



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université d'Oran 2

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

MEMOIRE

Présenté Pour l'obtention du diplôme de Master en géologie
Option : Géodynamique de la lithosphère

Pétrologie et géochimie des coulées volcaniques et leur relation avec la sismicité de la Moyenne Tafna

Présenter par :

BESSAI YASMINE

BENNOUNA AYA EL ACAMAA

Soutenu publiquement le 27/06/2024 devant le membre du jury:

Mr. SEDDIKI	Professeur	université d'Oran 2	président
Mr. BENDOUKHA	Maitre de conférence A	université d'Oran 2	Encadreur
Mr. MAHMOUDI	MAITRE –assistant	université d'Oran 2	Examineur

Année Universitaire 2023/2024



Remerciement

Nous tenons à remercier tout d'abord *Dieu*,
si puissant, si grand, si judicieux, si généreux, qui nous a facilité le chemin et nous a aidé et
donné la volonté et la santé pour terminer ce travail

La première personne que nous tenons à remercier est notre **encadreur Mr. BENDOUKHA Rachid**, pour son orientation. Nous avons eu le grand plaisir de travailler sous votre direction.

Nous exprimons nos profonds remerciements également aux membres de jury chapotés par
Mr. SEDDIKI. A, qui nous fait le plaisir de présider le jury et juger ce travail.

Grand Merci à **Mr. MAHMOUDI. M** qui nous a fait faire l'honneur d'examiner ce travail.
Mme. REMACI qui nous a accompagné durant toute cette période, nous former et de nous
avoir donné la chance d'apprendre d'eux.

Nous remercions nos parents sans qui, nous n'aurions jamais pu réaliser tout ce parcours. Sans
oublier nos frères et sœurs pour leurs encouragements et leurs soutiens

Nous exprimons nos sincères remerciements aux professeurs de département pour le sous
travail

Enfin nous remercions tous ceux et celles qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation
de ce travail.

Louage à Dieu tout puissant, qui m'a permis de voir ce jour tant attendu.

Je dédie mon mémoire :

A mon cher père H. BENOUNA

Ta présence est un pilier pour moi, tu as toujours été là pour m'épauler depuis ma naissance ce travail est le fruit de tes sacrifices que tu as consenti pour mon éducation et ma formation rien au monde ne vaut les efforts fournis jours et nuits pour mon bien être pour Qu'ALLAH le tout puissant te préserve, t'accorde Santé, bonheur et te protège de tout mal.

A ma chère mère la lumière de ma vie Z. BEY

Ma meilleure amie. Ma première enseignante, Ma joie, qui a toujours cru en moi, et qui m'a toujours soutenu quel que soit les circonstances. Ce travail est le fruit de tous tes sacrifices et tous tes efforts que tu as fait pour moi, même si ce n'est rien a comparé a tous ce que tu m'as offert depuis ma naissance et tu continues encore à m'offrir Qu'ALLAH le tout puissant te préserve, t'accorde Santé, bonheur et te protège de tout mal.

A ma très chère sœur « KHA WLA »

Qui m'a toujours encouragé et souhaité ma réussite.

A mes très chères, grand-mère « Mima » et tante « Nana »

Merci pour vos douae, je vous souhaite une longue vie pleine de santé et de bonheur.

A mes tantes, cousines et mes boules de joie « miral et maria »

Pour leur patience, leur soutien et leur amour. *Et une mention honorifique a H. BENSADOUNE.*

A mon fiancé N. MAHNANE, ma nouvelle famille

Mlle Benouna Aya El Acemaa

Louage à Dieu tout puissant, qui m'a permis de voir ce jour tant attendu.

Je dédie mon mémoire :

A mon regretté père F. BESSAI

Dont la sagesse et le soutien continuent de guider chacun de mes pas malgré son absence physique

Qui n'est plus parmi nous mais dont la présence et les enseignements restent gravés dans mon cœur.

A ma chère mère la joie de ma vie C. TAYEB CHERIF

Pilier de force et source inépuisable d'amour et de soutien, je vous suis infiniment reconnaissante.

A mes chers frères KHALED ET OTHMANE

Compagnons de route et sources constantes d'encouragement.

A mon oncle M. BESSAI

Dont les conseils avisés ont enrichi ma perspective. Et sa petite famille.

A ma très chère sœur AMEL

Dont le courage et la bienveillance ont été un exemple constant. Ta présence a été une source de réconfort et de motivation tout au long de ce parcours.

A mon beau-frère ABEDERAHIM

Il a été toujours un soutien solide et un membre bienveillant de notre famille. Ta générosité et ton soutien inébranlable ont été un cadeau précieux.

A ma petite nièce MELISSA

Qui apporte chaque jour un rayon de soleil et de joie à nos vies. Ton innocence et ta curiosité infinie illuminent notre monde.

Ensemble, vous représentez le soutien inébranlable et l'amour indéfectible qui ont rendu cette réussite possible. Cette mémoire est dédiée à chacun de vous,

Merci d'avoir été ma famille, ma force et ma motivation.

Mlle. Bessai Yasmine

Résumé

L'Oranie nord-occidentale, située à la jonction du Tell Algérien et du Moyen Atlas marocain a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire. Le massif volcanique de la Moyenne Tafna compte deux rives. La rive droite est occupée par les formations volcaniques d'Ain Romana et Hadjra el Kahla. Le Flanc sud de Djebel Fillaoucène compte cinq appareils volcaniques qui ont émis des coulées basaltiques qui se sont épanchées sur une grande superficie en direction vers le sud-est et sud-ouest. Les gisements volcaniques se placent dans le domaine externe de la chaîne alpine. Dans la Moyenne Tafna les premières éruptions ont débuté vers 5,16 Ma dans les deux rives. Les laves rejetées par les volcans de la Moyenne Tafna se sont épanchées vers le sud-ouest et le sud-est et recouvrent de grande superficie. Les produits rejetés par les centres d'émission de l'ensemble des massifs reposent indifféremment soit : Sur les assises du Miocène, Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Flanc sud du Djebel Fillaoucène).

Un séisme ou tremblement de terre est une secousse du sol résultant de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches. Cette libération d'énergie se fait par rupture le long d'une faille, généralement préexistante. L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques.

L'étude pétrographique des différentes laves basaltiques de la Moyenne Tafna a mis en évidence un ensemble de groupe de roches volcaniques, notés (F1, F2, F3) dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène. Le groupe F1 est représenté par une seule coulée miocène à structure en boule riche en cristaux de pyroxène et d'iddingsite. Le groupe F2, représenté par 3 coulées gris noires renfermant une abondance de phénocristaux d'olivine de grande taille, de Clinopyroxène et de plagioclase. Le groupe F3 englobe les coulées gris-noires à phénocristaux de Clinopyroxène et plagioclase. La rive droite de la Moyenne Tafna révèle une lave dacitique et 2 coulées basaltiques à olivine et Clinopyroxène.

L'étude dynamique de la Moyenne Tafna rive droite et rive gauche, permis de mettre en évidence deux type de dynamisme qui se sont manifestés durant le Mio-Plio-quaternaire. Un dynamisme effusif dans les deux rives vers 8.7 Ma. Un dynamisme strombolien (4.10 – 1.45 Ma) dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène ainsi que dans le massif de Hadjra El-Kahla et Ain Romana.

Le comportement des éléments majeurs et traces dans les laves basaltiques de la Moyenne Tafna en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ révèle une série sodique différenciée. La différenciation de cette série pourrait être en grande partie guidée par un processus de cristallisation fractionnée. Les concentrations en terres rares ainsi que la forme des spectres révèlent en revanche un caractère transitionnel pour les basaltes miocènes provenant de la rive droite de la Moyenne Tafna et du flanc sud du Djebel Fillaoucène. Le parallélisme des spectres des terres rares obtenu dans les coulées plio-quaternaire montre un cogénitisme entre l'ensemble des laves alcalines de flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Mots clés :

Moyenne Tafna, Mio-Plio quaternaire, cristallisation fractionnée, strombolien, effusif, cogénitisme, source enrichie, transitionnel, alcalin, sismicité, dacite, coulée basaltique.

Abstract

Northwestern Oranie, locale at the Junction of the Algerian Tell and the Marocain Middle Atlas, has experienced significant volcanic activity from the Neogene to the Quaternary. The volcanic massif of the Middle Tafna comprises two Banks. The right Bank is occupied by the volcanic formations of Ain Romana and Hadjra el Kahla. The southern flank of Djebel Fillaouçène has five volcanic vents. That ermite basaltic flow, streaming over a large area towards the southeast and southwest. The volcanic deposits are situated in the external domain of the Alpine chain. In the Middle Tafna, the first eruptions began around 5.16 Ma on both banks. The lavas emitted by the Middle Tafna volcanoes flowed towards the southwest and southeast, covering a large area. The products emitted by the emission centers of all the massifs rest indifferently either on the Miocene beds or on a reddish conglomeratic layer of Pliocene age (southern flank of Djebel Fillaouçène).

An earthquake is a ground tremor resulting from the sudden release of energy accumulated due to the stress exerted on rocks. This energy is released through rupture along a generally pre-existing fault. The arrival of seismic waves is marked by wave vibrations. The importance of an earthquake is characterized by the amplitude of these seismic waves

The petrographic study of the various basaltic lavas of the Middle Tafna has highlighted a group of volcanic rocks, noted as (F1, F2, F3) on the southern flank of Djebel Fillaouçène. The F1 group is represented by a single Miocene flow with a ball structure rich in pyroxene and iddingsite crystals. The F2 group consists of three dark gray flows containing an abundance of large phenocrysts of olivine, clinopyroxene, and plagioclase. The F3 group includes dark gray flows with clinopyroxene and plagioclase phenocrysts. The right bank of the Middle Tafna reveals a dacitic lava and two basaltic flows with olivine and clinopyroxene.

The dynamic study of the Middle Tafna's right and left banks highlighted two types of dynamism that occurred during the Mio-Plio-Quaternary period. An effusive dynamism on both banks around 8.7 Ma and a Strombolian dynamism (4.10 – 1.45 Ma) on the southern flank of Djebel Fillaouçène as well as in the Hadjra El-Kahla and Ain Romana massifs.

The behavior of major and trace elements in the basaltic lavas of the Middle Tafna, based on the MgO/(MgO+FeO) ratio, reveals a differentiated sodic series. The differentiation of this series could largely be guided by a fractional crystallization process. The concentrations of rare earth elements and the shapes of the spectra, however, reveal a transitional character for the Miocene basalts from the right bank of the southern flank of Djebel Fillaouçène.

Keywords:

Middle Tafna, Mio-Plio-Quaternary, fractional crystallization, Strombolian, effusive, co-genetic, enriched source, transitional, alkaline, seismicity, dacite, basaltic flow.

Listes des figures

Fig. 1: Situation des massifs volcaniques de l'Oranie nord-occidentale (in <i>Coulonet al.</i> 2002)....	2
Fig. 2: Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008)	3
Fig. 3 : Géographique des volcans du Djebel Fillaoucène (in Bendoukha 2008).....	13
Fig. 4: Coupe longitudinale du neck et volcan de Boutrack (Megartsi, 1985).....	14
Fig. 5: Neck de volcan de Boutrack (Benouna ET Bessai 2024)	14
Fig. 6: émission volcanique du volcan de Ain Maaden (Benouna ET Bessai 2024).....	16
Fig. 7 : Coupe du Flanc sud du djebel Fillaoucène (Bendoukha, 2008)	17
Fig. 8: Coupe d'Oued Romana (Bendoukha, Benfriha <i>et</i> Mehalli 2001)	19
Fig. 9: Coupe du flanc Nord de Hadjra El-Kahla (Bendoukha, Benfriha <i>et</i> Mehalli 2001)	20
Fig. 10: Courbe Contrainte / Déformation Des Roches.....	22
Fig. 11: Axonométrie schématique d'une source sismique.....	23
Fig. 12: Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme.....	27
Fig. 13: Exemple d'enregistrement de séisme.....	28
Fig. 14 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'onde.....	29
Fig. 15 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnel.....	30
Fig. 16: Différents mouvement de compartiments de faille pouvant créer un séisme.....	31
Fig. 17: Modèle illustrant la tectonique des plaques lithosphériques se déplaçant au-dessus de l'asthénosphère.....	32

Fig. 18 : Schéma illustrant le mécanisme conduisant au séisme, à la suite d'un chargement (accumulation de déformation δl) dans la partie cassante de la lithosphère, autour d'une faille (cas d'un décrochement)	33
Fig. 19: Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue v5.0 de l' ISC-GEM , pour la période 1904-2014 et pour les séismes de magnitude supérieure à 5,5. Les épencentres soulignent les limites de plaques lithosphériques se déplaçant les unes par rapport aux autres.....	34
Fig. 20: Bloc diagramme montrent la relation entre la sismicité et le volcanisme de la moyenne Tafna.....	36
Fig. 21 : Coulée volcanique d'âge miocène du groupe F1 du Djebel Fillaoucène en LP (Grossissement 5x/0.12)	39
Fig. 22 : Coulée volcanique d'âge miocène du groupe F1 du Djebel Fillaoucène en LN (Grossissement 5x/0.12)	39
Fig. 23 : Coulée inférieure du groupe F2 en LP (Grossissement 5x/0.12)	42
Fig. 24 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase LP du groupe F3 du flanc sud de Djebel Fillaoucène (Grossissement 5x/0.12)	43
Fig. 25 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase en LN du groupe F3 du flanc sud de Djebel Fillaoucène (Grossissement 5x/0.12)	43
Fig. 26 : Coulee basaltique a pyroxene et plagioclase en LP (Grossissement 5x/0.12).....	45
Fig. 27 : Coulee basaltique a pyroxene et plagioclase en LN (Grossissement 5x/0.12)	45
Fig. 28 : Coulée basaltique inferieure de Hadjra Kahla en LP (Grossissement 5x/0.12)	47
Fig. 29 : Coulée basaltique inferieure de Hadjra Kahla en LN (Grossissement 5x/0.12)	47
Fig. 30 : Coulée supérieure de Hadjra Kahla en LP (Grossissement 5x/0.12).....	48
Fig. 31 : Coulée supérieure de Hadjra Kahla en LN (Grossissement 5x/0.12)	48

Fig. 32 : Position stratigraphique et corrélation dynamique des produits volcaniques de la Moyenne Tafna (Benouna et Bessai 2024).....	54
Fig. 33: Comportement des éléments majeurs en fonction de MgO/MgO+FeO des laves Mio-Plio-Quaternaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)	63
Fig. 34 : Comportement des éléments majeurs en fonction de SiO_2 de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni 2002)	64
Fig. 35 : Comportement des éléments en traces en fonction de MgO/MgO+FeO des laves Mio-Plio-quaternaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)	66
Fig. 36: Comportement des éléments en traces en fonction SiO_2 des laves Mio-Plio-quaternaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)	67
Fig. 37: Spectres de terres rares des laves miocènes de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna.....	68
Fig. 38 : Spectres de terres rares des laves Plio-Quaternaire de la rive droite et la rive gauche la Moyenne Tafna.....	68
Fig. 39 : Schéma illustrant la dynamique de remontée de magma basaltique servant à alimenter la chambre magmatique Mio-Plio-Quaternaire de la Moyenne Tafna.....	74

Liste des tableaux

Tab. 1 : Tableau récapitulatif des centres d'émission et des coulées de la Moyenne Tafna	21
Tab. 2 : Tableau montrant L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952).....	25
Tab. 3 : l'Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92).....	27
Tab. 4 : Récapitulatif du Dynamisme et âges radiométriques du volcanisme Mio-Plio-quaternaire de la Moyenne Tafna (données de Bellon et Guardia, 1980; Louni, 1995 et Coulon et al, 2002 Bendoukha 2008). (Stromb : dynamisme strombolien).....	50
Tab. 5 : Distribution des éléments majeurs de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni 2002).....	57
Tab. 6 : Distribution des éléments majeurs de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Bendoukha, 2008).....	58
Tab. 7 : Distribution en traces de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni, 2002 Bendoukha, 2008).....	60
Tab. 8 : Distribution en traces de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Bendoukha, 2008).....	60

Remerciement

Dédicace

Résumé

Listes des figures

Liste des tableaux

Tables de matières

CHAPITRE 1 : Généralité

1	Introduction :	1
2	Cadre géographique :	1
3	Cadre géologique et structural :	2
3.1	Cadre géologique :	2
3.2	Cadre structural :	3
3.2.1	La zone atlasique :	4
3.2.2	La zone tellienne :	4
3.2.2.1	L'autochtone et le para-autochtone.....	4
3.2.2.2	L'allochtone métamorphique :	4
3.2.2.3	L'allochtone non métamorphique	5
4	Historique des recherches :	6
5	But du travail :	10

CHAPITRE 2 : Volcanologie des produits éruptifs

1.	Datation du volcanisme alcalin d'Oranie :	11
2.	Etude volcanologique :	12
2.1.	Les épanchements volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène :	13
2.1.1.	le volcan de Boutrack.....	14
2.1.2.	Le volcan de Aïn el Maaden (704 m)	15
2.1.3.	Le volcan de M'rabet Rabah (726 m).....	17
2.1.4.	Le volcan d'Aïn Fetah (551 m).....	17
2.1.5.	Le centre d'émission de Sidi Ali Ben Zemra:	17
3.	Les épanchements volcaniques de la rive droite de la Moyenne Tafna:	18

3.1.	Le secteur d'Ain Romana (rive droite) :	18
3.2.	Le centre éruptif d'Ain Romana :	19
3.3.	Le secteur de Hadjra El-Kahla : (rive droite)	20
4.	Conclusion.....	21

CHAPITRE 3 : Sismologie

1	Introduction	22
2	Définition d'un séisme.....	22
3	La Description d'un séisme	23
3.1	L'Epicentre	23
3.2	La Magnitude	23
3.3	L'intensité	24
3.4	Le foyer (ou Hypocentre).....	27
4	Les ondes sismiques.....	28
4.1	Amplitude.....	29
4.2	Les ondes de volume.....	29
4.2.1	les ondes p ou les ondes primaires	29
4.2.2	Les ondes s ou les ondes secondaires	30
5	Les Différents types de mouvement des plaques lithosphériques	31
6	Les Zones de développements des séismes	34
7	Conclusion.....	35

CHAPITRE 4 : Pétrographie des produits éruptifs

1	Introduction	37
2	Pétrographie des laves du flanc sud du Djebel Fillaoucène :	37
2.1	Le groupe F1	37
2.2	Le groupe F2.....	40
2.3	Le groupe F3.....	42
3	Pétrographie des laves de la rive droite de la Moyenne Tafna	44
3.1	Pétrographie des coulées de Ain Romana	44
3.1.1	Coulée dacitique	44
3.1.2	Coulée basaltique inferieure.....	44

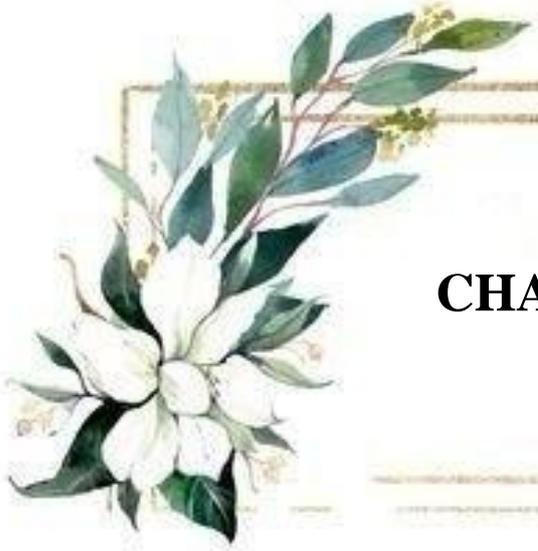
3.1.3	Coulée supérieure de Aïn Romana	45
3.3	Pétrographie des coulées de Hadjra Kahla.....	46
3.3.1	La coulée inférieure de Hadjra Kahla.....	46
3.3.2	La coulée supérieure de Hadjra Kahla	47
4	Conclusion.....	49

CHAPITRE 5 : Dynamisme

1	Introduction :.....	50
2	Dynamisme de la rive droite de la Moyenne Tafna :	51
2.1	Le premier épisode :.....	51
2.2	Le deuxième épisode :	52
3	Dynamisme de la rive gauche de la Moyenne Tafna :	52
3.1	Premier Episode volcanique.....	53
3.2	Deuxième épisode volcanique.....	53
4	Conclusion :	53

CHAPITRE 6 : Géochimie

1	Introduction :.....	55
2	Distribution des éléments majeurs :	56
2.1	Au niveau des secteurs des HADJRA El Kahla et Aïn Romana :	59
3	Distribution des éléments en traces :.....	59
3.1	Les éléments de transition (V, Cr, Co, Ni).....	61
3.2	Les alcalino-terreux (Ba, Rb et Sr).....	61
3.3	Comportement des éléments majeurs en fonction MgO/MgO+FeO	62
3.4	Comportement des éléments majeurs en fonction SiO ₂ :.....	64
3.5	Comportement des éléments en traces en fonction MgO/MgO+FeO :	65
3.6	Comportement des éléments en traces en fonction SiO ₂	66
3.7	Les terres rares :.....	67
4	Conclusion.....	69
	Conclusion générale	71

A decorative illustration of a branch with green leaves and white flowers, positioned on the left side of the page. The branch curves upwards and to the right, with several large, white, multi-petaled flowers in the foreground and smaller buds further up the stem.

CHAPITRE 1 : GENERALITE

1 Introduction :

L'Oranie nord-occidentale, située à la jonction du Tell Algérien et du Moyen Atlas marocain a été le siège d'une importante activité volcanique néogène à quaternaire (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon, 1981 ; Bellon *et al.*, 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabetiouna, 1997 ; Piqué *et al.*, 1998 ; Coulon *et al.*, 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 et Bendoukha *al.*, 2008).

Le volcanisme de cette région a subi un changement dans la composition géochimique en relation avec le temps : du transitionnel au Miocène, il devient alcalin au Plio-Quaternaire.

Notre étude a pour objectif de faire connaître les différentes caractéristiques pétrographiques et géochimiques des coulées volcaniques de la rive droite et de la rive gauche de la Moyenne Tafna.

Entre autre, cette étude permettra de mettre en évidence son contexte géodynamique ainsi que la relation qui pourrait lier le volcanisme de la Moyenne Tafna et la sismicité. Et la fracturation

Cela va nous permettre de mettre en évidence les relations qui pourraient exister entre les sources magmatiques ayant donné naissance au volcanisme alcalin de l'Oranie nord occidentale. (Bendoukha, 2008).

2 Cadre géographique :

Le massif volcanique de la moyenne Tafna compte deux rives(**Fig1**).

La rive droite est occupée par les formations volcaniques d'Ain Romana et Hadjra el Kahla.

Les dépôts éruptifs s'étendent sur une distance d'environ un kilomètre à l'intérieur des terres.

La rive gauche compte cinq appareils volcaniques qui ont émis des coulées basaltiques qui se sont épanchées sur une grande superficie en direction vers le sud-est et sud-ouest.

Le massif éruptif de la moyenne Tafna et limité :

- SE par les monts de Sebaa Chioukh.
- NW par Djebel Fillaoucène.
- A l'Ouest par la plaine de Maghnia.

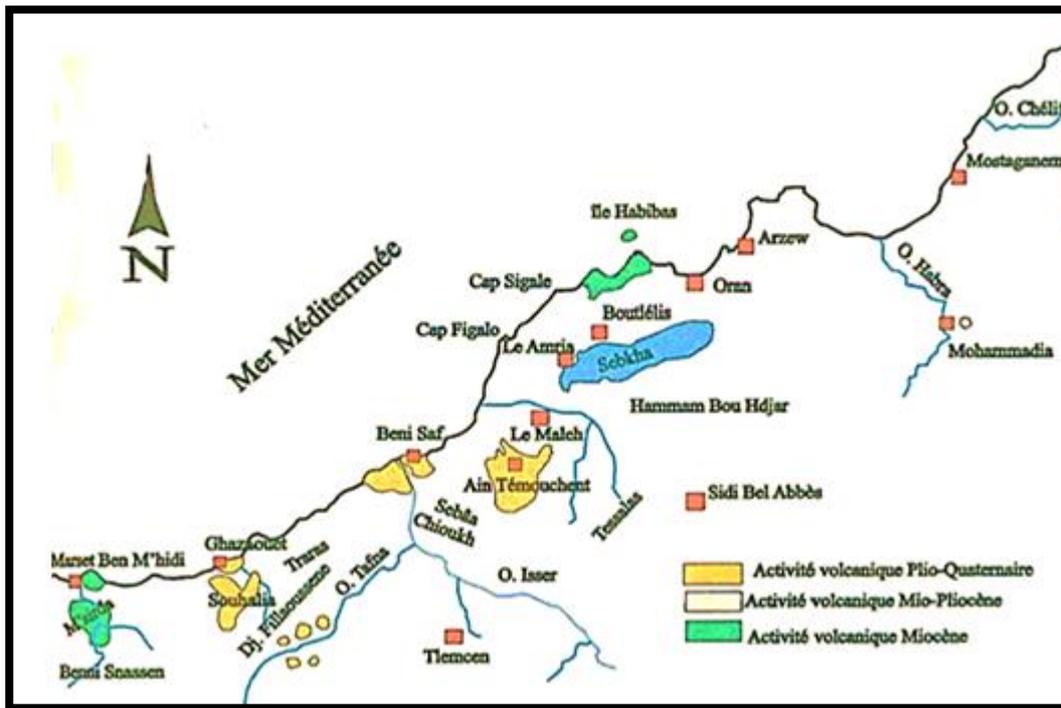


Fig. 1: Situation des massifs volcaniques de l'Oranie nord-occidentale (in *Coulonet al.2002*).

3 Cadre géologique et structural :

3.1 Cadre géologique :

Du point de vue géologique, les massifs éruptifs de l'Oranie sont séparés les uns des autres par des massifs montagneux présentant des points culminants qui dominent dans le paysage.

Le Djebel Fillaoucène dont le flanc sud a émis une quantité importante de lave basaltique qui s'est étalée sur 5 à 7 km de large et une quarantaine de km de longueur.

Le massif de Souhalia situé dans le littoral est limité au sud par la terminaison orientale des Traras qui laisse apparaître plusieurs sommets culminants, présentant une morphologie torrentielle et à ravinement très accentué qui créent des dénivellations parfois très importantes.

Le massif de la Basse Tafna situé lui aussi dans le littoral, montre un sommet d'altitude 614 m, représenté par le dôme de Koudiat Sidi Aïssa.

La rive droite de la moyenne Tafna présente de petites collines pas assez visibles dans le paysage.

Par contre dans la rive gauche (flanc sud de djebel Fillaoucène) nous distinguons un sommet culminant atteignant 726m au volcan de M'rabet Rabah.

3.2 Cadre structural :

Les gisements volcaniques d'âge Plio-Quaternaire de l'Oranie nord-occidentale se placent dans le domaine externe de la chaîne alpine dans lequel Guardia (1975) a pu distinguer : une zone atlasique et une zone tellienne (Fig. 2).

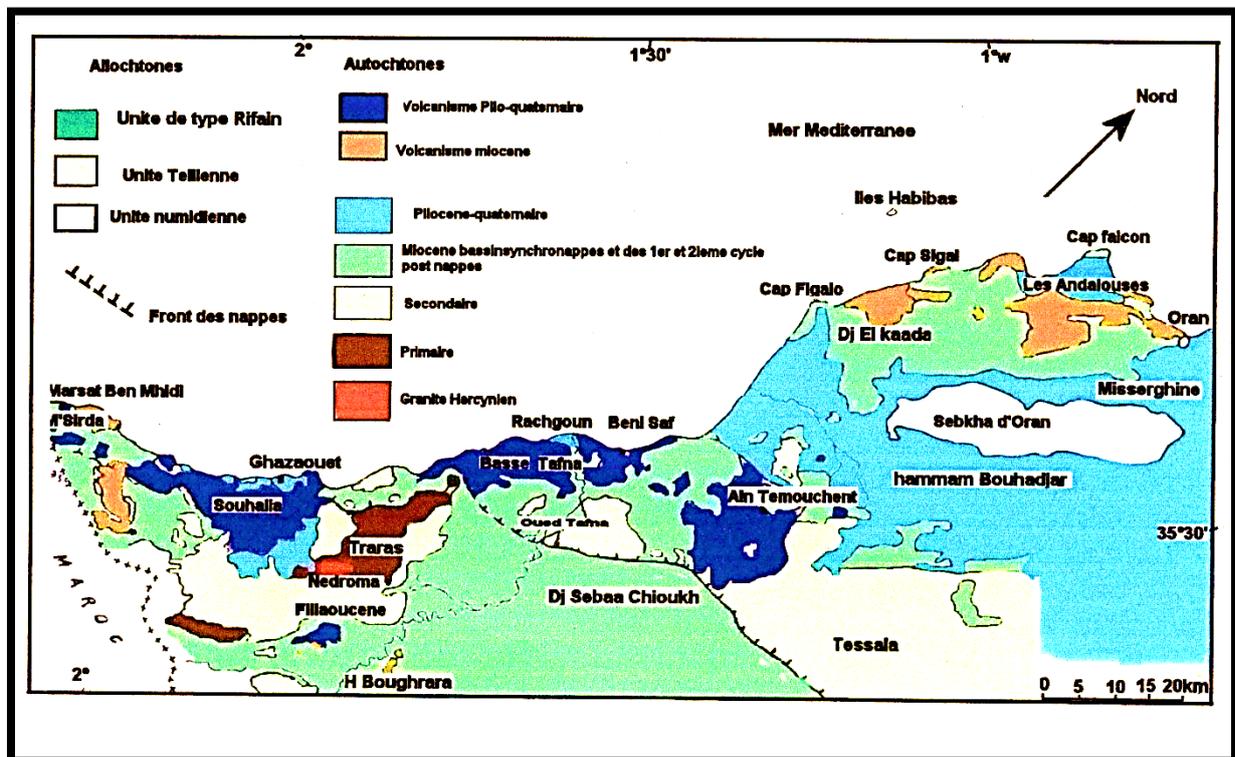


Fig. 2: Contexte géologique de l'Oranie nord occidentale (in Bendoukha, 2008).

3.2.1 La zone atlasique :

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

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

- Une série carbonatée inférieure (Lias.Dogger) ;
- Une série pélitique (Callovien-Oxfordien inférieur) ;
- Un ensemble grésos-carbonaté supérieur (Oxfordien supérieur alpin) ;
- Une série marno-calcaire (Cénomaniens-Sénonien).

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

3.2.2 La zone tellienne :

Cette zone regroupe quatre ensembles (Guardia, 1975).

3.2.2.1 L'autochtone et le para-autochtone.

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

3.2.2.2 L'allochtone métamorphique :

Il est représenté par l'unité de :

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

3.2.2.3 L'allochtone non métamorphique

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

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

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

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

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

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

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

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

Cycles sédimentaires sont individualisés.

Cycle Miocène terminal pendant lequel deux bassins se sont individualisés.

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

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

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

4 Historique des recherches :

Le magmatisme de l'Algérie du nord est représenté par des massifs plus ou moins éloignés les uns des autres selon les régions. Il dessine un liseré plus ou moins continu qui se poursuit au-delà des frontières orientales et occidentales.

A l'est, il est représenté par une base de donnée qui a été au fur et à mesure améliorée en alcalin et en calco-alcalin par différents auteurs.

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

Quant à celui du cap Bougaroun, il fut entamé par A. Ouabadi (1994), celui du massif l'Edough par Aïssa.

Dans l'algérois, le magmatisme de Thenia fut étudié par O. Belanteur (1989), celui de la région de Hadjout par F. Ait Hamou (1987).

Dans l'Ouest algérien, le magmatisme a aussi attiré l'attention de nombreux auteurs.

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

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

Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région.

De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ».

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

Gentil (1903) présente une étude sommaire de quelques laves et rattache celles du plateau de Tadmaya à un basalte à olivine.

D'autre part, il indique la présence de sanidine au Cap d'Acra et décrit des labradorites sans signaler leurs lieux.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Mégartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme Mio-Plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.

Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines, d'âge Miocène (secteur de Tifarouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines Mio-pliocènes (secteurs des M'Sirda et de la Moyenne Tafna) et Plio-Quaternaire (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Aïn-Témouchent).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Entre autre, il présente les données préliminaires sur les verres volcaniques piégés dans les xénolites ultramafiques d'Oranie. Il montre que leurs compositions en éléments majeurs

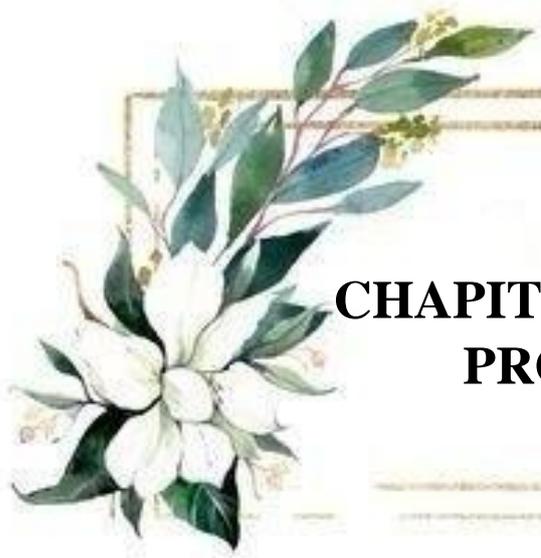
Et traces sont distinctes aussi bien de celles des laves alcalines hôtes que de celles des roches calco-alcalines de la région.

Il estime que les verres siliceux des xénolites de type I sont le résultat de processus d'interaction entre liquides basaltiques d'infiltration et péridotites encaissantes.

5 But du travail :

Les principaux objectifs de notre travail ont été:

- D'établir une chronologie des coulées de laves émises au flanc sud du Djebel Fillaoucène de Ain Romana et Hadjra El Kahla.
- De mettre en évidence les grands épisodes volcaniques majeurs dans les deux rives de la Moyenne Tafna
- D'échantillonner toutes les coulées de Hadjra El Kahla, Ain Romana et flanc sud de Djebel Fillaoucène.
- De définir la nature magmatique du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de la Moyenne Tafna à l'aide de la géochimie (éléments majeurs, traces et terres rares).
- De situer le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire dans le cadre géodynamique de la Méditerranée occidentale.
- Confection de lames minces des roches volcaniques des deux rives.
- Etude pétrographique des coulées volcaniques de la rive droite et la rive gauche de la Moyenne Tafna.
- D'expliquer la dynamique de remontée des laves Mio-Plio-Quaternaire dans le flanc sud de Djebel Fillaoucène et la rive droite (Hadjra El Kahla et Ain El Romana) ;
- De mettre en évidence la relation qui lie la sismicité et le volcanisme de la moyenne Tafna et présente un modèle liant le magma ascendant et les énergies sismiques de la région.
- De présenter un modèle expliquant la remontée du magma de la Moyenne Tafna.



CHAPITRE 2 : VOLCANOLOGIE DES PRODUITS ERUPTIFS

1 Introduction

1.1 Datation du volcanisme alcalin d'Oranie

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

En effet, les datations radiométriques ($^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$ sur roche totale) obtenues par Bellon et Guardia (1980), Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002) indiquent que l'activité éruptive à caractère alcalin a débuté en Oranie.

D'abord dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (Moyenne Tafna) vers -5,16 Ma (**Tab 1**). Dans la rive gauche du massif volcanique de la Basse Tafna plus exactement à Douar Gsabi, notre étude de terrain a permis de mettre en évidence un nombre de coulée basaltique dont le centre d'émission serait dans la mer.

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

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

Les manifestations éruptives se sont achevées en montrant également une évolution d'Ouest en Est.

En effet, les derniers témoins de l'activité volcanique sont enregistrés dans le flanc Sud du Djebel Fillaoucène (-3,3 Ma), dans les Souhalia (- 2,12 Ma) et dans la Basse Tafna (1,44 Ma).

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

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

Les éruptions plus précoces de nature phréatomagmatique et responsables de l'édification d'importants anneaux de tufs, n'ont pas été datées.

Elles seraient d'un âge antérieur à 1,28 Ma. Leur position stratigraphique et leur comparaison avec les produits de la Basse Tafna pourraient leur attribuer un âge de 2,74 à - 2,55Ma.

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

2. Etude volcanologique

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes inspirées des cartes géologiques à l'échelle de 1/25000 du flanc sud du Djebel Fillaoucène (Bendoukha ,2008), et Megartsi (1985) dans lesquelles sont reportés les contours des formations volcaniques et sédimentaires.

Les centres éruptifs des deux rives sont plus ou moins éloignés les uns des autres et présentent des reliefs plus ou moins accentués .Les laves rejetées par les volcans de la Moyenne Tafna se sont épanchées vers le sud-ouest et le sud-est et recouvrent de grande superficie.

Nous aborderons l'étude détaillée des centres d'émission de chaque massif en commençant par celui du flanc sud du Djebel Fillaoucène, suivi par Ain Romana et Hadjra El Kahla.

Les produits rejetés par les centres d'émission de l'ensemble des massifs reposent indifféremment soit:

- Sur les assises du Miocène
- Sur un niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène (Flanc sud du djebel Fillaoucène).

2.1. Les épanchements volcaniques du flanc Sud du Djebel Fillaoucène

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène a donné naissance à des épanchements volcaniques qui recouvrent une surface assez importante (**Fig. 3**)

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

Ils sont tous affectés par une intense érosion et ne sont reconnus que par la masse importante de brèches scoriacées de couleur brun rougeâtre.

Les laves basaltiques émises par ces appareils reposent indifféremment :

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

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

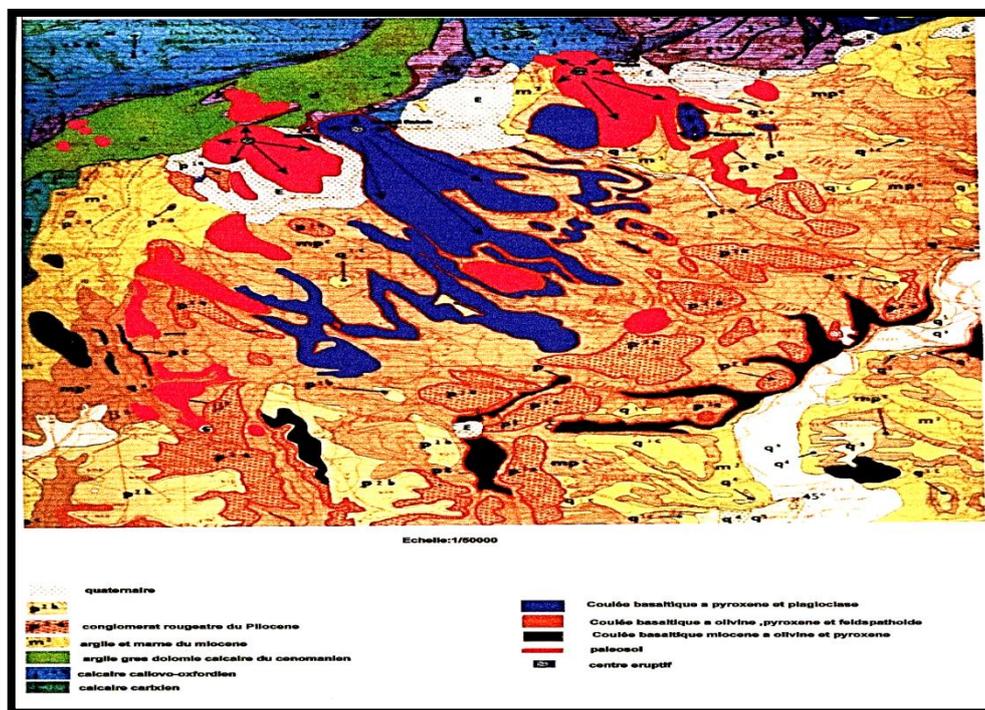


Fig. 3 : Géographie des volcans du Djebel Fillaoucène (in Bendoukha 2008)

2.1.1. le volcan de Boutrack

Le centre éruptif de Boutrack, situé au Nord du village du même nom est représenté par un neck basaltique formé par des orgues polygonaux, verticaux de 4 à 6 m de haut et de 1 m de diamètre. La partie centrale de ce neck est formée d'orgues de 50 cm de section.

Quant à sa base, elle présente des orgues de diamètre allant de 20 à 30 cm, de même inclinaison que les précédents.

Le centre éruptif de Boutrack serait situé à environ 200m au nord de ce neck et dont le cratère serait érodé. il ne reste que la structure de la cheminée d'environ 10m (**Fig. 4**) et (**Fig. 5**). La coulée de couleur gris clair gris clair à la patine et gris bleu à la cassure est parsemée par endroit de petites tâches grises de taille millimétrique rappelant le faciès « brûlures de soleil ».

Elle renferme de nombreux cristaux de pyroxène de 0,1 à 0,5 cm de long, quelques nodules de péridotite altérée de taille moyenne allant de 1 à 5 cm de diamètre ainsi que l'olivine qui se présente en microcristaux de 0,1 à 0,4 cm de long. La lave repose sur les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié de couleur brun rougeâtre.

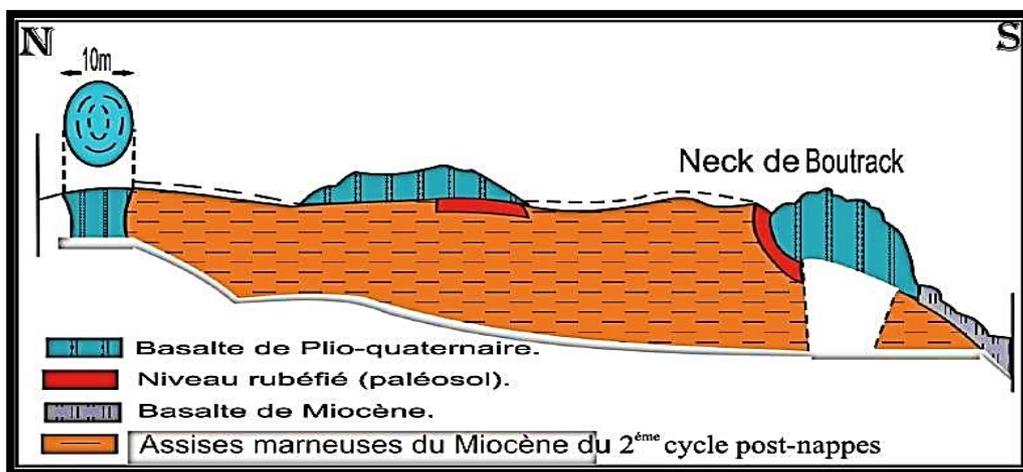


Fig. 4: Coupe longitudinale du neck et volcan de Boutrack (Megartsi, 1985).

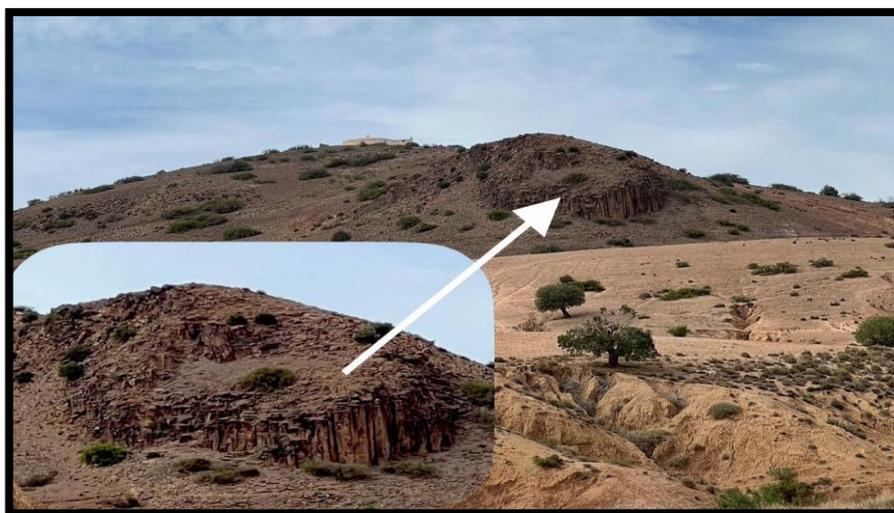


Fig. 5: Neck de volcan de Boutrack (Benouna ET Bessai 2024)

2.1.2. Le volcan de Aïn el Maaden (704 m)

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

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

Trois de ces coulées se distinguent au niveau de la falaise de Djebel Dahr El Foul qui fait 200 m de hauteur.

Les prismes de la coulée supérieure font 40 à 50 cm de la coupe levée au niveau de cette falaise montre de bas en haut.

La formation marneuse de couleur jaune verdâtre du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes, surmontée d'un paléosol d'épaisseur 1 m surmonté par une brèche scoriacée ravine la formation sous-jacente.

Une coulée inférieure, d'épaisseur 15 m, de couleur gris clair à la cassure, montre une structure en plaquette de 10 à 20 cm d'épaisseur. Elle renferme des cristaux d'iddingsite, de pyroxène et quelques microcristaux de plagioclase. Le haut de la coulée est vésiculé.

- Un paléosol d'épaisseur 2 m, de couleur rougeâtre surmonté par une brèche scoriacée de 0,5 m d'épaisseur, renfermant des scories de couleur brun violacé.

- Une coulée moyenne, peu vésiculé à structure en plaquette, montre une couleur gris bleu à la patine et gris à la cassure. Elle est parsemée de « tâches de soleil » et renferme des cristaux d'olivine altérée de 0,1 à 0,5 cm de long. La lave montre une direction de fluidalité horizontale et est affectée de fracture et de quelques filons de calcite.

- Un niveau rubéfié de couleur rougeâtre de 1 m d'épaisseur, surmonté de coulée moyenne. Il est constitué de tufs pyroclastiques, à éléments grossiers et moyens, formés de fragments de lave et éléments calcaires. (**Fig. 6**).

- La coulée supérieure d'épaisseur 10m, prismée, montre une couleur gris clair. Elle est très vésiculé et les vacuoles sont le plus souvent remplies de calcite. Elle renferme très peu de microcristaux de pyroxène et de plagioclase. Une mince croûte calcaire termine la coupe.



Fig. 6: émission volcanique du volcan de Ain Maaden (Benouna ET Bessai 2024)

2.1.3. Le volcan de M'rabet Rabah (726 m)

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

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

2.1.4. Le volcan d'Aïn Fetah (551 m)

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

Son épaisseur est d'environ 4 m et présente une structure en plaquette. Elle renferme des cristaux d'olivine de 0,5 cm de long et est parsemée de « tâches de soleil ». Elle possède une structure en plaquette et renferme quelques cristaux d'iddingsite et de pyroxène de taille millimétrique.

2.1.5. Le centre d'émission de Sidi Ali Ben Zemra

L'appareil se situe au Nord du village de Sidi Ali Ben Zemra, elle se présente sous forme circulaire composée de prismes réguliers verticaux de couleur sombre. Une coupe levée sur son flanc sud (**Fig. 7**), montre de bas en haut la série suivante :

- Un substratum marneux d'âge Miocène de 2^{ème} cycle post-nappe.
- Une alternance de niveaux sédimentaires constitués de lits à éléments grossiers et fins, représentés par des fragments de calcaire reliés par un ciment argileux.
- Une coulée grise bleue atteint 5m d'épaisseur, se présente en plaquettes et renfermant des phénocristaux de pyroxène.
- Un paléosol d'épaisseur 2m surmonté d'un autre niveau rubéfié de même nature.
- Une brèche scoriacée de base de coulée rouge brune.
- Une coulée grise claire d'épaisseur 4m, structure en plaquettes englobant quelques microcristaux de pyroxène achève la coupe.

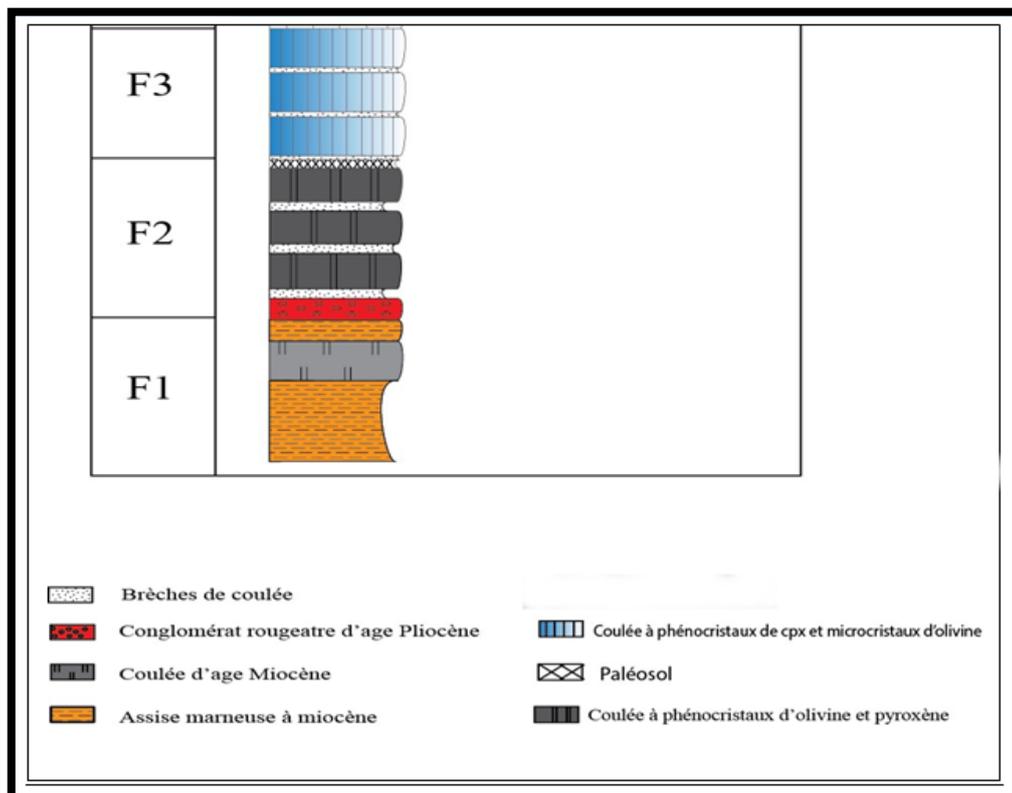


Fig. 7 : Coupe du Flanc sud du djebel Fillaoucène (Bendoukha, 2008)

3. Les épanchements volcaniques de la rive droite de la Moyenne Tafna:

3.1. Le secteur d'Ain Romana (rive droite)

Le massif éruptif d'Ain Romana révèle deux coulées basaltiques et une coulée dacitique qui sont associées à une masse importante de scories brunâtres de taille centimétriques, de tufs pyroclastiques de couleur brun jaunâtre et de bombes volcaniques de taille centimétrique à métrique.

La masse volcanique constituant ce massif est bien visible dans le paysage et orientée dans la direction E-W depuis le village d'Oued Raho jusqu'à l'oued de la Tafna sur une longueur de 2500m (Frihi. K, F. 2019).

3.2. Le centre éruptif d'Ain Romana

L'appareil volcanique n'est pas identifié, mais il y a des indices qui indiquent la proximité d'un centre d'émission situé près du village de Ouled Raho, ces indices sont les vestiges de bombes et des scories qui s'étalent sur 300 m.

La coupe levée dans ce niveau par (Megartsi 1985) montre de bas en haut (**Fig. 8**).

- **La coulée inférieure** : De type dacitique de couleur brun rougeâtre à la patine affleurant en aval d'Oued Romana, est moins développée à Ain Berdil. Elle renferme de nombreux cristaux de quartz et de pyroxène de 0.5 à 1cm de long. Et quelques lattes de plagioclase.

- **La coulée moyenne** : Identiquement à celle de Hadjra El-Kahla, ces basaltes sont de couleur noire et atteint une puissance de 20m surmontant la coulée dacitique par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié, par endroit il prend l'allure d'orgues verticaux de 5 m d'épaisseur.

- **La coulée supérieure** : Cette coulée est rattachée au centre éruptif d'Ain Romana. Elle est de direction E-W et d'une puissance de 10 m et s'étend sur plus de 1 km. (Megartsi 1985).

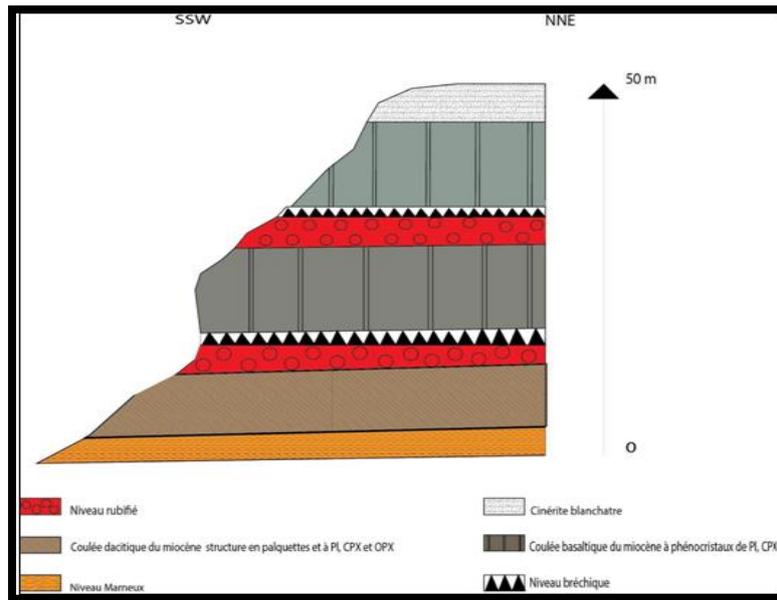


Fig. 8: Coupe d'Oued Romana (Bendoukha, Benfriha *et* Mehalli 2001)

3.3. Le secteur de Hadjra El-Kahla : (rive droite)

Dans ce secteur on distingue deux émissions attribuées au volcan d'Ain Romana. La première coulée est de type dacitique, se repose sur le miocène synchronappes.

La deuxième coulée est de type basaltique. Elle surmonte la coulée précédente.

a) La coulée dacitique :

Elle est colorée en rose brun, et atteint environ 5m d'épaisseur. Elle affleure

Parfaitement dans la région d'Ain Romana au NE de Hadjra El-Kahla et présente un facies à allure concentrique rappelant un ancien conduit éruptif inséré entre deux accidents majeurs de direction principale NNE-SSW.

Cette coulée apparaît sous forme de plaquettes serrées d'aspect ardoisier compact et fine se débitant en polyèdres tranchants.

Le sommet de la lave montre une teinte rouge brique à aspect massif vésicule. Ces vésicules de forme ovale sont tapissées d'une argile jaune. La coulée révèle dans sa composition minéralogique des cristaux de pyroxène et de quartz et se prolonge vers le sud dans le secteur de Sidi Belkhir (au sud d'Ain Berdil) présentant un aspect massif et de couleur très sombre rappelant la coulée basaltique surélevée.

Des brèches et des niveaux à grains très fins séparent la coulée dacitique et la coulée basaltique. La coulée dacitique se repose sur un substratum marneux du miocène synchronappe par l'intermédiaire d'un niveau rougeâtre lité de 1 m d'épaisseur (Frihi. K, Frihi H 2019).

b) La coulée basaltique :

Elle est de couleur noir et d'une épaisseur de 10m, massif, parfois prismée et très compacte (**Fig. 9**).

Ces basaltes se débitent généralement en bloc à cassures conchoïdales et sont affectés d'une altération en pelure d'oignon qui met en relief des boules noires bleutées de 1m de diamètre entourées d'écailles de laves plus claires traversés par des filons de calcite. La coulée basaltique repose soit sur les assises du Miocène synchronappes marin par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié et bréchié (Frihi. K, Frihi H 2019).

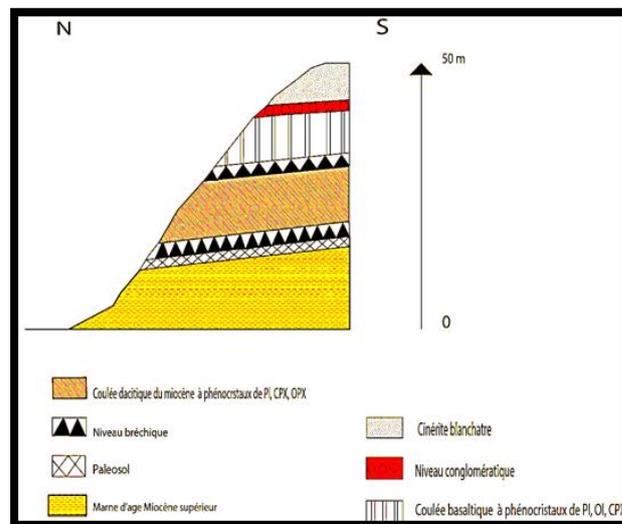


Fig. 9: Coupe du flanc Nord de Hadjra El-Kahla (Bendoukha, Benfriha *et* Mehalli 2001).

4. Conclusion

La Moyenne Tafna compte un nombre pas très élevé de centres éruptifs qui ont plus ou moins gardé leur forme originelle de dôme ou de cône scoriacé. Dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène le volcan de Boutrack révèle une structure particulière du type Neck.

Les structures de Dykes sont retrouvées au niveau du volcan de Sidi Ali Benzema (Bendoukha 2008).

Les coulées noires attribuées au miocène qui sont à olivine et pyroxène dessinent de vastes plateaux basaltiques qui recouvrent de très grande superficie. Leur centre d'émission a été érodé et n'ai été retrouvé nulle part.

Un niveau conglomératique rougeâtre de 30cm d'épaisseur est considéré comme étant un repère d'âge entre les produits volcaniques attribués au miocène et ceux du Plio Quaternaire.

Rive Droite		Rive Gauche	
Volcan	Nombre de coulée	Volcan	Nombre De Coulée
Ain Romana	2	Boutrack	1
Hadjra Kahla	2	Ain Maaden	5
		M'rabet Rabah	1
		Ain Fetah	2
		Sidi Ali Ben Zemra	2

Tab. 1 : Tableau récapitulatif des centres d'émission et des coulées de la Moyenne Tafna

A decorative illustration of a branch with green leaves and white flowers, positioned on the left side of the page. The branch curves upwards and to the right, with several large, multi-petaled white flowers and smaller buds. The leaves are dark green and elongated.

CHAPITRE 3 : SISMOLOGIE

1 Introduction

L'animation des mouvements lents mais permanents de l'asthénosphère vers la lithosphère dégage un flux de chaleur interne, qui en s'évacuant, induit des mouvements visqueux dans ses profondeurs, en particulier dans ce qui est appelé l'asthénosphère (entre 700 km et 100 à 200 km de profondeur).

Ceux-ci provoquent à leur tour le mouvement des plaques rigides lithosphériques situées à la surface du globe (entre 100 à 200 km de profondeur et la surface) : c'est ce qui est communément appelé la tectonique des plaques.

Ce sont ces mouvements entre plaques lithosphériques qui sont la principale force à l'origine des séismes.

2 Définition d'un séisme

Un séisme est un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée d'ondes élastiques issues d'une même source.

Il est la conséquence de la rupture fragile de la roche au-delà du seuil de contrainte admissible.

On distingue la déformation élastique, potentiellement réversible de la déformation plastique (rupture ductile) qui est irréversible (**Fig10**). On ne peut contrôler l'occurrence de la rupture fragile (séisme), Et On ne peut en réduire l'importance.

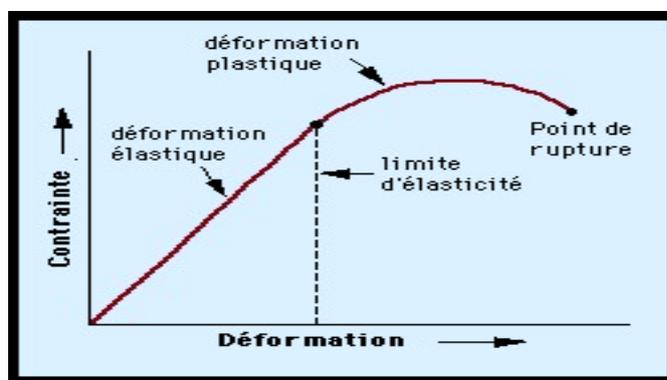


Fig. 10: Courbe Contrainte / Déformation Des Roches.

3 La Description d'un séisme

La description d'un séisme nécessite deux facteurs descriptifs importants qui peuvent être :

- L'épicentre.
- La magnitude.
- L'intensité.
- Le Foyer (ou Hypocentre)

3.1 L'Épicentre

A l'épicentre la force d'un séisme est maximale et au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci elle diminue d'intensité. (Fig. 11).

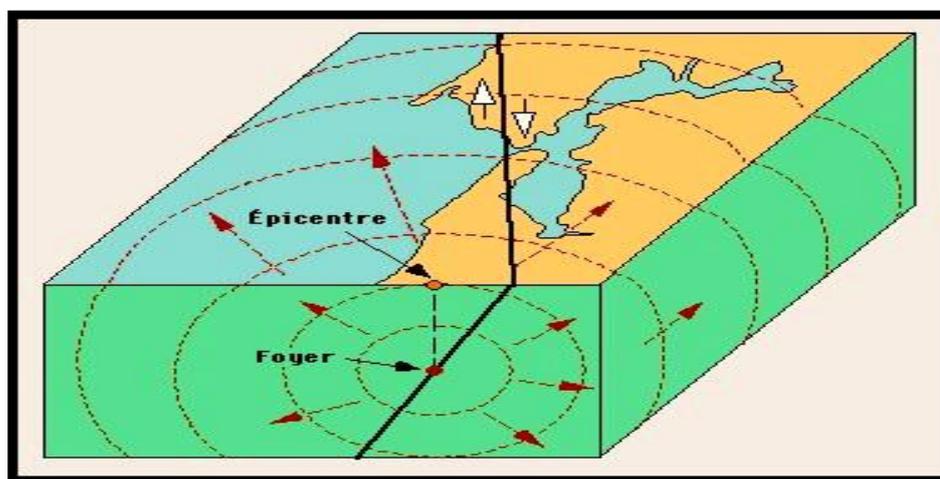


Fig. 11: Axonométrie schématique d'une source sismique

3.2 La Magnitude

La **Magnitude** représente la quantité totale d'énergie libérée par le séisme.

La violence du séisme trouve sa place à la source où la croûte terrestre a rompu au niveau d'une faille. **Plus la dimension de la rupture est grande, plus la Magnitude est élevée.** Ainsi,

Lors d'un séisme **70 à 80%** de l'énergie est libérée de chaleur et **20 à 30%** sous forme d'ondes sismiques.

La **magnitude** est une échelle logarithmique => Un séisme de magnitude **5** libère **10 fois** plus d'énergie qu'un séisme de Magnitude **4** et **100 fois** plus important qu'un séisme de

magnitude **3**, lequel correspond sensiblement à l'énergie dissipée par la bombe nucléaire d'Hiroshima.

L'énergie dissipée lors d'un séisme est liée à la magnitude selon la relation.

$$\text{Log } E = 1,5M + 4,8$$

E : énergie libéré en joules

M : magnitude.

- La **magnitude** est **indépendante** du lieu d'observation, des dégâts produits, elle peut être **positive** ou **négative** et n'a pas de limite.
- Elle cherche à **quantifier l'énergie** émise lors du séisme.

3.3 L'intensité

Elle représente les mesures des effets d'un séisme, Elle quantifie les dégâts provoqués par un séisme, l'intensité dépend donc du lieu d'observation et des témoignages des populations. (Tab 2 et Tab 3).

Intensité de l'échelle de Mercalli	Effets ressentis
I	Aucun mouvement n'est perçu, sauf par des appareils sensibles.
II	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.
III	A l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti.
IV	A l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.
V	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux

	bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.
VI	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets, tableaux, tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.
VII	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérable dans les autres.
VIII	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordent et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.
IX	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.
X	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruites. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
X	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.
XII	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

Tab. 2 : Tableau montrant L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952)

Degrés	Secousse	Observation
I	Imperceptible	La secousse n'est pas perçue par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
II	A peine ressentie	Les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leurs habitations, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	Faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions.
IV	Ressentie par beaucoup	Le séisme est senti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur.
V	Forte	Le séisme est senti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Les constructions sont agitées d'un tremblement général.
VI	Légers dommages	Le séisme est senti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur : fissuration des murs, chutes d'objets, etc.
VII	Dommages significatifs	Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés.
VIII	Dommages importants	Les constructions subissent des dommages, lézardes larges et profondes dans les murs, effondrements partiels éventuels.
IX	Destructive	Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
X	Très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
XI	Dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent

XII	Catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.
-----	----------------	--

Tab. 3: l'Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92)

3.4 Le foyer (ou Hypocentre)

Le lieu origine d'un tremblement de terre s'appelle le foyer sismique ou l'hypocentre sismique (**Fig. 12**).

Le foyer d'un séisme n'est pas un point mais peut être considéré comme étant un certain volume. Les foyers sont donc le siège d'excitation des ondes longitudinales (**Ou ondes P**) et transversales (**ou onde S**) qui se propagent dans toutes les directions.

Il existe un lien étroit qui lie la Tectonique aux séismes : c'est ce qu'on appelle le mécanisme au Foyer.

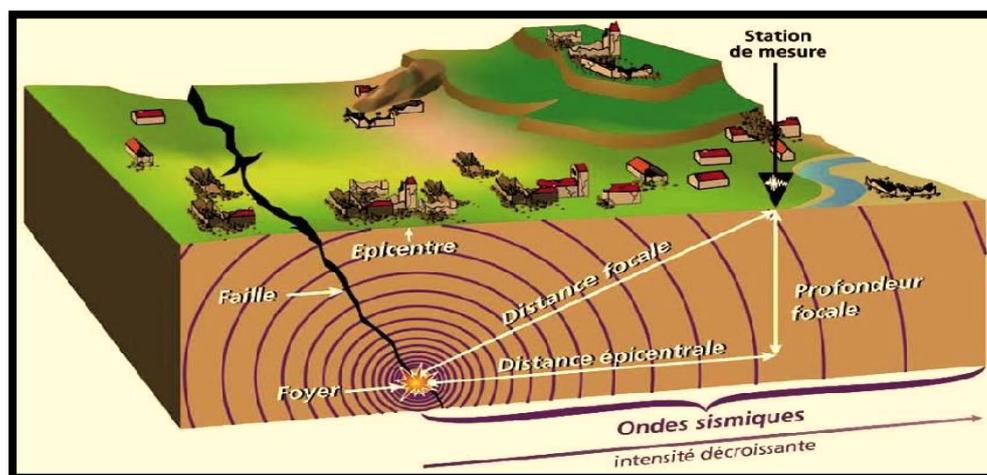


Fig. 12: Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme

4 Les ondes sismiques

Ce sont des ondes élastiques qui se propagent dans toutes les directions. On distingue **les ondes de volume** qui traversent la terre et **les ondes de surface** qui se propagent parallèlement à la surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes (Fig. 13).

La **vitesse de propagation** et **l'amplitude** de ces ondes sont modifiées par les **structures géologiques** traversées.

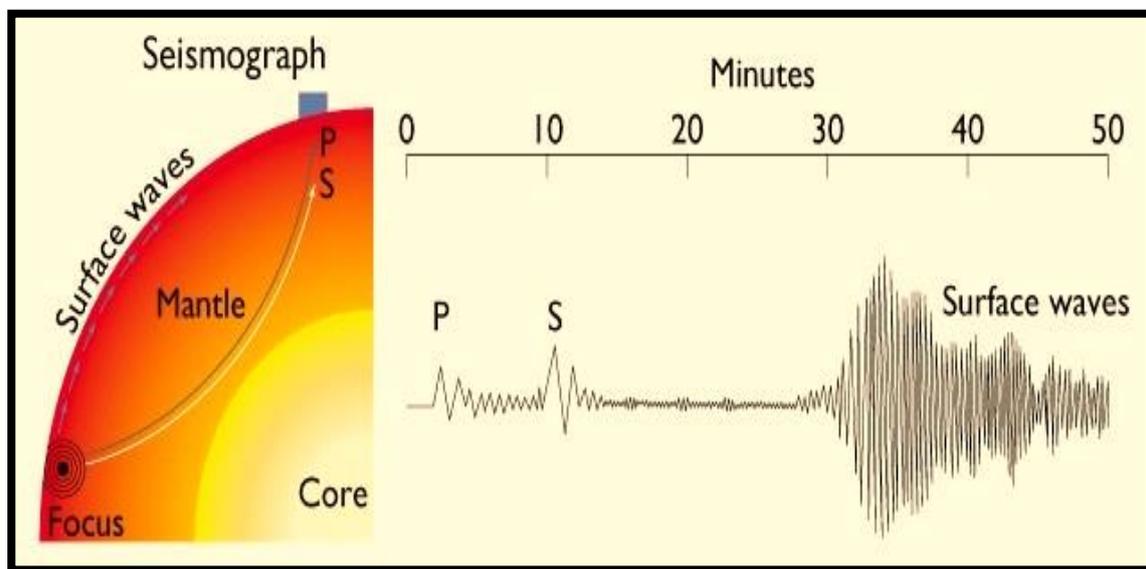


Fig. 13: Exemple d'enregistrement de séisme

4.1 Amplitude

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques (**Fig. 14**)

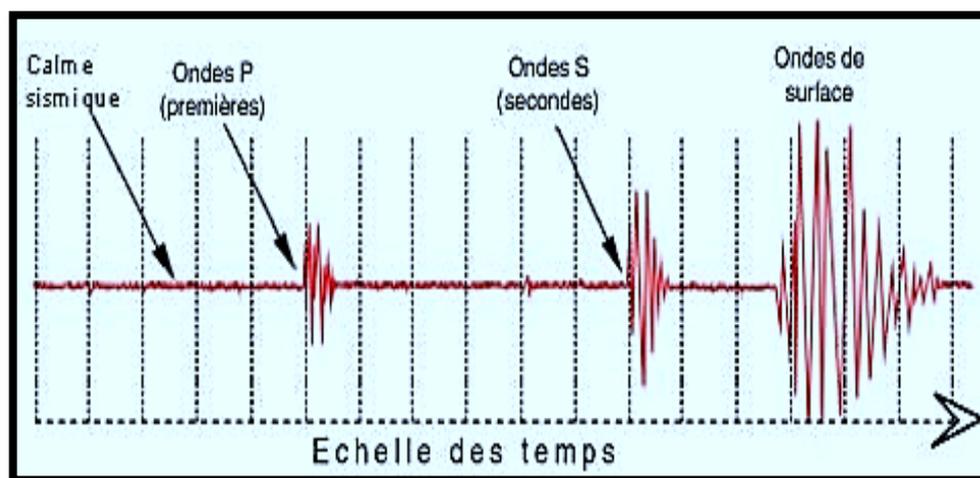


Fig. 14 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'onde

4.2 Les ondes de volume

Elles appartiennent à 2 catégories d'ondes :

4.2.1 les ondes p ou les ondes primaires

Ce sont des ondes de **compression** ou ondes **longitudinales** qui se propagent dans **tous les milieux**.

Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et de compression avant arrière dans la direction de propagation de l'onde (**Fig. 15**).

Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (**6 Km/s** près de la surface), responsables des tous 1ers grondements sourds perçus au début d'un séisme.

Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres.

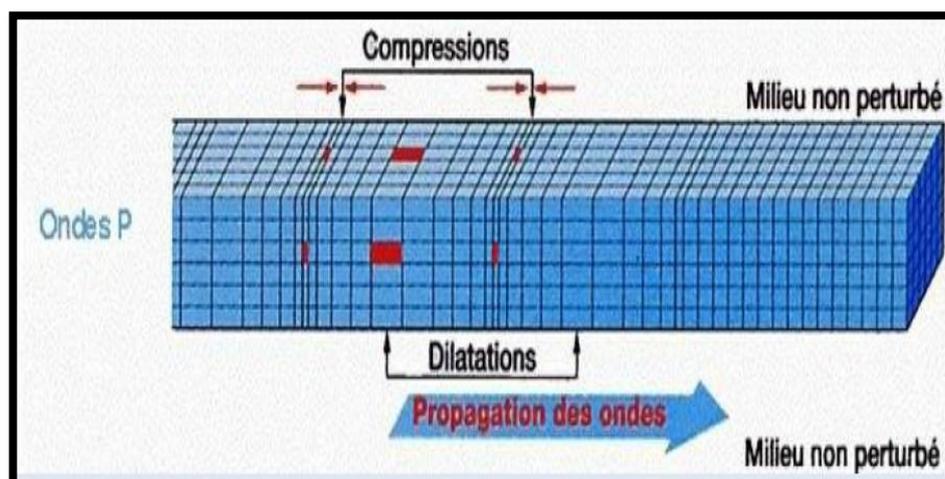


Fig. 15 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnel

4.2.2 Les ondes s ou les ondes secondaires

Ce sont des ondes de **cisaillement** ou ondes **transversales**; elles ne se propagent que dans les solides.

Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (**Fig. 16**).

Moins rapides que les ondes P (**1 à 7**fois moins rapides approximativement), elles sont enregistrées après celles-ci sur Les sismogrammes, principalement sur les Composantes horizontales du sismomètre

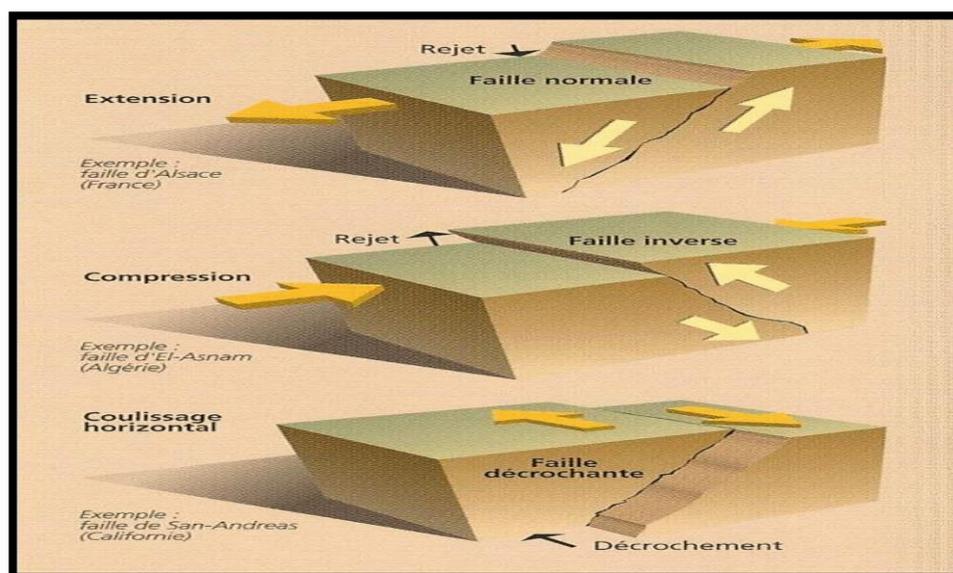


Fig. 16: Différents mouvements de compartiments de faille pouvant créer un séisme

5 Les Différents types de mouvement des plaques lithosphériques

Les mouvements relatifs entre les grandes plaques lithosphériques sont de 3 types principaux :

- **De l'étirement**, là où se créent les plaques océaniques au niveau des rifts et des grandes dorsales médio-océaniques (**Fig. 17**).
- **Du raccourcissement**, dans les zones de chevauchement de plaques : on parle de subduction lorsqu'une plaque océanique passe sous une autre plaque (par exemple la ceinture du Pacifique au Chili, Alaska, Japon) ou de collision lorsque deux plaques continentales sont impliquées (par exemple les chaînes himalayenne ou alpine).
- **Du coulissage latéral** (ou décrochement), comme au niveau des failles transformantes ou des célèbres failles de San Andreas (Californie, États-Unis) ou nord-anatolienne (Turquie).

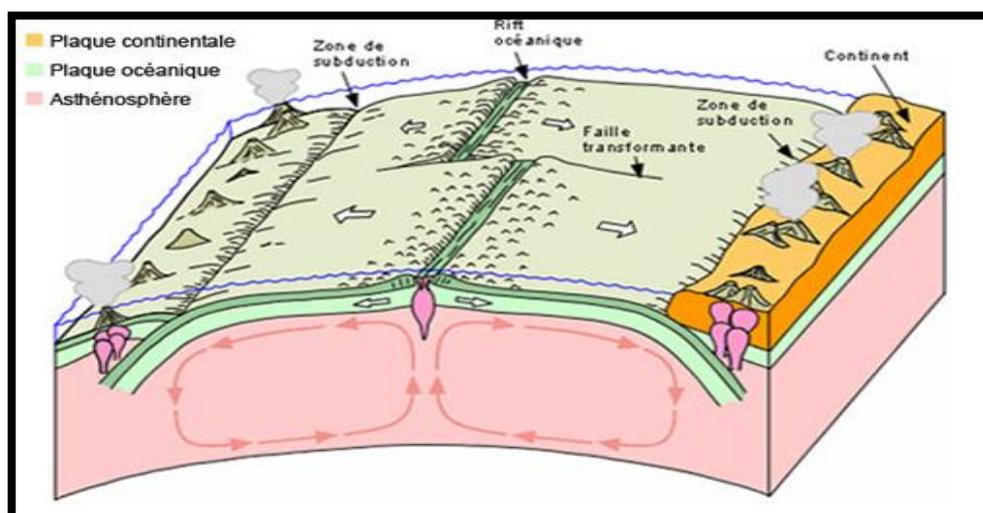


Fig. 17: Modèle illustrant la tectonique des plaques lithosphériques se déplaçant au-dessus de l'asthénosphère.

La surface de la Terre se déforme donc lentement sous l'effet du déplacement relatif des plaques tectoniques.

Toutefois ce déplacement ne se fait pas sans heurts car, dans les zones de contact, les roches s'opposent aux forces auxquelles elles sont soumises (frottements).

En résistant à cette sollicitation, les roches se comportent comme un ressort que l'on comprime, elles se déforment : de l'énergie élastique s'accumule.

Néanmoins, les roches ne peuvent pas encaisser indéfiniment cette déformation. Lorsque les forces en présence excèdent le seuil de résistance des roches, celles-ci cèdent brutalement permettant aux plaques tectoniques de glisser l'une contre l'autre de part et d'autre d'une faille.

Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes (le ressort se décomprime soudainement) sous forme de chaleur (phénomène de friction au niveau de la zone de contact) et de vibrations (ondes sismiques).

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface : la Terre tremble.

A la suite du séisme, la zone de contact est à nouveau bloquée, l'accumulation d'énergie recommence pour démarrer un nouveau cycle (**Fig. 18**).

Ce mécanisme se produit dans la partie la plus superficielle de la croûte terrestre (dans les 25 premiers kilomètres dans le contexte de la France métropolitaine).

Plus en profondeur, du fait de leur température plus élevée, les roches ont un autre comportement mécanique : elles sont ductiles, c'est-à-dire qu'elles accommodent la déformation de façon régulière par glissement continu, sans produire de séismes

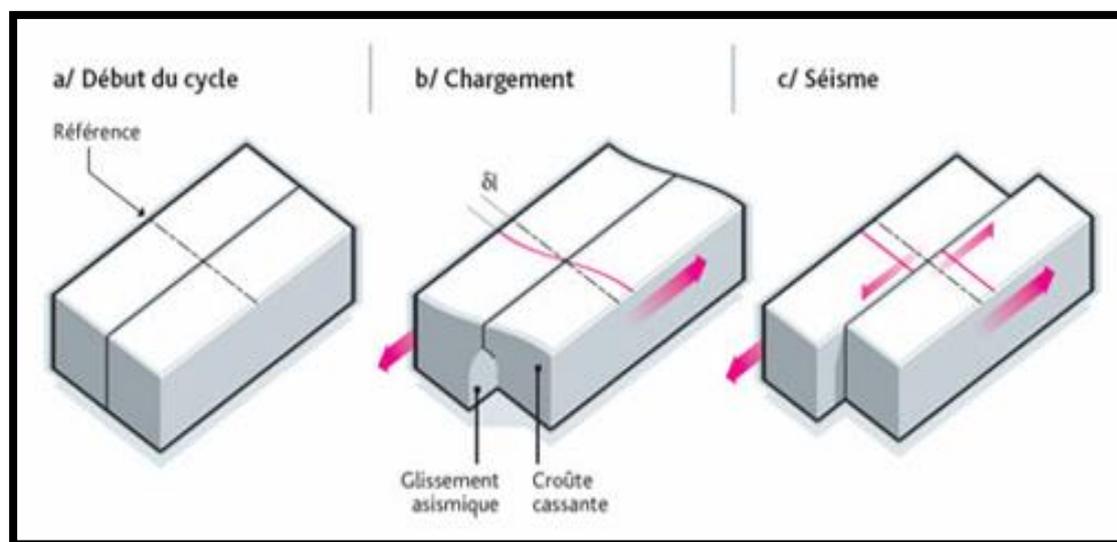


Fig. 18 : Schéma illustrant le mécanisme conduisant au séisme, à la suite d'un chargement (accumulation de déformation δl) dans la partie cassante de la lithosphère, autour d'une faille (cas d'un décrochement).

6 Les Zones de développements des séismes

Les séismes se produisent sur des failles, qui sont des zones de plus faible résistance mécanique et qui sont donc plus propices à accommoder la déformation imposée par le mouvement relatif des plaques tectoniques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants (**Fig. 19**).

C'est notamment le cas tout autour de l'océan Pacifique (grands séismes d'Amérique du Sud, d'Alaska, du Kamchatka ou du Japon) ou à la périphérie de l'océan Indien (grands séismes indonésiens ou himalayens), là où plusieurs centimètres par an de déplacement relatif sont absorbés.

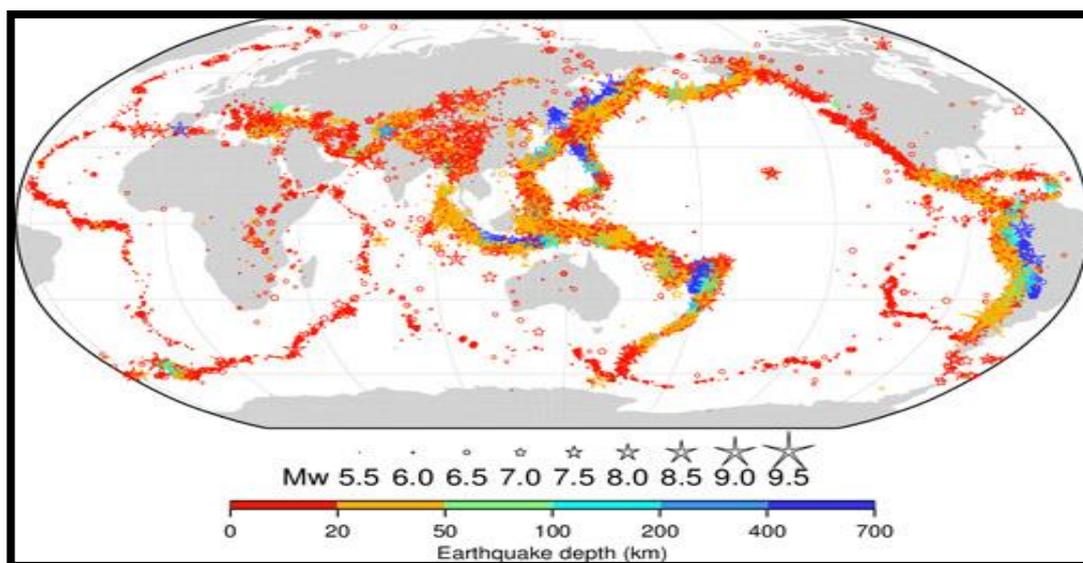


Fig. 19: Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue v5.0 de l'[ISC-GEM](#), pour la période 1904-2014 et pour les séismes de magnitude supérieure à 5,5. Les epicentres soulignent les limites de plaques lithosphériques se déplaçant les unes par rapport aux autres

Cependant, les plaques rigides sont capables de transmettre à distance les forces qu'elles subissent au niveau des zones de contact. C'est ainsi qu'on observe également des séismes loin des limites de plaques, comme par exemple dans le Centre-Est des Etats-Unis, en Australie ou en France Métropolitaine.

En outre, d'autres phénomènes naturels à la surface de la Terre peuvent également être à l'origine de séismes.

La fonte des glaciers et l'érosion modifient la force verticale s'exerçant sur la croûte terrestre, ce qui peut générer des séismes.

Certains accroissements de la sismicité ont été aussi observés à la suite d'événements exceptionnellement pluvieux (mise en charge hydraulique de réseaux de failles).

Enfin, les activités industrielles humaines peuvent aussi modifier les forces dans la croûte terrestre générant de la sismicité dite « induite », en particulier dans le cas de l'exploitation ou du stockage en profondeur de ressources souterraines (gaz, eau). La mise en eau de barrages peut également déclencher des séismes.

Cette activité sismique induite modifie l'aléa sismique de la région concernée (exemples : Koina en Inde, Bâle en Suisse, Groningen aux Pays-Bas, Oklahoma aux Etats-Unis).

Il existe une base de données mondiale des séismes induits par les activités humaines.

7 Conclusion

Un séisme ou tremblement de terre est une secousse du sol résultant de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches.

Cette libération d'énergie se fait par rupture le long d'une faille, généralement préexistante. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple). **(Fig. 20)**

Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer ; la projection du foyer à la surface est l'épicentre du séisme.

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

Le mouvement des roches près du foyer engendre des vibrations élastiques qui se propagent, sous la forme de paquets d'ondes sismiques, autour et au travers du globe terrestre.

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface

Il produit aussi un dégagement de chaleur par frottement, au point de parfois fondre les roches le long de la faille (pseudotachylites).

Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes.

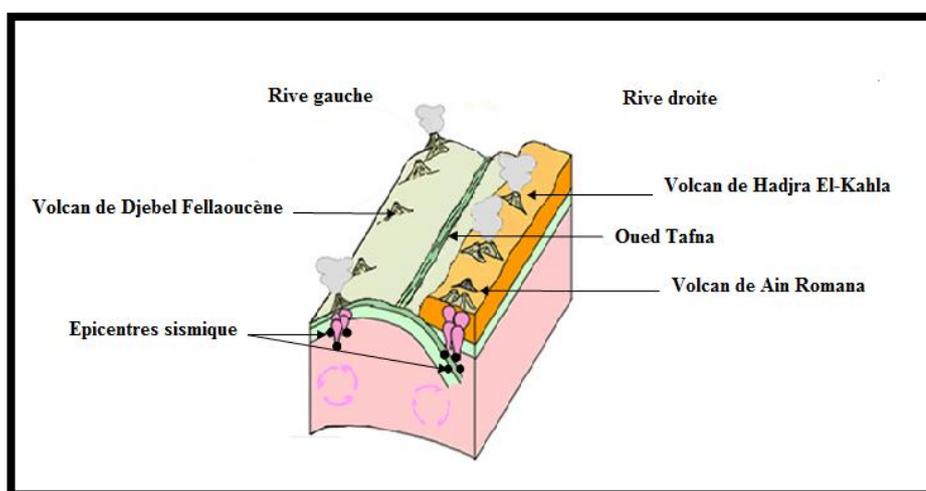
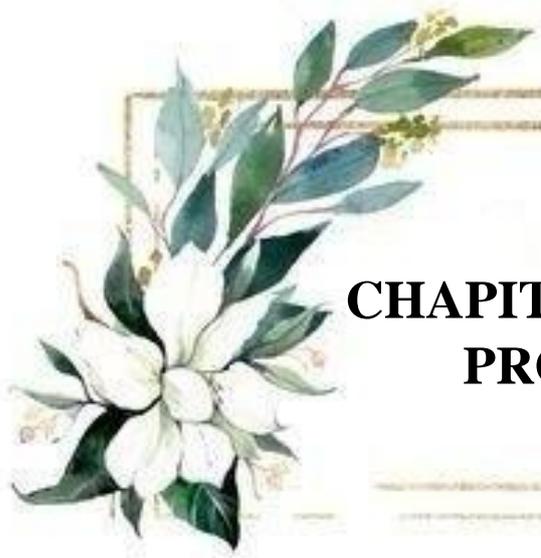


Fig. 20: Bloc diagramme montrent la relation entre la sismicité et le volcanisme de la moyenne Tafna



CHAPITRE 4 : PETROGRAPHIE DES PRODUITS ERUPTIFS

1 Introduction

La cartographie réalisée par Bendoukha (2008) dans la rive gauche de Djebel Fillaoucène ainsi que celle effectuée par Megartsi (1985) dans la rive droite de la Moyenne Tafna en permis de mettre en évidence plusieurs groupes pétrographiques de roches volcaniques.

L'observation de l'ensemble des produits éruptifs a permis de constater la présence de dépôts de dacite et coulées basaltiques dans la rive droite de la Moyenne Tafna.

Par contre dans la rive gauche seuls les coulées basaltiques et produits pyroclastiques en été observés et mis en évidence.

La distribution des phases minérales dans la coulée miocène du flanc sud de djebel Fillaoucène révèle la présence des phénocristaux d'olivine fraîche de couleur verdâtre

Par contre les laves Plio quaternaire montre des microlites d'olivine iddingsitisée et des clinopyroxène

Dans la rive droite de la Moyenne Tafna les cristaux d'olivine et pyroxène prédominent.

2 Pétrographie des laves du flanc sud du Djebel Fillaoucène :

La cartographie réalisée par Bendoukha (2008) a permis de distinguer 3 grands groupes de roches basaltiques dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène notés (F1, F2, F3).

Les éruptions volcaniques responsables de la mise en place de ces laves se sont déroulées durant le miocène supérieur jusqu' au Plio-quaternaire.

La coulée basaltique noire attribuée au groupe F1 est intersratifiée dans les assises marneuses jaunes verdâtres du synchronappes (Guardia, 1975).

2.1 Le groupe F1

Les produits basaltiques du groupe pétrographique F1 sont représentés par une seule coulée

Attribuée au Miocène (Bendoukha. 2008).

Macroscopiquement, la roche est très sombre et se débite en boules. Elle est affectée par de nombreuses micro fractures qui sont le plus souvent remplies de marnes. Elle est riche en phénocristaux de pyroxène et d'olivine

La lave est prismée et montre à la patine une couleur gris noirâtre. Le centre d'émission responsable de la mise en surface de cette coulée est érodé. (**Photo Annexe**).

Macroscopiquement, la coulée est de texture microlitique porphyrique. Les microlites sont

Représentés par du pyroxène, de l'iddingsite et quelques cristaux de plagioclase.

La mésostase renferme en plus des opaques et du verre volcanique.

L'olivine présente un cœur frais et des bordures iddigisitées. Certains cristaux sont craquelés d'autres montrent des bordures totalement résorbées. Ceci pourrait être du a la forte température qui régnait dans la chambre magmatique.

Nous remarquons la présence d'inclusions de titanomagnétite dans certain individus d'olivine.

Le Clinopyroxene de type diopside (**Fig. 21, Fig. 22**) se présente en microlite parfois sen phénocristaux révèle un cœur légèrement altéré et un relief fort. Le clivage orthogonal est quasi présent dans tous les cristaux de pyroxène

La mésostase révèle la ma même paragenèse mais en cristaux de petite taille.

Les lattes de plagioclases sont nombreuses et ne suivent aucune direction de fluidalité.

Les grains d'oxydes opaques sont nombreux et intersticiels d'autres au contraire sont en inclusion soit dans l'olivine soit dans les Clinopyroxene.

Un verre volcanique lie l'ensemble des phases minérales. Les vacuoles que montre la roche sont remplies de calcite

Ordre de cristallisation : Oxyde opaque- olivine- Clinopyroxene et plagioclase

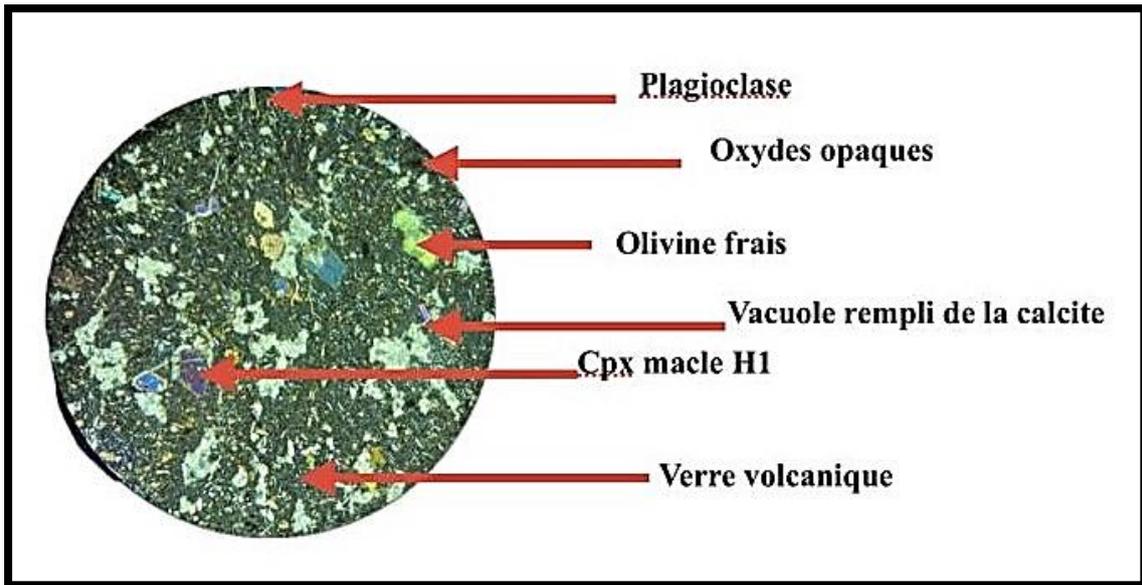


Fig. 21 : Coulée volcanique d'âge miocène du groupe F1 du Djebel Fillaoucène en LP (Grossissement 5x/0.12)



Fig. 22 : Coulée volcanique d'âge miocène du groupe F1 du Djebel Fillaoucène en LN (Grossissement 5x/0.12)

2.2 Le groupe F2

Ce groupe pétrographique comprend trois coulées, massives et de couleur gris sombre, qui ont été émises par les centres d'émission de Aïn Fetah et Aïn Maâden. Les roches correspondant à ce groupe se débitent en plaquettes, parfois en boules ou en prismes et montrent à l'œil nu de gros phénocristaux d'olivine fraîche plus ou moins vitreuse.

La coulée inférieure montre une texture porphyrique. Les phénocristaux d'olivine (20-25%), de plagioclase (5-10%) et de clinopyroxène (10-15%) baignent dans une matrice qui comprend la même association minéralogique.

Les phénocristaux d'olivine, de section automorphe, présentent un relief fort. Leur taille varie de 1 à 1,5 mm de long. Ils sont limpides, souvent craquelés, à bordures altérées et à contours irréguliers. (**Fig. 23**) Ils contiennent parfois de petites inclusions de titanomagnétite.

Les phénocristaux de clinopyroxène se présentent en lattes automorphes de 0,5 à 1,5 mm de long. Certains individus peuvent être craquelés en bordure, peu altérés au cœur et sont parsemés de petites inclusions de minéraux opaques.

Les plagioclases se présentent en plages limpides de 1 à 4 mm de long. Les sections montrent des bordures irrégulières et sont souvent maclées ou parfois zonées. Certains cristaux contiennent de petites inclusions de titanomagnétite.

La mésostase est constituée par des microlites d'olivine de couleur brun rougeâtre, de fines aiguilles de plagioclase, de clinopyroxène légèrement zoné ou maclé h1. Les opaques sont de petite taille (0,3 mm de diamètre environ). Des microcristaux globuleux de zéolites (1%), de taille variant entre 0,1 et 0,5 mm, colmatent les cavités de la roche. Les interstices de la mésostase sont occupés par un verre gris sombre.

La coulée moyenne montre une texture microlitique légèrement porphyrique. Les rares phénocristaux sont représentés par de l'olivine (3 à 5%), en sections de 0,5 à 1,2 mm de long, du clinopyroxène (1 à 2%), souvent corrodé, et du plagioclase (1%). Cette même association minéralogique apparaît également en microlites baignant dans une pâte vitreuse.

L'olivine est automorphe, limpide et craquelée et contient parfois des inclusions de titanomagnétite. Sa bordure est entourée d'une bande rougeâtre d'iddingsite. Certaines d'entre-elles sont totalement altérées.

Le clinopyroxène, généralement automorphe, est très faiblement coloré dans les tons jaunes bruns. Quelques individus sont altérés, d'autres sont zonés. Leurs bordures sont plus ou moins irrégulières. Les baguettes de plagioclase, 0,5 et 1 mm de long, montrent les macles polysynthétiques.

La mésostase est constituée de microlites de clinopyroxène de 0,1 à 0,4mm de long, d'olivine iddingsitisée, de fines lattes de plagioclase, de microcristaux d'analcime qui n'apparaît et de titanomagnétite occupant les interstices et associée à des filonnets de calcite. Des xénocristaux de quartz peuvent apparaître dans cette coulée.

Ils sont le plus souvent entourés de microcristaux de clinopyroxène et de lattes de plagioclase. La mésostase renferme un verre volcanique sombre.

La coulée supérieure du groupe F2 montre une texture microlitique. Elle renferme surtout des microcristaux de clinopyroxène de couleur jaune-brun, de moins de 1 mm de long, et à bordure résorbées.

Ils présentent la macle en sablier et renferment quelques inclusions de minéraux opaques. Certains cristaux de clinopyroxène sont altérés. Les microcristaux d'olivine, n'excédant pas 1 mm de long, sont ferruginisés et peuvent contenir également des inclusions de minéraux opaques.

La mésostase renferme des microcristaux de clinopyroxène de taille moyenne inférieure à 0,5 mm de long, d'iddingsite et de plagioclase en fines aiguilles. Les minéraux opaques occupent les interstices et sont souvent inclus dans les silicates. Le reste de la roche est occupé par un verre volcanique de couleur sombre.

Ordre de cristallisation : oxydes opaques-olivine-clinopyroxène et plagioclase.

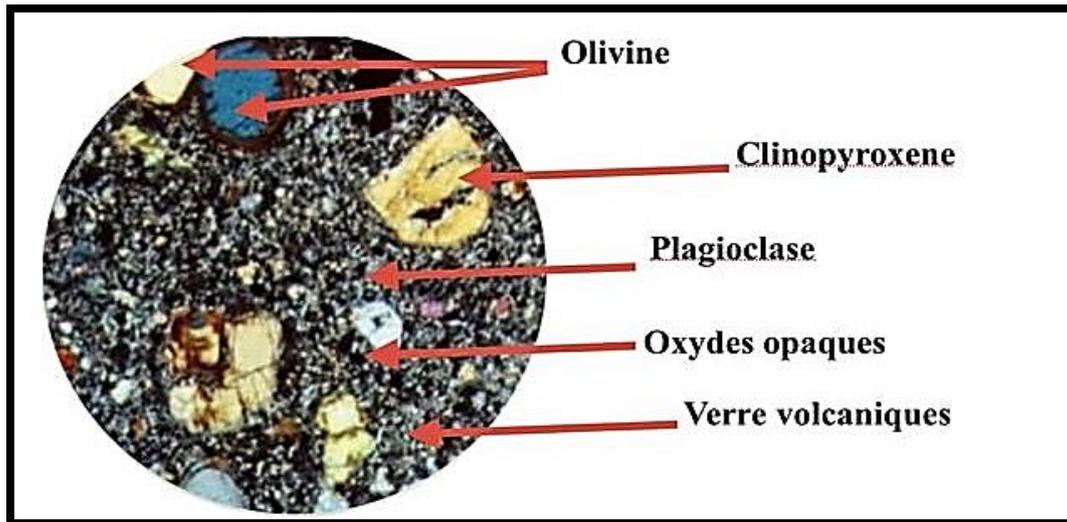


Fig. 23 : Coulée inférieure du groupe F2 en LP (Grossissement 5x/0.12)

2.3 Le groupe F3

Le centre d'émission responsable de la mise en surface de cette coulée Plio-Quaternaire est de la région de Dahr el four. Macroscopiquement la coulée est de couleur gris bleu et présente par endroit une structure en boule. Elle montre à la patine de petites taches millimétriques de couleur gris clair rappelant le facies (brulure de soleil) (Megartsi 1985).

Microscopiquement, la coulée est de texture porphyrique (**Fig.24, Fig.25**).

Les phénocristaux sont représentés par du plagioclase, diopside, Cpx altéré et l'orthose. La mésostase renferme la même paragenèse en plus des oxydes opaques de type titanomagnétite et du verre volcanique.

Le phénocristal de Cpx de type diopside présente un cœur frais et polarise dans les teintes de 2-3^{ème} ordre avec une extinction oblique de 36 degré.

Nous remarquons la présence des oxydes opaques en grains intersticiels et certains sont en inclusion dans le diopside.

L'orthose présente une biréfringence faible, et polarise dans les teintes du 1^{er} ordre (gris à blancs). Ce phénocristal montre la macle de Carlsbad. Entre autre la roche révèle du Clinopyroxène épigénisé.

La mésostase révèle la même paragenèse. Mais en cristaux de petite taille.

Un verre volcanique lie l'ensemble des phases minérales.

Ordre de cristallisation : Oxyde opaque - Clinopyroxène - feldspath et plagioclase.

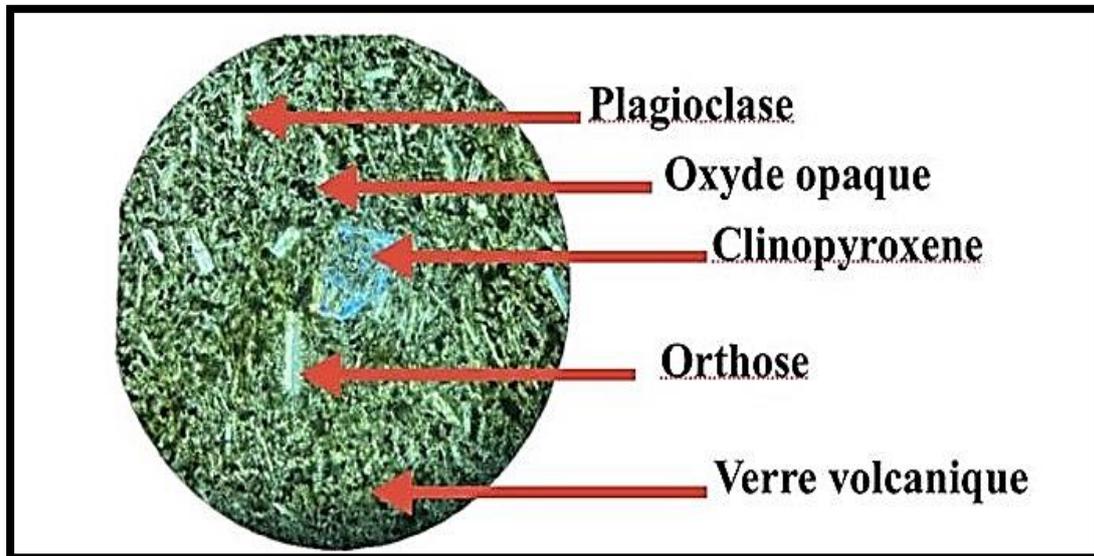


Fig. 24 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase LP du groupe F3 du flanc sud de Djebel Fillaoucène (Grossissement 5x/0.12)



Fig. 25 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase en LN du groupe F3 du flanc sud de Djebel Fillaoucène (Grossissement 5x/0.12)

3 Pétrographie des laves de la rive droite de la Moyenne Tafna

La rive droite de la Moyenne Tafna est représentée par 2 massifs volcaniques. Il s agit de celui de Hadjra Kahla et celui de Ain Romana.

3.1 Pétrographie des coulées de Ain Romana

L étude de terrain réalisée par Megartsi 1982, Louni 2002 révèle une coulée dacitique de couleur rouge brunâtre surmontée de 2 coulées basaltiques à structure en boule

3.1.1 Coulée dacitique

La coulée montre une texture microlithique porphyrique. Les phénocristaux d ortho pyroxènes sont limpides en lumière naturelle. Ils présentent un relief faible et 2 traces de clivage orthogonaux. En lumière polarisée ils révèlent un angle d extinction d environ 5 degré et un allongement positif.

Les cristaux de plagioclase sont nombreux et semblent suivre la direction d épanchement de la lave.

Les cristaux de quartz se présentent en microlite xenomorphes en lumière naturelle. Ils montrent une extinction roulante en lumière polarisée et un allongement positif.

Les cristaux d oxydes opaques sont nombreux et de taille millimétriques.

Un verre volcanique lie l ensemble des phases minérales.

3.1.2 Coulée basaltique inférieure

La coulée basaltique du massif d'Ain Romana présente macroscopiquement une couleur grisâtre à la patine et gris noirâtre a la cassure.

Elle montre une structure en tablettes. Elle est aussi affectée de réseaux de fractures remplies le plus souvent par de la calcite. Elle révèle une texture microlithique légèrement porphyrique avec comme paragenèse des cristaux d'olivine craquelée et a bordure iddigitisées.

Les plagioclases sont nombreux. Ils se présentent en lattes et présentent en lumière polarisée la macle polysynthétique. Les grains d oxydes opaques sont interstitiels et parfois en inclusion

Un verre volcanique lie l ensemble des minéraux

3.1.3 Coulée supérieure de Aïn Romana

La coulée supérieure d'Ain Romana est de couleur gris bleuâtre à la patine

Et grisâtre à la cassure elle renferme des cristaux de clinopyroxène 10 à 15% et de microlites de plagioclase (1- 5%)

Observée au microscope elle montre une texture microlithique porphyrique (**Fig. 26, Fig. 27**).

Les phénocristaux de Cpx sont frais. Ils présentent un relief faible et des traces de clivage. Certains individus sont altérés au cœur d'autres totalement épigénèses.

L'orthose en très faible quantité 1 à 2% se présente en lattes et montre en lumière polarisée la macule de Carlsbad. Les grains d'oxyde sont nombreux et interstitiels parfois en inclusion dans le Cpx. Un verre volcanique lie l'ensemble des minéraux

Ordre de cristallisation : oxydes opaques – Cpx plagioclase et orthose

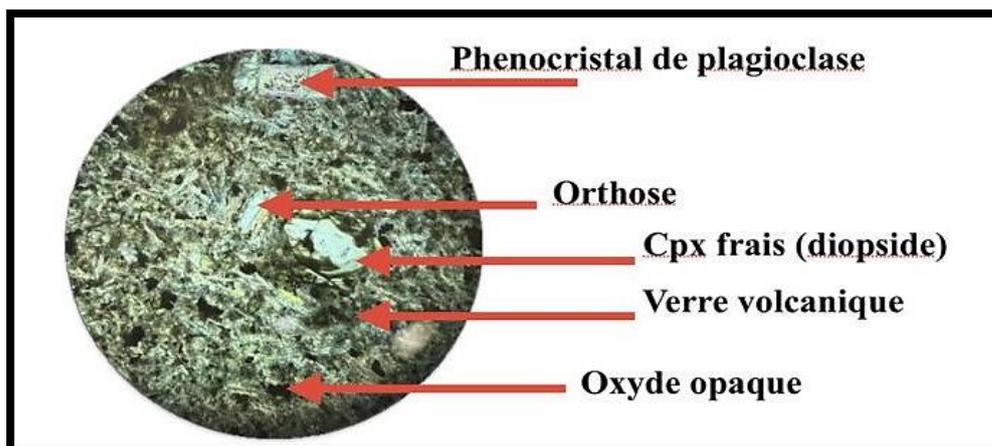


Fig. 26 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase en LP (Grossissement 5x/0.12)



Fig. 27 : Coulée basaltique à pyroxène et plagioclase en LN (Grossissement 5x/0.12)

3.3 Pétrographie des coulées de Hadjra Kahla

3.3.1 La coulée inférieure de Hadjra Kahla

Microscopiquement, la coulée est de texture porphyrique. Nous remarquons la présence d'olivine, pyroxène sodique et quelques cristaux de plagioclase (**Fig. 28, Fig. 29**).

La mésostase renferme en plus de cette paragenèse des opaques et du verre volcanique.

L'olivine présente un cœur frais et des bordures légèrement altéré. Nous remarquons la présence d'inclusions de titanomagnetite dans certains individus d'olivine.

Le microcristal de clinopyroxène paraît légèrement coloré en vert pâle. Il est légèrement pléochroïque et révèle au relief faible il renferme quelque inclusion de titanomagnetite.

Il polarise dans les teintes vives de 3^{ème} ordre et présente un angle d'extinction d'environ 37°. Ce microcristal est de type diopside sodique.

La mésostase révèle la même paragenèse. Mais en cristaux de petite taille.

Les lattes de plagioclases sont nombreuses et ne suivent aucune direction de fluidalité. Les grains d'oxydes opaques sont nombreux et interstitiels d'autres au contraire sont en inclusion soit dans l'olivine soit dans les clinopyroxènes.

La roche renferme une enclave de péridotite de type lherzolite à olivine et spinelle.

Un verre volcanique lie l'ensemble des phases minérales.

Ordre de cristallisation : Oxyde opaque- Olivine-Clinopyroxène et Plagioclase.

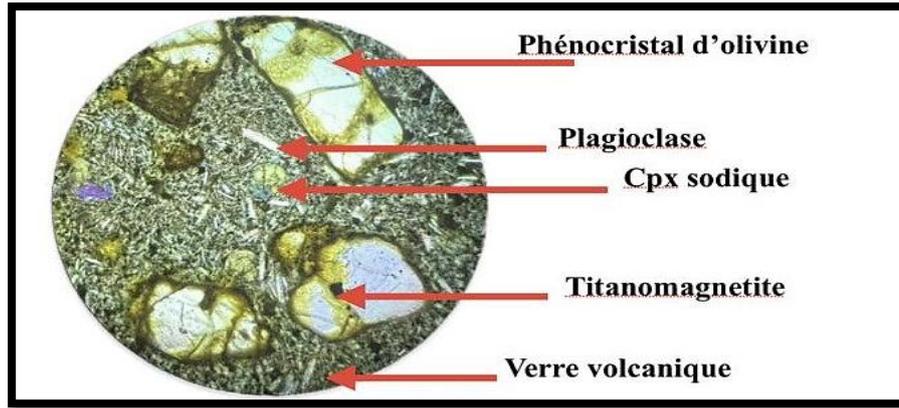


Fig. 28 : Coulée basaltique inférieure de Hadjra Kahla en LP (Grossissement 5x/0.12)

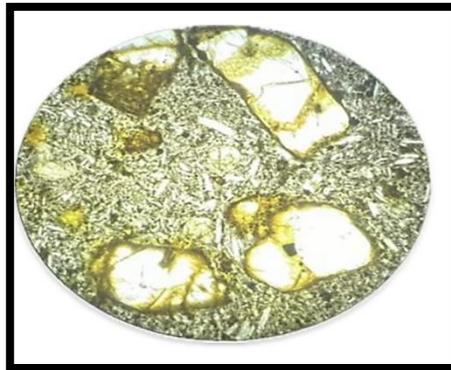


Fig. 29 : Coulée basaltique inférieure de Hadjra Kahla en LN (Grossissement 5x/0.12)

3.3.2 La coulée supérieure de Hadjra Kahla

Microscopiquement, la coulée est de texture microlitique légèrement porphyrique. Les microlites sont présentés de l'iddingsite et quelques microlites de plagioclase (**Fig.30, Fig.31**).

La mésostase renferme en plus des opaques et du verre volcanique. L'olivine présente un cœur iddigisités.

Ceci pourrait être du a la forte température qui régnait dans la chambre magmatique. Nous remarquons la présence d'inclusions de titanomagnétite dans certain individus d olivine. Les lattes de plagioclases sont nombreuses et ne suivent aucune direction de fluidalité.

Les grains d'oxydes opaques sont nombreux et interstitiels d'autres au contraire sont en inclusion soit dans l'olivine. Un verre volcanique lie l'ensemble des phases minérales. Les vacuoles que montre la roche sont remplies de calcite

Ordre de cristallisation : Oxyde opaque- olivine et plagioclase.

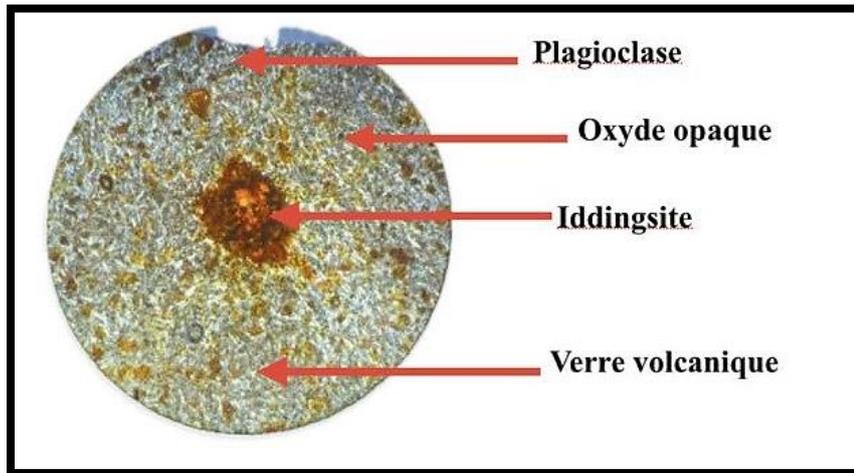


Fig. 30 : Coulée supérieure de Hadjra Kahla en LP (Grossissement 5x/0.12)

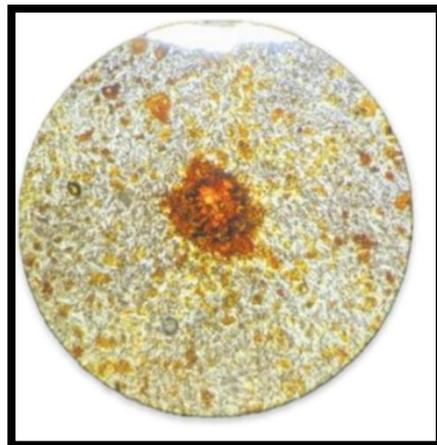


Fig. 31 : Coulée supérieure de Hadjra Kahla en LN (Grossissement 5x/0.12)

4 Conclusion

L'étude pétrographique des différentes laves basaltiques (Fig.40) de la Moyenne Tafna a mis en évidence un ensemble de groupe de roches volcanique.

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène :

- Le groupe F1 est représenté par une seule coulée miocène à structure en boule riche en cristaux de pyroxène et d'iddingsite
- le groupe F2, représenté par 3 coulées gris noires renfermant une abondance de phénocristaux d'olivine de grande taille, de Clinopyroxene et de plagioclase.
- le groupe F3 englobe les coulées gris-noires à « tâches de soleil ». ces laves montrent une texture microlitique-légèrement porphyrique renfermant une quantité moins importante de phénocristaux de Clinopyroxene et plagioclase.

La rive droite de la Moyenne Tafna :

Elle révèle une lave dacitique et 2 coulées basaltiques à olivine et Clinopyroxene. La taille des minéraux diminue depuis la coulée inférieure jusqu' à la coulée supérieure

Ainsi nous voyons progressivement le pourcentage et la taille des phénocristaux d'olivine et du Clinopyroxene diminuer dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène depuis le groupe F1 jusqu' à F3 ainsi que dans les coulées d'Ain Romana et Hadjra Kahla. La roche devient plus claire et plus riche en microlites.

Ce schéma pourrait correspondre à l'évolution d'une série volcanique dans le cadre d'une hypothèse de cristallisation fractionnée

A decorative illustration of a branch with green leaves and white flowers, positioned on the left side of the page. The branch curves upwards and to the right, with several large white flowers in the foreground and smaller buds further up. The leaves are a vibrant green, and the flowers have a delicate, multi-petaled structure.

CHAPITRE 5 : DYNAMYSME

1 Introduction :

L'étude du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de la Moyenne Tafna nécessite une observation particulière des différents produits éruptifs émis dans chacune des 2 rives.

L'observation sur le terrain de tous ces produits montre que l'ampleur des matériaux effusifs est prédominants dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène (la rive gauche de la Moyenne Tafna).

Ainsi nous remarquons que Le mécanisme de mise en place des divers produits pyroclastiques recouvrent une superficie plus ou moins importante dans les deux rives de la Moyenne Tafna.

L'étude de ces produits permet d'établir la compréhension et l'interprétation dynamique de la rive gauche et de la rive droite de la moyenne Tafna. Cela nous a permis la mise en évidence de deux épisodes volcaniques majeurs (**Tab 4**).

massifs éruptifs	Type de dynamisme					
	Miocène		Volcanisme Plio-Quaternaire			
	Stromb	Effusif	Strombolien			
	Ages (Ma)					
	8,70Ma	5,16Ma	4,10Ma	3,86Ma	3,62Ma	1,45Ma
flanc Sud de Fillaoucène	Effusif	Effusif	Stromb	Stromb	Stromb	Stromb
Ain Romana	Stromb	Stromb	Stromb	—	—	—
Hadjra El Kahla	Stromb	Stromb	Stromb	—	—	—

Tab. 4 : Récapitulatif du Dynamisme et âges radiométriques du volcanisme mio-plio-quaternaire de la Moyenne Tafna (données de Bellon et Guardia, 1980; Louni, 1995 et Coulon et al, 2002Bendoukha 2008). (Stromb : dynamisme strombolien)

2 Dynamisme de la rive droite de la Moyenne Tafna :

L'étude des produits éruptifs dans la moyenne Tafna ainsi que le levé des coupes à Ain Romana et Hadjra El-Kahla, nous a révélé l'existence d'un dépôt dans lequel prédominent les produits pyroclastiques (scories brunes, bombes scoriacées, et brèches de coulées) par rapport aux produits effusifs.

Les deux massifs ont connu un changement de dynamisme durant leur activité volcanique pendant le miocène et au Plio-Quaternaire.

Leur étude a mis en évidence deux grands épisodes volcanique majeurs .

2.1 Le premier épisode :

Le premier épisode volcanique majeur s'est manifesté pendant le Miocène.

Il a contribué à la mise en place des laves de secteurs de Hadjra El-Kahla et Ain Romana (dacite et coulée basaltique) ainsi que la coulée noire a olivine fraiche du flanc Sud de Djebel Fillaoucène.

Ces produits se sont mises en place à la faveur d'une facture qui a permis la montée du magma dacitique et rhyodacitique entres assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

La mise en place des produits éruptifs de ce premier épisode volcanique majeur est dû aux mouvements compressifs qui se sont déroulés au miocène moyen (Megartsi 1985).

Ce premier épisode volcanique majeur de type strombolien à Ain Romana et Hadjra El-Kahla (Megartsi 1985, Louni 2002) et effusif dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène

(Bendoukha2008) a été suivi de l'installation d'un niveau rougeâtre rubéfié qui marque le passage du miocène synchro nappes qui recouvre l'ensemble de la rive droite et la rive gauche de la Moyenne Tafna au Plio-Quaternaire (Guardia 1975).

Ce niveau conglomératique rougeâtre de 30 cm d'épaisseur sert de repère (passage du miocène au Plio-Quaternaire) que l'on retrouve même dans le massif volcanique de Souhalia (Bendoukha 2008).

Le dynamisme de ce premier épisode est de type Strombolien (la présence des produits pyroclastiques) à tendance effusive, caractérisé d'une importante masse de laves avec une petite quantité de produits de projection.

La fin de cet épisode est marqué dans Hadjra el Kahla et Ain Romana par un réajustement isostatique puis la mise en place de paléosol.

2.2 Le deuxième épisode :

Le second épisode volcanique majeur de la moyenne Tafna est déroulé au Plio-Quaternaire, après la mise en place d'un niveau conglomératique d'âge Pliocène

Il est caractérisé par un dynamisme de type strombolien dans les deux rives Hadjra El-Kahla et Ain Romana de la Moyenne Tafna.

Ce dernier est suivi premièrement par l'installation d'un paléosol puis l'apparition d'une fracture.

Cet épisode a permis l'arrivée en surface l'installation des produits basaltiques et pyroclastiques (secteurs Hadjra El-Kahla et Ain Romana.).

3 Dynamisme de la rive gauche de la Moyenne Tafna :

L'étude géologique et pétrographique du massif Fillaoucène met en évidence deux grands épisodes volcaniques majeurs d'âge Mio-Plio-Quaternaire (Tableau.01).

L'observation minutieuse des différents produits volcaniques émis par les centres éruptifs a

Permis de reconstituer les différentes étapes qui ont favorisé le déroulement de l'activité volcanique.

3.1 Premier Episode volcanique

Le premier épisode volcanique majeur de type effusif du flanc sud du Djebel

Fillaoucène, s'est manifesté pendant le Miocène. Il est marqué par l'épanchement de la coulée noire du groupe **F₁**.

Celle-ci s'est mise en place à la faveur d'une fracture qui a permis la montée du magma basaltique entre les assises marneuses du Miocène du 2^{ème} cycle post nappe.

L'absence de produits pyroclastiques indique un dynamisme effusif pour ce premier épisode volcanique majeur.

3.2 Deuxième épisode volcanique

Le deuxième épisode volcanique majeur s'est manifesté après la mise en place du niveau conglomératique rougeâtre d'âge Pliocène.

Ce dernier est d'abord suivi par un réajustement isostatique et installation d'un paléosol puis apparition de fracture qui laisse remonter des produits effusifs et pyroclastiques.

Cet épisode de type strombolien, est caractérisé par des produits de projection (scories brunes et bombes scoriacées) ainsi que les laves basaltiques des groupes pétrographiques **F₂**, **F₃**.

4 Conclusion :

L'étude dynamique de la Moyenne Tafna rive droite et rive gauche, permis de mettre en évidence deux type de dynamisme qui se sont manifestés durant le Mio-Plio-Quaternaire.

- Un dynamisme effusif dans les deux rives vers 8.7 Ma
- Un dynamisme strombolien (4.10 – 1,45 Ma) dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène ainsi que dans le massif de Hadjra El-Kahla et Ain Romana.

Les éruptions volcaniques relevant de ce type de dynamisme reflètent des émissions de type aérienne à subaérienne.

Le dynamisme effusif (coulée d'âge 5,16 Ma) reflète la remontée en surface et un épanchement de coulées volcaniques fluides qui généralement s'épanchent sur de grandes superficies. Elles dessinent des plateaux basaltiques (**Fig. 32**).

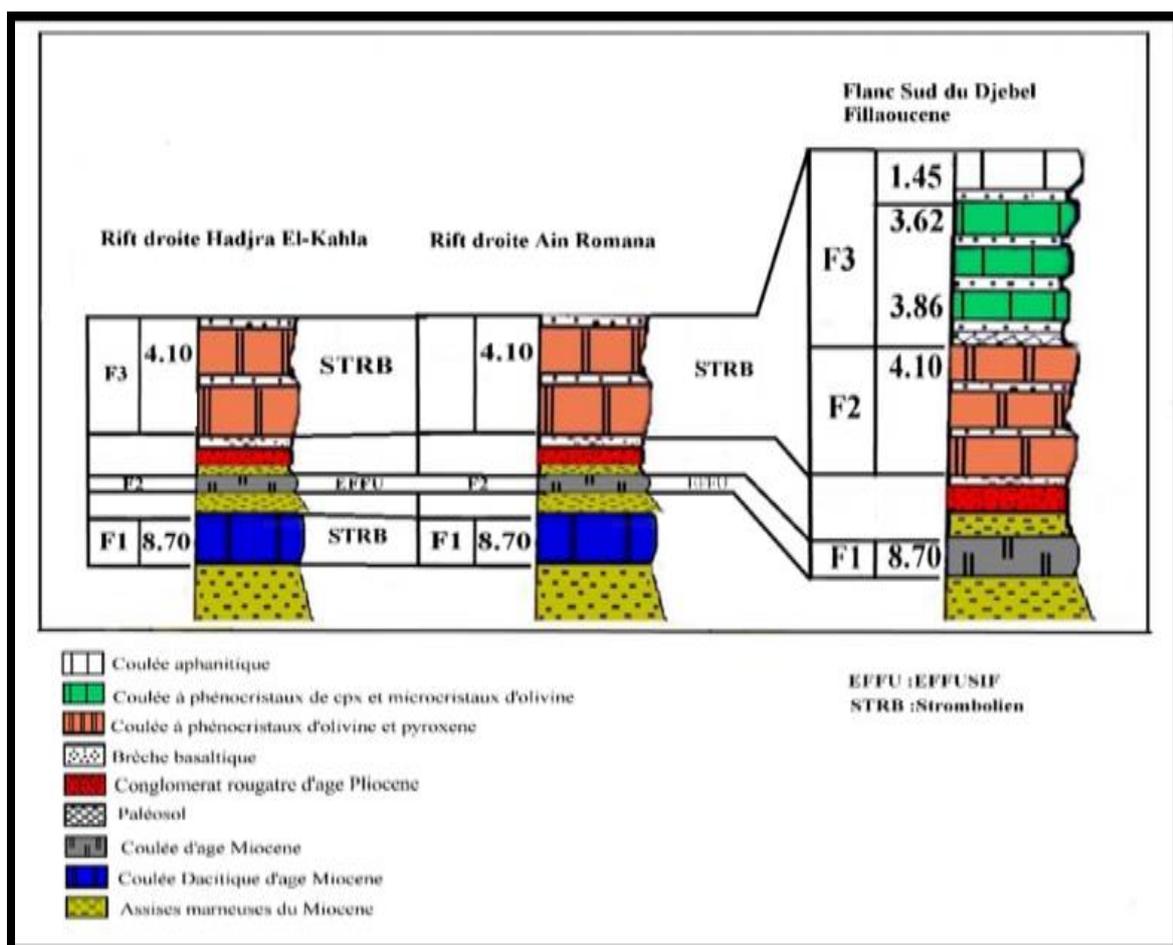


Fig. 32: Position stratigraphique et corrélation dynamique des produits volcaniques de la Moyenne Tafna (**Benouna et Bessai 2024**)

A decorative illustration of a branch with green leaves and white flowers, positioned on the left side of the page. The branch curves upwards and to the right, with several large white flowers in the foreground and smaller buds further up the stem.

CHAPITRE 6 : GEOCHIMIE

1 Introduction :

L'étude des caractéristiques géochimiques des basaltes d'Oranie nord-occidentale a nécessité l'utilisation des données de roches totales de Megartsi (1985), de Bendoukha (1987), de Tabeliouna (1997), de Coulon et al. (2002) et de Louni (2002) complétées par de nouvelles analyses que nous avons obtenues auprès du Laboratoire de Pétrologie Magmatique de la Faculté St-Jérôme de Marseille, au C.R.P.G. ainsi qu'à l'Ecole des Mines de Saint-Étienne.

Les éléments majeurs ainsi que Rb, Ba, Sr, Co, Cu, Ni, V et Zn ont été dosés par absorption atomique.

Toutes les données analytiques (éléments majeurs et traces) sont consignées dans les **Tableaux 5, 6, 7, 8.**

Pour répondre au souci de représentativité et de qualité des analyses, le choix des échantillons a été rigoureux.

Nous n'avons effectivement pris en compte que les laves qui montraient un état de fraîcheur évidente et une faible proportion des minéraux d'altération au niveau microscopique.

Les roches relativement fraîches présentent des pertes au feu qui n'excède pas 4 %.

Selon l'importance des laves (étendue, volume), un ou plusieurs échantillons ont été prélevés.

Pour chaque groupe pétrographique de chaque complexe éruptif, nous avons considéré un échantillon à la base et un autre au sommet afin de mieux contraindre l'évolution géochimique et minéralogique au niveau chaque massif.

2 Distribution des éléments majeurs :

Le traitement des compositions chimiques globales de l'ensemble des complexes éruptifs d'Oranie permet la distinction des variations des principaux éléments majeurs.

Ainsi, les teneurs en silice montrent de nettes différences entre les coulées miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène (42,5 % $<SiO_2<$ 44,5 %)

Les proportions d'alumine varient globalement, dans les basaltes Plio-Quaternaire, de 14 à 18,8 % dans les coulées du flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Le magnésium présente également des différences de concentrations parmi les roches basaltiques Plio-Quaternaire.

Les teneurs oscillent ainsi entre 5,9 et 13,5 % dans les laves du Djebel Fillaoucène.

Les teneurs en calcium varient entre 8 et 11,6 % dans les roches du flanc sud du Djebel Fillaoucène et entre 7,8 et 12,6 %.

Les proportions de fer total oscillent autour de 8 à 10% dans l'ensemble des coulées Plio-Quaternaire. Il dépasse légèrement 10 % dans les coulées miocènes.

- Le titane varie entre 1.3 et 3.27% dans les roches du flanc sud du Djebel Fillaoucène,
- Le potassium varie entre 0.6 et 2% dans les coulées du Djebel Fillaoucène.
- Le manganèse varie de 0.06 à 0.2% dans les laves du Djebel Fillaoucène.

En définitive, la distribution des éléments majeurs dans ces roches volcaniques révèle une nette évolution de leur chimisme.

Ainsi au niveau de chaque massif nous avons constaté que les teneurs en MgO, CaO, FeO et TiO₂ décroissent progressivement depuis les coulées les plus anciennes aux plus récentes.

Parallèlement, la silice, l'aluminium et le sodium augmentent dans les termes les plus différenciés.

<i>régions</i>	<i>Miocène</i>					
	<i>Rive droite</i>					
	<i>Hadjra El Kahla</i>		<i>Ain Romana</i>		<i>Fillaoucène</i>	
<i>SiO2</i>	47	48,4	49	47,5	47,2	48,2
<i>TiO2</i>	1,48	1,37	2	1,91	1,45	1,43
<i>Al2O3</i>	15,5	17,1	17,3	16,8	16,6	17,2
<i>Fe2O3</i>	9,55	9,1	10	9,45	9,55	9,51
<i>MnO</i>	0,13	0,14	0,15	0,12	0,14	0,14
<i>MgO</i>	8,95	6,8	6,1	4,3	7,8	7,16
<i>CaO</i>	9,27	9,98	8,6	9,6	9,9	9,42
<i>Na2O</i>	3,1	3,3	4,1	3,1	2,84	3,48
<i>K2O</i>	0,74	1,23	1,27	1,84	0,86	0,82
<i>P2O5</i>	0,45	0,36	0,47	0,47	0,25	0,23
<i>L.O.I</i>	3,7	2,11	1,02	4,38	2,9	2,45
<i>TOTAL</i>	99,87	99,89	100,01	99,47	99,49	100,04
<i>Q</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Or</i>	4,59	7,50	7,66	11,55	5,31	5,01
<i>Ab</i>	24,04	26,01	30,51	27,08	25,07	28,85
<i>An</i>	27,44	29,05	25,49	28,06	31,30	29,82
<i>Ne</i>	1,87	1,49	2,61	0,39	0,00	0,84
<i>Di</i>	14,53	16,13	12,40	16,11	14,99	13,90
<i>Hy</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	2,04	0,00
<i>Ol</i>	21,58	14,48	14,41	9,90	15,88	16,31
<i>Mt</i>	1,98	1,85	2,01	1,98	1,97	1,94
<i>Il</i>	2,95	2,68	3,87	3,85	2,88	2,81
<i>Ap</i>	1,03	0,81	1,05	1,09	0,57	0,52
<i>Total</i>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>DI</i>	30,50	35,00	40,77	39,02	30,38	34,70
<i>MGO/MGO+FEO</i>	10,55	10,1	11	10,45	10,55	10,51

Tab. 5: Distribution des éléments majeurs de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni 2002)

<i>Régions</i>	<i>Plio Quaternaire</i>					
	<i>Rive gauche</i>					
	<i>Fillaoucène</i>					
<i>SiO₂</i>	45,88	47,17	46,18	45,04	48,23	48,45
<i>TiO₂</i>	1,66	1,56	2,80	2,60	1,58	1,51
<i>Al₂O₃</i>	13,78	16,75	17,57	18,78	16,79	17,14
<i>Fe₂O₃</i>	2,39	3,10	6,19	5,19	1,75	2,12
<i>FeO</i>	6,93	5,84	4,97	4,68	6,72	6,68
<i>MnO</i>	0,15	0,14	0,13	0,11	0,14	0,15
<i>MgO</i>	13,48	6,98	5,20	6,39	6,34	6,81
<i>CaO</i>	8,39	9,85	9,16	8,76	9,4	9,97
<i>Na₂O</i>	3,03	3,42	4,34	4,14	3,45	3,67
<i>K₂O</i>	0,73	0,85	0,76	0,92	1,06	0,97
<i>P₂O₅</i>	0,29	0,25	0,06	0,05	0,26	0,25
<i>H₂O+</i>	3,01	3,39	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>H₂O-</i>	0,27	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>L.O.I</i>	0,00	0,00	1,67	2,12	2,56	2
<i>TOTAL</i>	99,99	99,50	99,03	98,78	98,28	99,72
<i>Q</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Or</i>	4,44	5,00	4,49	5,43	6,54	5,86
<i>An</i>	21,68	27,80	26,21	29,94	28,41	28,06
<i>Ol</i>	25,04	11,46	4,45	7,99	13,06	12,71
<i>Ap</i>	0,67	0,67	0,13	0,11	0,6	0,57
<i>MGO/MGO+FEO</i>	3,39	4,10	7,19	6,19	2,75	3,12

Tab. 6: Distribution des éléments majeurs de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Bendoukha, 2008).

2.1 Au niveau des secteurs des HADJRA El Kahla et Ain Romana :

- La silice varie de 47 à 48.4 % au niveau de Hadjra el Kahla et de 47.5 à 49 à Ain Romana.
- L'aluminium atteint 17.1 % Hadjra el Kahla et 17.3 % à Ain Romana.
- Le magnésium varie globalement de 4.3 à 8.95 % dans les deux secteurs.
- Le calcium fluctue entre 8.6 à 9.98 dans les deux massifs
- Le potassium varie entre 0.74 à 1.84 % à Hadjra el Kahla et à Ain Romana.
- Le sodium atteint environ 3.1 % à Hadjra el Kahla et fluctue entre 3.1 et 4.1 % à Ain Romana.

3 Distribution des éléments en traces :

Toutes les analyses des éléments en traces ont été réalisées au laboratoire de magmatisme de l'université Saint-Jérôme (Marseille), au CRPJ de Nancy, et au laboratoire de géochimie de l'université de Saint-Étienne (France) (Louni 2002 et Bendoukha 2008).

Régions	Miocène					
	Rive droite					
	Hadjra El Kahla		Ain Romana		Fillaoucène	
<i>Rb</i>	16	22	42	19,4	28	27
<i>Sr</i>	802	555	760	720	470	644
<i>Ba</i>	637	570	650	675	290	250
<i>Sc</i>	25,5	28	21	22	31	30
<i>V</i>	193,5	185	210	224	184	176
<i>Cr</i>	303	115	110	130	230	180
<i>Co</i>	46	34	34	36	39	39
<i>Ni</i>	175	39	62	71	45	37
<i>Y</i>	20	22	25	24	22	22
<i>Zr</i>	143	142	172	176	118	117
<i>Nb</i>	21	15,6	32	31	11	11
<i>La</i>	25	19,5	30	28,5	14	14,2
<i>Th</i>	10,85	8,2	7,9	nd	3,6	3,38
<i>Ce</i>	54	46	66	61	33	32,5

<i>Nd</i>	31,5	26	33	30	19	18,5
<i>Eu</i>	1,67	1,45	1,9	1,75	1,35	1,35
<i>Dy</i>	3,75	3,9	4,5	4,3	3,8	3,75
<i>Er</i>	1,85	2	2,3	2,3	2,1	2
<i>Yb</i>	1,62	1,9	2,5	2	1,9	1,93
<i>Sm</i>	6,4	5,2	7	Nd	4,2	4,4
<i>Gd</i>	5,1	4,8	5,7	Nd	4,2	4,5
<i>La/Nb</i>	1,19	1,25	0,94	0,92	1,27	1,29
<i>Sr87/Sr86</i>	0,705856	0,7055117	0,00	0,00	0,00	0,706004
<i>Nd143/Nd144</i>	0,512567	0,512544	0,00	0,00	0,00	0,512671
<i>Age (Ma)</i>	9,37	7,16	0,00	0,00	0,00	8,7
<i>MGO/MGO+FEO</i>	10,55	10,1	11	10,45	10,55	10,51

Tab. 7: Distribution en traces de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni, 2002; Bendoukha, 2008).

<i>Régions</i>	<i>Coulée Plio-Quaternaire</i>					
	<i>Rive gauche</i>					
	<i>Fillaoucène</i>					
<i>Rb</i>	52	41	32	32	22	33
<i>Sr</i>	996	752	700	955	918	407
<i>Ba</i>	986	382	259	255	943	234
<i>V</i>	252	175	172	180	279	169
<i>Cr</i>	101	515	523	176	146	130
<i>Co</i>	49	51	51	38	106	76
<i>Ni</i>	68	280	290	50	123	33
<i>Zr</i>	104	75	75	72	0,00	0,00
<i>La</i>	51,40	28,40	41,80	77,00	72,30	67,80
<i>Ce</i>	90,40	51,10	76,00	140,00	128,00	115,00
<i>MGO/MGO+FEO</i>	3,39	4,1	7,19	6,19	2,75	3,12

Tab. 8: Distribution en traces de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Bendoukha, 2008).

3.1 Les éléments de transition (V, Cr, Co, Ni)

Le vanadium varie de 169 et 279 ppm dans les basaltes du flanc sud du Djebel Fillaoucène, entre 185 et 290 ppm et entre 185 et 193.5 ppm dans les roches de Hadjra El Kahla et il oscille entre 210 et 224ppm dans les basaltes d'Ain Romana.

Dans les basaltes miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène, cet élément fluctue entre 176 et 184 ppm.

Le nickel varie entre 33 et 290 ppm dans les roches du flanc sud du Djebel Fillaoucène, entre 39 et 175 ppm dans celles de Hadjra El Kahla. Il passe de 62 à 71 ppm dans les coulées d'Ain Romana.

Il oscille entre 37 et 45 ppm dans les basaltes miocènes du volcan Benzema (flanc sud du Djebel Fillaoucène).

Le chrome varie entre 97 et 523 ppm dans les coulées du Djebel Fillaoucène, entre 115 et 303 ppm dans celles de Hadjra El Kahla.

Par contre il débute à partir de 110 et atteint une teneur de 130 ppm à Ain Romana, il montre une teneur comprise entre 180 et 210 ppm dans les basaltes miocènes et du flanc sud du Djebel Fillaoucène.

Le cobalt oscille entre 38 et 106 ppm dans les laves du Djebel Fillaoucène, entre 34 et 46ppm dans celles de Hadjra El Kahla, et varie entre 34 et 36 ppm dans les laves d'Ain Romana

3.2 Les alcalino-terreux (Ba, Rb et Sr)

Les variations des teneurs en rubidium sont très restreintes dans les roches du Flanc sud du Djebel Fillaoucène (22 à 52 ppm). Cet élément varie de 16 à 22 ppm à Hadjra El Kahla. Il fluctue entre 19.4 et 42 ppm à Ain Romana.

Le Strontium montre des valeurs comprises entre 555 et 802ppm dans les roches de Hadjra El Kahla par contre il révèle des teneurs moins élevées 720 à 760ppm dans les laves d'Ain Romana.

Dans les coulées miocènes du flanc sud de Djebel Fillaoucène, il atteint une teneur de 552 ppm.

Le baryum présente des teneurs très variables. Il oscille entre 234 et 986 ppm dans les laves du Djebel Fillaoucène, entre 570 et 637 ppm dans celles de Hadjra El Kahla et entre 650 et 675 ppm dans les coulées d'Ain Romana.

L'augmentation des concentrations en baryum en fonction de la silice et plus importante dans les roches de Hadjra El Kahla.

Cet élément se concentre essentiellement dans les feldspaths potassiques. Il tend à s'enrichir dans les laves de fin de cristallisation dans les basaltes.

3.3 Comportement des éléments majeurs en fonction $MgO/MgO+FeO$

Les diagrammes indiquant le comportement des éléments majeurs en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ sont portés dans (Fig. 33).

La silice atteint des teneurs élevées dans les coulées Plio-Quaternaire les plus évoluées de la Basse Tafna. En revanche au sein de ce même massif la coulée miocène montre un rapport élevé et une concentration faible en silice.

La chute du magnésium en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ est marquée par la cristallisation de l'olivine, celle du calcium par le fractionnement des minéraux ferromagnésiens, plus particulièrement le Clinopyroxene.

Les fortes teneurs en TiO_2 sont portées par les grains d'oxydes que nous retrouvons le plus souvent en interstices ou en inclusions dans les minéraux et qui témoigne leur précipitation.

Le sodium et l'aluminium, augmentent régulièrement depuis la coulée la plus ancienne jusqu'à la plus récente et ce dans l'ensemble des massifs. Ils sont guidés par la grande quantité de plagioclases présents en microlites ou en phénocristaux dans toutes les coulées.

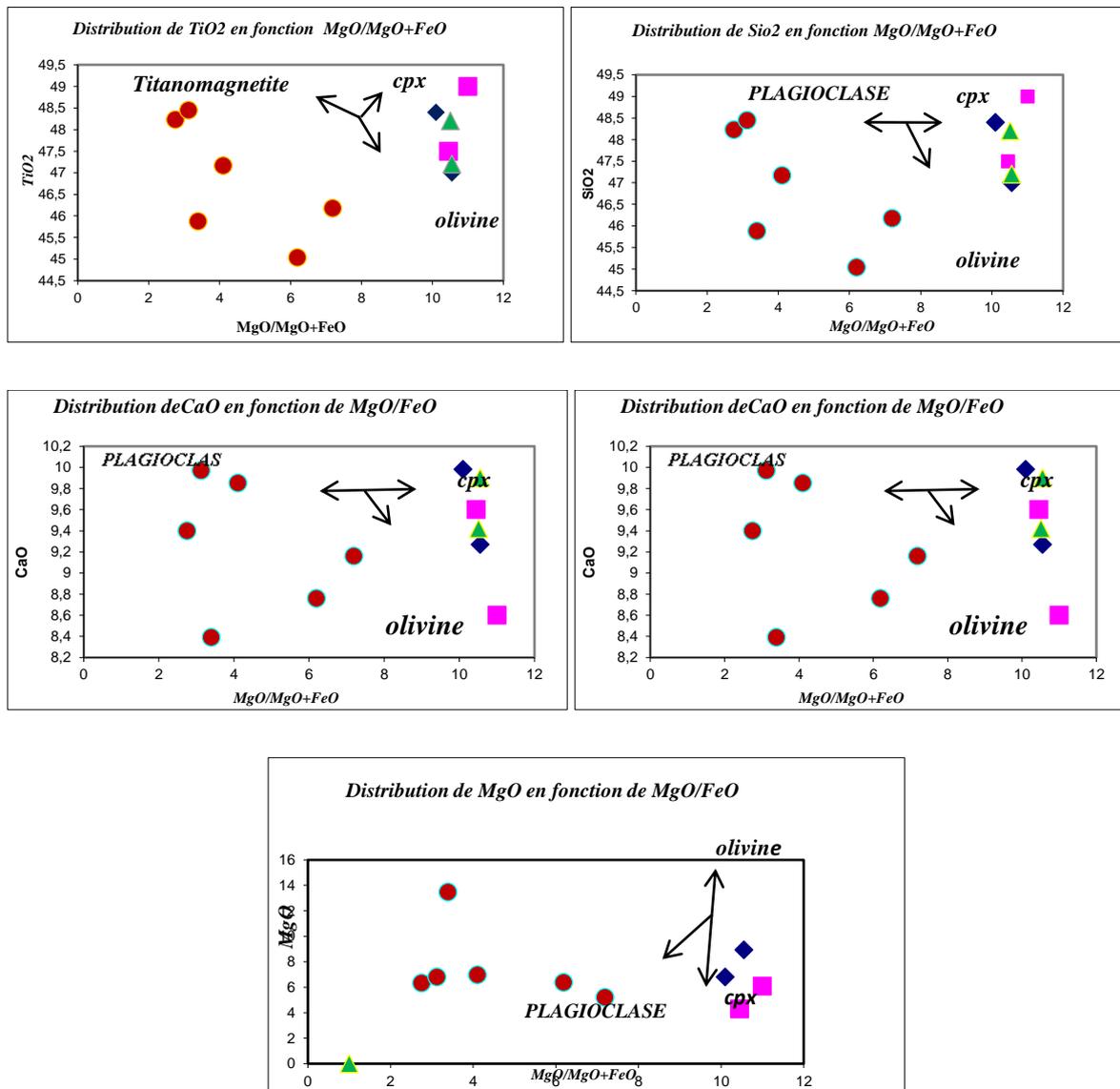


Fig. 33: Comportement des éléments majeurs en fonction de MgO/MgO+FeO des laves Mio-Plio-Quaternaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)

3.4 Comportement des éléments majeurs en fonction SiO₂ :

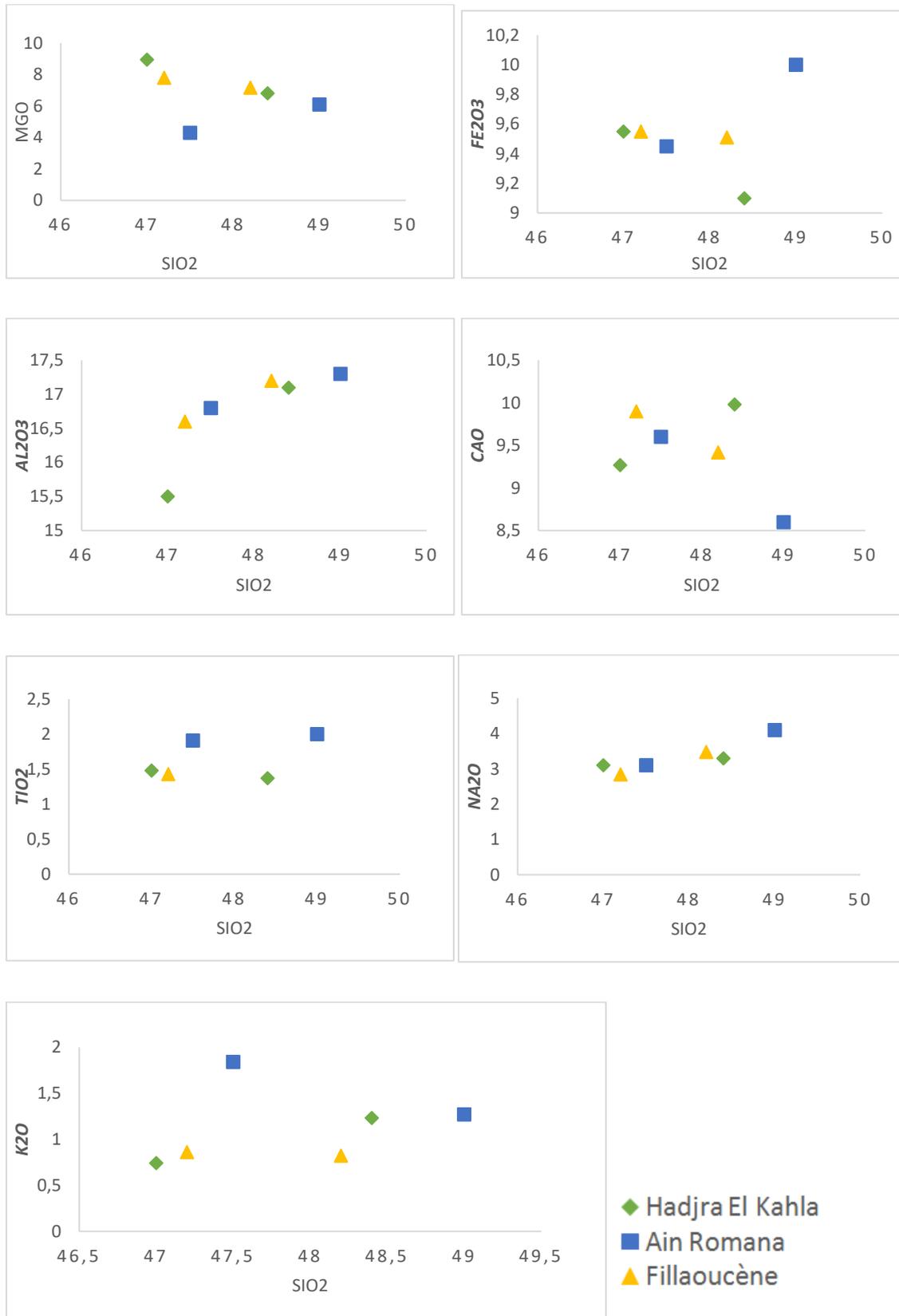


Fig. 34 : Comportement des éléments majeurs en fonction de sio2 de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna (in Megartsi 1985 et Louni 2002)

3.5 Comportement des éléments en traces en fonction $MgO/MgO+FeO$:

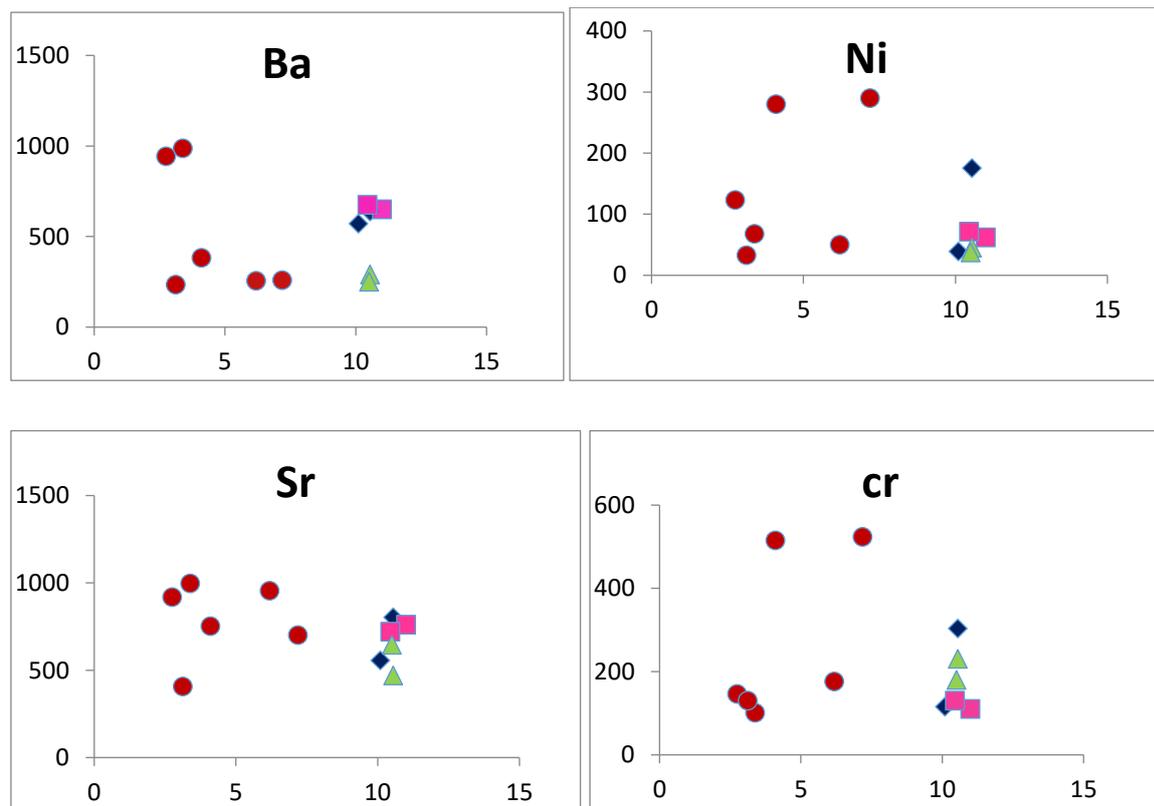
Le nickel diminue très nettement dans les coulées les plus différenciées (**Fig. 35**) II confirme la cristallisation de l'olivine.

Les fortes teneurs sont portées par l'olivine des coulées les moins différenciées plus particulièrement celles rejetées par les centres d'émission du flanc sud du Djebel Fillaoucène, de Hadjra El Kahla et Ain Romana.

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

La diminution du vanadium et du cuivre, dans les termes les plus évolués, indique la précipitation des minéraux opaques.

Enfin, les corrélations positives indiquées par le baryum et le strontium montrent le non précipitation des plagioclases.



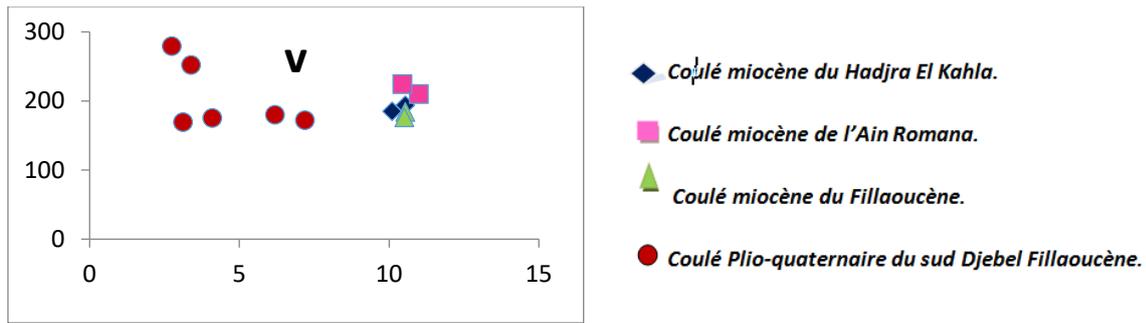
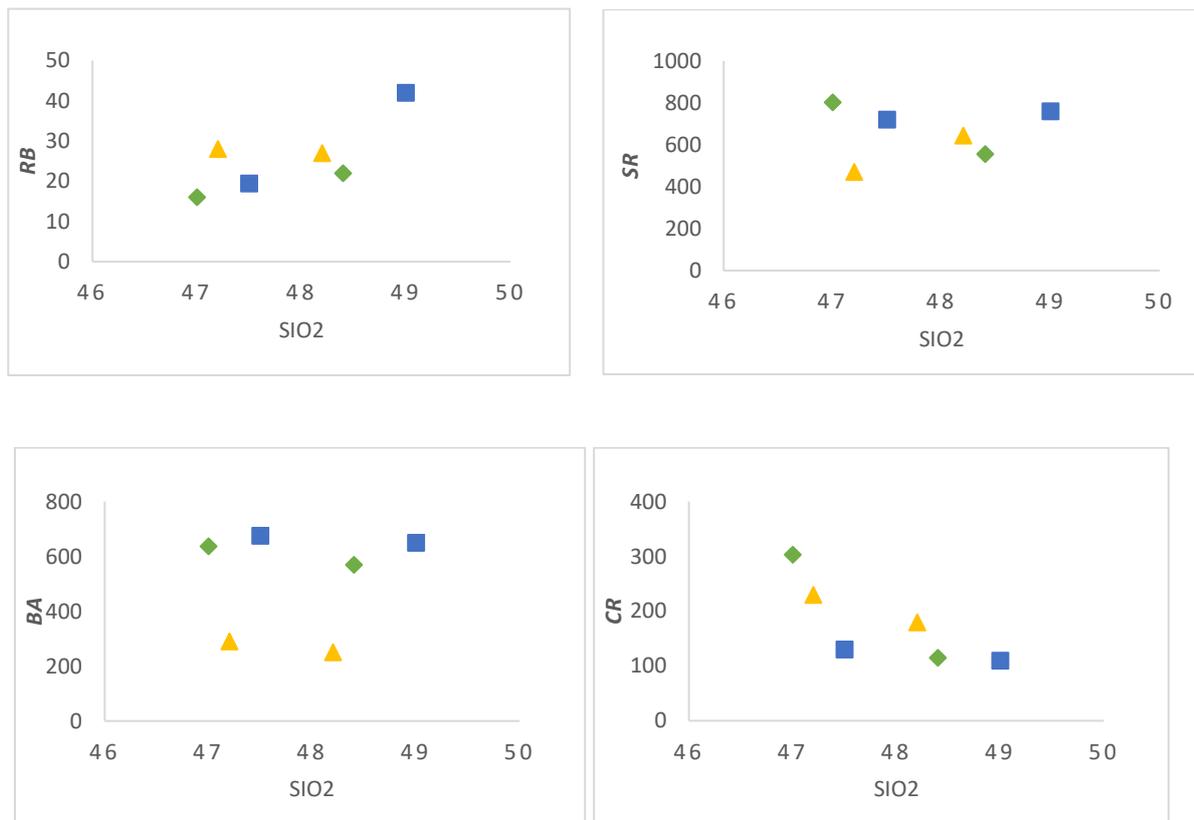


Fig. 35 : Comportement des éléments en traces en fonction de $MgO/(MgO+FeO)$ des laves Mio-Plio-quaternaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)

3.6 Comportement des éléments en traces en fonction SiO_2



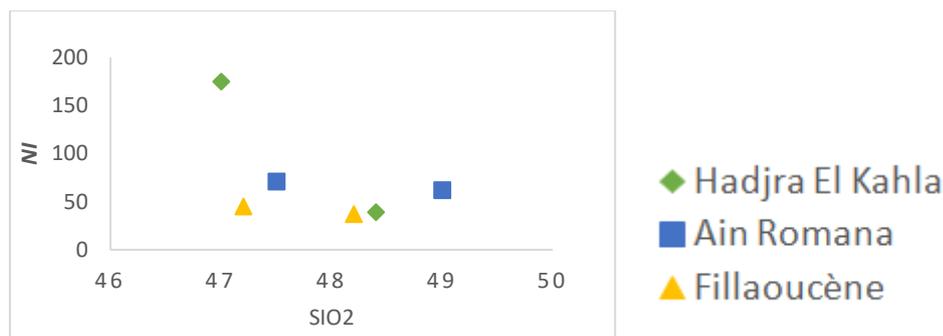


Fig. 36: Comportement des éléments en traces en fonction SiO₂ des laves Mio-Plio-quadernaires de la Moyenne Tafna (rive droite et la rive gauche). (Megartsi, 1985, Louni, 2002 et Bendoukha, 2008)

3.7 Les terres rares :

Les données de terres rares utilisées dans cette étude proviennent d'une sélection d'analyses des travaux de Bendoukha (,2008), Coulon et al. (2002) pour la plupart des basaltes Mio-Plio-quadernaires de la Moyenne Tafna.

Elles vont nous permettre une meilleure caractérisation des propriétés géochimiques des laves néogènes de la Moyenne Tafna

Parmi ces éléments dosés, nous discuterons principalement le comportement des éléments incompatibles (terres rares, LILE et HFSE). Globalement, les roches volcaniques des massifs n'étudiés sont enrichies en terres rares.

Les courbes multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et Mc Donough, 1989).

(**Fig. 37, Fig. 38**) mettent en évidence les effets dus au fractionnement de certains minéraux sur la distribution de ces éléments.

Les éléments étant classés par ordre de degré d'incompatibilité croissant de gauche à droite, le fractionnant est plus important au niveau des éléments les plus incompatibles.

Les concentrations en terres rares légères sont en effet de 21 à 120 fois supérieures à celles des chondrites (McDonough et Sun, 1995 pour les roches Plio-Quadernaire du Djebel Fillaoucène.

D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves de la Moyenne Tafna sont de type 'enrichis en LREE

Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes ($La/Sm_N : 2 - 7,46$); ($La/Yb_N : 5,36 - 70,26$) et ($Sm/Yb_N : 2,57 - 13,47$) (Bendoukha, 2008).

La distribution des terres rares révèle des teneurs faibles du djebel Fillaoucène. Par contre elles deviennent plus élevée dans le secteur d'Ain Romana et atteignent des concentrations moyennement élevée à Hadjra El Kahla.

L'interprétation de l'allure de ces spectres ne permet pas de distinguer clairement une différence entre les laves basaltiques miocène des secteurs de la Moyenne Tafna.

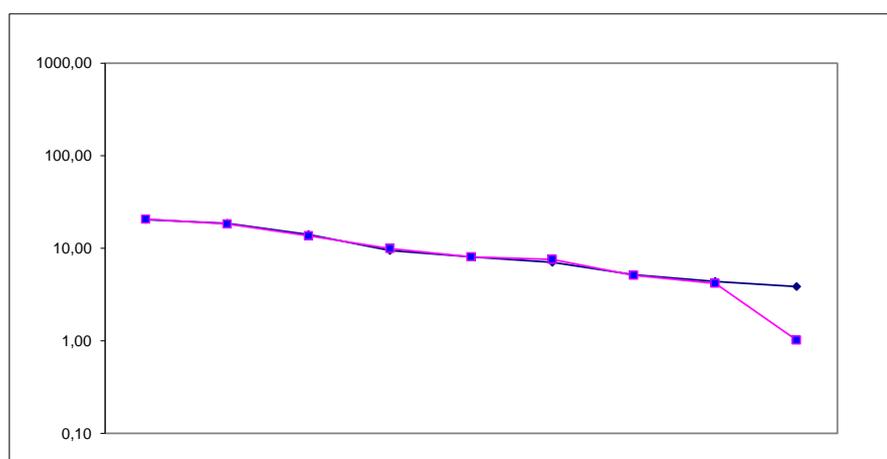


Fig. 37: Spectres de terres rares des laves miocènes de la rive droite et gauche de la Moyenne Tafna

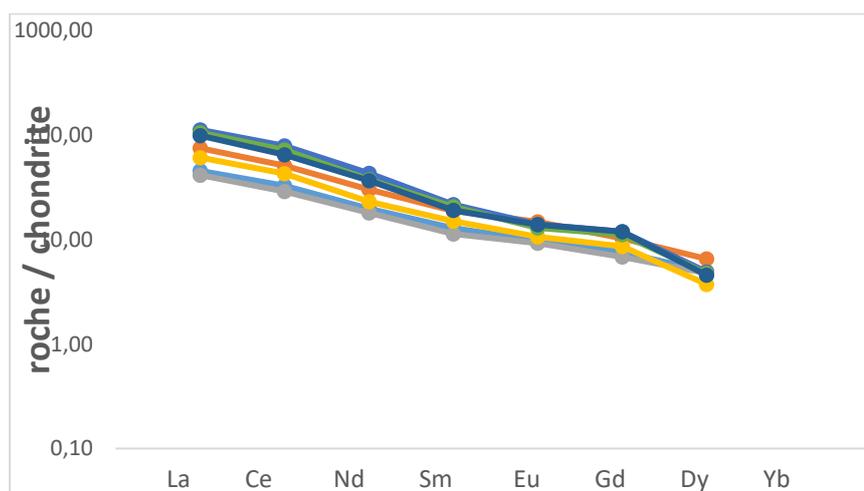


Fig. 38 : Spectres de terres rares des laves Plio-Quaternaire de la rive droite et la rive gauche la Moyenne Tafna.

4 Conclusion

Dans la Moyenne Tafna, la teneur en silice augmente nettement dans les coulées les plus différenciées.

La distribution des alcalins en fonction de SiO_2 de l'ensemble des laves Mio-Plio-quatérnaires de la Moyenne Tafna révèle dans le diagramme Kuno (1986), une série sodique différenciée

. Cette différenciation résulte en grande partie de processus de cristallisation fractionnée d'une série alcaline sodique des laves Plio-Quatérnaire.

La chute du magnésium est marquée par la cristallisation de l'olivine, celle du calcium par le fractionnement des minéraux ferromagnésiens, notamment le Clinopyroxene.

La courbe indiquée par le titane ainsi que la corrélation négative révélée par le fer, suggèrent la précipitation des opaques.

Dans les coulées Plio-Quatérnaire, le sodium et l'aluminium et le potassium, augmentent régulièrement depuis la coulée la plus ancienne jusqu'à la plus récente et ce dans l'ensemble des **secteurs** de la Moyenne Tafna.

Ces trois éléments sont guidés par la grande quantité de plagioclases présents en microlites ou en phénocristaux dans toutes les laves basaltiques des deux rives de la Moyenne Tafna.

La distribution des éléments en traces dans les roches basaltiques la Moyenne révèle une nette évolution de leur chimisme.

- Le nickel diminue très nettement dans les coulées sommitales et révèle la cristallisation de l'olivine.
- Les teneurs en chrome et en cobalt chutent nettement dans les termes les plus différenciés. Les corrélations négatives obtenues pour ces deux éléments confirment le fractionnement du Clinopyroxene.
- La diminution du vanadium, dans les termes les plus évolués indique la précipitation des minéraux opaques.
- Enfin les corrélations positives indiquées par le baryum et le strontium montrent la non précipitation des plagioclases dans toutes les laves.
- Les teneurs en baryum et strontium révèlent une corrélation positive. Ils augmentent dans les termes les plus différenciés. Ils présentent le même comportement que l'aluminium et le sodium et précisent la non précipitation du plagioclase.

En revanche les coulées miocènes ne semblent pas montrer une évolution de l'aluminium et le sodium en raison de leur des faibles quantités de plagioclase qu'elles renferment.

Le rubidium, ne semble pas montrer de corrélation même au sein d'un même massif et n'indique aucun trend d'évolution.

En définitive, au niveau de chaque massif nous avons constaté que les teneurs en Nickel, Vanadium, Chrome décroissent progressivement depuis les coulées les plus anciennes aux plus récentes.

Parallèlement, le baryum, et le strontium augmentent nettement dans les termes les plus différenciés du Plio-Quaternaire du flanc Sud de Djebel Fillaoucène.

En revanche les coulées miocènes du flanc sud du Djebel Fillaoucène et de la rive droite de la Moyenne Tafna renferment peu de baryum et de strontium ce qui confirme leur pauvreté en plagioclase et une richesse en chrome qui se traduit par leur richesse en pyroxène.

Le comportement des éléments majeurs et traces dans les laves basaltiques de la Moyenne Tafna en fonction du rapport $MgO/MgO+FeO$ révèle une série sodique différenciée.

La différenciation de cette série pourrait être en grande partie guidée par un processus de cristallisation fractionnée.

Globalement, les roches volcaniques étudiées sont enrichies en terres rares. Leurs concentrations en terres rares légères sont en effet de 21 à 120 fois supérieures à celles des chondrites (McDonough et Sun, 1995).

- D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves la Moyenne Tafna. Sont de type 'enrichissent LREE'. Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes
- Les concentrations en terre rares ainsi que la forme des spectres révèlent en revanche un caractère transitionnel pour les basaltes miocènes provenant de la rive droite de la Moyenne Tafna et du flanc sud du Djebel Fillaoucène.
- Le parallélisme des spectres des terres rares obtenu dans les coulées Plio-Quaternaire montre un cogénitisme entre l'ensemble des laves alcalines de flanc sud du Djebel Fillaoucène.



CONCLUSION GENERAL

Conclusion générale

La Moyenne Tafna a connu plusieurs éruptions volcaniques qui se sont manifestées au cours du Mio-Plio-Quaternaire (**FIG .39**).

La rive droite connue par ses deux massifs (Hadjra El-Kahla et Ain Romana) a révélé une coulée dacitique et basaltique. En revanche, les centres d'émissions de la rive gauche ont émis une grande quantité de laves basaltiques qui se sont épanchées sur une grande superficie pour dessiner de véritables plateaux basaltiques.

L'étude pétrographique a révélée dans les dacites une composition minéralogique constituée essentiellement : **Opx, Cpx, Plagioclases et verre volcanique**).

Les coulées basaltiques d'âges miocène sont reconnues par leur texture doléritique (Bendoukha 2008), et la richesse en Olivine, Cpx, Feldspath, et oxydes opaques. Le reste de la roche est occupée par du verre volcanique.

L'activité volcanique de la Moyenne Tafna se caractérise par un changement de type de dynamisme. Ces émissions se sont effectuées à des âges variés à la faveur de deux types de dynamisme : effusif, strombolien.

Les éruptions effusives datées du Miocène se sont produites uniquement dans le Flanc sud de Djebel Fillaoucène et le massif volcanique d'Ain Romana.

Les éruptions stromboliennes se sont déroulées au Plio-Quaternaire dans le Flanc sud de Djebel Fillaoucène, dans le secteur d'Ain Romana et celui de Hadjra El-Kahla.

L'arrivée en surface des produits volcaniques de la Moyenne Tafna revient à des mouvements compressifs qui se sont déroulés au Miocène inférieur et moyen.

Ces derniers ont favorisés par la suite la remontée des dacites (Hadjra El-Kahla et Ain Romana), et les coulées transitionnelles dans les deux rives.

La distension qui s'est développée au Plio-Quaternaire après l'installation du niveau conglomératique rougeâtre a permis la remontée des coulées basaltiques alcalines dans le Flanc sud du Djebel Fillaoucène, Hadjra El-Kahla et Ain Romana.

La libération d'énergie se fait par rupture le long d'une faille, généralement préexistante. Plus exemple rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par).

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

Le mouvement des roches près du foyer engendre des vibrations élastiques qui se propagent, sous la forme de paquets d'ondes sismiques, autour et au travers du globe terrestre.

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface

Le dégagement de chaleur se fait par frottement, jusqu'à fondre les roches le long de la faille (pseudotachylites).

Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes.

La distribution des alcalins en fonction de SiO_2 de l'ensemble des laves Mio-Plio-quadernaires de la Moyenne Tafna révèle dans le diagramme Kuno (1986), une série sodique différenciée

Cette différenciation résulte en grande partie de processus de cristallisation fractionnée d'une série alcaline sodique des laves Plio-Quaternaire.

Le comportement des éléments majeurs et traces dans les laves basaltiques de la Moyenne Tafna en fonction du rapport $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ révèle une série sodique différenciée.

La différenciation de cette série pourrait être en grande partie guidée par un processus de cristallisation fractionnée.

Concentrations en terres rares légères sont en effet de 21 à 120 fois supérieures à celles des chondrites (McDonough et Sun, 1995).

- D'une manière générale, les spectres de terres rares des laves la Moyenne Tafna. Sont de type 'enrichis en LREE'. Ils sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes
- Les concentrations en terre rares ainsi que la forme des spectres révèlent en revanche un caractère transitionnel pour les basaltes miocènes provenant de la rive droite de la Moyenne Tafna et du flanc sud du Djebel Fillaoucène.
- Les spectres des terres rares pour les coulées miocènes révèlent un parallélisme cela traduit l'arrivée des magmas basaltiques d'âge miocène pour la rive gauche et la rive droite de la Moyenne Tafna qui sont issus d'une source profonde de type enrichie
- Le parallélisme des spectres des terres rares obtenu dans les coulées Plio-Quaternaire montre un cogénitisme entre l'ensemble des laves alcalines de flanc sud du Djebel Fillaoucène, Hadjra el Kahla et Ain Romana

La néotectonique régionale post-collisionnelle associée à des environnements paléogéographiques particuliers, au cours du Mio-Plio-quatenaire, semble avoir joué un rôle essentiel dans les conditions de mise en place des émissions volcaniques d'Oranie. (Bendoukha 2008).

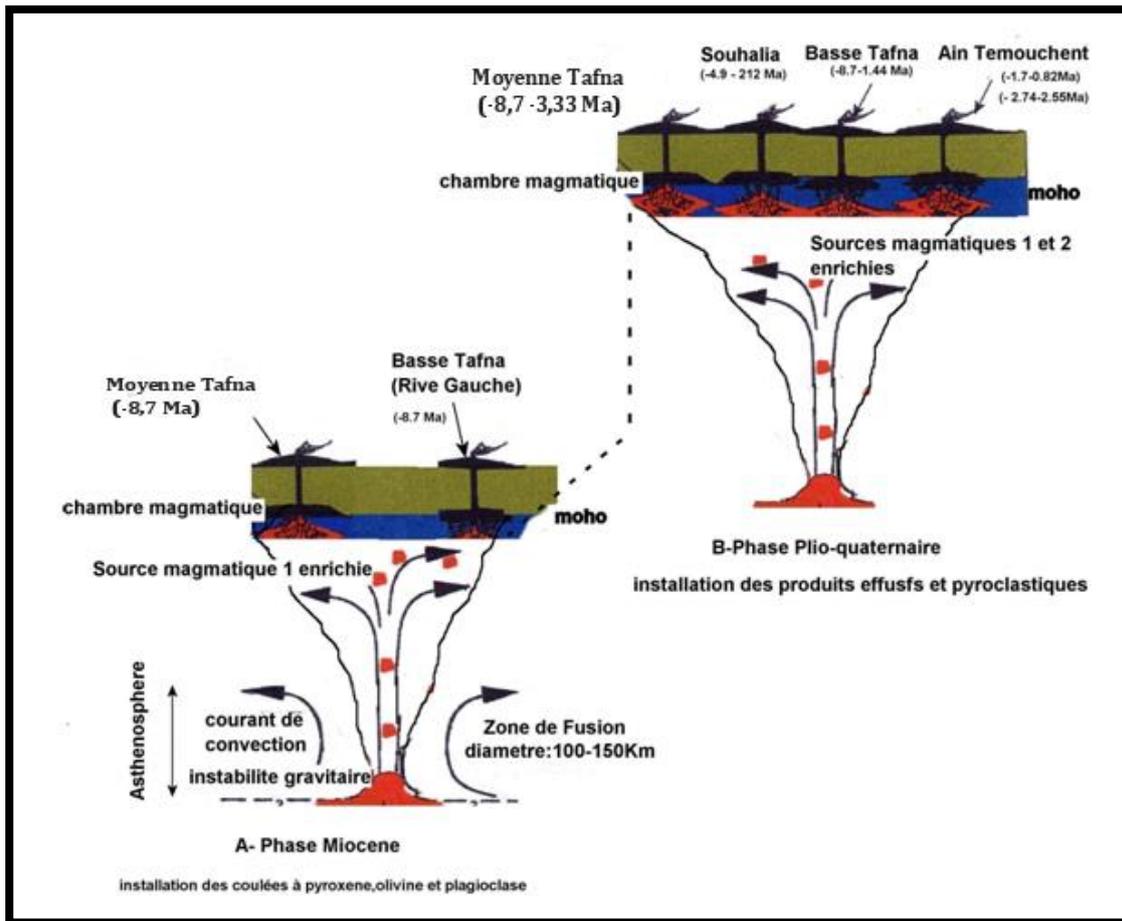


Fig. 39 : Schéma illustrant la dynamique de remonté et la source de magma basaltique servant a alimenté la chambre magmatique Mio-Plio-Quaténaire de la Moyenne Tafna.



ANNEXE

➤ Les principales étapes suivis pour la confection de lames minces :

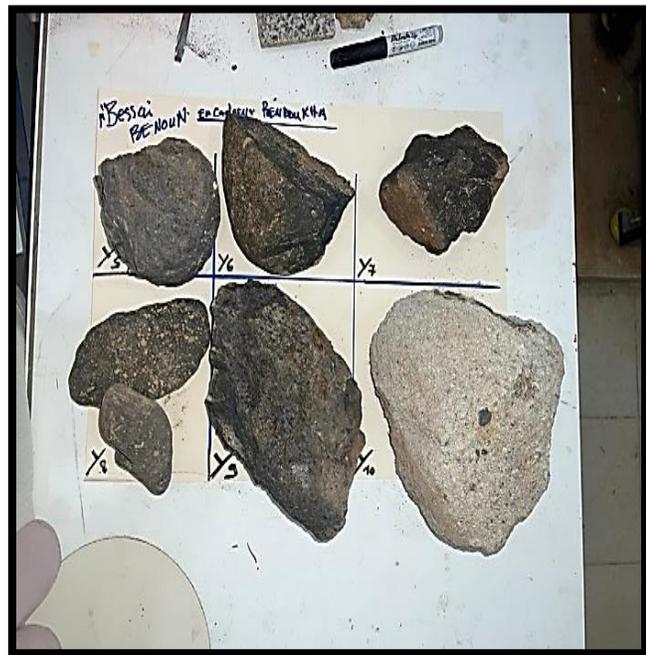


Fig : Récupération de l'échantillon

Fig : Réalisation de sucre pour lame mince



Fig: Polissage du sucre avec l'abrasif grossier



Fig: confirmation de la planéité

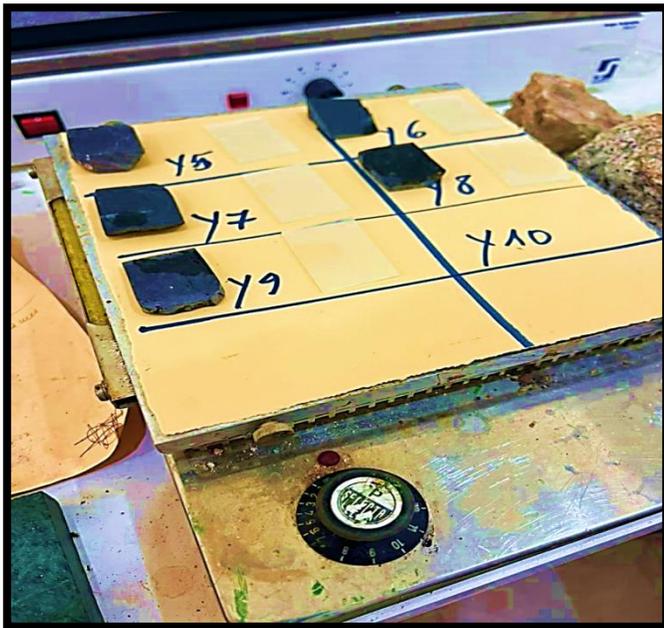
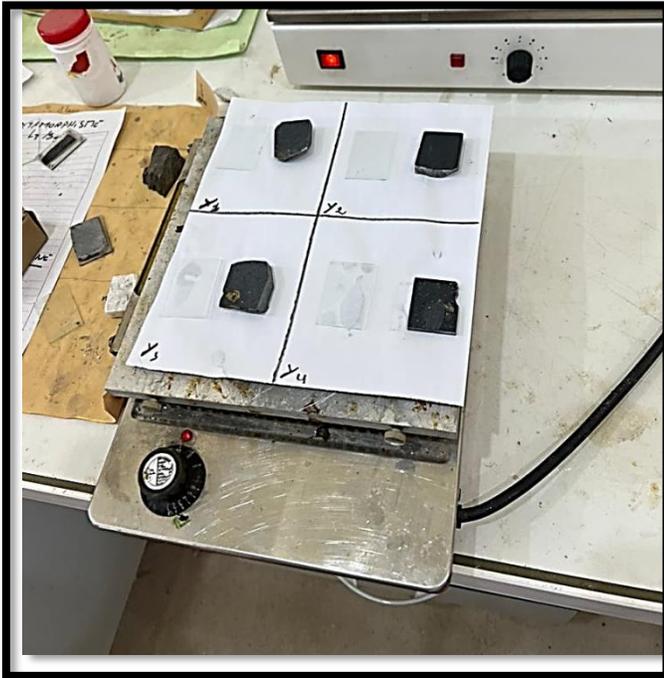


Fig : Séchage du sucre et la lame de verre après polissage

Fig : Collage du sucre sur la lame de verre



Fig : Passage de la lame dans rectifieuse



Fig : Amener la lame mince à la bonne épaisseur grâce à la rectifieuse



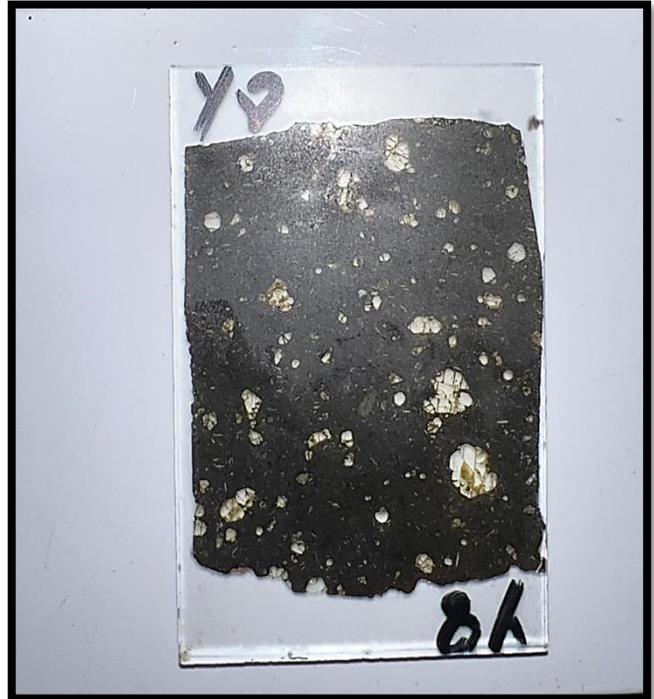
Finalisation du polissage de la lame



Vérification de la netteté de la lame



.Nettoyage de la lame de la colle restante avec l'acétone

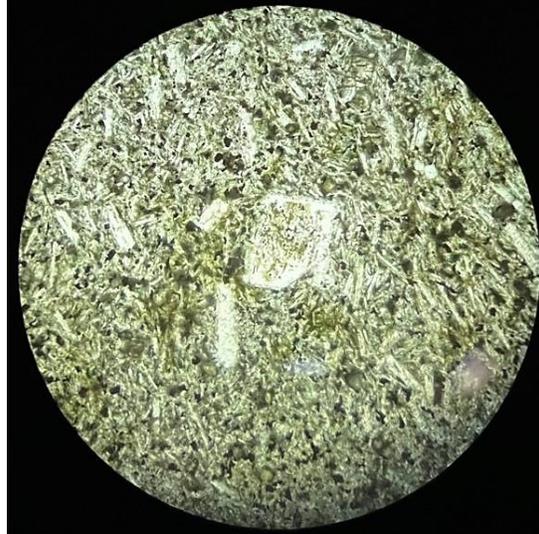


La lame prête a être étudié

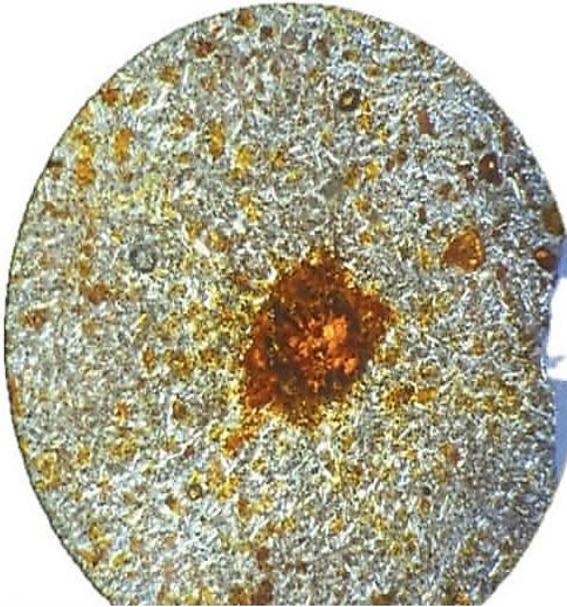
Les principales phases minérales des roches volcaniques de la Moyenne Tafna



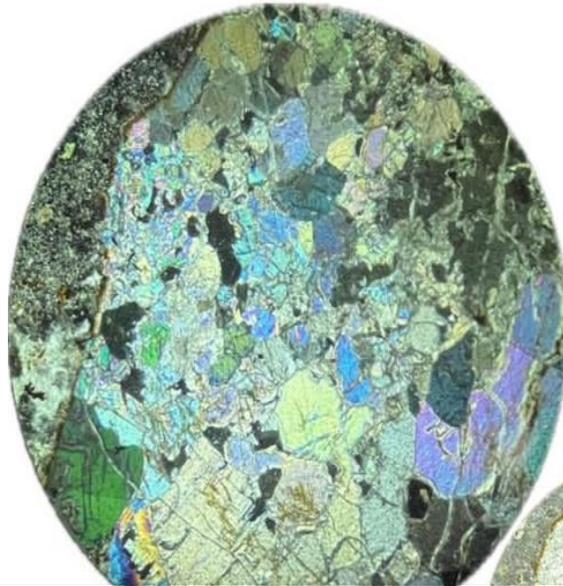
Coulée de basalte a cpx en LP Grossissement 5 x/ 0.12).



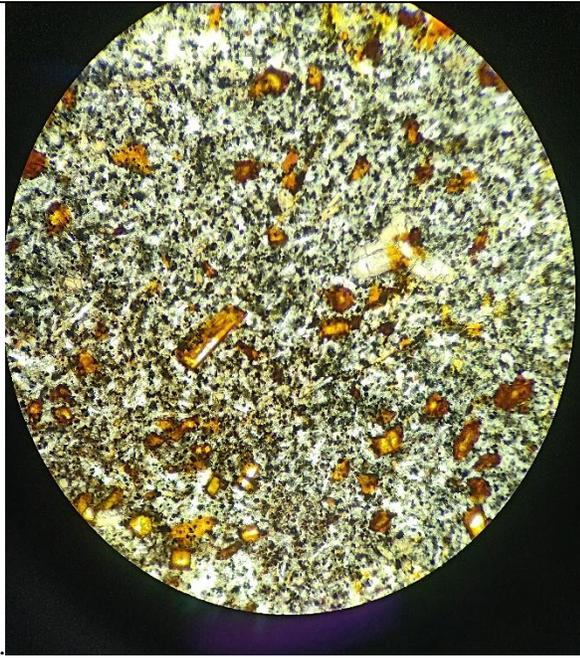
Coulée de Basalte a Clinopyroxene en LN
Grossissement 5 x/ 0.12)



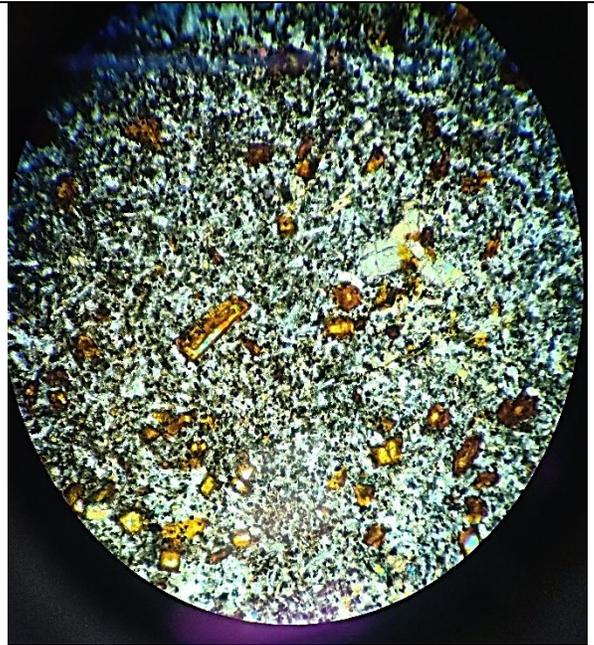
Coulée de Basalte a olivine altérer (phénocrystal
d'iddingsite) texture microlitique légèrement
porphyrique Grossissement 5 x/ 0.12)



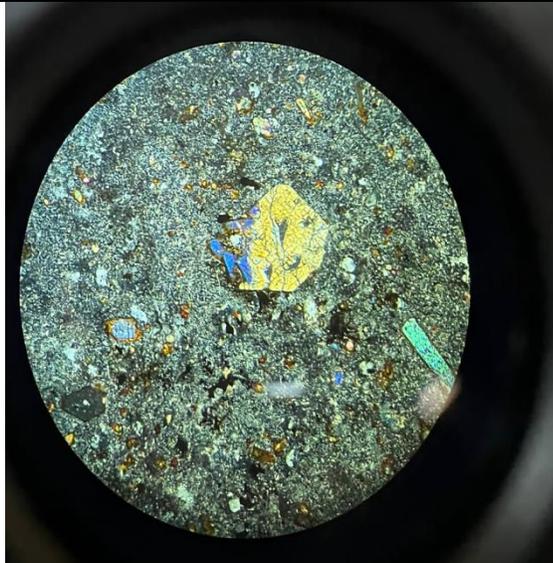
Enclave de péridotite de type lherzolite en LP
(Grossissement 5 x/ 0.12)



Coulées de basalte a olivine altéré (iddingsite) en LN
(Grossissement 5 x/ 0.12) .



24 : Texture microlitique légèrement porphyrique en LP(Grossissement 5 x/ 0.12).



Coulée de basalte a cpx frais en LP
Grossissement 5 x/ 0.12)



Coulée de basalte a olivine de texture microlitique en LN Grossissement 5 x/ 0.12

Quelque figure de terrain



Fig : le flanc sud de Djebel Fillaoucène (Bendoukha , Benouna et Bessai 2024)



Fig : niveau conglomératique rougeâtre (Bendoukha , Benouna et Bessai 2024)



Fig : les cinérites de Djebel Fillaoucène (Bendoukha , Benouna et Bessai 2024)

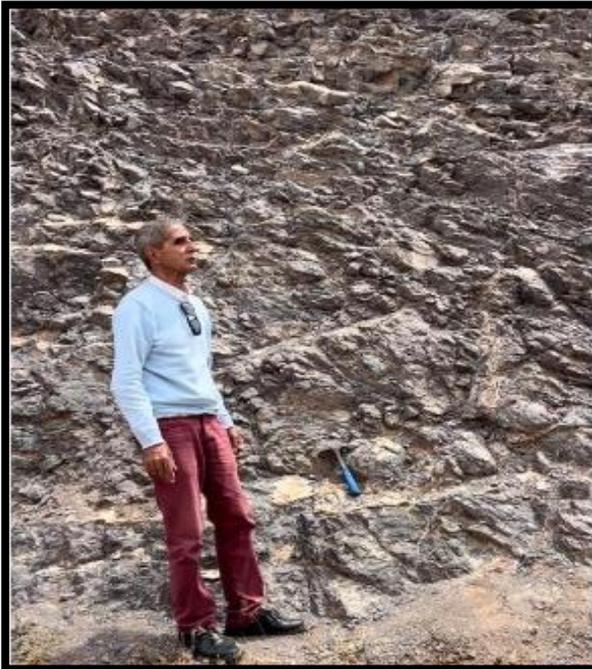


Fig : centre d'émission érodé (Bendoukha , Benouna et Bessai 2024)



Photos 1 :Coulée miocène (rive gauche de la Basse Tafna)



REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

Références Bibliographiques

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

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

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

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

Arculus R.J., Ferguson J., Chappell B.W., Smith D., Mac Culloch M.T., Jackson I., Hensel H.D., Taylor S.R., Kruston J., and Gust D.A., (1987). Trace element and isotopic characteristics of eclogites and other xenoliths derived from the lower continental crust of southeastern Colorado Plateau, USA. In : *DC Smith (Ed), pp.335-386.*

Auboin, J., & Durand Delga, M., (1971). Méditerranée (Aire). *Ibid. 1st and 2nd ed., 1023-1030.*

Auzende, J-M., Bonin, J., Olivet, J-L., (1973). The origin of the Western Mediterranean basin, *J. Geol. Soc. London, 129, pp.607-620.*

Babkine (1968). Les caractères particuliers du volcanisme au nord de Montpellier : l'absarokite du Pouget ; la ferri-salite sodique de Grabels « *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., vol. 91, pp.141-150.*

Barberi F., Bizouard H. and Varet J., (1971). Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkaline and transitional magmas. *Contrib. Mineral.Petrol., 33: 93-107.*

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

Beccaluva L., Brotzu P., Macciotta G., Morbidelli L., Serri and Traversa G. (1989).

Coenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area. In Boriani, A, Bonafede, M., Piccardo, G.B., Vai, G.B., (Eds), the Lithosphere in Italy. Advance in *Earth Science Research, Attidei Convegni Lincei*, 80, 229-24

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

Belanteur, O. , Louni-Hacini, A., Bellon, H., Cotten, J.,Coutelle, A., Fourcade, S., Maury, R.C., Megartsi, M., Ouabadi, A., & Semroud, B., (1998). Le volcanisme littoral d'Algérie : Nouvelles données chronologiques et géochimiques.*Rapp. 35^{ième} Cong. CIESM, vol. 35, t. 1, 50-51.*

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

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

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

Bellon, H., Quoc, N., Chaumont, J., and Philipet, J.C., (1981). Implantation ionique d'Argon dans une cible support : application au traçage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et le sroches. *C.R. Acad Sci. Paris, 292, 977-980.*

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

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

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

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

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

Benito, R., Lopez-Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblás, M., Oyarzu, R., and Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotopic constraints on source and crustal contamination in the high-K cal-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46, 773-802.

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

Bernard –Griffiths, J., Fourcade, S., Dupuy, C., (1991). Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Marocco): crustal contamination process and source characteristics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 190-199.

Bernard –Griffiths, J., Gruau, G., Cornen, G., Azambre, B., Macé, J., (1997). Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and

geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde complexes, *J. Petrol.* 38 115-132.

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

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, C., (1978). Structure and evolution of the Mediterranean basins, In: Hsu, K.J., Montadert, L., et al., Init.Rep. DSDP, 42. - *US.GOV. Print off., Washington D.C., 951-984.*

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

Bossière, G., (1980). Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomilonitisation. Etude pétrographique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie)

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

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

Bout.P., (1972), « Problèmes du volcanisme », *extrait de la Revue d’Auvergne, t. 86 N° 1, P. 53-79.*

Bout.P.,(1975), « Les maars, Critique d’opinion récentes », *Bull. Assoc. Géogr. Franç., N° 42, P. 167-174.*

Buddington, A.F., & Lindsey, D.H., & Joron J.L., (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5: 310-357.

Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J.L., (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implication. *Earth Planet.Sci. Lett.* 68,297-308.

Cabanis, B., and Lecolle, M.,(1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale.*C. R. Acad. Sci. Série II, 309, 2023-2029.*

Cabanis, B., Cocherné, J-J., Vellutini, P ; J., Joron, J.l., Teuil, M., (1990). Post collisional Permian volcanism in north western Corsica : an asseement based on mineralogy and trace-element geochemistry, *J. Volcanol. Geoth. Res.* 44, 51-67.

Cameron, M., Papike, J.J., (1980). Amphibole crystal chemistry: a review; *Fortschr,* 57: 28-67.

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

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

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., and Sabadini, R., (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci., Lett,* 160, 651-665.

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

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

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

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

Conquere.F., Girod.M., (1968), « contribution à l'étude des paragenèses précoces des basaltes alcalins : les spinelles du volcan de l'oued Teorte (Massif de l'Atakor, sahara algerien) », *Contr. Mineral. And Petrol, 20, P. 1-29*

Coulon, C., (1977). Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'Etat, Université Marseille, 385 pp.

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

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

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

Coutelle, A., (1984). Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogène berbère. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 25, 119-125.*

Davis, J., and Hawkesworth, C., 1993. The petrogenesis of 30920 Ma basic and intermediate volcanics from the Mogollon – Datil Volcanic Field, New Mexico, USA. *Contrib. Mineral. Petrol., 115, 165-183*

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

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

Defant, M.J., Maury, R.C., Joron, J.L., Feigenson, M.D., Leterrier, J., Bellon, H., Jacques, D., and Richard, M., (1990). The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (The Philippine and Taiwan). *Tectonophysics*, 183, 187-205.

Defant, M.J., Maury, R.C., Ripley, E.M., Feigenson, M.D., Jacques, D. (1991b). An example of island-arc petrogenesis: Geochemistry and petrology of the southern Luzon Arc, Philippine. *J. Petrol.*, 32, 455-500.

Defant, M.J., Richardson, M., De Boer, J.Z., R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D., and Jackson, T.E., (1991c). Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex. *J. Petrol.*, 32, 1101-1142.

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

Drummond, M.S. and Defant, M.J. (1990). A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, (B13), 21,503-21,521.

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

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

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

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

El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H., Gundogdu, N., (1998). Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos, 45,523-543.*

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.*

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

Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., Fisk, M.R., (1994). High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas. *Chem. Geology, 117, 107-125.*

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., (1990). Coeval calc-alkaline metaluminous and peraluminous cordierite-bearing granitoids of Miocene age in Northern Algéria: sources and geodynamic significance. *Abstract IVth Int. Conf. On Granites, Clermont-Ferrand, p.146.*

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., (1999).The origin and geodynamic significance of the alpine cordierite –bearing granitoïds of northern Algeria. *A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study, Lithos*

Frizon de Lamotte, D., Andieux, J., and Guezou J.C.,(1991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'arc bético-rifain, discussions sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162, 611-626.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar B., Bracène R., (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 4: 740-761

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

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

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

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

Graviou, P., (1984). Pétrogenèse des magmas calco-alkalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégoroise (Massif Armoricain). *Thèse 3^{ème} cycle Univ., Rennes, 236p.*

Green, T.H., & Ringwood, A.E., (1968). Genesis of calc-alkaline igneous rocks suite. *Contrib., Miner., Petrol.*, 18, 105-162.

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

Gûlec, N., (1991). Crustal-mantle interaction In Western Turkey: implication from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanic. *Geol. Mag.*, 128, 417-435.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean *Tectonophysics*, 298, 259-269.

Guidotti, C.V., (1984). Micas in metamorphic rocks. In e. *Bayley (Eds), Micas (pp 357-456). Min. Soc. Am.*

Haggerty, S.E (1976). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: *Rumble D. III, Ed.*

Oxides minerals, Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. America, 3: 100 p.

Halloul, N., (1989). Géologie, pétrologie et géochimie du bimagmatisme Néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogods). Implications pétrogénétiques et interprétation géodynamique. *Thèse Univ. Clermont Ferrand, 203 p.*

Hammarstrom, J.M., Zen, E-An., (1986). Aluminium in hornblend: an empirical igneous geobarometer., *Am. Mineral., 71, 1297-1313.*

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

Harris, N., Kelly, S., and Okay, A., (1994). Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contrib. Mineral. Petrol., 117: 241-252.*

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

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

Heinken, G.H.,(1972), “Morphology and petrography of volcanic Ashes, *Geological Soc. Amer. Bull. 83, P.1961-1988.*

Helz, R.T., (1973). Phase relations of basalts in their melting range PH₂O=5 kbar as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol., 14 : 249-302.*

Heming,R.F.,(1979), « Undersaturated lavas from ambittle Island, Papua New Guinea », *Lithos, 12, P. 173-185.*

Heming, R.F., (1979), « De –anemal ous lavas from Rabauld Caldera, Papua New Guinea”, *Geochim. Cosmochim. , Acta*, 43, P. 1351-1355.

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

Hernandez, J., (1975). Sur le caractère shoshonitique des andésites du Gourougou, Rif oriental (Maroc). *C., Acad., Sc., Paris, t., 274 ser., D : 233-236.*

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

Hernandez, J., & Lepvrier, C., (1979). Le volcanisme calco-alkalin miocène de la région d’Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol., France, (7), t. XXI, 1: 73-86.*

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

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

Hoernle, K., Zhang, Y.S., and Graham, D., (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature, 374: 34*

Hole, M.J., (1990). Geochemical evolution of pliocene-Recent post-subduction alkaliic basalts from Seal Nunatacks, Antarc Peninsula. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 40: 149-167.*

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

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

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

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

Kuno, H., (1960). Petrology of the Hakone volcano and the adjacent areas : Japan. *Bull. Soc. Geol. Am., 61: 957-1020.*

Kushiro, L., (1969). Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressures. *Min. Soc. Am. Spec. Paper, 2: 179-191.*

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

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

Lapierre, H., Cabanis, B., (1985), « Caractérisation d’une série tholéitique d’arc d’âge Paléozoïque (Klamaths orientales –Nord de la Californie- U.S.A), à l’aide des clinopyroxènes et des éléments en traces » *Bull. Sco. Geol. Fran, 8, tomeI, P.541-552.*

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

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

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.

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

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

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., (1982), "The Colima volcanic complex, Mexico: II Ash and scoria-Fall Deposits from the Upper slopes of Volcan Colima", *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, P. 262-275.

Luhr J.F., Carmichael, I.S.E., (1985), "contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front on the Mexican volcanic Belt", *Geol. Int.*, 24-1, P. 203-216.

Maillard, A., and Mauffret, A., (1993). Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. France*, 164, 3: 365-383.

Mauduit, F., (1978). Le magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale et ses implications géotectoniques. *Intern. Cong.*

Maury, R.C., (1984). Les conséquences volcaniques de la subduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 : 489-500.

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

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

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

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

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

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

Monié, P., Montgny, R., and Maluski, H., (1992). Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l’Edough (Kabylie. Algérie). Données radiométriques ^{39}Ar - ^{40}Ar . *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5, 571-584.

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

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

Morimoto, M., Fabriès, J., Fergusson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F; A.,Zusmann, J., (1988). Nomenclature of pyroxènes. *Bull. Mineral.*, 111, 535-550.

Muhs D.r., (1985), « Amino acid age estimates of marine terraces and sea levels on San Nicolas Island », *California, Geology*, 13, P. 58-61.

Ouabadi, A., (1994). Pétrologie, géochimie, et origines des granitoïdes péralumineux à cordiérite (Cap Bouganroum, Beni-Touffout et Filfila). Algérie Nord Orientale. Thèse Université. Rennes. 257

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

Ringwood, A.E., (1990). Slab mantle interactions, III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, 82, 187-207.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., and Raoult, J.F., (1977). Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'oligo-Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5, 1171-1177.

Romeur, M., (1991). Séries magmatiques arc et arrière- arc de la Sonde : nature des sources impliquées (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-Pb). *Thèse Univ., Brest*, 418 p.

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

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

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

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

- Semroud, B., (1981).** Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Bejaïa-Amizour. *Thèse Doc. D'état, USTHB, Alger, 267p.*
- Semroud, B., Ouabadi, A., & Belanteur, O., (1992).** Les granitoïdes associés à la chaîne alpine en Algérie du Nord. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Vol, 3 n° 1, 4-8.*
- Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotton, J. Fourcade, S., Fabriès, J., and Gravelle, M., (1994).** Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaïa – Amizour (Algérie du Nord). *C.R. Acad Sci. Paris, 319, 95-102.*
- Shaw, D.M., (1970).** Trace element fractionation during anatexis. *Geochim., Cosmochim., Acta. 34: 237-243.*
- Steiger, R.H., and Jäger, E., (1977).** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett. , 36, 359-362.*
- Tatsumi, Y. Murasaki, M., Arsadi, E.M. and Susumu, N., (1991).** Geochemistry of quaternary lavas from the Sulawesi: transfer of subduction into the mantle wedge. In: *Proceedings of the Silver Jubilee Symposium on the Dynamics of subduction and its Products, p 144-170.*
- Tatsumi, Y. Murasaki, M., Nohda, S., (1992).** Across-arc variation of lavas chemistry in the Izu-Bonin Arc: identification of subduction components. *J. Volcanol. Geotherm. Res. 49, 179-190.*
- Thomas, G., (1985).** Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. *Thèse d'état, Univ. De Pau, 594 p.*
- Thornton, C.P., & Tuttle, O.F., (1960).** Chemistry of igneous rocks, differentiation index. *Am.J. Sci., 258 : 664-684.*
- Treuil, M., Joron, J.L., (1979).** Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux /liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Mineral., 102: 402-409.*

Thy, P., (1991). High and low pressure phase equilibria of a mildly alkalic lava from 1965 Surtsey eruption: Experimental results. *Lithos*, 26: 223-243.

Varekamp, J.C., Luhr, J.F., Prestegard, K.L., (1984), “The 1982 eruptions of el Chichon volcano (Chiapas, Mexico): Character of the eruptions ash-fall deposits, and gasphase”, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23, P. 39-68.

Vidal, P., Dupuy, C., Maury, R., Richard, M., (1989). Mantle metasomatism above subduction zones: trace element and radiogenic isotope in xenoliths from Batan island (Philippines). *Geology*, 17: 1115-1118.

Vinx, R., Jung, D., (1977), “Pargasitic – Kaersulite amphibole from a basanitic diatreme at the Rosenberg, north of Kassel (North Germany)”, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, P. 135-142.

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

Wasuwanich, P., Wilbard, J.T., (1980), „ Model of basalt petrogenesis: Lower Keweenawan diabase dikes and middle Keweenawan Partage Lake lavas. Upper Michigan”. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, P. 395-406.

Wells, P.R.A., (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-140.

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

Wilson, M., Downes, H., (1991). Tertiary quaternary extension- related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, 32: 811-849.

Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.

Zeck, H.P., (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16.

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