



وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des sciences de la Terre et de l'Univers

Département Des science de la terre

MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en Sciences de la terre

Option : Géodynamique de la Terre et de la Lithosphère

ETUDE COMPARATIVE ENTRE LE VOLCANISME PALEOZOIQUE DE TIFRIT ET DU SAHEL D'ORAN D'AGE NEOGENE

Présenté par :

Mlle.Temimi Rayene Halima

Mlle.Boumaza Aya

Soutenu le : 30/06/2024

Devant la commission d'examen :

Mr Seddiki

professeur

Université d'Oran2

Président

Mr.Mohamed Mahmoudi

Maa

Université d'Oran2

Encadreur

Mme.Kared Ratiba

Mcb

Université d'Oran2

Examinatrice

Oran 2023/2024

Chapitre 1 : Généralités

1.1 : Présentation du sujet de mémoire de Master (GL), problématique et méthode d'étude :

Notre mémoire de fin d'étude de master de la spécialité GL Concerne la comparaison du volcanisme paléozoïque de Tifrit avec celui du sahel d'Oran d'âge cénozoïque, il s'agit d'une étude où nous allons présenter les caractéristiques pétrologiques, le mode de mise en place, le dynamisme et la chronologie. Parmi les problématiques évoquées à ces types de volcanisme intermédiaires ou l'existence des andésites, des dacites, des microdiorites, des microgranodiorites et des rhyolites sont présents, il est évident de concevoir un modèle d'arc volcanique observé actuellement sur le continent américain occidental et quelques îles au pourtour du pacifique ainsi que dans quelques localités de la méditerranée (chypre). Les investigations géologiques à Tifrit montrent un modèle magmatique calco-alcalin atypique différent des Andes compte tenu de l'absence des témoins d'arc volcanique qui sont les zonations et la métamorphisme haute pression, néanmoins la présence d'enclaves de type EMS favorise l'existence de mélange magmatique qui s'est déroulé lors de l'intrusion d'un magma basique d'origine profonde dans une chambre magmatique acide subcrustale, phénomène qui déclenche l'éruption. C'est le modèle largement admis par les chercheurs.

Les phénomènes déclencheurs de ce type de magmatisme sont encore en discussion durant les orogénèses connues en Algérie du nord et qui sont l'hercynien et l'alpin.

En faisant intervenir les études géologiques du Maroc oriental, il sera possible de concevoir une subduction au sahel d'Oran car les témoins d'arc qui sont les zonations existent et laissent supposer une subduction lors du raccourcissement Europe Afrique durant le cénozoïque. Le but de la présente étude est d'apporter des arguments d'ordre pétrographique, géochimique, dynamique permettant de donner une nomenclature aux faciès volcaniques rencontrés et de discuter l'application des modèles géodynamiques adéquats.

Méthodes d'étude :

La présente étude a commencé par une recherche bibliographique du sahel d'Oran et du rôle de Tifrit pour connaître la géologie, la structurologie et le géodynamisme.

La deuxième étape était la cartographie sur terrain (rôle de Tifrit) et la confection des lames minces sur des échantillons volcaniques et subvolcaniques représentatifs des localités de Tifrit et du sahel d'Oran.

La troisième étape était l'étude microscopique en lumière polarisée et naturelle afin de connaître la minéralogie et la texture des faciès pour la nomenclature et la comparaison.

La préparation microscopique spécifique consistant en la confection d'une section amincie d'un fragment de roche qui est dans notre recherche des roches volcaniques et hypovolcaniques, pour permettre à la lumière de traverser la plupart de ses minéraux qui ne sont pas translucides. La lame mince est généralement observée à l'aide d'un microscope pétrographique en lumière normale (lumière naturelle), en lumière réfléchie (pour les minéraux non transparents même dans une lame mince) ou en lumière polarisée, mais aussi avec divers instruments d'analyse fine comme le microscope électronique à balayage, la micro-sonde électronique ou l'analyseur en micro-fluorescence X. Cette préparation microscopique peut aussi être enregistrée à l'aide d'une photomicrographie.

La confection consiste à amincir un échantillon de roche, préalablement collé sur une plaque de verre, à une épaisseur de 20 à 30 micromètres (davantage pour les lames destinées à la micropaléontologie ou au format pédologique, de 2 à 12 μm pour une **lame ultra-mince**).

En pétrologie, ces préparations permettent de connaître la constitution minéralogique des roches, leur origine ou la modalité de leur formation (roche sédimentaire, roche magmatique, roche métamorphique). L'observation des lames minces au microscope équivaut ainsi à un voyage dans le temps qui donne aux scientifiques un moyen direct de découvrir les secrets des roches et de l'histoire de la Terre.

Les principales étapes de la confection des lames minces :

En prospection sur le terrain, on fractionne une roche avec un burin ou prélève une carotte avec une perceuse spéciale. Il transmet les échantillons de roches au laborantin qui réalise des lames sont :

- 1) La confection d'un talon de roche (d'un gabarit généralement de 3 cm sur 4 cm pour quelques mm d'épaisseur, ou d'un « sucre » de taille moindre) à l'aide d'une scie à lame diamantée :
- 2) Le surfaçage et la rectification d'une des faces du talon : polissage par une meule ou un lapidaire, puis rodage par une rodeuse à l'aide d'une poudre abrasive (silicate d'alumine) ;
- 3) Le collage de l'échantillon sur une lame porte-objet (plaque en verre de microscope, généralement de dimensions 30 mm sur 45 pour une épaisseur d'1,5 mm au moyen d'une résine synthétique ou d'un baume du Canada :
- 4) L'arasage du talon à l'aide d'une scie diamantée (l'échantillon atteint une épaisseur de 100 à 200 μm) puis rodages successifs à la poudre abrasive jusqu'à obtenir une épaisseur finale de 20 à 30 μm .

5) Le nettoyage et le séchage de la lame mince et, en règle générale, collage au-dessus d'une lamelle de verre pour protéger la fine section.

« Il est possible de confectionner des lames minces artisanalement sans outillage spécial à partir d'éclats obtenus au marteau, ou par serrage dans un étau, et par amincissement et polissage à l'émeri sur une plaque de verre »

Les étapes suivantes étaient l'étude géochimique consultée en bibliographie et le dynamisme.

1.2 : Historique des études antérieures :

Travaux antérieurs sur le môle de Tifrit : Les premiers travaux sur le magmatisme associé au socle de Tifrit sont les descriptions des porphyres quartziques (Renou, 1843). En 1911, Flamand donna une description du socle Paléozoïque et le magmatisme associé. En 1952, Lucas réalisa une synthèse concernant le cristallophyllien de Ghar Rouban et de Tifrit où il précisa les âges du Paléozoïque en se basant sur le contenu paléontologique, dans une monographie régionale qu'il présenta aux Congrès géologique d'Alger. Abdelhalim (1973) dans son étude pétrographique du granite de Nédroma et de son auréole de métamorphisme de contact avait fait une comparaison avec le granite de Tifrit, qu'il considère comme post hercynien. Décrits auparavant par Lucas (1942 -1952). Ciszack (1993) élabore une étude sédimentologique et géodynamique du Paléozoïque et du Mésozoïque de l'Algérie Nord-occidentale en intégrant ce tronçon dans la chaîne des Maghrébides du pourtour du bassin de la Méditerranée occidentale. En 1995, Bougara entreprit l'étude géologique des formations paléozoïques sédimentaires du môle de Tifrit et montra le rôle de la tectonique et impliqua le cadre géodynamique du bassin selon la nature des dépôts paléozoïques et leurs styles de déformations. Remaci (2005) a fait une étude pétrographique, géochimique et minéralogique de la granodiorite paléozoïque de Tifrit avec une datation de la mise en place de la granodiorite du stefanien ainsi qu'une étude sur le mélange magmatique entre un magma basique et acide . Dans le cadre de la préparation d'une thèse de magister (année2009)Mahmoudi entrepris l'étude du magmatisme paléozoïque de Tifrit en précisant l'aspect pétrologique et géodynamique des coulées , des filons et des dômes cristallins d'âges paléozoïques avec la confirmation du concept de mélange entre le magma basique et acide et en précision le cadre structural générale du cristallophyllien vis avis des orogènes hercyniennes et alpines.

Les travaux antérieurs sur le volcanisme du sahel d'Oran :De nombreux auteurs (Sadran 1958. Guardia. 1975;Megartsi. 1985 ont effectué des travaux sur le magmatisme de l'Oranie. Sadran. 1958 a réalisé des travaux de cartographie dans la région d'étude et il a défini des

basaltes. des andésites. des dacites et des rhyolites; les andésites sont prédominantes. Il évoqua. en outre. la présence de deux indices minéralisés de Tifaraouine (Touila et Chadia). Guardia (1975) a été le premier à distinguer deux épisodes volcaniques: - premier épisode volcanique d'âge messinien caractérisé par la coexistence de laves calcoalcalines à shoshonitiques localisées dans les massifs de la moyenne Tafna. M'sirda et dans le Sahel d'Oran. - un deuxième épisode volcanique d'âge plio-quaternaire qui est à l'origine de la mise en place de basaltes alcalins. Ces basaltes se sont épanchés sur de très grandes surfaces que l'on retrouve dans les massifs de la Basse Tafna. d'Ain Témouchent. du Fillaoussène et de Souhalia. Megartsi (1985). en se basant sur la nature pétrographique. le chimisme et l'âge de mise en place. a subdivisé les produits du volcanisme du premier épisode en trois ensembles (fig.2.): - (i) un ensemble magmatique mis en place entre -9.7 et -8 Ma. Cet ensemble est formé d'andésito-basaltes. de dacites et de rhyolites dans le secteur Tifaraouine-Bouzedjar. Des dacites et de rhyolites dans les îles Habibas. Enfin des andésites à M'sirda ; - (ii) un ensemble magmatique mis en place entre -10 et -8 Ma formé de basaltes et laves andésitiques associées dans la moyenne Tafna et M'sirda ; (iii) un ensemble rhyolitique formant le piton de Hammam Bou Ghrara. Plus récemment des âges radiométriques ont été réalisés sur ces roches volcaniques. Les datations par la méthode K/Ar (Loun-Hacini 1995) ont donné un âge compris entre -11.7 et -7.2 Ma pour les andésites du premier épisode volcanique et autour de -4 Ma pour le volcanisme du deuxième épisode.

Chapitre2 : Cadre géologique et structurale de Tifrit et du Sahel d'Oran :

2.1: Présentation du volcanisme de Tifrit

2.1.1 : Cadre géographique : les monts de Saida se situent à environ 25 km De la ville de Saida qui comprend plusieurs chaînes montagneuses réparties(Fig1). il est limité au Nord, par les monts de Beni Chougrane, au Sud, par le môle résistant des Hautes Plaines oranaises, à l'Est par le Djebel Bechtout et à l'ouest par les monts de Daïa .

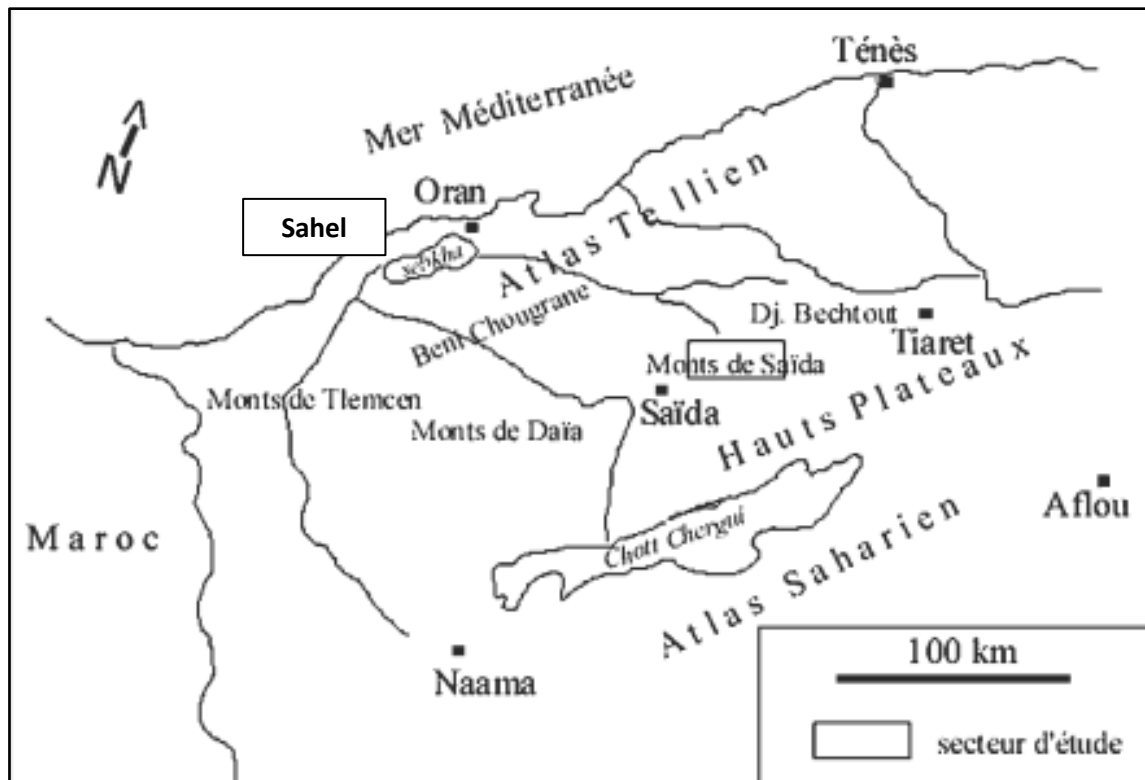


Figure 1 : Situation géographique de la région de Tifrit.

2.1.2: Cadre géologique de La région de Tifrit :

a) : Introduction

Le région de Tifrit appartient aux monts de Saïda qui forment le plongement oriental de Daïa , de Tlemcen et de Ghar Rouban. Ces monts correspondent a un vaste anticlinal a grand rayon de courbure orienté W.SW- E.NE.

Pour Lucas (1952), L'ossature de la région de Saïda est constituée par un môle primaire analogue au horst de Ghar Rouban.

Les formations géologiques rencontrées sont présentées par des dépôts du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque (Fig 2) .Les roches du paléozoïque constituent le socle de la plateforme épi hercynienne et la couverture est formée par les roches du Méso-Cénozoïque.

Cette région a connu une intense activité magmatique durant le paléozoïque et le mésozoïque.

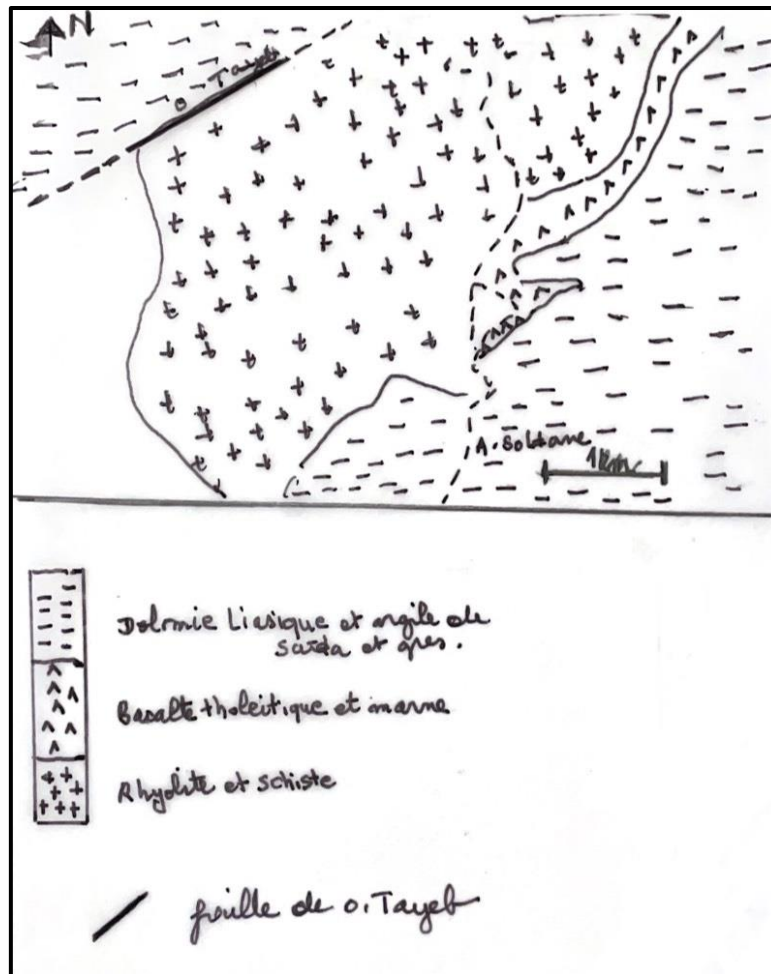


Figure 2 : Carte géologique de la localité de Ain Soltane montrant les formations du paléozoïque et du mésozoïque.

b) : Cadre géologique de la série stratigraphique de Tifrit :

Le Paléozoïque :

Le Paléozoïque affleure dans le Nord du horst de Tifrit, il est recouvert par l'assise sédimentaire du Méso- Cénozoïque qui masque tous les affleurements.

Cette région englobe des formations paléozoïques depuis le Silurien jusqu'au carbonifère constituées par un complexe de faciès shisto- gréseux et conglomératique envahie de coulées et d'intrusions d'un magmatisme calcoalcalin.

Le silurien : Les formations les plus anciennes dans le horst de Tifrit affleurent sur une superficie de 13 km² et sont représentées par du silurien daté grâce à des graptolithes retrouvées dans les phanites au pied du Djebel Lakhdar et déterminées par Legrand (1988) in (Bougara (1995). On peut citer : Monograotus vulgaris ; Monograptus jackeli et Monograptus flemmingi.

Le Dévonien : Est constitué de Schiste ,degrés et de phtanites à plantes

Le Carbonifère : Est constitué de Schiste, de psammites, degrés, de conglomérats et de brèches volcaniques

Le Mésozoïque ; Est constitué du permno-trias volcano-sédimentaire et du jurassique dolomitique et carbonaté

Le Cénozoïque : Peu abondants, les dépôts argilo détritiques du Mio – Pliocène recouvrent Partiellement les monts de Saida. Ce sont des formations d'origine continentale ou lacustre qui se distinguent en deux ensembles souvent en discordance l'un avec l'autre.

Le terme inférieur daté du Miocène, est constitué de marnes argileuses à gros éléments mal roulés.

Le terme supérieur : de teinte brique clair ou ocre est essentiellement constitué de marnes.

Le Quaternaire : Dans la région de Saida, le Quaternaire est représenté par des dépôts fluviatiles et éoliens qui constituent un remplissage en éléments grossiers ou limoneux dans les grandes dépressions et vallées. Dans la région de Tifrit des masses importantes de travertins à végétaux ont été observées.

c) : Cadre structurale :

Les Monts de Saïda appartiennent dans le domaine Tlemcénien qui s'étend depuis le Maroc oriental jusqu'aux Monts de Tiaret. Il présente une large bande de 100 km environ qui s'étend sur 350 km. Elle est grossièrement orientée Ouest-Est, limitée au Nord par le domaine tellien, au Sud par les Hautes Plaines oranaises (Elmi, 1976, 1982 ; Elmi et Benest, 1978) et à l'Est par le Djebel Nador. le môle de Tifrit a connu des plissements et de failles au cours de l'orogénèse hercynien et alpin .figures 3 ,4 et 5 suivantes :

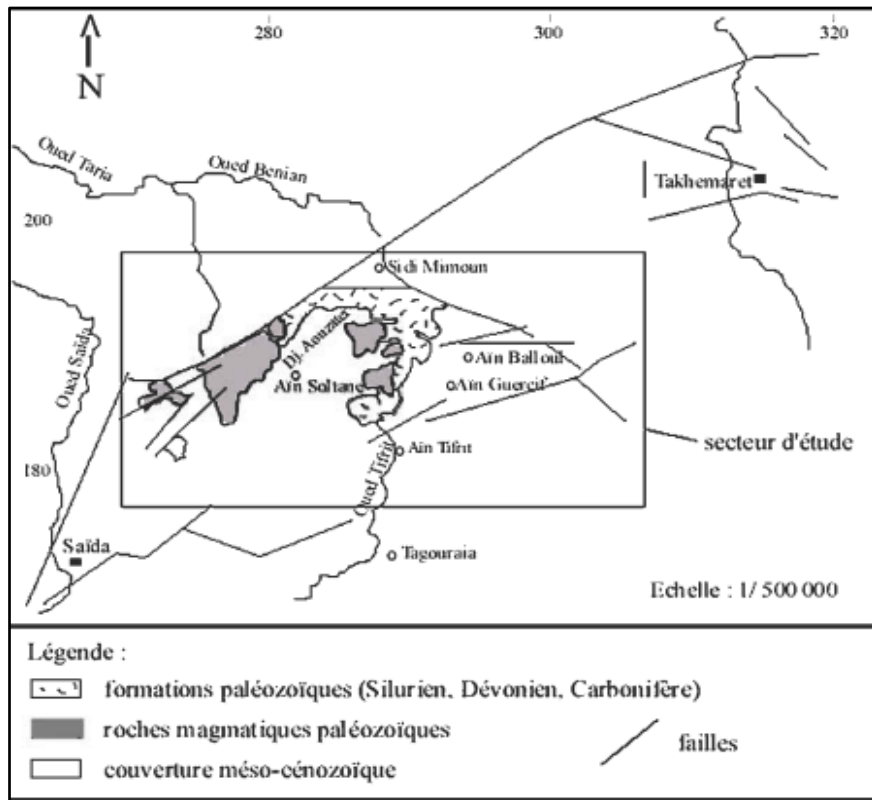


Figure 3 : schéma structural simplifié du môle de Tifrit (in Mahmoudi2009).

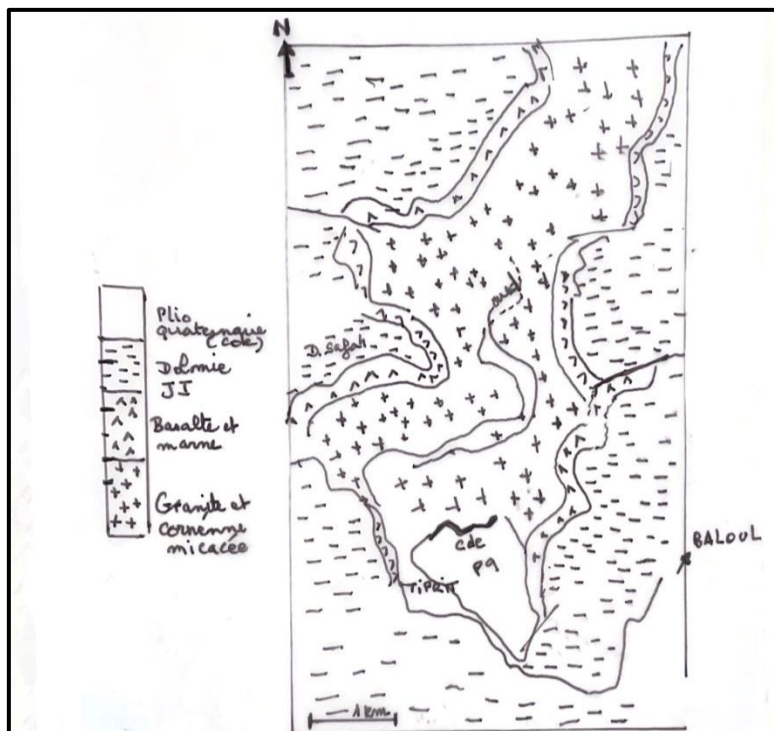


Figure 4 : Carte géologique de la localité de Tifrit montrant les formations du paléozoïque du mésozoïque et du cénozoïque.

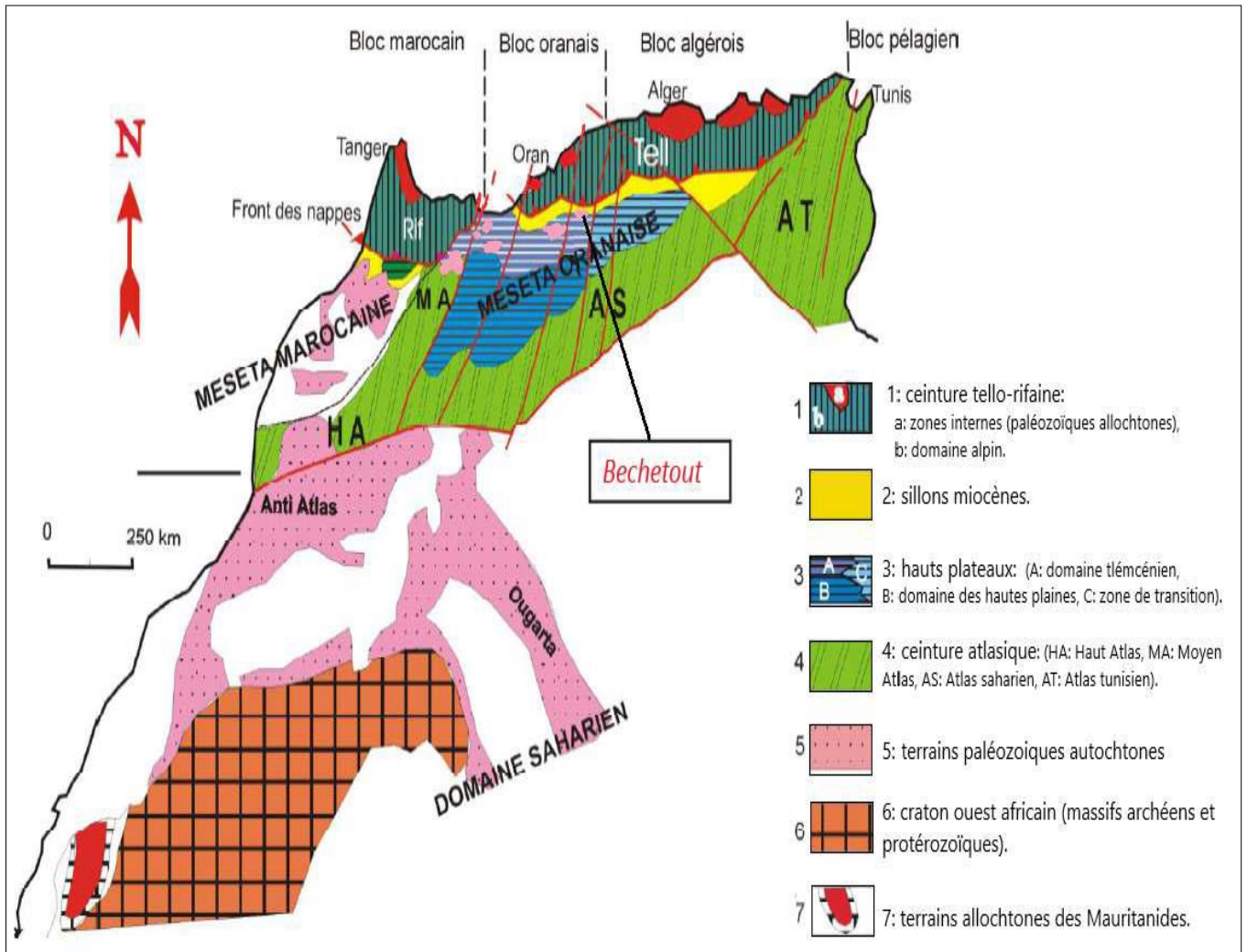


Figure 5: Tifrit et sahel d'Oran dans le contexte l'Afrique du nord (Elmi 1978 ; Hoepffner et al., 2005, in Bougara., 2013 in chaabani2020 modifiée).

d) : Le Magmatisme de la région de la région de Tifrit :

La région de Tifrit a connu une importante activité magmatique durant le paléozoïque et le Mésozoïque. Cette activité magmatique s'est traduite par l'épanchement de laves basiques, acides et intermédiaires postérieures aux dépôts siluriens, et la mise en place d'intrusions granitiques et granodioritiques qui induisent un métamorphisme de contact dans les formations siluriennes. En effet, au contact de ces intrusions, on observe le développement de leptynite, transformation de phanites noires en quartzites claires, développement dans les schistes de l'andalousite partiellement épigénisée en micas blancs.

Toujours dans la région, affleurent des roches vertes (probablement des anciens basaltes et gabbros) qui « pénètrent » le Silurien en le modifiant. Ces roches ont été décrites par Lucas (1952) et Hadj Mohamed (2004).

Au cours du Carbonifère, l'activité magmatique est marquée par la remontée de laves et de brèches acides et intermédiaire.

Au mésozoïque (au Trias), la région a connu également un volcanisme qui a donné plusieurs coulées de laves basiques tholéitiques.

Notre travail porte uniquement sur l'étude du magmatisme paléozoïque, C'est-à-dire sur les laves qui sont des (rhyolites, dacites, basaltes, les Microgranites, les diorites quartzites).

2.2 : Présentation du volcanisme du sahel d'Oran :

a) : Cadre géographique :

Le Sahel d'Oran, s'étend depuis le Cap Sigale, à l'Est jusqu'au Cap Figalo à l'Ouest. à environ 40 km à l'Ouest d'Oran, Il comprend les secteurs de Tifraouine-Bouzedjar , les îles Habibas et le cap figalo.(Fig 1 et 6).

b) : Cadre géologique :

La géologie du secteur d'étude laisse apparaître deux unités géologiques : Une première unité est formée par un socle paléozoïque. Cette unité est constituée de terrains plissés et métamorphisés de nature schisto-quartzitique recoupés par des péridotites. Ces terrains affleurent à la faveur d'une boutonnière anticlinale qui évolue en horst. Ils sont surmontés en discordance par une couverture néogène transgressive de nature marneuse renfermant des intercalations gréseuses rubéfiées. Ce horst dénommé Dj el Akhal est visible dans la portion orientale du massif de Tifaraouine.

-Une deuxième unité forme le volcan de Tifaraouine lui-même. Celui-ci se localise sur le prolongement occidental du horst. Cette unité est constituée essentiellement par des andésites (80% environ du volume émis par le volcan) rarement dacite. Deux séries andésitiques sont observables dans le massif

c) : Cadre structurale :

la tectogénèse hercynienne : elle est polyphasée et intense ; elle se manifeste par une tectonique souple évoluant en une tectonique cassante

Le sahel d'Oran a connu des activités tectoniques durant le miocène qui se traduisent par la schistosité, et la présence des serpentines métamorphiques, l'ensemble volcanique du Sahel d'Oran se caractérise par la présence de formations magmatiques formant un complexe de coulées de laves, de couches de produits pyroclastiques et de corps subvolcaniques. Ces derniers se sont mis en place sous forme de dykes, Dômes et d'intrusions, et présentent des fractures normales et conjugués.

-Tectonique cassante. Elle est représentée par un réseau de grandes fractures de direction moyenne N20° et N50° difficilement mis en évidence à cause des rejeux post hercyniens. Ce réseau, attribué à la phase post viséenne supérieure, recoupe les structures plissées (Fig6). Les failles de ce réseau provoquent vers le Nord, des effondrements par gradins de direction subméridionale voisine de la direction de ces structures. Le Sahel d'Oran forme un horst de même orientation subméridionale.

d) : Le magmatisme du sahel d'Oran :

L'ensemble volcanique qui recoupe ou s'épanche sur les formations du Tell oranais dans sa partie occidentale fait partie des roches volcaniques que l'on retrouve tout le long du pourtour de la Méditerranée, et appartient au magmatisme tardi-orogénique alpin. Deux épisodes volcaniques majeurs ont été distingués :

Un épisode volcanique miocène, caractérisé par la coexistence d'une série calcoalcalin et d'une série shoshonitique plus rare mises en place entre 11,7 et 7,2 Ma (Louni et al. 1995).

Ce volcanisme se répartit sur trois régions : -le Sahel d'Oran (objet de notre étude) ; -la moyenne Tafna ; -la région de M'Sirda . -un épisode volcanique plio-quaternaire : plus récent, caractérisé par des émissions de basaltes alcalins, mis en place entre 5,1 et 1,6 Ma (Louni et al. 1995). Les centres éruptifs attribués à cette phase sont au nombre de quatre et sont ceux de la basse Tafna, d'Ain Témouchent, de Souhalia et du Fillaoussène-.au sahel d'oran , la première série se rapporte les andésites à amphibole. Celles-ci montrent un développement important dans la portion occidentale du massif de Tifaraouine ; aux environs de la baie de Bouzedjar. La deuxième série correspond à des andésites à pyroxènes. Celles-ci forment le reste du

massif. Toutes ces formations volcaniques sont dominées par des produits pyroclastiques ; les brèches qui couvrent environ 80% du volume de matériel émis par le volcan en question. Des corps subvolcaniques représentés par des dykes, Necks et des dômes recoupant les brèches sont visibles dans le terrain. D'une manière générale, le volcanisme ou le plutonisme néogène en Afrique du Nord est toujours post-nappe. Il est plus ancien à l'est comme l'ont été les mouvements tangentiels paroxysmaux caractérisant la mise en place des nappes, Hacini

Dans le Sahel d'Oran (secteur de Tifaraouine- Bouzedjar) et les îles Habibas et les M'sirda le volcanisme essentiellement, représenté par des andésites, des dacites et des rhyolites est calcoalcalin d'âge miocène. Dans le secteur de la Moyenne Tafna et des M'sirda, le volcanisme s'est installé au Miocène et s'est poursuivi au Pliocène, (Fig 6) suivante :

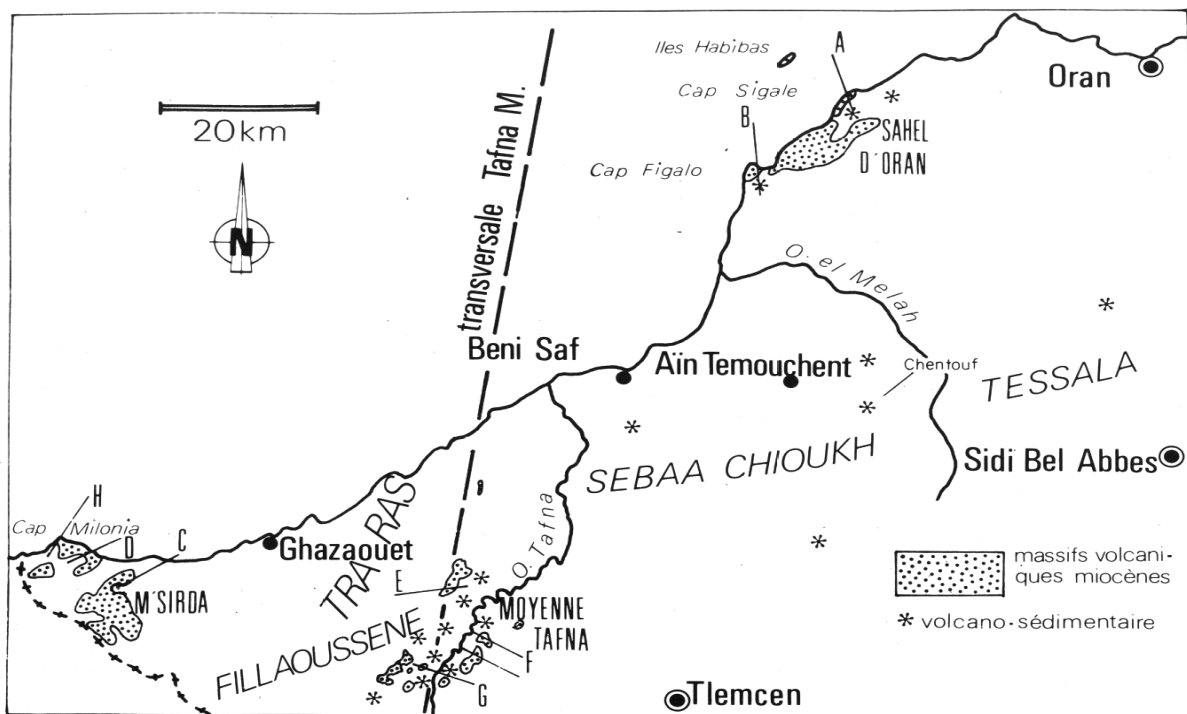


Figure 6 : Les centres volcaniques d'âges miocènes de l'Oranie-Bellon Hervé, Guardia Pierre, Magne J1984 (modifiée).

Chapitre3 : Etude pétrographique et Comparative entre le volcanisme de Tifrit et du sahel d'Oran

3.1 : Caractéristiques pétrographiques du volcanisme de Tifrit :

Le volcanisme de Tifrit s'est produit durant le carbonifère avec des émissions de Basalte, de dacite, de brèche, de microdiorite et de rhyolite.

Les basaltes se sont mise en place sous forme de coulée et de scorie dans les formations siluriennes avec une texture microlitique et parfois vésiculé a calcite secondaire.

Les plagioclases sont des andésines et les opaques sont des sulfures et des Ferro titanés.

Les dacites et andésites sont localisées au Nord du môle de Tifrit avec de textures Volcaniques.

Les brèches volcaniques sont sous forme de dépôts volcanosédimentaires inter stratifiées dans le carbonifère (Viséen) de composition dacitique à plagioclases, biotite, quartz et minéraux opaques. Les minéraux secondaires sont de la calcite, séricite et chlorite.

Les rhyolites sont surtout sous forme de filons et de dykes de colorations rose et de texture fine se trouvant à l'intérieure du Paléozoïque cristallin et cristallophylliens avec une minéralogique constituée de quartz corodé , de feldspath (microcline) et plagioclase , de biotite et des minéraux secondaires tel que la chlorite et l'epidote.

Les microdiorites se sont mises en place sous forme de dôme et de filon et se localisent dans le paléozoïque au nord du môle de Tifrit. Constituée de plagioclase, de biotite, d'amphibole et d'opaques avec des minéraux secondaires de calcite, de chlorite et d'epidote.

La minéralogie de Tifrit :

Dans les basaltes les minéraux présents sont des plagioclases (Andésine), des minéraux ferromagnésiens dans une texture microlitique.

Les dacites et les andésites sont de texture volcanique avec des plagioclases, des amphiboles du quartz et des minéraux ferromagnésiens.

Les brèches volcaniques ont une texture fine et brèchique avec des minéraux ayant les caractéristiques d'une dacite.

Les rhyolites ont une texture fine avec une matrice quartzo feldspathique et des quartz globuleux en phénocristaux, des muscovites et des quartz en structure eutectique.

Photo 1 : Rhyolite de oued Mimoun de couleur rose.

Photo 2 : Rhyolite de Ain Soltane aspect sombre et de texture porphyrique montrant des quartz et des feldspaths qui baignent dans une matrice très fine et de couleur sombre.



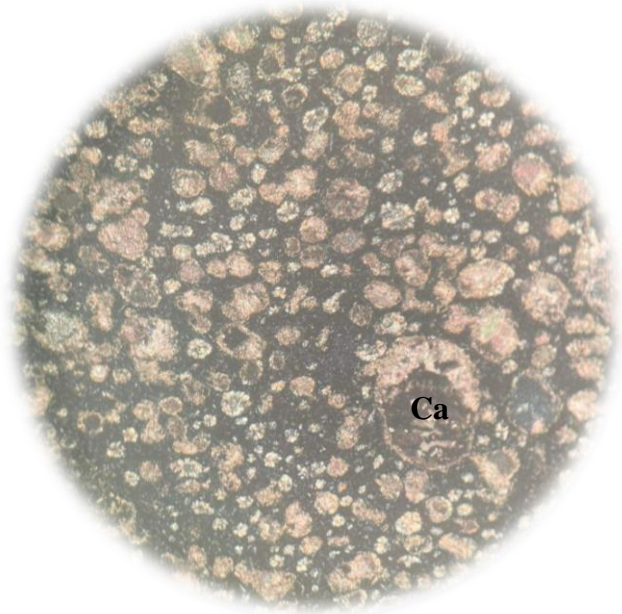
Photo 1 : Rhyolites rose d'Oued Mimoun.



Photo 2 : Rhyolite sombre de Ain Soltane.

Les micro diorites ont une texture porphyrique avec des cristaux de plagioclases et des amphiboles. Notons que ces facies volcaniques et hypo volcaniques sont altérés en produits secondaires dues aux circulations hydrothermales qui donnent des épidotes, de la silice, du chlorite et de la calcite

Ordre de cristallisation : Elle s'effectue toujours en 2 étapes correspondant à la cristallisation des phénocristaux (étape 1) et l'apparition des microlites (étape 2). Les minéraux opaques et l'apatite sont les premiers à apparaître lors de la première étape. Ils sont alors suivis de la cristallisation synchrone des cristaux de plagioclase et de la biotite puis de l'amphibole. Les microlites de plagioclase représentent la phase finale de cristallisation avant le refroidissement total du magma.



Photos 3 et 4 : Basaltes paléozoïques du môle de Tifrit avec une texture microlitique vésiculé à calcite secondaire.

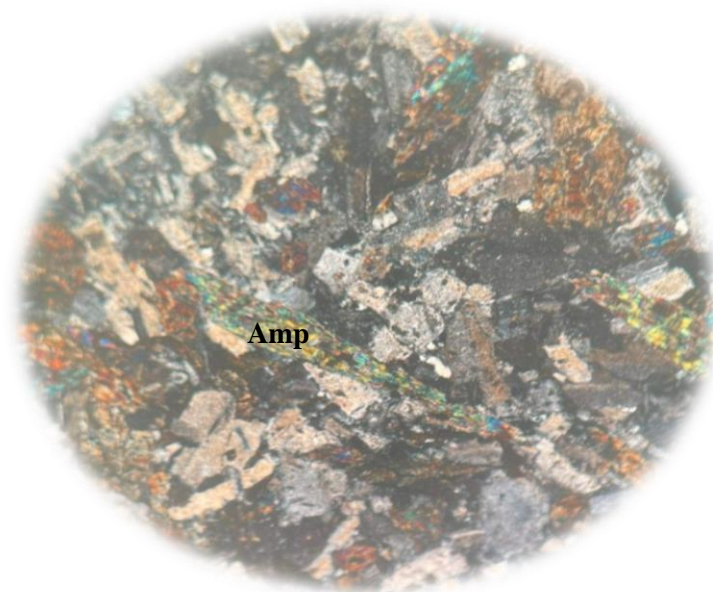


Photo 5 :Microdiorite a amphibole de Tifrit.

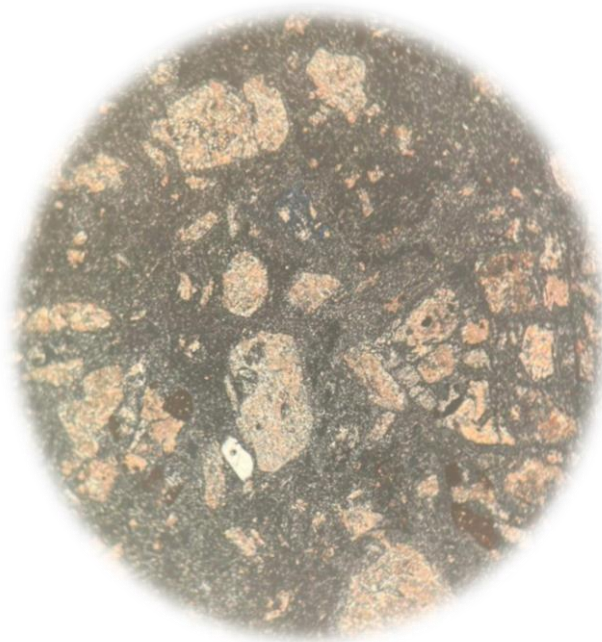


Photo 6 : Dacite de jorf agab.

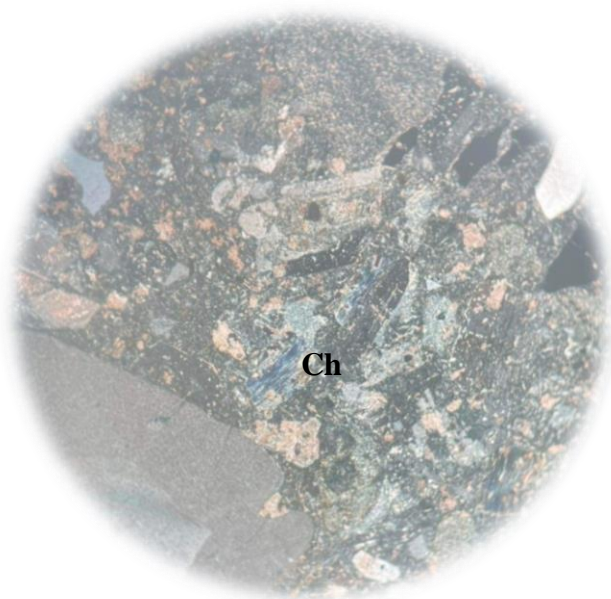


Photo7 :Brèche dacitique.

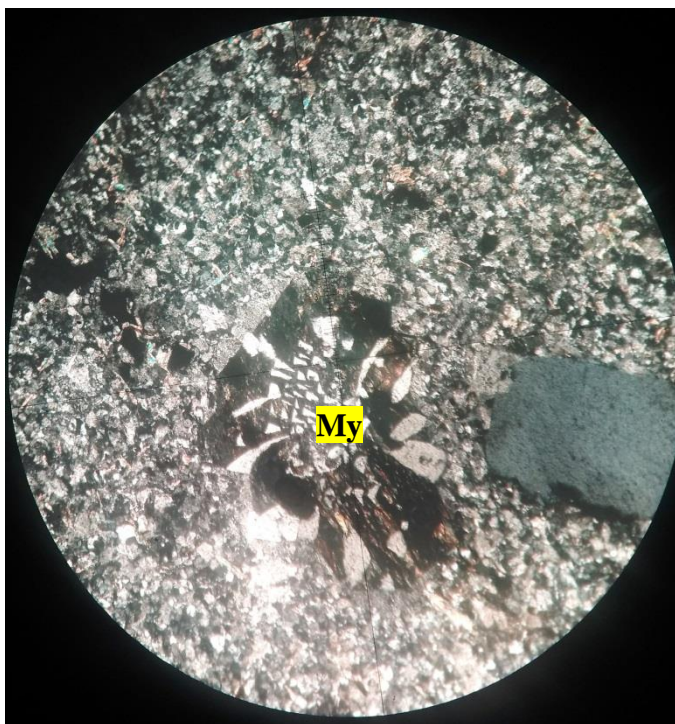


Photo 8 : rhyolite fine de Tifrit à Myrmekite.

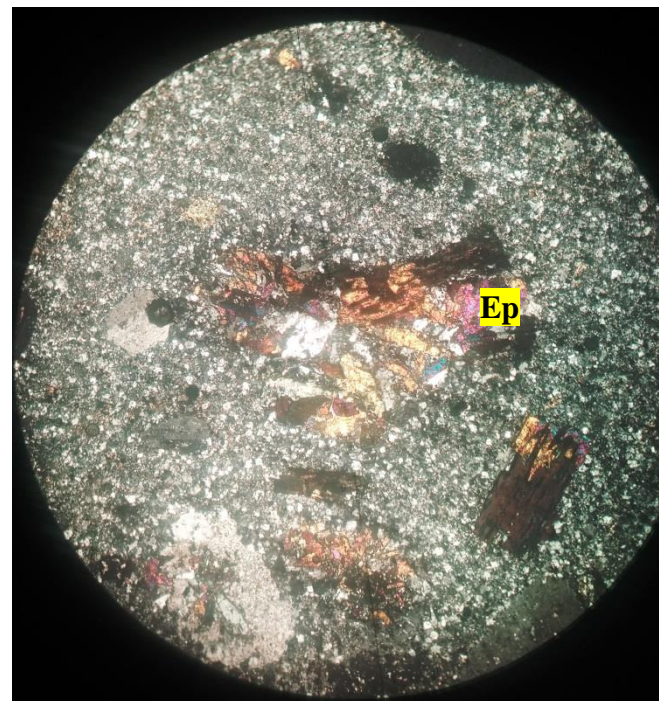


Photo9 :Rhyolite de Tifrit à épidote.

3.2 : Caractéristiques Pétrographiques et Minéralogiques du Sahel d'Oran :

Le Sahel d'Oran présente des roches volcaniques de nature variées, Mégartsi (1985) a dénombré (03) groupes; des andésites, des dacites et rhyolites, affleurent sur une bande étroite longeant la côte. Ces roches généralement en contact avec les sédiments miocènes (à faible pendage S-E), apparaissent sous forme de dômes (Cap Figalo), de dykes (Moul El Bahr, LallaKhadra) ou de coulées et de pyroclastites émises par le volcan du Tifaraouine. Il existe des affleurements de roches volcaniques que l'on peut rattacher à des appareils plus ou moins démantelés. Dans ce secteur les datations montrent que les émissions volcaniques se sont produites de manière régulière et sans interruption lors de la période allant de 11,70 Ma à 9 Ma. Les andésites sont prédominantes (70% du volume des laves épanchées) et correspondent à la première phase éruptive de la région vers 11,70 Ma. L'activité volcanique a débuté dans le Tifaraouine par l'émission d'andésites à pyroxènes et amphibole a été daté à 11,70 Ma. Ce dôme est surmonté par des lambeaux de coulées andésitiques (andésites à Cpx et Opx seulement) d'âge 11,41 Ma. La deuxième éruption volcanique s'est produite dans le Tifaraouine. Elle se caractérise par une énorme accumulation de brèches andésitiques renfermant des lambeaux de coulées et recoupées par endroit par des filons de direction EW et NS. Les âges obtenus sont de 10,52 Ma pour les andésites hydroxylées (andésites à amphibole) et de 10,42 Ma pour les andésites à Cpx et Opx.

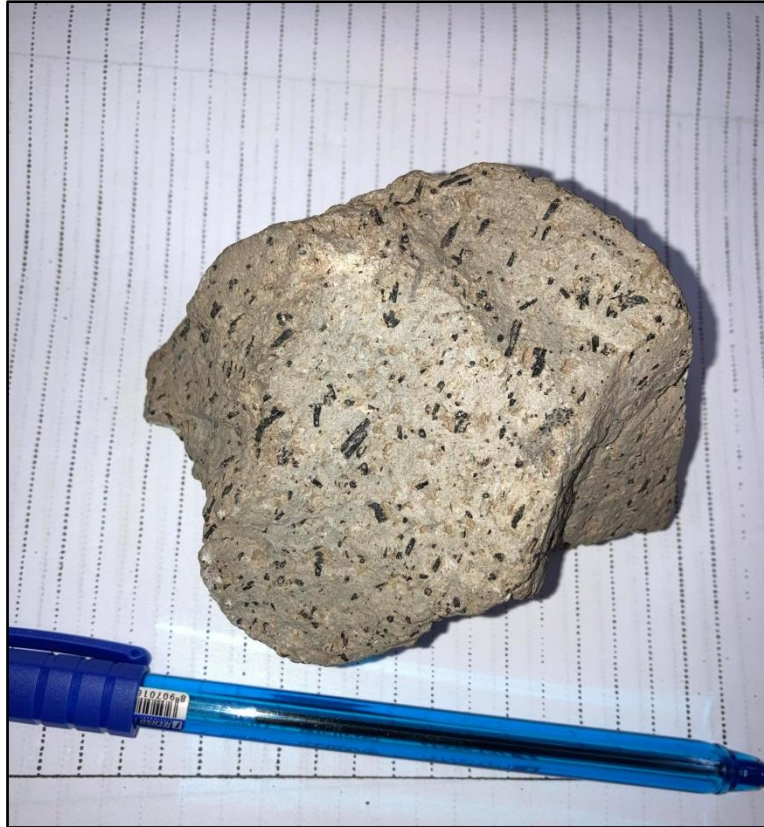


Figure10 : Andésite a amphibole du Sahel d’Oran.

Ordre de cristallisation: A partir des relations entre les différentes phases minérales on peut distinguer deux étapes de cristallisation : - La première étape correspondant à l'apparition des phénocristaux dont les minéraux opaques automorphes en sont les premiers témoins. Ils sont alors suivis par la cristallisation simultanée des plagioclases et des pyroxènes et enfin de l'amphibole et de la biotite. Les inclusions vitreuses dans les phénocristaux de plagioclases peuvent être considérées comme représentatives de la composition d'un liquide proche du magma originel des andésites. - la seconde étape est représentée par la mésostase et les microlites de plagioclases et de minéraux opaques qui apparaissent avant la solidification finale de la pâte vitreuse. - La phase post magmatique vit marquée par l'apparition, de quartz et chlorite lors de la transformation de l'amphibole, et également de la séricite et de la calcite.

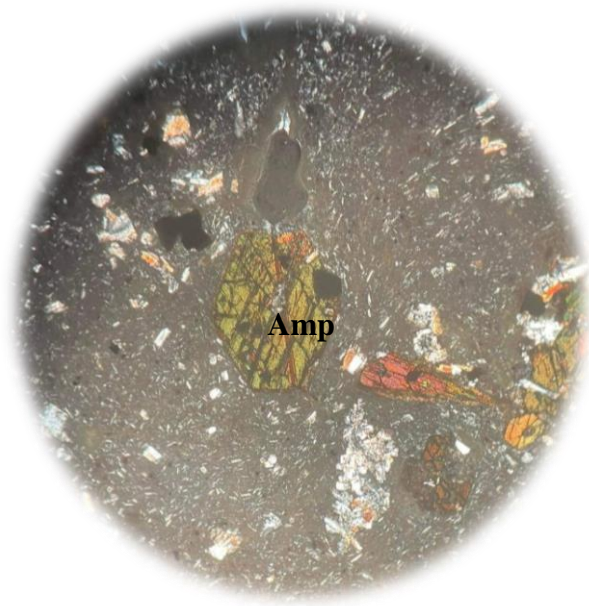


Photo 11 : andésite de la série inférieure à amphibole du sahel d'Oran.

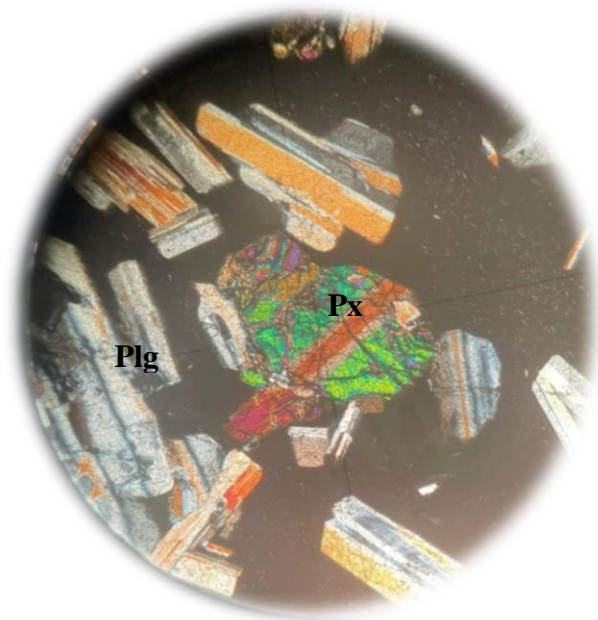


Photo 12 : Andésite a pyroxène de la série supérieure du sahel d'Oran.

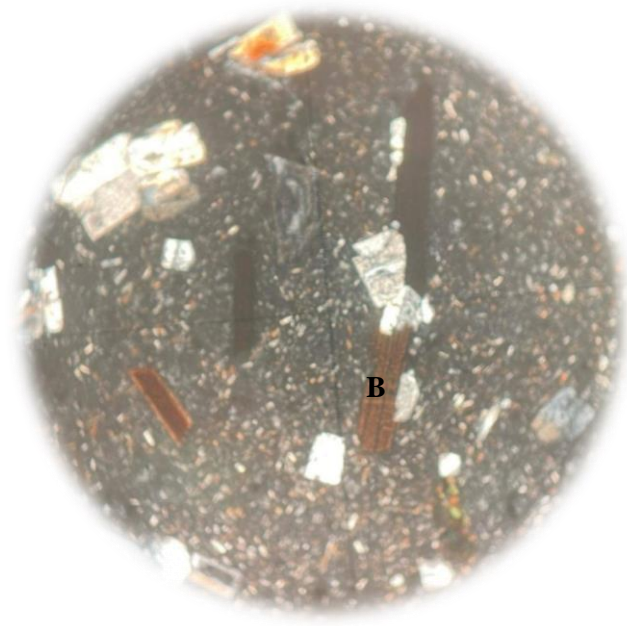


Photo 13 : Dacite a biotite de Madagh.



Photo 14 : Andésite à pyroxène et biotite du cap Figalo.

3.3 : Etude comparative entre le volcanisme de Tifrit et celui du sahel d'Oran :

De point de vue pétrographique, il apparaît que le volcanisme de Tifrit présente des similitudes minéralogiques et texturales ainsi que des modes de mise en place avec celui du sahel d'Oran.

En effet dans les deux localités il y a des Dacites en dômes et en coulées ainsi que des rhyolite. La particularité de ses volcanismes réside dans l'âge de mise en place qui est Paléozoïque à Tifrit et Cénozoïque au Sahel d'Oran.

On note aussi la présence des basaltes en affleurement à Tifrit et sous forme de coulée et de scorie altérée. Les produits pyroclastiques sont des tuffs dacitiques à Bouzedjar et des brèches tuffacées à Tifrit. De point de vue minéralogique les pyroxènes sont présents dans les faciès volcaniques de Bouzedjar par contre à Tifrit ils sont rares.

Les amphiboles sont présentes dans le volcanisme des deux localités puisque on les trouve dans les andésites dans la partie inférieure de Bouzedjar et dans les microdiorites de Tifrit.

De point de vue structural le môle de Tifrit présente une tectonique souple et cassante qui se manifeste par la présence de plis dans le cristallophyllien paléozoïque et des fractures dans le paléozoïque et mésocénozoïque. Au Sahel d'Oran la présence de la tectonique souple est localisée à Madagh dans le Dévonien.

Les failles sont localisées aux formations cénozoïques (Joindre des cartes structurales).

En Oranie le volcanisme Mioplioquaternaire couvre de grande surface depuis la région de Bouzedjar jusqu'au Maroc, Dans le sahel d'Oran et les îles Habibas et les M'sirda le volcanisme Est essentiellement représentés par des andésites, des dacites, et des rhyolite d'âge Miocène. Dans le secteur de la moyenne Tafna, Et des M'sirda, le volcanisme s'est installé au Miocène et s'est poursuivi au Pliocène.

L'âge du volcanisme calco alcalin du sahel d'Oran est estimé entre 11,7 et 7,7 MA

A Tifrit l'âge de mise en place de granodiorite calcoalcaline est estimé au stéfanien.

Les îles Habibas sont essentiellement constituées par des dacite et des rhyolites ses formations volcaniques sont arrivées à la faveur de fracture N130 N40.

Deux types d'interprétations ont été fournis pour expliquer l'origine du volcanisme calco alcalin, Une premier fondé sur l'analogie avec le volcanisme d'arc ou de marge continentale active privilégient le rôle de la subduction au Miocène.

Deuxième hypothèse serai liée à un système décrochant lors du rapprochement convergent entre l'Afrique et l'Europe.

Les termes grenus et microgrenus du magmatisme calcoalcalin sont abondants à Tifrit et moins abondants au sahel d'Oran.

Les termes microgrenues et grenue se rencontre par forage (LORGM) et en enclave (Mahmoudi) .Les phénomènes post magmatique qui sont due au dynamisme interne et externe se rencontre aussi bien à Tifrit qu'sahel d'Oran.

Tableau comparatif du volcanisme paléozoïque de Tifrit et du sahel d'Oran :

	âge	faciès	Mode de mise en place	Naure petrologique	Origine
Tifrit	paléozoïque	Basalte,Andésite,dacite, Microdiorite,Rhyolite, Brèche dacitique	Coulée,dyke,dome , filon.	calcoalcalin	failles tardi hercyniennes.
Sahel d'Oran	cénozoïque	Andésite, dacite, rhyolite, cinerite.	Coulée,Dyke, Cinerite	calcoalcalin	Failles post nappe.

Tableau 1 : Tableau comparative entre Sahel 'Oran et Tifrit.

Chapitre 4 : étude géochimique du volcanisme de Tifrit et du sahel d'oran

4.1 : Caractéristique géochimique du volcanisme de Tifrit. :

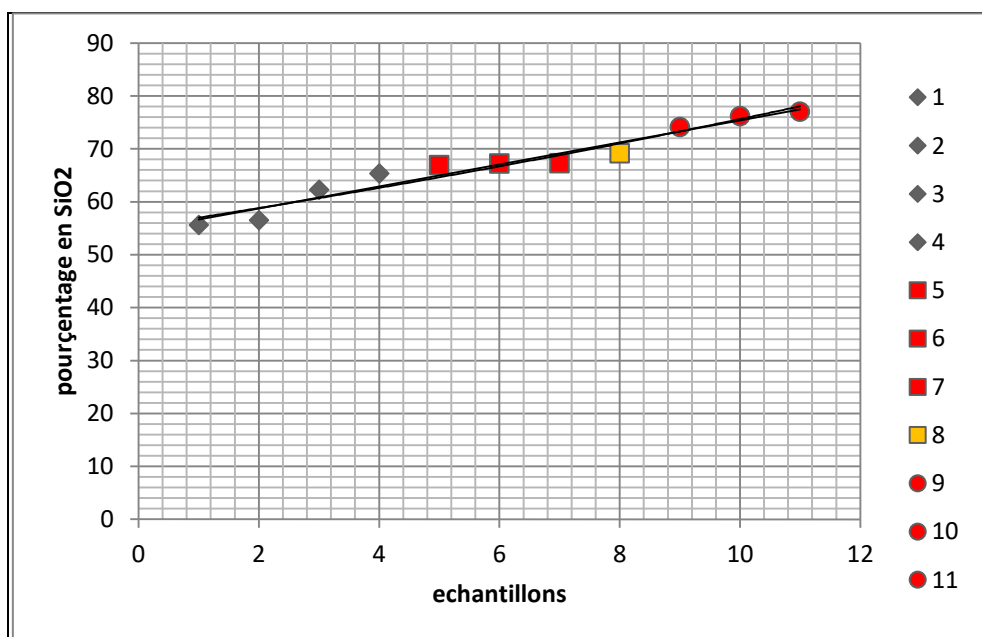
Un certain nombre d'analyse a été réalisé par Mahmoudi (2009) sur les microdiorites, les dacites, les microgranites et les rhyolites du môle de Tifrit :

Les reports sur les diagrammes binaires : SiO₂, K₂O, et TiO₂ indiquent des augmentations en SiO₂ depuis les Microdiorites aux Rhyolites.

De même que pour le K₂O.

Les valeurs ont tendance à s'inverser avec quelques anomalies pour l'alumine et l'oxyde de Titane et cela pourraient être expliqué par la différenciation à partir d'un magma parental ayant évolué pour donner des corps volcaniques et su volcaniques au cours du paléozoïque. Pour la silice le tableau suivant résume son augmentation dans les facies volcaniques

paléozoïque de Tifrit :



**Figure 7 : reports des analyses chimiques du volcanisme paléozoïque de Tifrit .
(Échantillons et %en SiO₂).**

Légendes : 1, 2, 3, 4 :Microdiorites et Microdiorites Quartziques- 5,6,7 : Dacites- 8 : Microgranite -9, 10,11 : Rhyolites.in Mahmoudi 2009

Pour le diagramme AFM les facies volcaniques paléozoïque de Tifrit se situent dans le domaine calco-alcalin (fig 8) suivante : L'ensemble des analyses représentatives des roches magmatiques paléozoïques de Tifrit se situe dans le champ calco alcalin d'Irvine et Baragar (1971).

Ces résultats géochimiques permettent de connaître le contexte de ce type de volcanisme qui ne serait sans doute pas celui du volcanisme tholeitique triasique mais celui du calcoalcalin tardihercynien comme ces homologues au Maroc oriental.

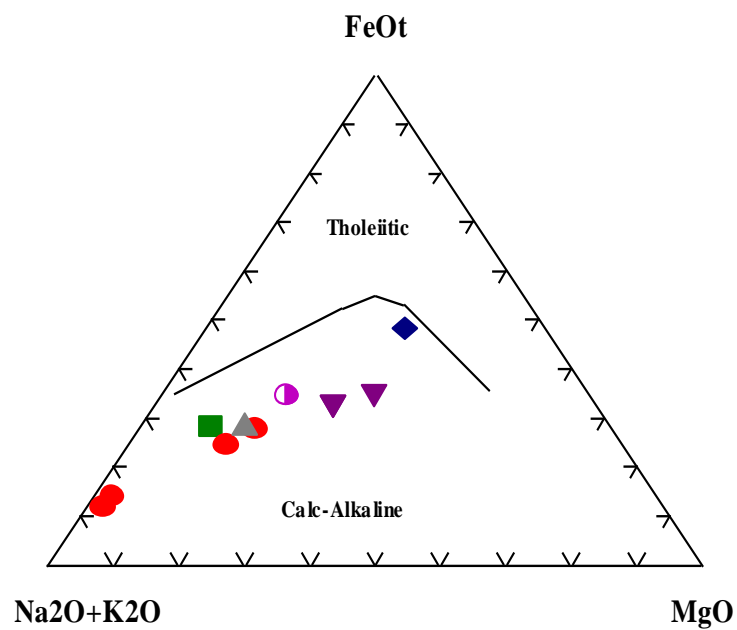


Figure 8 d'Irvine et Baragar (1971). In Mahmoudi 2009

- ◆ : Basalte de Ain Saf Saf .
- ▼ : Microdiorites à tendance microdoleritiques d'Aouzater.
- : Rhyolite et microgranite de Tifrit.

4.2 ; Caractéristique géochimique du volcanisme du sahel d'Oran :

D'après Belmouhoub (2005) les resultats des analyses sur les facies volcaniques representatives du sahel qui sont des volcanites miocènes observées dans le centre éruptif du Sahel d'Oran comprennent des andésites, dacites et des rhyolites il y a :

un léger déficit en CaO, Na₂O et un apport en K₂O dans les dacites : - un excès en K₂O, Fe₂O₃ et un déficit en FeO dans les andésites. - une silicification et une ferrugisation et un déficit en éléments alcalins, AL₂O₃ et FeO pour les rhyolites.

L'étude géochimique des vulcanites du Sahel Oranais a permis de mettre en évidence des basaltes andésitiques, andésites, dacites et des rhyolites. Ces formations sont riches en K₂O. les diagrammes choisis dans le cadre de cette étude ont montré que la majorité des points de ces vulcanites se placent dans le domaine calco alcalin et confirme le caractère calco alcalin mis en évidence à l'issue de l'étude pétrographique.

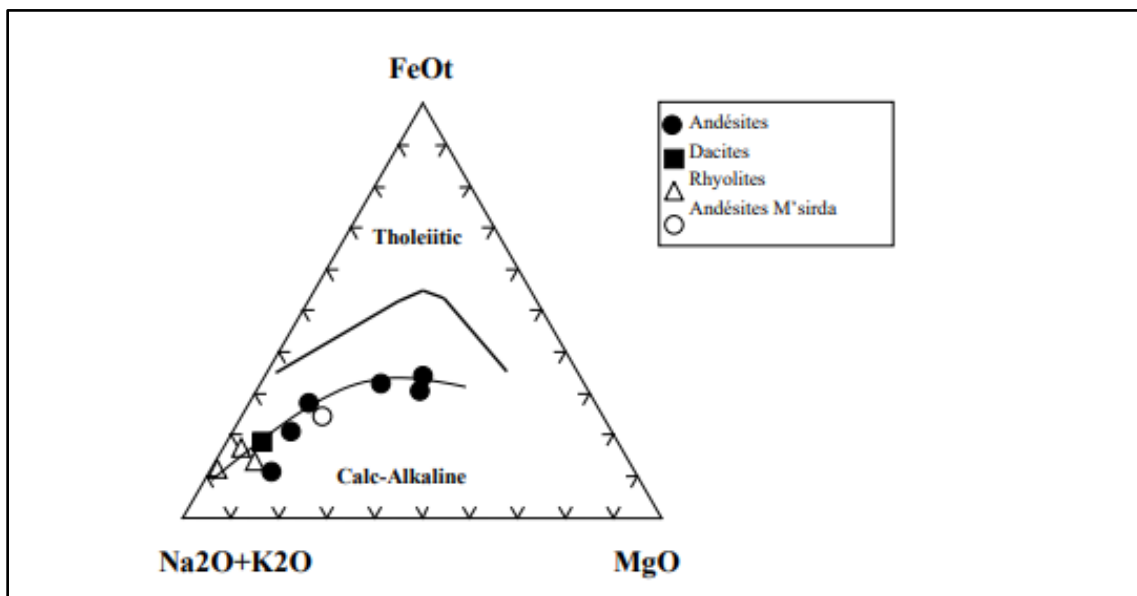


Figure 9 : les laves calco alcalines du sahel d'Oran In Hacini 2002

4.3 : Géochimie comparative :

L'étude géochimique du volcanisme de Tifrit et celui de sahel d'Oran

Les analyses géochimiques sur roche totale

A Tifrit :

La silice varie de 76,14% Dans les Rhyolite, 67,24% Dans les microdiorites, 59,9% dans les dacites et 44,87% dans les basaltes

Au sahel d'Oran :

La silice varie de 61,43% à 56% les andésites du sahel d'Oran

Le fer varie 1,55% dans les rhyolites de Tifrit, 4,09% dans les microdiorites, 5,50% dans les dacites et 14,30% dans les basaltes.

Au sahel le fer est de 4,65% dans les andésites

Le TIO₂ varie 0,13% dans les rhyolites de Tifrit, 0,51% dans les microdiorites, 0,74% des les dacites et 2,76% Dans les basaltes.

Le TIO₂ au sahel d'Oran 0,63%

Le K₂O varie de 5,3% dans les rhyolites, 3,58 dans les microdiorites, 2,94% dans les dacites et 0,69% dans les basaltes.

Au sahel d'Oran 2,97% dans les andésites du sahel.

Le Na₂O varie de 3,03% dans les rhyolites, 3,76% dans les microdiorites , 1,6% dans les dacites, 3,33% dans les basaltes.

Au sahel d'Oran 3,3 dans les andésites du sahel.

Les digrammes suivants indiquent que le magmatisme paléozoïque de Tifrit et celui du sahel d'âge cénozoïque sont calcoalcalins (Fig10, 11,12) :

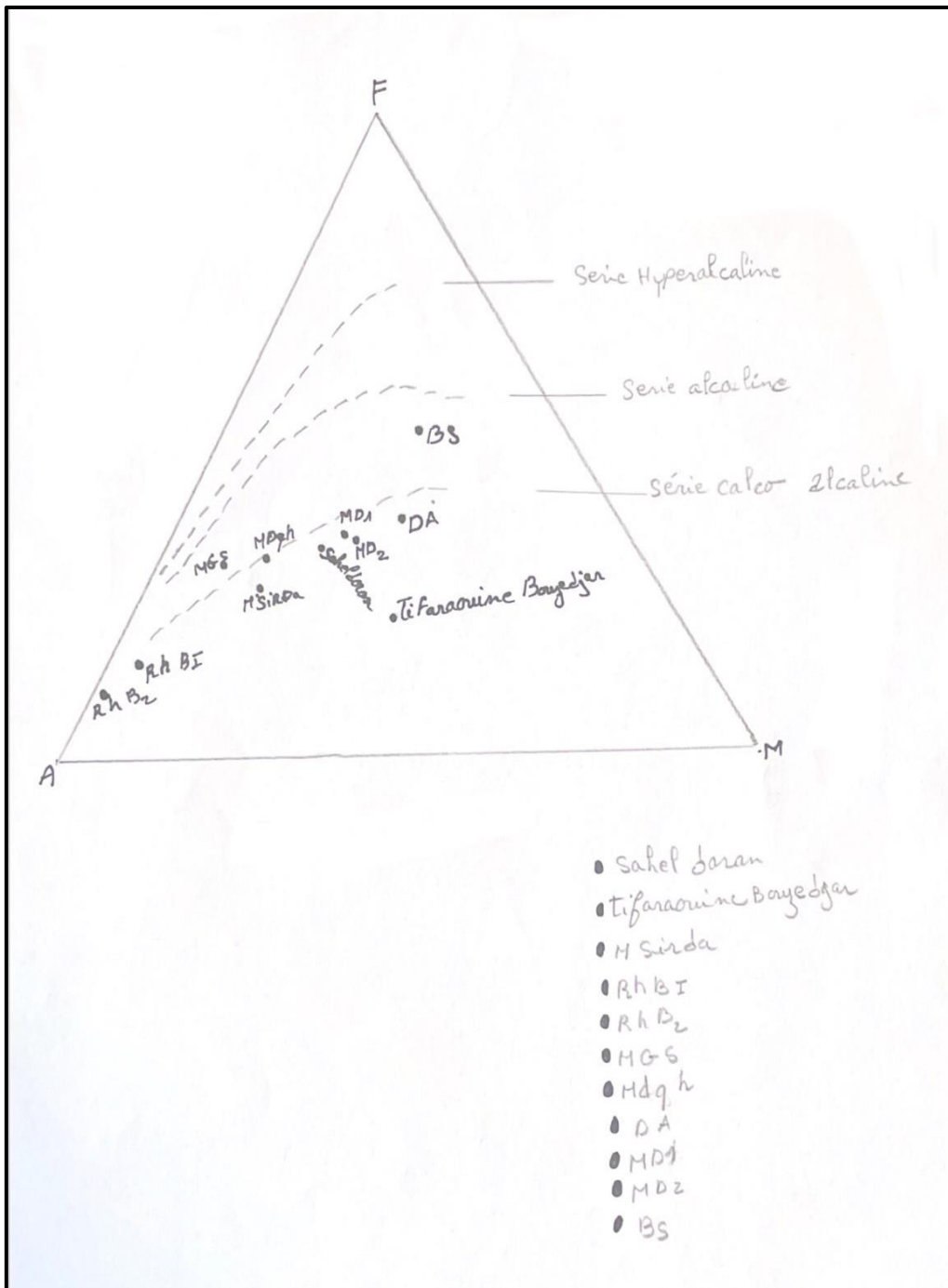


Figure 10 : Diagramme AFM

:

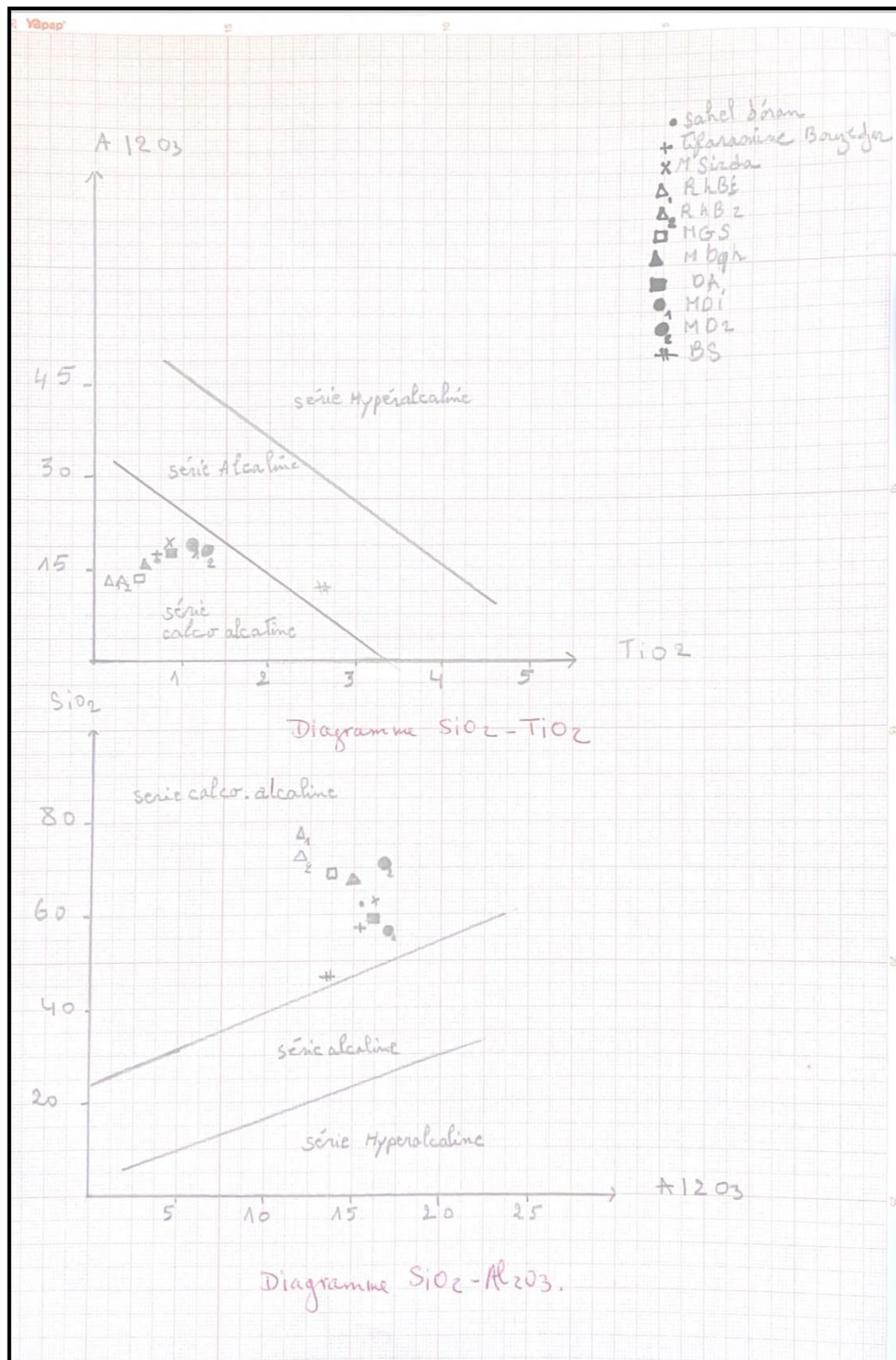


Figure 11 et 12 : diagramme SiO₂ - TiO₂ et SiO₂ - Al₂O₃

Chapitre 5 : Géodynamisme du volcanisme calco alcalin à l'échelle de la planète terre

Géodynamisme globale des andésites :

L'andésite est la roche volcanique la plus courante après le basalte. Appartenant à la série magmatique calco-alcaline, elle est le produit le plus courant du volcanisme des zones de subduction. Elle est donc particulièrement caractéristique de l'arc antillais et de la ceinture de feu du Pacifique et tire son nom de la Cordillère des Andes. Cependant, l'andésite ne se trouve pas nécessairement dans le contexte tectonique de la zone de subduction, car l'andésite est définie par sa composition chimique plutôt que par les conditions dans lesquelles elle s'est formée. Les volcans à prédominance de lave andésitique sont de nature explosive et produisent non seulement de la lave, mais aussi de grandes quantités de téphras. Les éruptions volcaniques andésitiques peuvent donc être très dangereuses et puissantes, et s'accompagnent souvent de la formation de nuées ardentes.

L'andésite est de couleur gris foncé à clair ou brun. Sur le plan minéralogique, l'andésite est composée principalement de pyroxène, de plagioclase et d'amphibole. La composition de l'andésite est entre celle du basalte et de la dacite, caractérisée par une transition de couleur douce, le basalte non concassé est noir, l'andésite est principalement gris foncé ou brun, et la dacite gris clair. La structure de l'andésite est principalement porphyrique, des phénocristaux apparaissent dans la roche à grains fins prédominante.

Les éruptions volcaniques les plus puissantes des temps historiques ont été principalement de composition andésitique. Il s'agit notamment de Tambora (1815), Krakatoa (1883), montagne Pelée (1902), mont Katmai (1912), mont Saint Helens (1980) et Pinatubo (1991).

L'activité volcanique des volcans andésitiques : au niveau des arcs insulaires est caractérisée par une certaine diversité dans leur style éruptif. En effet, le dynamisme d'un même édifice volcanique peut aussi bien s'exprimer par une alternance d'éruptions de type "plinien" ou bien de type "peléen" au cours de son histoire. Dans la plupart des arcs, la composition des laves présente très généralement des caractéristiques de produits différenciés, allant des basaltes andésitiques aux andésites, voire même dacites.

1) Généralités Les éruptions pliniennes portent ce nom en hommage à Pline le Jeune qui décrit la célèbre éruption du Vésuve en l'an 79 avant J.C. qui détruisit les villes romaines de Pompéi et Herculaneum. Ces éruptions donnent lieu à l'émission explosive d'un magma fortement vésiculé sous la forme d'un panache vertical qui entraîne des pyroclastes ponceux dans un milieu gazeux en expansion. Lorsque la densité de la colonne devient trop grande, le panache s'effondre sur lui-même et génère alors des écoulements pyroclastiques (mélange de gaz chaud et de particules solides de taille très variable) qui dévalent à très grande vitesse les flancs du volcan. **Les éruptions dites "peléennes" quant à elles font référence à l'activité récente de la Montagne Pelée (Martinique, Antilles françaises) et plus particulièrement à l'éruption de 1902-1905 (Lacroix, 1904).** Ce style éruptif se caractérise par une première phase explosive de débouffage formant un cratère puis par l'accumulation au niveau de l'évent du volcan d'un magma dégazé peu ou pas vésiculé qui forme un dôme. C'est la destruction partielle ou complète de ce dôme, soit par déstabilisation gravitaire, soit par explosivité interne qui donne naissance à des écoulements pyroclastiques de blocs et de cendres plus communément appelés "nuées ardentes". En terme d'aléas volcaniques, ces deux styles éruptifs présentent des particularités importantes qu'il est nécessaire de prendre en compte pour la prévention des risques volcaniques associés. En effet, les éruptions pliniennes

menacent à priori l'ensemble des flancs du volcan alors que les éruptions peléennes ne sont susceptibles d'affecter qu'un secteur du volcan. Ceci restreint et localise les risques à un secteur angulaire plus ou moins important en terme de surface affectée. Comprendre le comportement des magmas andésitiques passe nécessairement par une bonne compréhension de leur comportement dynamique, de leurs propriétés rhéologiques ainsi que de leur mode de dégazage. Cette connaissance est à l'heure actuelle un enjeu majeur en volcanologie.

2) Fonctionnement général d'un volcan andésitique Au cours d'une éruption volcanique, plusieurs aspects de l'évolution du magma doivent être pris en compte. Tout d'abord, le premier paramètre est représenté par les conditions de stockage pré-éruptives. Ces conditions correspondent en fait aux conditions de pression, de température, de teneur en volatiles dissous et de condition d'oxydo-réduction qui règne au sein du réservoir magmatique, la composition chimique du magma mais aussi le temps de résidence de ce magma dans la chambre. D'une manière classique, dans les systèmes de chambre andésitique, il est supposé que réservoir se trouve à relativement faible profondeur, généralement moins de 10 km de profondeur (soit une pression de l'ordre de quelques kilobars). Ce magma est saturé ou légèrement sous-saturé en volatils (de l'ordre de plusieurs % pds, en majorité constituée d'eau). Le déclenchement d'une éruption (remonté du magma) est généralement attribué à une surpression au sein de la chambre. Plusieurs phénomènes peuvent induire une surpression dans un réservoir magmatique (Tait et al., 1989) qui peut entraîner une fracturation des roches encaissantes et permettre ainsi une remonté du magma. Une première cause possible consiste en une ou plusieurs injections dans la chambre magmatique (considérée comme un volume constant) d'un magma plus basique et plus chaud. Ces injections entraînent nécessairement une augmentation du volume de magma dans un volume constant et donc une surpression. Le second phénomène qui peut induire une surpression concerne les volatils. En effet, lorsque la magma cristallise partiellement, cela provoque une exsolution des fluides à partir du liquide résiduel. Lorsque la solubilité des fluides est atteinte, une phase fluide s'exsolve nécessairement dans un volume constant et donc entraîne une surpression. Le second aspect à prendre en compte concerne tous les phénomènes liés à la remontée du magma dans le conduit volcanique. Plusieurs paramètres contrôlent cette remonté. Tout d'abord, le magma est constitué de minéraux (en proportion variable suivant les conditions de stockage) et d'un liquide résiduel différencié. De plus, lors de la remontée, le magma subi un dégazage qui entraîne la nucléation de bulles. Cette exsolution d'eau participe grandement à l'augmentation de la viscosité du magma. Ce dégazage, dans le même temps est responsable de la nucléation de bulles et donc d'une augmentation de la vésicularité du magma. Enfin, la dernière étape d'une éruption consiste en son style éruptif en surface. Ici aussi plusieurs cas de figure se posent. Le premier cas de figure concerne les éruptions de style "Peléen". Le magma arrive à la surface relativement dégazé, fortement cristallisé et donc très visqueux. Il forme alors un dôme de lave et refroidit lentement. Cependant, la mise en place d'un dôme andésitique est généralement associée à la génération d'écoulements pyroclastiques (nuées ardentes). L'énergie de ces nuées ardente peut être extrêmement variable, allant de simples écoulements gravitaires localisés et de faible extension latérale (sans explosivité importante) à des explosions violentes qui génèrent des déferlantes de haute énergie qui peuvent parcourir des distances importante. Ce sont ces déferlantes qui représentent le risque majeur lors d'une éruption à dynamique peléenne. Lors de ce style éruptif, la fragmentation du magma est supposée très superficielle. Le second dynamisme que l'on rencontre sur les volcans andésitique est le style "Plinien". Ces éruptions sont caractérisées par une fragmentation beaucoup plus profonde du magma qui est donc plus riche en volatils que dans le dynamisme peléen. Il en résulte la génération de panache plinien qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres d'altitude. Des écoulements ponceux latéraux (par effondrement de la colonne) sont associées à ce dynamisme. Pour parvenir à comprendre le dynamisme d'un volcan et

donc son style éruptif, il est indispensable de contraindre ces différentes phases. Le but du travail qui va suivre est de contribuer à une meilleure compréhension du dynamisme du volcanisme andésitique. Pour y parvenir, on s'attachera à coupler les études sur les produits naturels issus de ce genre d'éruptions à une approche expérimentale (équilibres de phases, solubilités de l'eau à basse pression, expériences de décompression contrôlées afin de simuler la remontée des magmas) qui permet de reproduire artificiellement des conditions éruptives naturelles et ainsi de contrôler de manière précise les différents paramètres qui peuvent influencer la dynamique des éruptions des volcans andésitiques.

Gisements Terrestres :

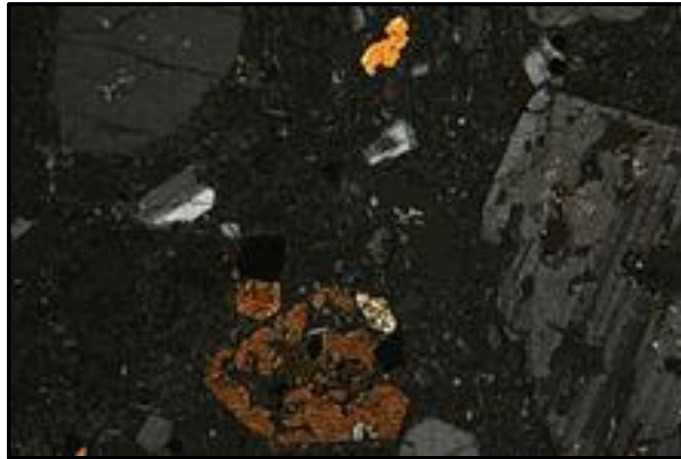


Photo 15 : Andésite

Une lame mince d'andésite observée au microscope en lumière polarisée-analysée : feldspath plagioclase (gris), amphibole (marron) et pâte microlitique (noire).

Les andésites sont caractéristiques des zones de convergence. On en trouve dans la cordillère des Andes (d'où dérive leur nom), au Japon et dans de nombreux arcs insulaires (Antilles, Indonésie, Sud-Ouest de l'océan Pacifique...).

C'est principalement de cette roche que sont constitués les murs dits « cyclopéens » d'origine Inca de la ville historique de Cuzco.

En France métropolitaine, elles sont présentes dans certaines formations liées à la chaîne alpine (massif de l'Esterel), il est aussi possible d'en trouver un filon à Sion-sur-l'Océan. Elles sont par contre abondantes dans les départements des Antilles (Guadeloupe et Martinique).

Il n'existe pas d'andésites vraies dans le volcanisme récent du Massif central. Dans la chaîne des Puys (pierre de Volvic), le Cantal (Carladès — où elles servaient à construire les murs des maisons, des églises et des châteaux) et la région du Mont-Dore, il s'agit de trachy-andésite.



Photo 16 : Fragment de la météorite .(Wikipédia).

Fragment de la météorite Erg Chech 002, une achondrite non groupée.

La plupart des roches volcaniques extraterrestres sont des basaltes ou des gabbros, mais on connaît une météorite dont la composition chimique et minéralogique est celle d'une andésite : Erg Chech 002, qui est par ailleurs la plus ancienne roche magmatique connue en 2021 (âge de cristallisation : 4,565 Ga).

Géodynamisme des séries calcoalcalines :

La série **calco-alcaline** est une série magmatique, c'est-à-dire une suite de roches issues de la différenciation progressive d'un même type de magma, par cristallisation fractionnée. Pour une même concentration en SiO_2 , les roches de la série calco-alcaline sont plus riches en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) que celles de la série tholéitique mais moins que celles de la série alcaline, et elles se distinguent aussi de ces dernières par une plus grande concentration en CaO .

Par ordre de différenciation croissante, les roches volcaniques de la série calco-alcaline sont des basaltes, des andésites, des dacites et des rhyolites, d'où le sigle **BADR** par lequel on désigne parfois la série.

L'équivalent plutonique de la série calco-alcaline, sont des granitoïdes calco-alcalins (diorite, granodiorite et granite).

La série calco-alcaline est caractéristique du volcanisme des zones de subduction, et notamment du volcanisme d'arc.

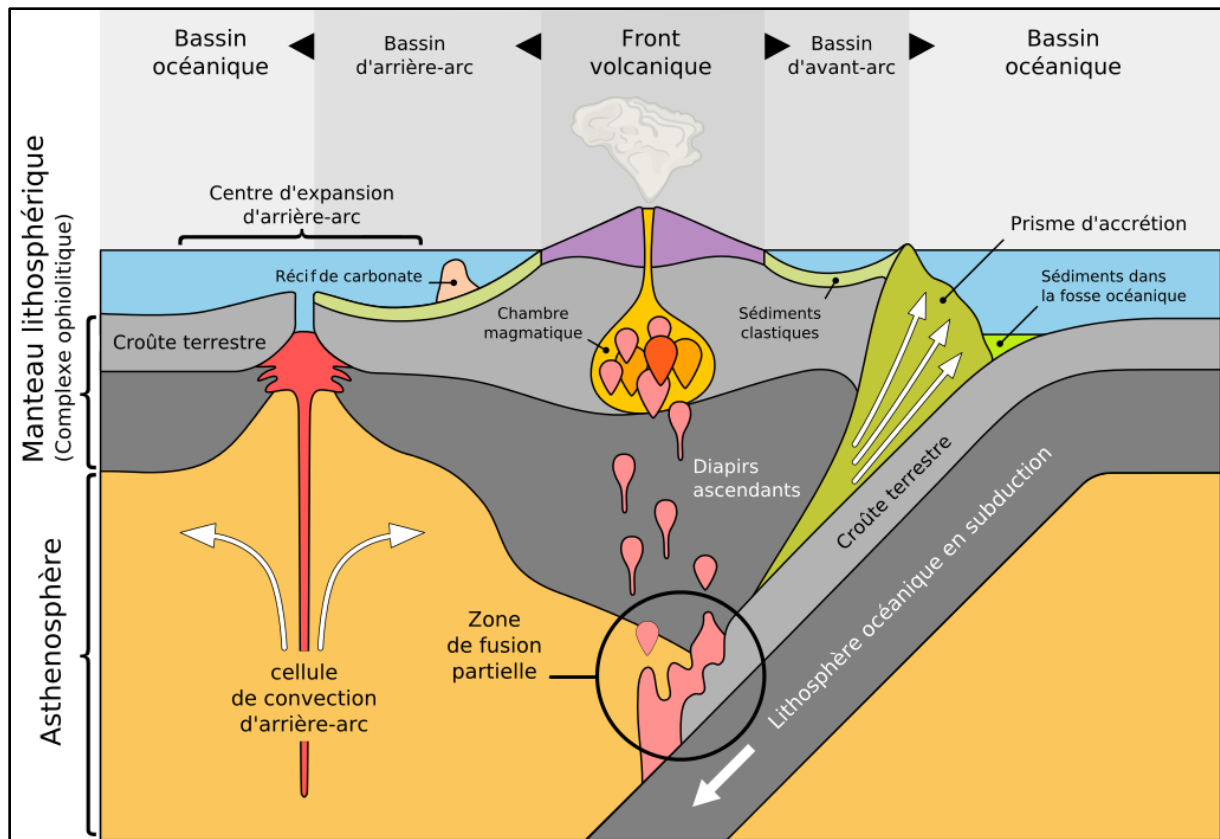


Figure 1 3 :Section transversale d'un arc volcanique, constitué typiquement d'un bassin avant-arc (en), d'un front volcanique ou bassin intra-arc (en) et d'un bassin arrière-arc.

Ainsi lorsque la croûte océanique qui entre en subduction est proche du rift, la croûte océanique basaltique plus chaude qui fond lorsqu'elle entre dans le faciès éclogite, produit des adakites : une série qui se différencie de la série calco-alcaline classique par un enrichissement relatif en Ca, Al et Mg et surtout une faible teneur en K avec un rapport $(K_2O) / (Na_2O)$ bas qui caractérise chimiquement les adakites dans la série BADR.

Une autre variété à haute teneur en Mg est appelée boninite. Les boninites sont extrêmement appauvries en éléments traces incompatibles (par exemple, terres rares légères) malgré leur teneur en silice relativement élevée.

Tandis que l'équivalent plutonique de la série calco-alcaline, sont des granitoïdes calco-alcalins (diorite, granodiorite et granite), les adakites sont associés à des plutons de sanukitoïdes.

Modèle propose par Michard au Maghreb : 2010

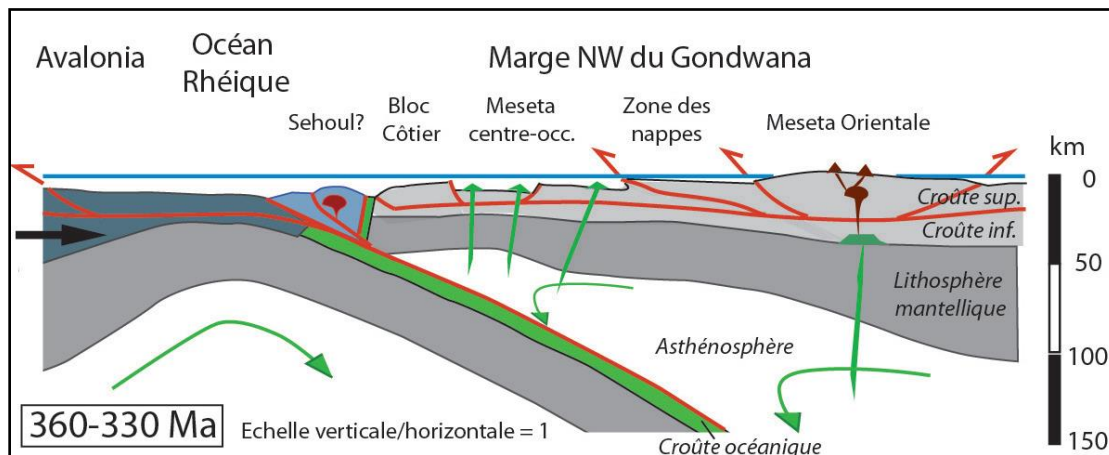


Figure 14 Modèle propose par Michard au Maghreb : 2010

Le modèle proposé par Michard est celui de l'existence d'une subduction vers l'Est du Maroc produisant ainsi un volcanisme calcoalcalin à Tifrit (coté orientale du domaine mesetien marocain) durant le carbonifère (viseen-stefanien).

Au Maroc, le volcanisme miocène du Rif oriental qui fait partie de la continuité du tell algérien, comportant des séries calco-alcalines, calco-alcalines potassiques et shoshonitiques, est un volcanisme orogénique typique et serait lié à la collision entre trois plaques : la micro-plaque d'Alboran, la plaque africaine et la plaque européenne. (El Bakkali, 1995) in Hacini. Cet auteur propose deux hypothèses pour expliquer le contexte géodynamique de ce volcanisme : dans la première hypothèse, il fait état d'une ancienne subduction anté-miocène de courte vie qui aurait avorté suite à la collision entre les plaques africaine et européenne et à l'interposition du bloc d'Alboran au moment de la collision. Dans la seconde hypothèse, il suppose l'existence d'une subduction localisée beaucoup plus loin vers l'Est. Ces deux hypothèses sont compatibles avec les anomalies thermiques et le déplacement de la microplaque d'Alboran.

Géodynamisme et minéralisations :

Les études géologiques montrent que les minéralisations sont liées aux facteurs géodynamiques internes et externes qui sont souvent porteurs de minerais.

À Tifrit, les études ont montré que les indices des minerais sont localisés sur les failles comme la faille bordière du môle qui recèle des indices de sulfures et d'oxydes.

Les indices du môle de Tifrit (Saida). Dans le môle de Tifrit, les minéralisations de type VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) et MVT (Mississippi Valley Type) (Aissa et Boutaleb, 2003,) sont favorables pour receler des quantités appréciables en Cd, In, Ge, Ga, Se, Te, Tl, A.

- **Gisements de type VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) :** Ce type constitue la plus importante source de ces éléments. Dans le Nord de l'Algérie, ces gisements sont liés aux divers massifs volcaniques tel que ceux de Tifaraouine, Beni saf, Ain Temouchent El Aouana, Oued Amizour, ... Plus particulièrement, les gisements à Cu-Pb-Zn de Bousoufa et

Oued El Kebir (El Aouana, Jijel) sont caractérisés par des teneurs appréciables en éléments traces suivants : Cd, In, Ga, Ge, V , Bi Mo, Ag, Au (ORGM, inédit). Dans ce dernier gisement, on note la présence de Würtzite.

D'après Belmouhoub(2004) dans sa recherche sur les minéralisations A Cu, (Au), Pb-Zn associées aux roches volcaniques miocènes du massif de TIFRAOUINE (SAHEL ORANAIS) :La minéralisation est associée aux andésites à pyroxènes qui se mettent en place dans une dépression aux bordures structurées par des failles. Ces failles contrôlent à la fois la mise en place des roches volcaniques et celle de la minéralisation. Ainsi, l'analyse des caractères favorables à la présence de la minéralisation cuprifère dans le massif de Tifraouine permet de dégager des guides de prospection. Ces guides de prospection ou métallotectes sont de différents types : (i) – structuraux (failles N14°et la structure en graben) ; (ii) – pétrographiques (la minéralisation est essentiellement liée aux andésites à pyroxène) ; (iii) géochimiques (seules les roches fortement altérées en sérécite sont minéralisées). La mise en évidence et les caractères de cette minéralisation constituent une donnée importante pour la poursuite et l'orientation de l'exploration minière dans la région du Sahel oranais. La zone qui apparaît la plus favorable pour la recherche de corps minéralisés de type amas stratoïde paraît se situer dans la partie nord du volcan de Tifraouine là où les fractures limitant la dépression sont les plus importantes et où les andésites à pyroxènes sont les plus développées et les plus altérées.

Volcanisme "orogénique" et zones de subduction On associe généralement le terme de magma orogénique, terme couramment utilisé dans la littérature (Gill 1981), à la localisation de ces magmas dans des zones de convergence de plaques, c'est à dire des zones orogéniques. Ce terme définit ainsi, des caractéristiques magmatiques par une situation géodynamique particulière. Actuellement la position des séries magmatiques par rapport aux frontières de plaques est évidemment connue et ceci ne pose guère de problème. Cette pratique s'avère délicate dans les séries anciennes, où l'un des buts principal de l'étude géochimique des séries magmatiques est de reconstituer leur environnement géodynamique. A côté de nombreux exemples (Andes, Indonésie, Philippines) où un contexte de subduction active s'exprime au plan magmatique par la production de magmas orogéniques, on trouve des roches orogéniques non liées apparemment à une zone de subduction. Dans de nombreux exemples, l'existence d'une subduction active demeure controversée. Ainsi en Turquie, l'Anatolie est une zone tectonique privilégiée par sa position structurale à l'intersection de trois plaques continentales (Afrique, Eurasie et Arabie) limitées par des accidents lithosphériques. Le volcanisme de cette région, d'âge compris entre l'Oligocène et le Quaternaire, présente plusieurs types de laves qui sont des plus anciennes aux plus récentes : des laves à affinité tholéïtique, des laves calco-alcalines et des laves alcalines (Aydar 1992). L'auteur suggère que l'histoire magmatique de ce volcanisme est en relation avec la contribution croissante de la lithosphère subcontinentale alors que corrélativement celle de la subduction diminue. Au Maroc, le volcanisme miocène du Rif oriental, comportant des séries calco-alcalines, calco-alcalines potassiques et shoshonitiques, est un volcanisme orogénique typique et serait lié à la collision entre trois plaques (la micro-plaque d'Alboran, la plaque africaine et la plaque européenne. (El Bakkali, 1995). Cet auteur propose deux hypothèses pour expliquer le contexte géodynamique de ce volcanisme : dans la première hypothèse, il fait état d'une ancienne subduction anté-miocène

de courte vie qui aurait avorté suite à la collision entre les plaques africaine et européenne et à l'interposition du bloc d'Alboran au moment de la collision. Dans la seconde hypothèse, il suppose l'existence d'une subduction localisée beaucoup plus loin vers l'Est . Ces deux hypothèses sont compatibles avec les anomalies thermiques et le déplacement de la microplaque d'Alboran. Si dans la majorité des secteurs où il y a une zone de subduction, il y a une manifestation d'un volcanisme calco-alkalin, la présence de ce dernier dans des zones à histoire tectonique complexe, comme celle de la Méditerranée occidentale et les secteurs que nous avons cités auparavant, peut être aussi l'implication d'une ancienne zone de subduction. Cette subduction aurait avorté ou aurait été déplacée suite à des évènements tectoniques multiples et complexes. Celle ci n'aurait laissé que des traces héritées sous forme de lambeaux qui auraient contribué à la modification la composition de la lithosphère. Le problème de la persistance du magmatisme lié à une subduction après cessation de celle- ci est beaucoup moins clair, en grande partie à cause de la difficulté de dater de façon précise la fin d'un tel processus et également en raison de la possibilité de persistance au sein du manteau de lambeaux de croûte, bien après la fin de la subduction (Maury 1984). Pour ce même auteur, il semble que le volcanisme orogénique puisse continuer de s'exprimer plusieurs millions d'années après l'apparition d'un nouveau régime tectonique

Conclusions générales :

Evolution géodynamique de la marge maghrébine et origine des magmas

Au Maghreb la possibilité d'une subduction contemporaine d'un magmatisme néogène semble à priori, peu probable si l'on tient compte des arguments suivants : la disposition discontinue des manifestations magmatiques ; le volume restreint des matériaux émis ; L'enrichissement en potassium au cours du temps ; La relative jeunesse du magmatisme à l'Ouest par rapport à celui de l'Est. Ainsi il semble raisonnable d'envisager un autre modèle pour expliquer toutes les particularités du magmatisme néogène de la marge Maghrébine. L'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale du Paléogène au Néogène apporte l'explication de l'origine « orogénique » du manteau à partir duquel dériveraient les laves calco-alcalines. En fait cette évolution est caractérisée par la convergence presque NS entre l'Afrique et l'Europe ; c'est ce qui a conduit de nombreux auteurs à considérer qu'un domaine océanique séparant les continents africain et européen a subducté sous la marge européenne (Biju-Duval et al., 1978 ; Maillard et Mauffret, 1993 ; Gueguen et al., 1998). L'existence durant l'Oligo-Miocène d'un lambeau océanique subducté de direction NW est confortée par l'activité volcanique calco-alcaline pendant la période Oligocène Miocène moyen dans la partie méridionale de la marge européenne : sud de la France, secteur de l'Esterelle (Féraud et al., 1995), Sardaigne (Bellon, 1976; Coulon, 1977; Beccaluva et al., 1989), les îles Baléares et la fosse Valencienne (Marti et al., 1992). Une autre preuve de l'existence d'une subduction Oligo-Miocène dans la méditerranée occidentale est confirmée par les données géophysiques (De Jonge et al., 1994) et par des études tomographiques (Spakman et al., 1995 ; Carminati et al., 1998). Ainsi sous la marge nord africaine, le manteau aurait enregistré une longue période de métasomatisme tout au long de cette subduction, avant la collision continentale (qui commence dans les Alpes et dans la chaîne bétique) et avant la mise en place des laves calco-alcalines en Algérie (16-15 Ma). Ce magmatisme et celui plus jeune du Maroc (12-7 Ma) et de la Tunisie (14-7 Ma) se sont tous manifestés après la fin de la subduction océanique sous la plaque européenne. Cependant, comme il a été précisé précédemment, ce manteau supérieur contaminé par les fluides métasomatiques liés à la subduction était probablement encore capable de générer des liquides calco-alcalins. Un tel phénomène a été observé dans diverses provinces volcaniques post-collisionnelles comme au Tibet (Coulon, 1986) ou en Anatolie (Pearce et al., 1990). A partir de données géologiques et géochimiques et sur la base de la structure actuelle du manteau supérieur (tel qu'établi par les études tomographiques), Carminati et al 1998 proposent 4 phases successives d'un processus de rupture de lithosphère plongeante (détachement et rupture de la lithosphère océanique subduite d'une lithosphère continentale durant la collision continentale) dans la région alpine de la Méditerranée occidentale : sous les Alpes (début oligocène), sous la chaîne Bétique (Aquitaniens), sous l'Afrique du nord (Langhien), et sous les Apennins (fin Miocène-Pliocène). L'un de ces événements aurait donc eu lieu sous l'Afrique du nord au Langhien entre 16 et 15 Ma.

A propos du magmatisme calco alcalin paléozoïque au Maghreb les modèles proposés pour l'explication du volcanisme sont le mélange magmatique entre le manteau et la base de la croûte avec une tectonique Spéciale lors de l'orogénèse tardi hercynien.

Résumé

Le littoral d'Oran souvent appelé le sahel oranais est réputé par des coulées volcaniques de nature petro génétique calcoalcaline et d'âge néogène.

La nature pétrographique est essentiellement andésitique à pyroxène, amphibole et plagioclase avec des dacites et des rhyolites.

D'autres formations volcaniques d'âges paléozoïques et de même nature petro génétique se localisent au niveau des hautes plaines occidentales à Tifrit ayant des caractéristiques d'andésite à amphibole et plagioclases et des dacites et rhyolites.

Les similitudes entre les deux volcanismes résident dans la nature pétrographique d'une part et dans le mode de mise en place et le géodynamisme .Les hypothèses qui expliquent ce genre de volcanisme correspondent aux zones de convergence. On en trouve dans la cordillère des Andes (d'où dérive leur nom), au Japon et dans de nombreux arcs insulaires (Antilles, Indonésie, Sud-Ouest de l'océan Pacifique...). Les phénomènes d'hydrothermalisme sont présents et sont souvent associés avec des minéralisations importantes.

Summary

The coast of Oran, often called the Oran Sahel, is renowned for its petro-genetic calc-alkaline volcanic flows of Neogene age.

The petrographic nature is essentially andesitic with pyroxene, amphibole and plagioclase with dacites and rhyolites.

Other volcanic formations of Paleozoic ages and of the same petrogenetic nature are located in the western high plains of Tifrit with characteristics of andesite with amphibole and plagioclase and dacites and rhyolites.

The similarities between the two volcanisms lie in the petrographic nature on the one hand and in the mode of establishment and geodynamics. The hypotheses which explain this type of volcanism correspond to the convergence zones. They are found in the Andes cordillera (from which their name derives), in Japan and in numerous island arcs (Antilles, Indonesia, South-West Pacific Ocean, etc.). Hydrothermalism phenomena are present and are often associated with importantes mineralization.