiques du Fallaoussene (en gras) et les principaux linéaments et failles supposées.

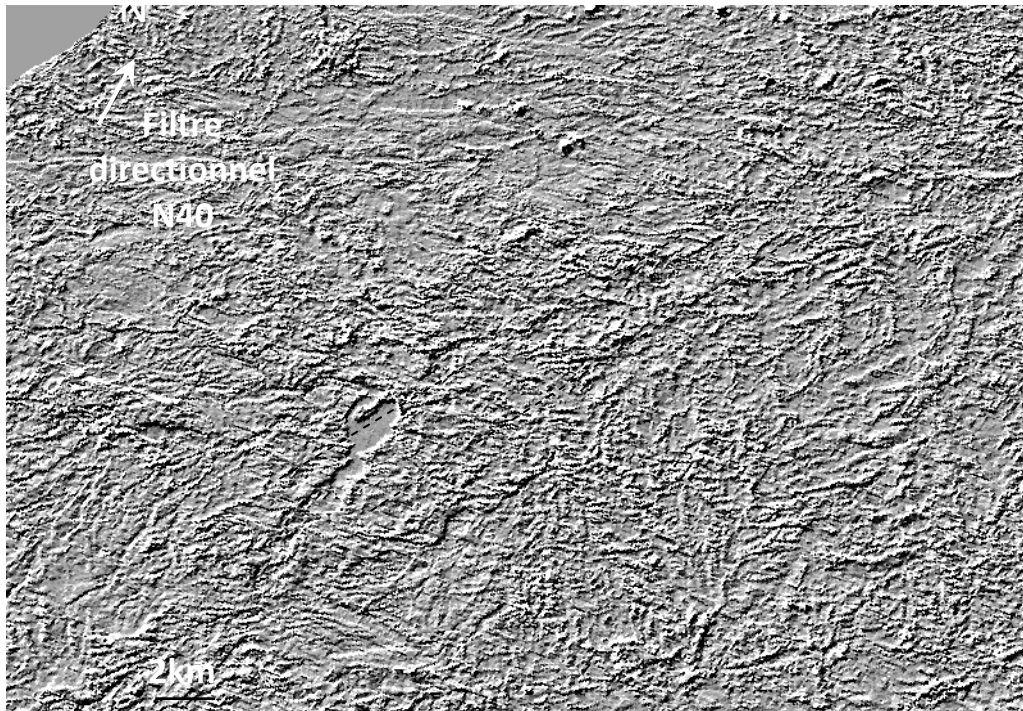


PLANCHE.3 : application du filtre directionnel N40 sur l'image Lansat7.

Ce filtre directionnel permet de mettre en évidence l'importance de l'orientation NE-SW dans la topographie de la région.



PLANCHE.4 : application du filtre directionnel N130 sur l'image Lansat7.

Ce filtre directionnel permet de mettre en évidence l'importance de l'orientation NW-SE dans la topographie de la région.

- **Remarque:** L'application du filtre directionnel sur une direction moins importante ferait apparaître l'image sans rides topographiques et donc ne refléterait pas les orientations préférentielles.

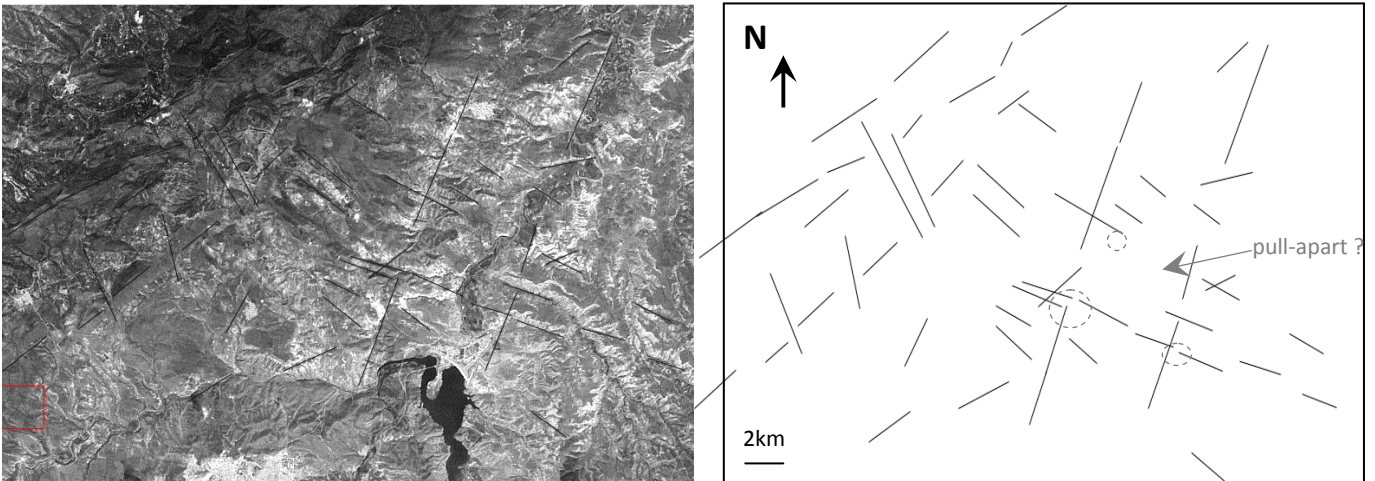
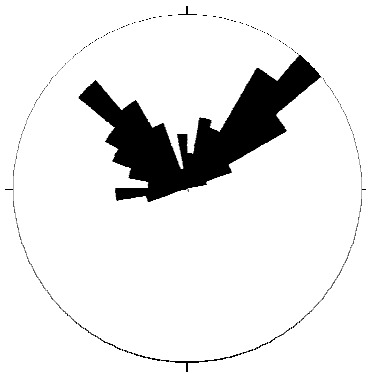


PLANCHE.5: Ortho-image de la région d'étude effectuée à partir de l'image Landsat7 sur laquelle les principaux linéaments supposés failles et failles ont été ajoutés.

Les cercles en pointillés représentent les dômes rhyolitiques de la région.

La rosace des directions ci-jointe montre l'importance des directions NE-SW (N40) (atlasiques) et NW-SE (N130).

Ainsi, on peut mettre en évidence deux familles de fractures conjuguées orientées généralement selon une direction atlasique (NE-SW) et une direction transverse à 90° (SE-NW) et un petit bassin s'apparentant à un bassin en « pull-apart » formé par l'extension crustale de 2 fractures.



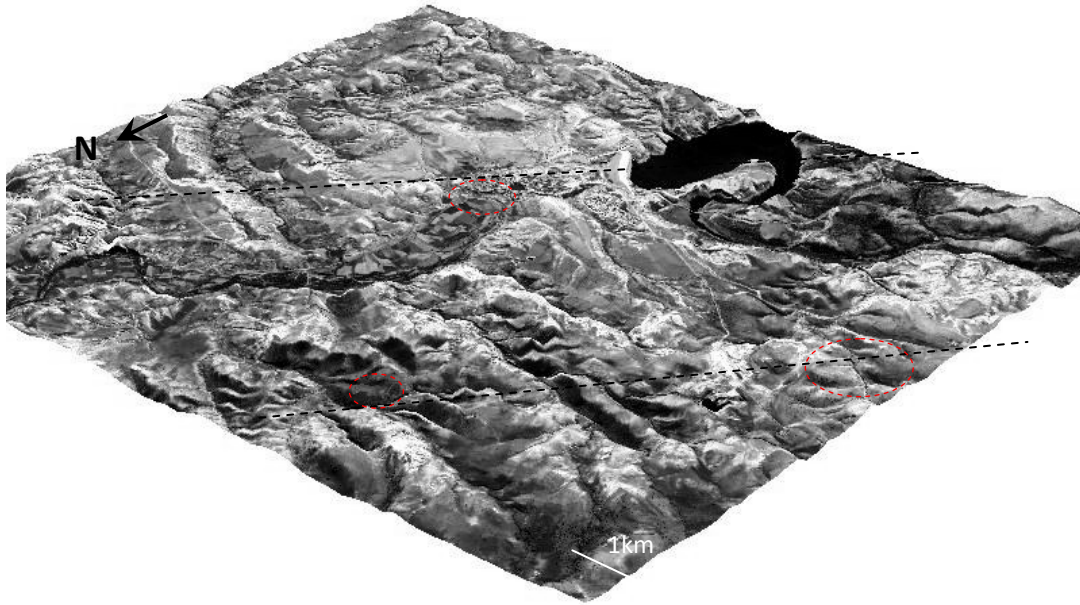


PLANCHE.6 : MNT du secteur d'étude sur lequel on peut voir l'importance des directions NE-SW et NW-SE et la relation directe avec l'emplacement des dômes rhyolitiques en pointillés de couleur rouge.

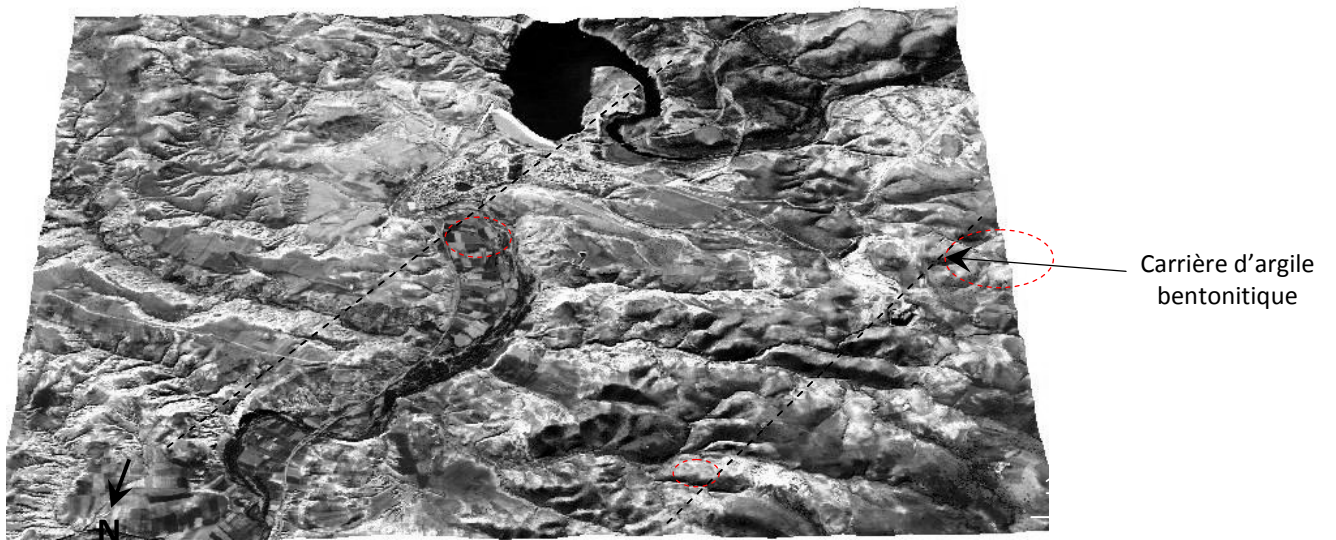


PLANCHE.7 : MNT du secteur d'étude.

Vue vers le sud montrant l'importance des directions NE-SW et NW-SE et la relation directe avec l'emplacement des dômes rhyolitiques en pointillés de couleur rouge.

(La carrière d'argile bentonitique se localise dans l'immédiat de la faille relevée)

- **Interprétation :**

Dans le cas où il est difficile d'identifier systématiquement par l'observation directe c'est-à-dire par les travaux sur le terrain les failles présentes dans une région et notamment si la couverture sédimentaire est importante, il est indispensable de recourir à d'autres techniques.

Le MNT, qui permet de reconstituer la morphologie du terrain permet également, par son analyse fine, de reprendre l'analyse des traces laissées par les failles sur le terrain.

Dans le cas des Failles non visibles, dites aussi « aveugles », cas du secteur de Hammam Boughrara, l'identification se fait en général, par des approches comparatives et par l'analyse de la morphologie indirecte que ces dernières imposent à la topographie (défluviations de rivières, déformations plicatives, étagement des terrasses alluviales etc.).

En faisant varier les positions d'un spot de lumière et en amplifiant l'altitude nous avons pu mettre en évidence chacune des morphologies en failles de la région. Cette technique nous a permis de localiser l'ensemble des failles qui ne seraient pas visibles sur d'autres plans : on a pu, ainsi, faire les observations suivantes pour le secteur de Hammam Boughrara :

- Mettre en évidence deux familles de fractures conjuguées orientées généralement selon une direction atlasique (NE-SW) et une direction transverse à 90° (SE-NW).
- Mettre en évidence, un petit bassin s'apparentant à un bassin en « pull-apart » formé par l'extension crustale de 2 fractures dans le secteur d'étude.
- Une autre observation majeure faite au cours de cette analyse concerne la disposition de l'ensemble du réseau hydrographique. Comme nous le voyons sur les différentes planches, le réseau hydrographique est parfaitement imposé par les directions des failles et par la morphologie qu'elles ont générées (déviations du réseau hydrographique par les structures positives telles que les failles ou les plis et capture de ce même réseau par les structures négatives telles que les plaines et les vallées).

- Autre remarque fort intéressante : L'alignement du volcanisme cénozoïque de la moyenne Tafna sur la carte géologique (planche8) donne une idée sur la direction et l'emplacement des accidents empruntés lors de sa mise en place.

En effet ; cette étude basée essentiellement sur la télédétection à partir des images satellites, des photographies aériennes et des MNT de la région montrent clairement les linéaments de directions atlasique (N40) suivant l'alignement volcanique.

Autant d'éléments pour pouvoir parler d'accidents en relation directe avec la mise en place du volcanisme mio-plio-quadernaire de la moyenne Tafna.

III- Examen du secteur de la moyenne Tafna- Traras :

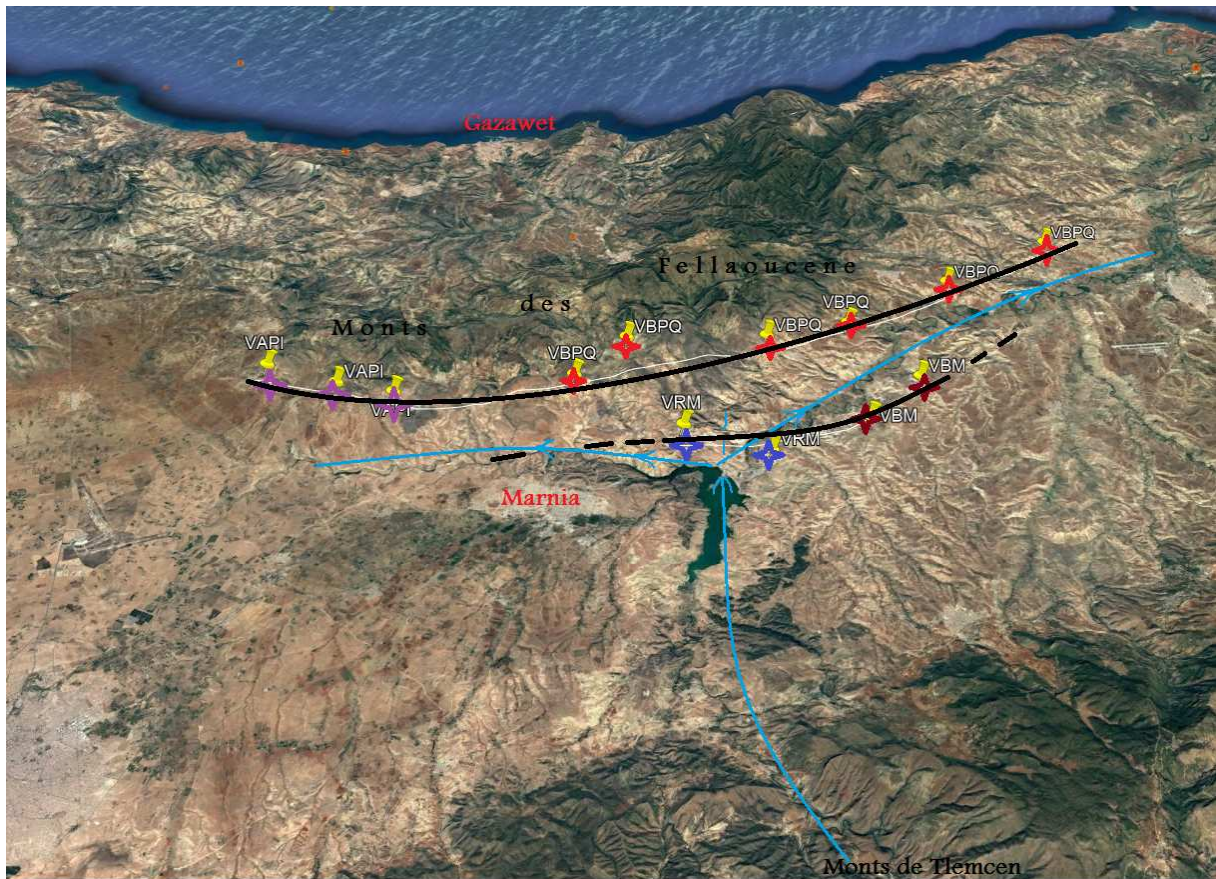
On pense que ce secteur est caractérisé par l'existence de retro-chevauchements conformément au modèle qu'on propose. Les arguments suivants prennent en charge notre vision

- Les contacts anormaux (Figure.7) observés sur le front sud des Traras avec la plaine de Marnia (la moyenne Tafna) et notamment entre le Jurassique inférieur et le Trias (qui apparaît au sud des Traras) au contact du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire : ces retro-chevauchements sont en partie cartographiés sur les cartes géologiques de l'Algérie (Figure .7).
- La défluviation de oued Tafna par les monts des Traras et le développement du réseau hydrographique dans la direction nord, ce qui implique une subsidence de cette partie de la plaine de Marnia par les monts des Traras (Figure.6 et 7).
- Les appareils volcaniques néogènes et quadernaires remarquablement alignés selon la direction des retro-chevauchements ENE-OSO (Figure.6 et 7).
- L'évidence d'une activité hydrothermale intense dans le secteur : en effet, en plus des sources thermales de la région (notamment : Hammam Boughrara et Hammam Echiguer) c'est dans ce secteur qu'existe les plus grands gisements d'argiles bentonitiques d'Afrique du Nord (Figure.7 et 8).

Nous nous sommes intéressés à cette bentonitisation (transformation en argile bentonitique) et nous avons obtenu les résultats suivants : (Boukhedimi 2010)

- Cette bentonitisation se développe dans des faciès rhyolitiques **de façon très localisée** (c'est-à-dire en plusieurs endroits(Figure.8) le long des failles.

- Cette bentonitisation est à relier au **recyclage d'eaux superficielles par la source thermale de Hammam Boughrara** : Les valeurs isotopiques en Deutérium (Figure.9) des dépôts rhyolitiques saints (non bentonitisés) sont de l'ordre de $\delta D = -85$ à -80‰ (eaux juvéniles) alors que les dépôts rhyolitiques en état de bentonitisation avancé (en cours de bentonitisation) présentent des valeurs de l'ordre de $\delta D = -60$ à -50‰ . Il s'agit de la signature isotopique de la source thermale actuelle de Hammam Boughrara (45°) ou $\delta D = -57$.
- Réflexion : puisque cette bentonitisation provoquée par la source thermale de Hammam Boughrara se trouve en plusieurs endroits =>cela signifie que la source thermale de Hammam Boughrara a dû changer de position plusieurs fois, et justement le tarissement et réapparition des sources hydrothermales dans les zones de chevauchements sont des effets souvent typiques d'activité sismique.
- En plus la présence de sismites Boukhedimi 2017 dans ce secteur notamment sous formes de fracturations hydrauliques et dykes d'injections de sables dans les terrasses alluviales Quaternaires et notamment du Pléistocène supérieur constitue une preuve de plus, de l'activité récente (au moins Pléistocène supérieur) des retro-chevauchements du secteur de la moyenne Tafna- Traras.



- ★ VBPQ -> Volcanisme Basaltique Plio-Quaternaire
 - ★ VAPI -> Volcanisme Andésitique Pliocène Inférieur
 - ★ VBM -> Volcanisme Basaltique Miocène
 - ★ VRM -> Volcanisme Rhyolitique Miocène
- ↙ Défluviation de oued Tafna par les Fellaoucenes
 Chevauchements au pied des Fellaoucenes

FIGURE.8 : VOCANISME DE LA MOYENNE TAFNA MOI-PLIO-QUATERNAIRE

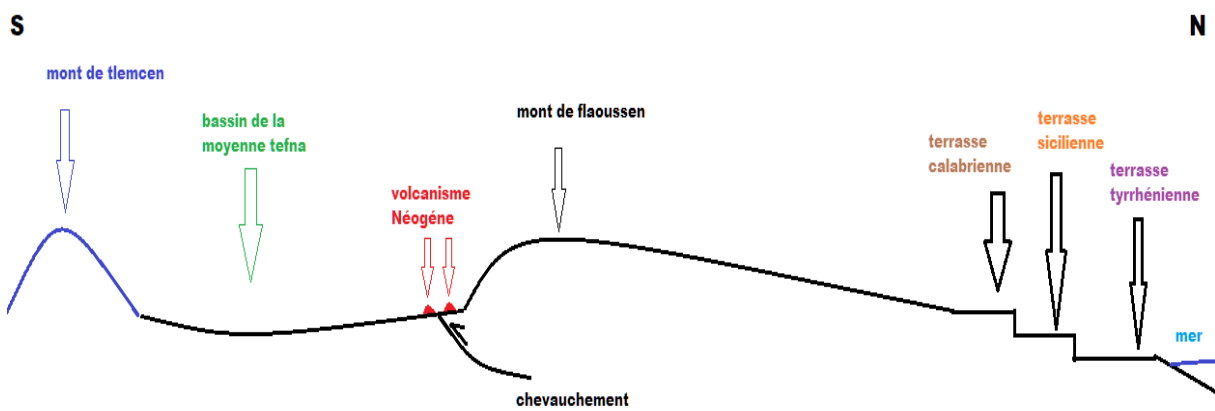


Figure.9 : Coupe tectonique de la région d'étude, de la basse à la moyenne tafna

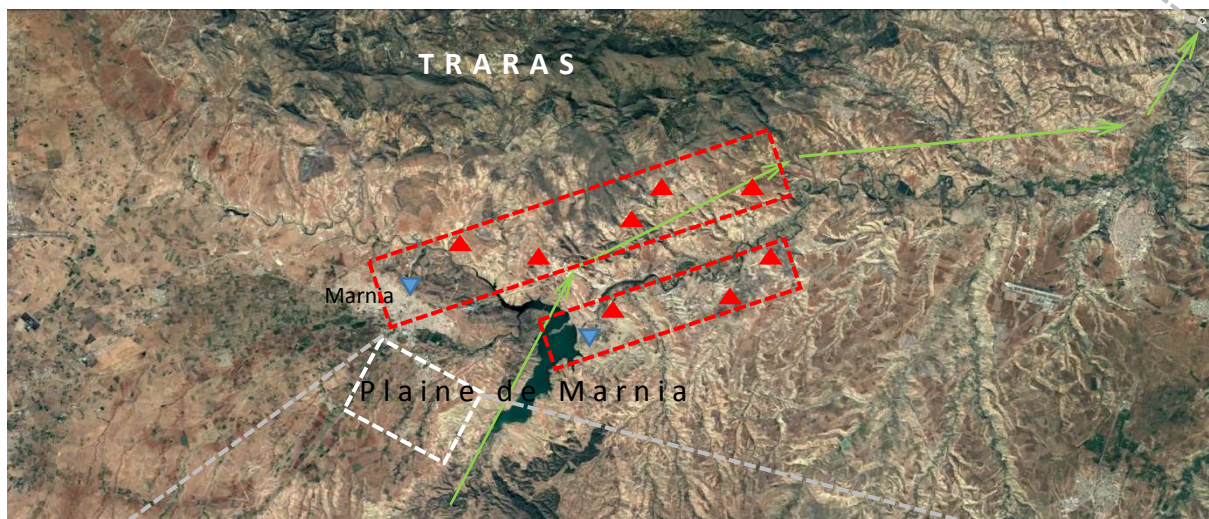
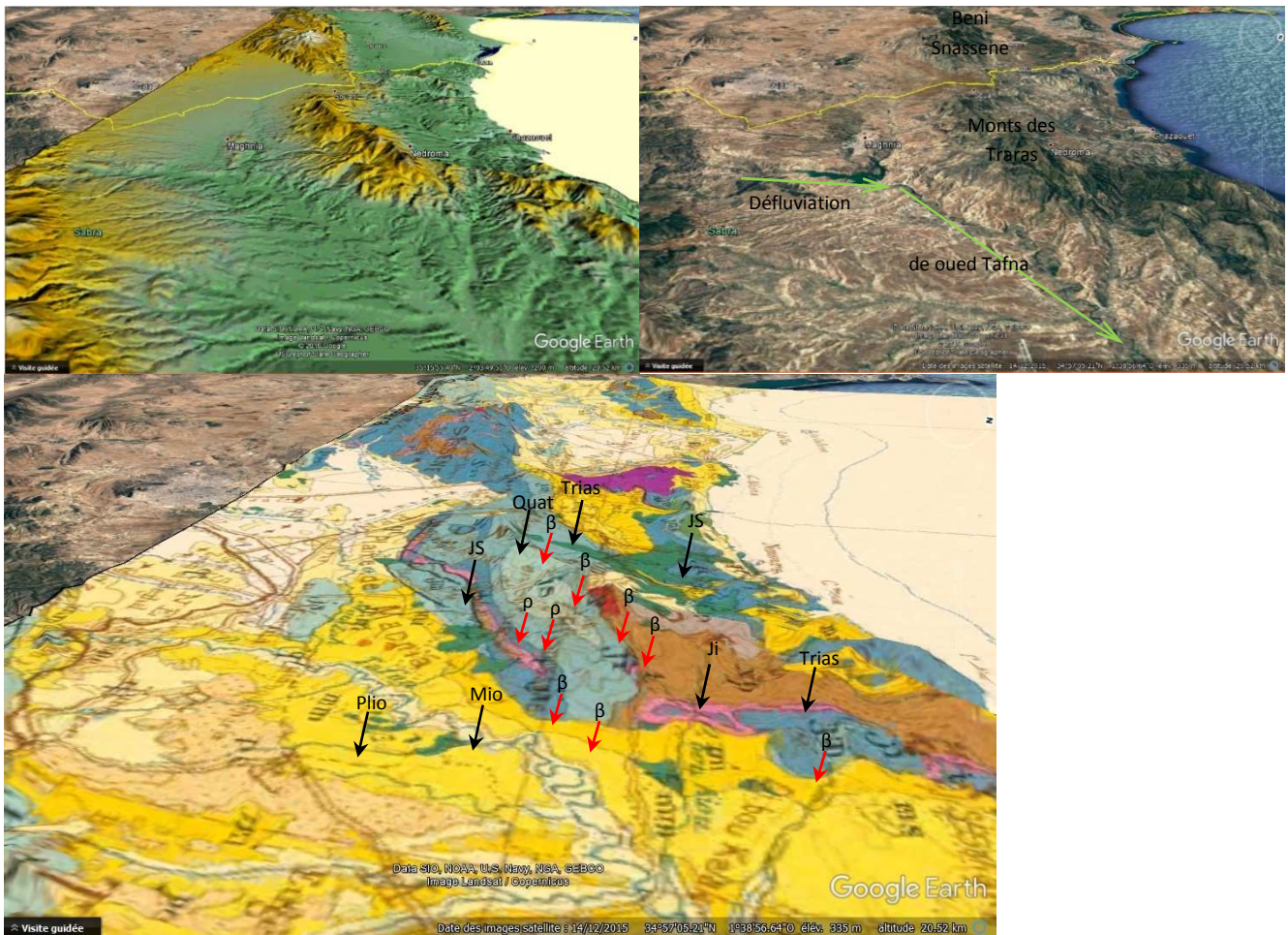


Figure.10.: Défluviation de oued Tafna par les monts des Traras. Noter que le réseau hydrographique dans la plaine de Marnia se développe vers le nord, ce qui serait en faveur d'un chevauchement de la plaine (subsidence de cette partie de la plaine) par les monts des Traras. Des appareils volcaniques néogènes et quaternaires (triangles rouges) ainsi que des sources hydrothermales (triangles bleus) marquent ce secteur de chevauchement.



Ji : Jurassique inférieur \ JS : Jurassique supérieur \ Mio : Miocène \ Plio : Pliocène \ Quat : Quaternaire.

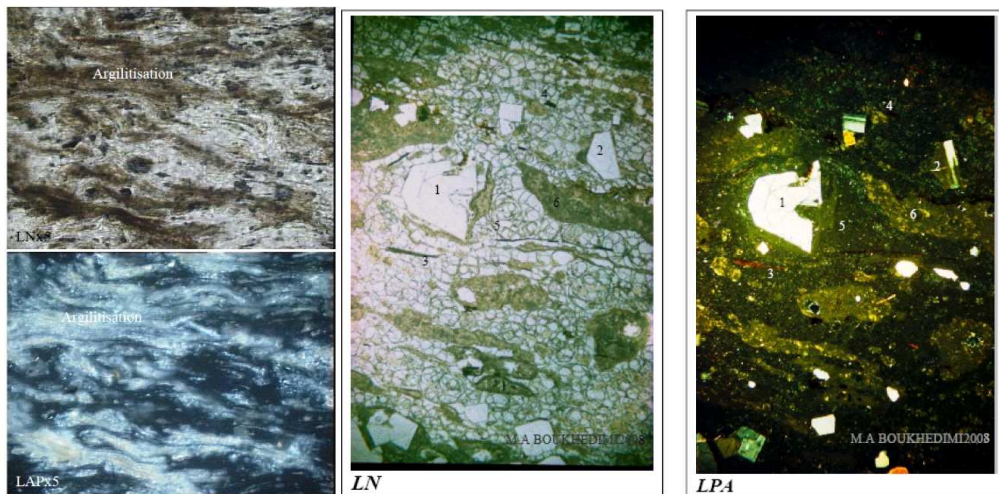
Volcanisme récent : ρ Rhyolites \ β Basalte.

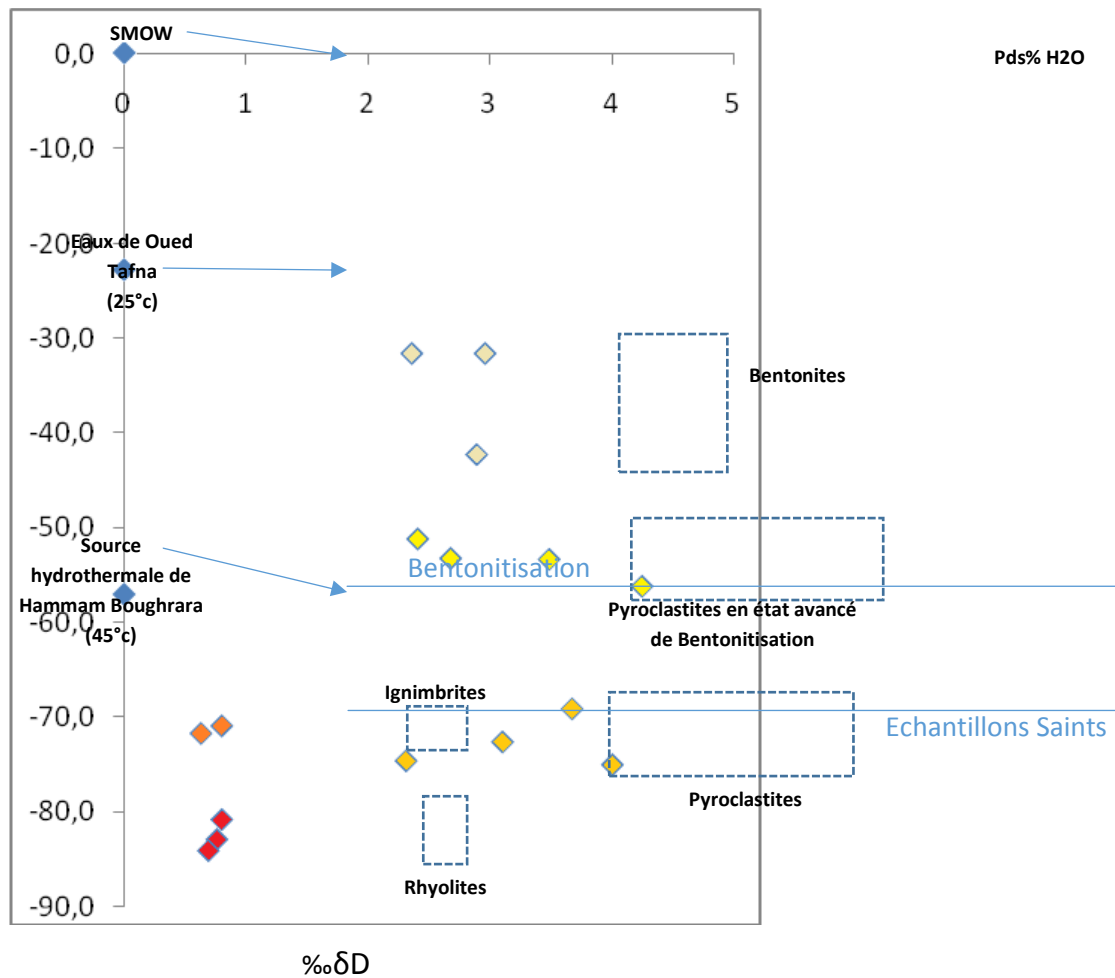
Figure.11 : Superposition de la carte géologique de L'Algérie du Nord au 1/200 000 sur le MNT de la région des Traras-Moyenne Tafna.



Volcanisme récent : ρ Rhyolites \ β Basalte.

Figure.12 : Positions des gisements d'argiles bentonitiques de Hammam Boughrara (moyenne Tafna) -> en flèches noires. La position de la station thermique de Hammam Boughrara est représentée en triangle bleu.





SMOW (Standard Mean Ocean Water)

Figure.13: Variation en isotopes d'Hydrogène H₂O dans les faciès rhyolitiques de Hammam Bouhrara. Notez que les Pyroclastite en état avancé de Bentonitisation présentent des valeurs en δD remarquablement comparable à la signature isotopique de la source thermique de Hammam Bouhrara. En haut exemples de faciès rhyolitiques montrant des évidences de bentonitisation (Boukhedimi 2010)

- **Conclusion de l'étude morphotectonique :**

Mise en évidence d'accidents NE-SW en relation avec le volcanisme de la moyenne Tafna, le changement dans la nature de ce volcanisme du calco-alcalin vers l'alcalin traduit nécessairement un changement dans le régime tectonique régional.

Les appareils volcaniques de la moyenne Tafna sont remarquablement alignés selon la direction atlasique (NE-SW).

Ces formations se placent au pied des monts des Traras (Fillaoucène) dessinant un linéament géologique.

On remarque entre autre la défluviatation de l'oued Tafna. Ce dernier qui prend sa source vers les monts de Tlemcen change de direction au pied des Traras, ce qui indique l'existence d'une morphogénèse importante au niveau des Traras.

Cette défluviatation est un indicateur d'une morphogénèse active, de plus on peut noter que le contact anormal entre les Traras (socle Jurassique-Crétacé) et le miocène du Bassin de la moyenne Tafna confirme la morphogénèse importante des monts de Traras, Cela nous a permis de dire que l'alignement des appareils volcaniques observé se développe au niveau de failles de chevauchement.

Cette étude morphotectonique basée sur l'interprétation des images satellites, des photographies aériennes et des modèles numériques de terrains a permis de mettre en évidence des linéaments pouvant correspondre à des accidents expliquant la répartition géographique de ce volcanisme.

Cette étude a permis aussi de faire une observation très intéressante en ce qui concerne la bentonitisation à Hammam Boughrara. En effet, les carrières d'argile bentonitique se localisent dans l'immédiat des linéaments (failles) relevés.

Conclusion Générale

Conclusion générales :

Notre étude a permis de distinguer trois principaux type dépôts volcano-sédimentaire, les plus importants en terme de volume sont les dépôts pyroclastiques rhyolitiques de la région de hammam boughrara. Nous avons aussi remarqué la présence dans la partie nord-ouest de Maghnia des dépôts volcano-sédimentaire andésitique et superposer sur ces dépôts, nous remarquons la présence de plusieurs coulées basaltique du plio-quaternaire.

Les rhyolites se présentent sous forme de dôme de coulée avec une partie centrale composée de rhyolites compact, et une périphérie composée de rhyolites perlitique associé à des ignimbrites. Les dépôts volcano-sédimentaire Rhyolitique montrent des séquences de grano-classement décroissant (tufs rhyolitique grossier a la base et fine au sommet).

Les andésites sont marquées par des strato-volcan avec des dépôts volcano-sédimentaire andésitique intercalé entre les coulées andésitique

Pour les basaltes plio-quaternaire, nous remarquons peu de dépôts pyroclastique, les coulées plio-quaternaire occupent une grande surface et on note la présence de plusieurs dyke plio-quaternaire (figure LB résume les dépôts volcano-sédimentaire moi-plio-quaternaire).

L'étude géochimique a révélé que le volcanisme de la moyenne Tafna a été d'abord calco-alcalin par la mise en place des rhyolites (hammam boughrara et Ain torba) et par les basaltes miocène de hadjrat kahla et Ain Romana ; puis transitionnel au pliocène inferieur avec les andésites sud M'sirda (nord-ouest du bassin de maghnia), les basaltes plio-quaternaires montre un caractère alcalin (Boutrack et bou Kiou)

Notre analyse morphotectonique a montré que les appareils volcaniques de la région de maghnia (moyenne Tafna) sont remarquablement alignés, selon la direction atlasique NE_SW.

Ils se placent au pied des monts de Traras (djebel Fillaoucene) dessinent un alignement géologique.

Cet alignement des appareils volcaniques néogène et quaternaire se développe au niveau du chevauchement au sud du djebel Fillaoucène.

La présence de la Défluviation de l'oued Tafna par le djebel Fillaoucène indique la présence d'une faille de chevauchement actif.

La bentonisation qui se développe de façon localisée dans les tufs rhyolitique de la région et au niveau des zones de chevauchement au sud du djebel Fillaoucène témoignent du dynamisme de néotectonique actif de la région.

Bibliographies

- Argus DF, Gordon RG, De Mets C, Stein S (1989) Closure of the Africa–Eurasia–NorthAmerica plate Motions circuit and tectonics of the glauriafault. *J GeophysRes* 94:5585–5602
- Ayadi A, Bezzeghoud M (2015) Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum Observed Intensity Map (MOI2014). *Seismological Research Letters* doi: 10.1785/0220140075
- Ayadi, A., Ousadou, A.F., Bourouis, S. et Benhallou, H., 2002, Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (western Algeria); the Mascara earthquake of August 18th 1994, $M_w = 5.7$, $M_s = 6.0$. *Journal of Seismology*, 6, 13-23.
- Beaudet G, Maurer G, Ruellan A (1967) Le quaternaire marocain : Observations et hypothèses nouvelles. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), VOL, IX, FASC,4, pp. 269-310. Paris, 1967.
- Belabbes S (2008) Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. Thèse de doctorat-Géophysique Université Louis Pasteur-Strasbourg I 226p.
- Belabbes S, Meghraoui M, Cakir Z, Bouhadad Y (2009) InSAR analysis of the moderate size Ain Témouchent (Algeria) blind thrust earthquake (22/12/1999, $M_w=5.7$). *J Seismol.* doi:10.1007/10950-008-9135-x
- Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. *Géol. Méditerranéenne*, XI, 255-264.
- Bellon, H. (1981), Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma, in *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, edited by F.C. Wezel, Tecnoprint, Bologna.
- Benhallou, H., 1985, Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité de l'Algérie. USTHB. Alger. Thèse d'Etat : 294 p.
- Boudiaf A (1996) Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat en Géologie et paléontologie. Univ Montpellier 2.

- Boudiaf A, Ritz JF and Philip H (1998) Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Theniafaults, Algeria, *Terra Nova*, 10, 236-244.
- Boudiaf A, Philip H, Coutelle A, Ritz JF (1999) Evidence of a major Quaternary thrust fault in southern Kabylie (Algeria), *Geodinamica Acta*, 12 (2)(1999) 71-80.
- Boughacha. M. S (2005) : Analyse de la sismicité de l'Algérie application à l'établissement des cartes des I.M.O et Δcff , Thèse Doctorat En Sciences Physiques, Spécialité : Géophysique, USTHB, Alger.
- Boukhedimi, M A., 2017. La néotectonique du nord-ouest algérien et ses conséquences sur la répartition spatiale de la sismicité et du volcanisme et l'hydrothermalisme récents de l'Oranie. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre. Theses.usthb.dz/document/TH10/2017-D/S.T.161p.
- Boukhedimi MA, Louni-Hacini A, Bouhadad Y, Ritz JF, Machane D, Benhamouche A, Bourenane H (2016) « Evidence of seismites in coastal Quaternary deposits of western Oranie (northwestern Algeria) » *J Seismol DOI 10.1007/s10950-016-9616-2*
- Boukhedimi, M A., 2010. Origine du processus de bentonitisation des terrains volcanogènes rhyolitiques de Hammam Boughrara (Maghnia; Algérie nord occidentale). Mémoire de Magister en Géologie. Université d'Oran 101.
- Boukhedimi, M.A 2003 ; Etude pétrographique et volcanologique des dômes rhyolitiques de Hammam Boughrara (région de Marnia – Oranie). Mémoire d'ingénieur d'état en géologie (pétrologie-structurologie). IST/USTHB.120p.
- Buforn E, Bezzeghoud M, Udias A, Pro C (2004) Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure appl. geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.
- Calais E, DeMets C, Nocquet J-M (2003) Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-NorthAmerica plate motions? . *Earth and Planetary Science Letters* 216, 81-92.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B. (1999), The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results, in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Vol. 161.
- Comas, M. (2006), Tectonic segmentation along the South Iberian Margin (Northern branch of the Gibraltar Arc System). EGU, Vienna, April, EGU06-A-09399.
- Cosgrove, J.W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geological Society, Spec. Publ., vol. 92, pp. 187–196.

- CRAAG (1994) : Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah.
- CRAAG (2001) : Les séismes en Algérie de 1992 à 2001. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah.
- Davenport CA and Ringrose PS (1987) Deformation of Scottish Quaternary sediment sequences by strong earthquake motions. In: Jones, M.E., Preston, V.I.F. (eds.) deformation of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc., Spec. Publ. 29:299–314
- De Joussineau, G., Bazalgette, L., Petit, J.-P., Lopez, M., 2005. Morphology, intersection and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France. *J. Struct. Geol.* 27, 67–87.
- Delfaud J et Thomas G (1972) Les grandes lignes de la stratigraphie du quaternaire oranais- C.R. Acad. Sci., Paris, D, 274, 3341-3344.
- De Martini PM, Burrato P, Pantosti D, Maramai A, Graziani L, Abramson H (2003) Identification of tsunami deposits and liquefaction features in the Gargano area (Italy): paleoseismological implication. *Annals of Geophysics*, v. 46, n°5, 883-902.
- De Mets C, Gordon RC, Argus DF, Stein S (1990) Current plate Motion. *Geophys. J. Intern.*, 101, 425-478.
- Deverchère J, Yelles K, Domzig A, Mercier de Lépinay B, Bouillin JP, Gaullier V, Bracène R, Calais E, Savoye B, Kherroubi A, Le Roy P (2005) Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *GeophysRes, Lett* 32:L04311
- Domzig A (2006) Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, PhD Dissertation, Brest (UBO) University, Institut Universitaire Européen de la Mer, Brittany, France, 333 pp.
- Donald L. Wells and Kevin J. Coppersmith (1994) New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002, August 1994
- Durand Delga M (1980) Méditerranée occidentale, étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mém. Soc. Géol. France*, 10
- Durand-Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n°39, 89-131.

- Durand-Delga, M. et Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26th International Geological Congress. Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoires Bureau Recherche Géologique et Minière, 11: 65-85.
- Dewey J.F., Pitman W.C. III, Ryan W.B.F. et Bonnin J., 1973 - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.-P., 2014. Miocène magmatisme et tectonique dans le Peri-Alboran orogène (ouest méditerranéen). *Journal of Geodynamics*, SI: Géodynamique évolution de l'Alboran domain 77, 171–185. doi:10.1016/j.jog.2014.02.006
- El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Pique, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999. Evolution of the sources of Moroccan volcanism during the Neogene. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science* 329, 95–102.
- El Robrini, M. (1986), Evolution morpho-structurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, 164 pp., Université Paris IV.
- El Robrini, M., Gennesseaux, M., and Mauffret, A. (1985), Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean), *Geo Mar. Lett.*, 5, 171-176.
- El Mrabet T (2005) The great earthquakes in the Maghreb region and their consequences on man and environment. CNRST-LAG, Rabat, 478 pp
- Estevez A, Soria JM, Alfaro P (1994) Un nouveau type de séismes dans le Miocène supérieur d'Alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): les coins détritiques. *CR AcadSci Paris* 318(série II):507–512
- 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.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., and Guézou, J.-C. (1991), Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162(4), 611-626.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E. (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.

- Galli P (2000) New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324 (2000) 169–187
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) Conclusions générales ; signification géodynamique des phénomènes observés. *Bull. Soc. géol. Fr.* 1977, n°3
- Guardia P (1975) Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse de doctorat en géologie. Université de Nice (France). 289p.
- Hamdache M, Peláez JA, Talbi A, López Casado C (2010) A Unified Catalog of Main Earthquakes for Northern Algeria from A.D. 856 to 2008. *Seismological Research Letters*, 81, 5, 732-739, doi:10.1785/gssrl.81.5.732
- Ken-Tor, R., A. Agnon, Y. Enzel, M. Stein, S. Marco, and J. F. W. Negendank (2001), High resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin, *J. Geophys. Res.*, 106(B2), 2221–2234, doi:10.1029/2000JB900313.
- Leclaire L (1972) La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algérobalaire (pré-continent algérien), Thèse d'Etat, Paris, 391 pp.
- Lopez Marinas J.M. and Salord R (1990) El periodo sísmico oranes de 1790 a la luz de la documentación de los archivos españoles. MOPU-IGN, Monografías 6, Madrid, 64 pp.
- Louni-Hacini A (2002) La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie Nord Occidentale). Thèse de doctorat (pétrologie structurologie). IST/USTHB. 198p.
- Lowe DR (1976) Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23:285–308
- Machane D, Bouhadad Y, Cheiklounis G, Chatelain JL, Oubaiche EH, Abbes K, Guillier B, Bensalem R (2008) Examples of geological and geomorphological hazards in Algeria. *Journal Natural Hazards* 45:295–308
- Maouche S, Meghraoui M, Morhange C, Belabbes S, Bouhadad Y, Haddoum H (2011) Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmour earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics* 509:69–80. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.003, 10.1016/j.tecto.2011.06.003 #_blank
- Maouche S, Morhange C, Meghraoui M (2009) Large boulders accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Mar Geol* 262:96–104
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A. (2004), E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16, 257–264.

- McClusky S, Reilinger R, Mahmoud S, Ben Sari D, Tealeb A (2003) GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysics Journal International* 155, 126-138.
- Megartsi M (1985) Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale (géologie, pétrologie, géodynamique). Thèse de doctorat (pétrologie structurologie). IST/USTHB.295p.
- Meghraoui M (1988) Géologie des zones sismiques de l'Algérie du Nord: Paléosismologie, tectonique active et Synthèse sismotectonique. Thèse d'Etat, University Orsay-Paris XI, p. 356
- Meghraoui M, Morel JL, Andrieux J, Dahmani M (1996) Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. . *Bull. Soc. géol. Fr.* 1996. 167, n°1-pp 141-157
- Moretti M (1999) Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* 135 - 167–179
- Moussa K (2006) Etude d'une Sebkhia: la Sebkhia d'Oran (Ouest algérien). Thèse de doctorat (sédimentologie). FSTGAT/Université d'Oran.205p.
- Munson PJ, Munson CA, Pond EC (1995) Paleoliquefaction evidence for a strong Holocene earthquake in southcentral Indiana. *Geology* 23(4):325–328. doi:10.1130/0091-7613
- Nocquet JM, Calais E (2004) Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. *Pure Appl Geophys* 161:661–681
- Obermeier SF (1996) Use of paleoliquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng Geol* 44:1–76. doi:10.1016/S0013-7952(96)00040-3
- Ouyed M, Meghraoui, Cisternas A, Deschamps A, Dorel J, Frechet J, Gaulon R, Hatzfeld D & Philip H (1981) Seismotectonics of the El Asnam earthquake. *Nature* 292, 26 - 31 (02 July 1981); doi:10.1038/292026a0
- Philip J., Masse J.P. & Bessais H. 1987 : Phénomènes sédimentaires au passage plate-forme carbonatée – bassin dans l'Albien supérieur - Cénomanién basal de Tunisie centrale. 8th I.A.S. reg. Meet. sédimentol. (Tunis).

- Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. & Ben Ayed N. 1987 : Evolution tectonique mio-plioquaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. Bull. Soc. géol. France (8), II/4,559-568.
- Pitman W.C. III, Talwani M. et Heirtzler J.R.,1971 - Age of the North Atlantic Oceanfrommagnetic anomalies. EarthPlanet. Scia Lett., 11, 195-200.
- Ratzov G, Cattaneo A, Babonneau N, Deverchere J, Yelles K, Bracene R, Courboulex F (2015) Holoceneturbidites record earthquakesupercycles at a slow-rate plate boundary - Geology, doi:10.1130/G36170.1v. 43 no. 4 p. 331-334
- Roca, E. (2001), The Northwest-Mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro- Provençal basins) : structure and geodynamicevolution, in Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins, edited by P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson and S. Crasquin- Soleau, 186, pp. 671-706, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. (2004) TRANSMED Transect II, in The TRANSMED Atlas – The Mediterraneanregionfromcrust to mantle, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Rothé, J.-P. (1955), Le tremblement de terre d'Orléansville et la séismicité de l'Algérie, La Nature, 3237, 1-9.
- Roussel, J., 1973. Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716-1970, Bull. Soc; Hist. Natur. Afrique du Nord., 64 (3), 2pp. 11-227.
- Sadran G (1958) Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du tell oranais. Publications du service de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°18.533p.
- Seilacher A (1969) Fault-gradedbedsinterpreted as seismites. Sedimentology 13:15–159
- Serpelloni E, Vannucci G, Pondrelli S, Argnani A, Casula G, Anzidei M, Baldi P, Gasperini P (2007) Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundaryfrom focal mechanisms and GPS data. Geophys. J. Int. 169, 1180–1200. doi: 10.1111/j.1365246X.2007.03367.x

- Salinas A (2004) Oran la joyeuse: memoires franco-andalouses d'une ville d'Algérie. Editions L'Harmattan. ISBN : 2-7475-6585-8.320p.
- Satake, K.; Sawai, Y.; Shishikura, M.; Okamura, Y.; Namegaya, Y.; Yamaki, S. (2007). "Tsunami source of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation". American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #T31G-03.
- Thomas G (1985) Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le Bassin du Bas Chéelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse Es-Sciences, Pau, 594 p.
- Thorson RM, Clayton WS, Seeber L (1986) Geological evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut, *Geology*, 14, p. 463-467
- Tian HS, Zhang BH, Zhang SH, Lü MY (2014) Neogene seismites and seismic volcanic rocks in the Linqu area, Shandong Province, E China. *Geologos* 20, 2 (2014): 125–137 doi: 10.2478/logos-2014-0010
- Tuttle MP (2001) The use of liquefaction features in paleoseismology: Lessons learned in the New Madrid seismic zone, central United States, *Journal of Seismology*, Volume 5, Issue 3, pp 361-380
- Yelles-Chaouche AK, Boudiaf A, Djellit H, Bracene R (2006) La tectonique active de la région nord-algérienne. *C. R. Geoscience* 338 (2006) 126–139
- Yelles-Chaouche AK, Djellit H, Beldjoudi H, Bezzeghoud M, Buforn E (2004) The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22nd, 1999, *Pure appl. geophys.*, 161, 607–621