



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Magistère
Pétrologie - Géochimie

**Pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la
région de Bechtout (Tiaret, Algérie occidentale)**

Présenté et soutenu publiquement par :

M. CHABANI Nouredine

Devant le jury composé de :

M. M. TABELIOUNA	Professeur	Univ. d'Oran 2	Président du jury
Mme N. REMACI	Maître de conférences A	Univ. d'Oran 2	Directrice de thèse
M. A. SEDDIKI	Professeur	Univ. d'Oran 2	Examineur
M. R. BENDOUKHA	Maître de conférences A	Univ. d'Oran2	Examineur

Année 2020

الحمد لله وحده الفائل على لسان نبيه الكريم يوسف عليه السلام : ﴿ رَبِّ فَدَّ آتَيْتَنِي مِنَ الْمَلِكِ وَعَلَّمْتَنِي مِنْ
تَأْوِيلِ الْأَحَادِيثِ فَانصُرَ السَّمَوَاتِ وَالْأَرْضِ أَنْتَ وَلِيِّ بِي الدُّنْيَا وَالْآخِرَةِ تَوَفَّنِي مُسْلِمًا وَالْحَقَنِي بِالصَّالِحِينَ ﴾
- الآية 101 من سورة يوسف.

وصلى الله وسلم على نبينا محمد الفائل : ﴿ مَنْ مَلَكَ كَسْرِيًّا يَبْتَغِي فِيهِ عِلْمًا سَهَّلَ اللَّهُ لَهُ كَسْرِيًّا إِلَى الْجَنَّةِ ﴾
- رواه أبو داود والترمذي.

رحم الله امي راحية التي حرصت على تربيتي ،
حفظه الله أبي مصطفى الذي حرص على تعليمي ،
رحم الله كل من علمني ولو حرفاً.

إلى فادية ، مريم ، محمد إبراهيم.

Remerciements

*Je suis heureux d'exprimer, à travers ce travail, toute ma reconnaissance et mes remerciements tout particuliers et chaleureux à deux femmes qui m'ont soutenu et ont eu beaucoup de patience durant toute la réalisation de ce mémoire : ma femme **NADIA** et Mme **REMACI**,*

Ma femme qui m'a entouré et encouragé moralement et sans relâche, je la remercie infiniment.

*Mme **REMACI**, ma directrice de thèse et mon enseignante, encore une fois, je la remercie profondément, elle, qui m'a vraiment aidé et encouragé constamment par sa disponibilité, son aide et son dévouement.*

*Ma reconnaissance et mes remerciements vont à Mr. **TABELIOUNA** pour avoir accepté de présider le jury.*

*Que Mr. **BENDOUKHA** soit remercié pour avoir accepté d'examiner et de juger ce travail. Ses remarques seront les bienvenues.*

*Mes sincères remerciements vont également à Mr. **SEDDIKI** qui a également accepté de juger ce travail et pour son aide lors des premières années de mon Magistère.*

Je remercie tous les enseignants de l'institut des Sciences de la Terre et tous mes collègues et amis.

Je remercie mes collègues de travail Nawel S. Boudghuen, Mohamed Latrouz et autres pour leurs encouragements dans l'aboutissement de ce mémoire.

Enfin, mes chaleureux remerciements vont à mes parents, mes frères, ma famille et sans oublier chère frère et amis Mostafa Cheriet et sa famille pour leur soutien moral.

Résumé :

En Algérie occidentale, les vestiges de la chaîne hercynienne sont rares, éparpillées et n'apparaissent que sporadiquement dans le « pays des Horsts » ou le massif de Ghar Rouban, dans les Traras, les Monts de Saïda et au Djebel Bechtout (Tiaret).

Pour la première fois une étude pétrologique et géochimique du complexe de Bechtout a été menée. Ce dernier, situé à 20 km de la wilaya de Tiaret, est un pointement volcanique où le faciès rhyolitique est dominant. Il est recoupé par un réseau filonien basique.

D'un point de vue pétrologique, la masse rhyolitique est phanéritique, porphyrique, à cause de sa constitution essentielle de phénocristaux felsiques tels que les feldspaths blanc laiteux ou roses de forme allongée, millimétriques à centimétriques, le quartz à aspect vitreux et de forme plutôt arrondie. Des taches sombres représenteraient les minéraux ferromagnésiens tels que la biotite. L'examen microscopique montre une paragenèse primaire assez monotone, comme dans toutes les rhyolites. Elle est constituée de quartz, de feldspath potassique (sanidine), de plagioclase de type albite, de la biotite à caractère ferrifère, de la muscovite, du zircon et du rutile. Ce faciès montre de belles figures d'association quartz/feldspath en structure eutectique (texture granophyrique).

L'étude géochimique confirme la composition rhyolitique et dacitique de ces roches. Elle montre leur caractère potassique et peralumineux avec des pourcentages en corindon normatif élevé. Les spectres multi-élémentaires traduisent un enrichissement en LILE et en LREE par rapport aux HFSE. Les anomalies négatives en Nb et Ti apparaissent, caractéristiques des magmas orogéniques et de la croûte continentale. L'anomalie positive en Pb confirme le rôle de la croûte continentale dans la genèse de ces roches acides. Les diagrammes géotectoniques confirment que ces roches ont des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse hercynienne et confortent notre hypothèse sur le contexte post-collisionnel.

La comparaison pétrologique, géochimique et isotopique avec les rhyolites de Tifrit (Saïda) nous amène à faire un rapprochement pétrogénétique et géotectonique, Bechtout et Tifrit seraient issus d'un contexte post-collisionnel lié à l'orogène hercynien. Tout comme Tifrit, Bechtout aurait une origine purement crustale, sans aucune participation du manteau. Un protolithe sédimentaire serait bien lié à leur source.

Quant au réseau filonien traversant la masse rhyolitique, il s'agit de dykes basiques ressemblant aux dolérites. Ces roches apparaissent comme des trachy-andésites basaltiques avec une affinité alcaline à tendance shoshonitique. Bien qu'ayant des caractères de magma orogénique, avec une contamination par la croûte continentale dans leur genèse, leur postériorité par rapport à la masse rhyolitique semble montrer une absence de co-généisme avec les roches acides.

Mots clés : *Algérie occidentale, Bechtout, Tiaret, tardi-hercynien, rhyolite à biotite et muscovite, dacite, alumino-potassique, peralumineux, post-collisionnel, source crustale.*

Petrology and geochemistry of magmatic rocks in the Bechtout region (Tiaret, Western Algeria)

Abstract :

In western Algeria, the remains of the Hercynian belt are rare, dispersed and appear only sporadically in the "Horsts country" or the Ghar Rouban massif, in the Traras, the Saïda Mountains and Djebel Bechtout (Tiaret).

For the first time a petrological and geochemical study of the Bechtout complex was directed. The latter, located 20 km from the wilaya of Tiaret, is a volcanic outcrop where the rhyolitic facies is dominant. It is intersected by a basic vein network.

From a petrological point of view, the rhyolitic mass is phaneritic, porphyritic, because of its essential constitution of felsic phenocrysts such as chalky white feldspars or pink, elongated form, millimetric to centimetric, the quartz with glassy aspect and rather rounded. Dark spots would represent ferromagnesian minerals such as biotite. Microscopic examination shows a rather monotonous primary paragenesis, as in all rhyolites. It consists of quartz, potassic feldspar (sanidine), plagioclase (albite type), iron-bearing biotite, muscovite, zircon and rutile. This facies shows beautiful quartz / feldspar association figures in eutectic structure (granophyric texture).

The geochemical study confirms the rhyolitic and dacitic composition of these rocks. It shows their potassium and peraluminous character with high normative corundum percentages. Multi-elemental spectra show enrichment in LILE and LREE compared to HFSE. The negative anomalies in Nb and Ti appear, characteristic of the orogenic magmas and the continental crust. The positive anomaly in Pb confirms the role of the continental crust in the genesis of these acidic rocks. Geotectonic diagrams confirm that these rocks have characteristics of orogenic magmas related to the Hercynian orogeny and support our hypothesis on the post-collision context.

The petrological, geochemical and isotopic comparison with the rhyolites of Tifrit (Saïda) leads us to make a petrogenetic and geotectonic approach, Bechtout and Tifrit would come from a post-collision context related to the Hercynian orogen. Like Tifrit, Bechtout would have a purely crustal origin, without any participation of the mantle. A sedimentary protolith would be well linked to their source.

As for the vein network crossing the rhyolitic mass, these are basic dykes resembling dolerites. These rocks appear as basaltic trachy-andesites with a shoshonitic alkaline affinity. Although having orogenic magma characters, with contamination by the continental crust in their genesis, their posteriority compared to the rhyolitic mass seems to show an absence of co-genetics with the acidic rocks.

Key words : *Western Algeria, Bechtout, Tiaret, late Hercynian, biotite and muscovite rhyolite, dacite, alumino-potassium, peraluminous, post-collisional, crustal source.*

بتروولوجيا وجيوكيمياء الصخور المنصهرة في منطقة بشطوط (تيارت، غرب الجزائر)

ملخص:

في الغرب الجزائري، أثار السلسلة الهرسينية نادرة، وهي متناثرة ولا تظهر إلا بشكل متقطع كما هو الحال في منطقة مرتفعات غار الروبان ، وفي التراس، وجبال سعيدة وجبل بشطوط (تيارت).

إنه لأول مرة تجرى دراسة بتروولوجية وجيوكيميائية معاً لمركب بشطوط. هذا الأخير ، يقع على بعد 20 كم من ولاية تيارت ، وهو قطعة بركانية أين تسود سحنة ريوليتية، تخترقها شبكة من العروق القاعدية.

من وجهة نظر بتروولوجية ، فالكتلة ريوليتية فانيريتية (محبب)، بورفيرية (حبيبات بارزة)، نظراً لتكوينها الأساسي، فلزات كبيرة، فلسية : مثل الفلسبار الأبيض الناصع أو الوردية، الذي يظهر شكل ممدود ، طوله من ميليميتري إلى سنتيمتري ، والكوارتز ذو الطابع الزجاجي وله شكل دائري. تمثل البقع الداكنة المعادن الحديدوميغنازية، كالبيوتيت.

الفحص المجهرية يظهر تكوين أولي رتيب إلى حد ما ، كما هو الحال في جميع الريوليت. يتكون من الكوارتز ، الفلسبار البوتاسي (ساندين) ، بلاجيوكلاز من النوع الأبيض ، البيوتيت الحديدي ، المسكوفيت ، الزركون والروتيل. تُظهر هذه السحنة أشكالاً جميلة من أشكال رابطة الكوارتز / الفلسبار في بنية سهلة الانصهار (نسيج حبيبي).

تؤكد الدراسة الجيوكيميائية على التركيب الريوليتي والداستي لهذه الصخور. وتظهر الخصائص البوتاسية و التشبع بالالومين مع نسب عالية من الكوراندوم المعياري.

الأطياف متعددة العناصر تظهر التخصيب في LILE و LREE مقارنة بـ HFSE. تظهر الشذوذ السلبي في Ti و Nb ، سمة من سمات الصهارة المنشأ والقشرة القارية. تؤكد الشذوذ الإيجابي في Pb دور القشرة القارية في نشأة هذه الصخور الحمضية. تؤكد المخططات البيانية الجيوتكتونية أن هذه الصخور لها خصائص صخور ماجما (صهارة) نشوء الجبال، والتي لها علاقة بنشأة الجبال الهرسينية وتؤيد فرضيتنا على سياق ما بعد الاصطدام.

المقارنة البتروولوجية والجيوكيميائية والنظائرية مع الريوليت في تيفريت (سعيدة) أدت إلى مقارنة بتروجينية وجيوتكتونية ، فبشطوط وتيفريت قد يكونا قد نشأ في شروط ما بعد الاصطدام المرتبط بنشأة الجبال الهرسينية . فمثل تيفريت ، قد يكون أصل بشطوط قشري بحت ، دون أي مشاركة من الوشاح. بل بروتوليت رسوبي مرتبط بمصدرهما.

أما بالنسبة لشبكة العروق التي تخترق الكتلة الريوليتية ، فهذه هي التعرقات القاعدية الشبيهة بالدوليريت. هذه الصخور تبدو كالتراكتيت-أنديزيت البازلتية، مع اتساق شوشونيتي قلوي. على الرغم من وجود خصائص صخور ماجما (صهارة) نشوء الجبال، مع تلوث القشرة القارية في نشأتها. إلا أنه يبدو أن ظهورها المتأخر مقارنة بالكتلة الريوليتية يدعم غياب الأصل المشترك مع الصخور الحمضية.

الكلمات الإفتتاحية: غرب الجزائر ، بشطوط ، تيارت ، الهرسينيان المتأخر ، الريوليت مع البيوتيت والمسكوفيت ، الداستي ، الألومينو البوتاسيوم ، البرالومين ، ما بعد الاصطدام ، المصدر القشرة القارية.

Table des matières

Introduction	01
Chapitre 1 – Généralités	03
I-1- Structure et évolution de la chaîne hercynienne	04
I-2- La place du segment algérien dans les modèles d'évolution précédents	05
I-3- Djebel Bechtout, un complexe de l'orogène hercynien	11
I-4- Historique	16
Chapitre 2 - Pétrographie des facies du complexe de Bechtout	18
II-1-Introduction	19
II-2-Les affleurements	20
II-2-1- Caractères macroscopiques	20
II-2-2-Caractères microscopiques	21
II-2-2-1- Les faciès acides	21
II-2-2-2-Les roches filoniennes	22
Chapitre 3 - Minéralogie	26
III-1-Introduction	27
III-2- Etude chimique des différentes phases minérales	27
III-2-1-Les feldspaths	27
III-2-1-1- Le plagioclase	27
III-2-1-2- Le feldspath potassique	27
III-2-2- Les micas	29
III-2-2-1- La biotite	29
III-2-2-2- La muscovite	33
III-2-3- Les oxydes ferro-titanés	33
III-2-4- Les minéraux secondaires	35
III-2-4-1- La Chlorite	35
III-2-4-2- L'Epidote	35
III-3- Conclusion	36
Chapitre 4 - Géochimie des éléments majeurs et traces	37
IV-1-Introduction	38
IV-2- Géochimie des éléments majeurs et traces	38
IV-2-1- Les variations chimiques	38
IV-2-2-Classification et caractérisation géochimique	39
IV-2-3--Evolution des spectres des Terres Rares et des spectres multi-élémentaires	43
VI-3-Contexte géodynamique	47
IV-4- La géochimie isotopique	48
Conclusions générales	49
Référence Bibliographique	54

Introduction

Introduction

Le paléozoïque en Algérie du nord est largement couvert par des formations ultérieures mésozoïques-cénozoïques, ses affleurements n'apparaissent que sporadiquement et éparpillés, au nord de la faille Sud atlasique, en massifs isolés ou en petites boutonnières dans la zone interne du domaine tellien ou dans L'avant-pays tellien.

La zone interne du domaine tellien conserve un socle métamorphique surmonté par un Paléozoïque schisteux allant du Cambrien au Carbonifère inférieur, couvert par des formations mésozoïques-cénozoïques, elle comprend les massifs littoraux de l'Algérois (Alger, Petite et Grande Kabylie.) et de l'Oranie (Dj. Khar, massif de l'O. Madakh, massifs du Cap Falcon et Cap Lindlès (les Andalouses).

L'avant-pays tellien ou la meseta oranaise se distingue par son dépôt sédimentaire continental paléozoïque (de l'ordovicien au Permien), ses déformations, son magmatisme tardi-hercynien tant intrusif ou effusif et par son métamorphisme. La zone comporte le cœur des massifs de Traras et du Fillaousène, le massif de Ghar-Rouban et le môle de Tifrit (Saïda) et djebel Bechtout (Tiaret).

Le massif volcanique rhyolitique de Bechtout, présente une grande similitude avec ses homologues de la meseta oranaise occidentale ; le massif est aussi recoupé par un réseau filonien doléritique basique postérieur à la phase magmatique rhyolitique, mis en place comme les autres massifs de la meseta oranaise dans un contexte post-collisionnel durant le Carbonifère supérieur.

Ce travail permet d'apporter une contribution à la connaissance du magmatisme hercynien en Algérie. Les objectifs attendus sont les suivants :

- Réaliser une étude de terrain de cette région afin de mener un échantillonnage précis dans tous les faciès rencontrés,
- Faire une présentation générale sur la géologie de Bechtout en plaçant ce segment dans la chaîne hercynienne oranaise,
- Mener une étude pétrographique détaillée à partir de lames minces,
- Réaliser une étude chimique des phases minérales constituant les paragenèses primaires et secondaires,
- Caractériser ces roches à partir des éléments majeurs et des éléments traces (avec Terres Rares) et confirmer leur contexte géodynamique,
- Aborder, à l'aide de données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd réalisées sur les autres massifs oranais (Tifrit, Nédroma et Béni-Snouss) la source des magmas à l'origine de ces volcanites acides.

CHAPITRE I

Généralités

I-1- Structure et évolution de la chaîne hercynienne

Avant d'aborder la géologie de la région étudiée avec son appartenance à l'orogénèse hercynienne en Algérie, il est souhaitable de rappeler, à partir des travaux bibliographiques de Remaci-Bénaouda (2005), la structure et l'évolution de la chaîne hercynienne en Afrique du nord. Nous essaierons de présenter quelques points importants de cette période paléozoïque.

Les travaux sur l'évolution des marges continentales et des orogénèses menés par Stampfli et Borel (20002), Stampfli et al. (2002 b, 2003) et Von Raumer et al. (2002, 2003), ainsi que les schémas reconstitutifs établis par Stampfli et Borel (2000) in Remaci-Bénaouda (2005) développent l'étude géodynamique sur la chaîne hercynienne. Ils mettent l'accent sur le développement des domaines océaniques téthysiens pendant le Paléozoïque (**Fig.1 A, B et C**), à savoir la naissance à l'Ordovicien du plus vieil océan téthysien, la Prototéthys, puis son développement en Paléotéthys durant la période du Dévonien moyen au Carbonifère-Permien.

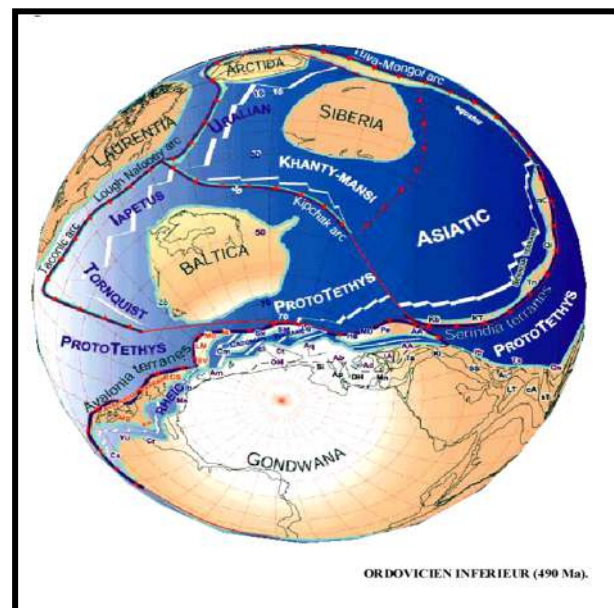


Fig. I-1-A : La reconstitution de l'évolution géodynamique de la Prototéthys (océan Peri-Gondwana) à l'Ordovicien inférieur (d'après Stampfli et Borel, 2000 in Remaci-Bénaouda, 2005).

A la période ordovicienne, les blocs Baltique et Sibérie ont dérivé à partir du côté indien du Gondwana et ont permis l'ouverture de la Prototéthys. La dérive de l'Avalonie ((E-Av, W-Av) de la côte W de l'Afrique a vraisemblablement ouvert l'océan Rhéique mauritanien à cette même période. Les terranes du Kiptchak Ouest (la future marge Nord de la grande formation Hun) : AA, Austro alpine ; Ça, Carpathians ; He, Helvétique ; Ib, Ibérique ; Is, Istanbul ; Li, Ligérien ; Md, Moldanubien ; Mo, Moesia ; Pe, Penninic ; Po, Pontides.

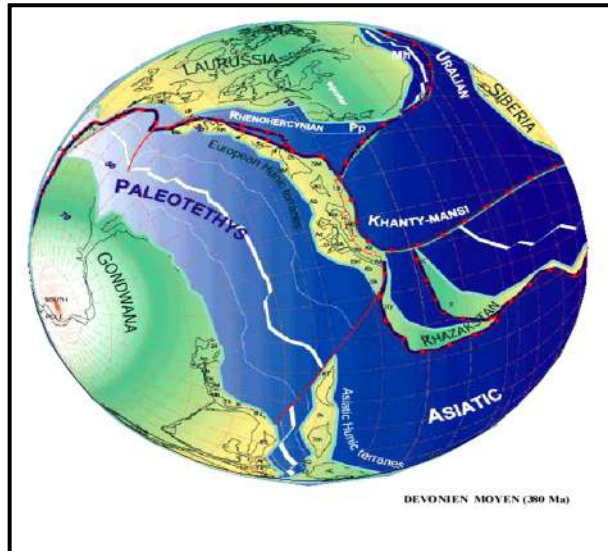


Fig. I-1-B : La reconstitution de l'évolution géodynamique de la Paléotéthys au Dévonien moyen (d'après Stampfli et Borel, 2000, in Remaci-Bénaouda, 2005).

A la période du Dévonien moyen, l'ouverture de la Paléotéthys a séparé la grande formation Hun du Gondwana. Cette ouverture a pris place dans un contexte de développement d'arrière arc et de la plaque océanique mauritanienne. La marge septentrionale de la Paléotéthys se compose de blocs qui se sont développés comme formations (terrane) pendant l'orogène varisque: Aq, Aquitaine; Ar, Armorique; Ct, Cantabrien; DH, Dinaric-Hellenic; Ia, intra-Alpine (Adria, Calabria, Carnic, Austro-Carpathian); Kr, Karakum-Turan; nC, north China block; OM, Ossa-Morena; Sx, Saxo-Thuringian; Tr, south-Tarim, Pamir, Qaidam. La grande formation cimmérienne est constituée de blocs localisés entre la marge méridionale de la Paléotéthys et la marge septentrionale de la Néotéthys développés en Eurasie durant la phase orogénique cimmérienne précoce. Du SW au NE, ces blocs sont les suivants : Si, Sicily-Tunisia ; Ap, Apulie s.str. ; HT, Hellenides-SW Taurides ; Me : Menderes and Taurides ; Ss, Sanandaj-Sirjan ; Al, Alborz ; Lt, Lut-Central-Iran ; Af, Central Afghanistan ; sT, South-Tibet ; Ma, Malaysia-Sumatra.

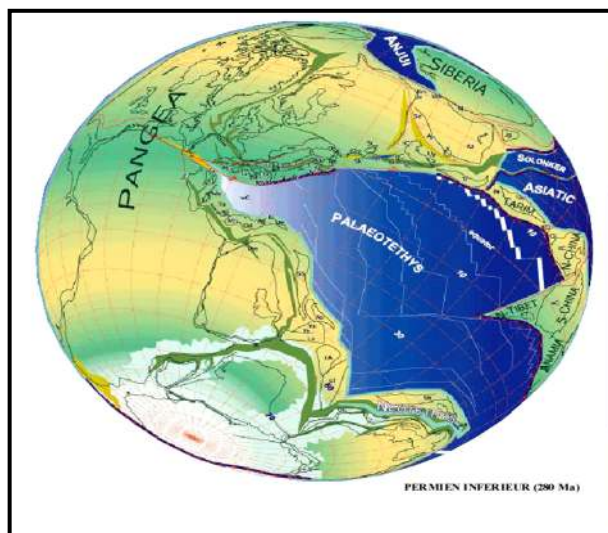


Fig. I-1-C : La reconstitution de l'évolution géodynamique de la Paléotéthys au Permien inférieur (Sakmarien) (d'après Stampfli et Borel, 2000, in Remaci-Bénaouda, 2005).

Durant le Permien inférieur (Sakmarien), comme la dorsale médio-Paléotéthys est en mouvement vers l'Est, la plaque de la Paléotéthys Ouest induit un affaissement de l'orogène varisque dans l'Europe méridionale. Ceci entraînera éventuellement l'ouverture de rifts arrière arc dans la marge active eurasiennne. Ic, Indochine; Kr, Karakum-Turan; Kz, Kazakhstania; nC, north-China; nT, north-Tibet; sC, south China; SM, Sibumasu; Tr, Tarim.

I-2-La place du segment algérien dans les modèles d'évolution précédents

La chaîne varisque (Hercynides) est l'une des conséquences de l'achèvement, au Permien (280 Ma), de la formation du supercontinent la Pangée, suite à la fermeture de l'océan Paléotéthys et la collision des deux grands blocs continentaux de l'époque (la Laurasia et le Gondwana). En Afrique du Nord la chaîne varisque, du domaine des hauts plateaux comprend tous les massifs paléozoïques situés au nord de la faille Sud atlasique (SAF). Largement exposée dans les grands massifs paléozoïques de la Meseta marocaine, alors qu'elle forme des massifs isolés dans la Meseta oranaise (Remaci-Bénaouda., 2005 ; Bougara., 2013). Ce domaine correspond au segment de l'extrême sud-ouest de la ceinture varisque d'Europe (Matte, 2001 ; Michard, et al., 2008).

Certains modèles, récents, de la tectonique des plaques au cours du phanérozoïque considèrent le « Bloc Meseta » comme une terrane, bien que ce domaine composite de massifs ne se serait identifié en seul bloc qu'à la fin de l'orogénèse hercynienne, et il aurait été retiré de Gondwana, 100 Ma environ, après le rifting des terranes d'Avalonie qui aurait eu lieu dès la dernière époque du Néoprotérozoïque-Cambrien, c'est-à-dire vers 550 Ma, (Stampfli et Borel, 2002). Ensuite, il aurait été dérivé vers la Laurentie et éventuellement séparé de l'Afrique par un large océan Paléo-Téthys entre Dévonien moyen et Carbonifère inférieur. Enfin du Carbonifère supérieur au Permien inférieur (300-280 Ma), l'intensification des événements tectoniques, conduisant à la formation du supercontinent de la Pangée a engendré aussi l'agencement du domaine mesetien tel qu'il est actuellement.

En effet du Cambrien au Dévonien (540 - 370 MA), il s'est formé une marge continentale passive du composite de bloc Meseta sur la bordure nord-ouest du Gondwana. Ceci à partir du l'Ediacarien final, Peu de temps après l'orogène Pan-Africain, suite à la tectonique extensive qui a affectée le nord-ouest du Gondwana ; du Cambrien à l'Ordovicien et en relation avec l'ouverture de l'océan Rhéique, l'extension s'est poursuivie et le composite de bloc mesetien se détache du Gondwana. L'édification de la chaîne varisque mesetien s'est produite du Dévonien supérieur au Permien inférieur (orogène varisques) suite à une collision diachronique et par étapes des deux continents Gondwana et Laurasia (Laurentie -Baltique) :

- I. La première étape du Dévonien supérieur au Namurien inférieur ou l'épisode éo-varisque (370 - 320 Ma), est consécutive à la fermeture de l'océan Rhéique ; est responsable de la formation de plis vers l'ouest ou le sud-ouest associé à un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite.

- II. La deuxième étape est le cycle varisque, débute par un épisode d'extension continentale durant lequel s'individualisent les bassins dévono-carbonifères, précisément au Viséen supérieur, succédé par une déformation et un métamorphisme régional d'intensité variable, accompagné de la mise en place de granitoïdes syn- à tardi-orogéniques. Ce cycle peut être divisé en quatre phases distinctes :
1. La première phase est distensive (phase intra-visien correspond à la phase bretonne en Europe), au début du Carbonifère inférieur, ou Tournaisien, il y a environ 360 MA, ayant engendré les bassins carbonifères et les arcs magmatiques de Meseta orientale
 2. La deuxième phase est compressive (phase poste-visien correspond à la sudète en Europe), la Meseta Orientale émergé en un bloc rigide (Michard et al., 2010).
 3. La troisième phase est la principale (la tardi-hercynienne correspond à l'Erzgebirge en Europe), du Westphalien au Permien inférieur (310-280 Ma) c'est la phase de l'achèvement de l'assemblage du supercontinent de la Pangée, cette phase correspond dans le bloc mesetien, à l'installation du domaine mesetien, après un important raccourcissement, suites à des événements tectono-métamorphiques polyphasés associées aux magmatismes syn- à post-tectonique.
 4. La quatrième phase (phase post-visienne), la phase d'érosion et de la pénéplanation de la chaîne hercynienne mesetienne et son agencement tel qu'il est actuellement.

Dans ce contexte, le segment algérien, du domaine mesetien nord-africain, la Meseta oranaise, se présente comme un ensemble polygonal, rigide, tabulaire peu plissé, de direction Sud-Ouest Nord-Est qui plonge faiblement vers le nord. Sa partie occidentale constitue le prolongement oriental de la Meseta marocaine, par contre sa partie orientale coïncide avec l'adjonction entre l'atlas saharien et le domaine tellien près des monts de Hodna. Largement couverte par la couverture mésozoïque-cénozoïque, la Meseta oranaise, conserve un socle paléozoïque essentiellement caractérisé par : un dépôt sédimentaire important, des séries magmatiques essentiellement granitoïdes, des déformations intenses et des roches métamorphiques.

Mis à part les formations Mésozoïque-Cénozoïque ; la litho-stratigraphie synthétique du paléozoïque de la Meseta oranaise, est celle proposée par (R. Cizak, 1993), reprise de (Lucas, 1952) et de (Guardia, 1975) elle a été mise à jour et complétée en la comparant à son analogue de la Meseta marocaine occidentale qui pratiquement quasi complète depuis le Cambrien jusqu'au Permien (Bougara., 2013).et elle comprend de bas en haut :

- L'Ordovicien est représenté par une sédimentation essentiellement terrigène à caractère deltaïque, se développant sur une plate-forme peu profonde.
- Le Silurien est caractérisé par une formation de pélites à phanites.
- Le Dévonien moyen, est identifié par une série de type flysch à micro-brèches et par des calcaires récifaux, il est présent dans les Traras, Tiffrit et Ghar Rouban mais absent sur Bechtout.
- Le Carbonifère inférieur (Viséen supérieur) est représenté par une formation carbonatée (dolomies) surmontée par un complexe volcano-détritique, il est présent dans les Traras, Tiffrit et Ghar Rouban mais absent sur Bechtout.
- Le Carbonifère supérieur correspond à des formations détritiques et d'une formation houillère, il semble qu'il est absent sur les Traras, Ghar Rouban, Tiffrit, et Bechtout bien qu'il soit présent sur la côte oranaise et surtout très largement dans le Djebel Kahr (Montagne des Lions).

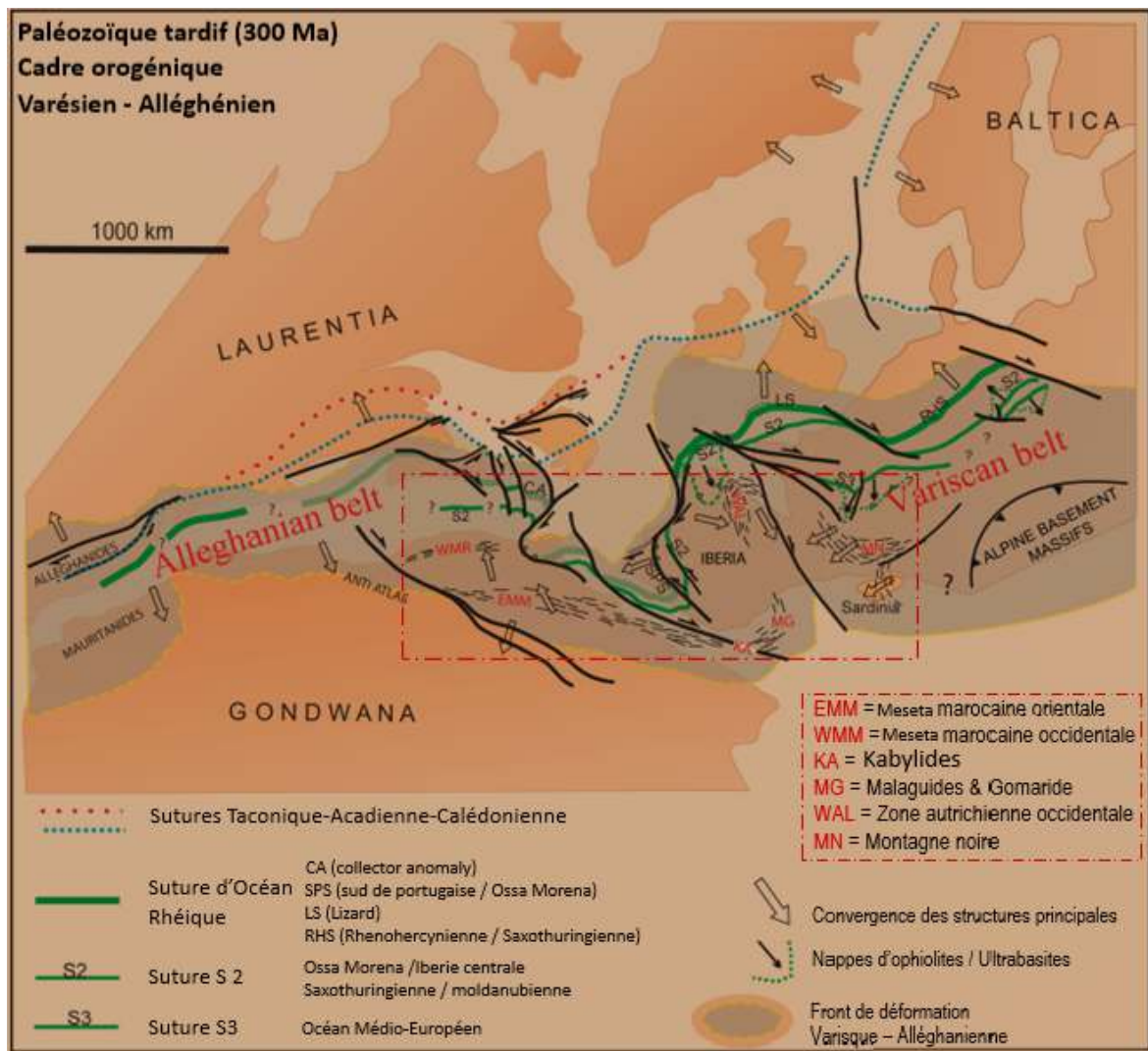


Fig. I-2 : L'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne de l'Afrique du Nord, Situation de la meseta au carbonifère supérieur dans la ceinture varisque, (modifié d'après Simancas et al., 2005 in Bougara 2013).

L'abondance considérable de roches magmatiques, en particulier les granitoïdes du Carbonifère, est une caractéristique évidente de la Meseta oranaise. (Guardia., 1975 ; Hoepffner, 1987 ; Cizack,1993 ; Piqué et al 1993 ; Remaci-Bénaouda., 2005). Ces granitoïdes s'organisent en traçant une zonalité le long du domaine de la Meseta oranaise et ils se disposent suivant deux alignements presque parallèles, qui sont orientés sensiblement NE–SW.

La Meseta a connu une intense activité magmatique, à prédominance plutonique plutôt que volcanique et elle est acide quelques fois basique, qui s'est déroulé en plusieurs phases de durées variables, selon les secteurs, durant le Carbonifère, du Visien au Westphalien :

- À Béni-Snouss on reconnaît des granites à biotite et des monzogranites, attribués au visien supérieur par (Lucas., 1952 ; Remaci-Bénaouda et al., 2003)
- À Tifrit la dominance des granitoïdes est importante présentée par des granites, des diorites, des monzogranites, de la rhyolite et de la dacite ; on y reconnaît aussi quelques laves andésitiques et basaltiques ; ces granitoïdes auraient un âge Stéphanien (297 ± 1 MA) (Remaci-Bénaouda., 2005).
- À Nedroma le granite est le seul dominant.
- À Bechtout les granitoïdes sont volcanique rhyolitique à dacitique et ils sont traversés par des filons tardif basique andésitique.

La plupart de ces granitoïdes contiennent des enclaves microgrenues basiques et ils sont traversés par de nombreux dykes de microgranites, d'aplite, de quartz, de pegmatites et même des filons de dolérites.

Par conséquent, les caractères pétrographiques et géochimiques permettent de rendre compte de beaucoup de ressemblance dans la composition entre ces différents granitoïdes, ils suggèrent, à ces granitoïdes, une affinité calco-alkalines fortement potassique à shoshonitique et ils se localisent principalement dans le domaine des magmas de type post-collisionnel, ayant une origine hybride cas de (Tifrit, Béni-Snouss et Nedroma) et une origine purement crustale pour Bechtout. Le magmatisme calco-alkalin post-collisionnel est identifié par les auteurs, comme un des évènements caractérisant de la phase finale de l'orogène varisque.

Les zones de failles varisques tardives de la Meseta gardent toujours les limites naguère entre ses différents domaines. La déformation varisque polyphasée qui caractérise le domaine de Meseta oranaise est de style et d'intensité variables (Hoepffner et al., 1987), elle se traduit par plusieurs phases relevées par (Hoepffner., 1987) dans la Meseta marocaine au sens large et mises en évidence par Bougara, 2013 dans les monts de Saida et elle peut être généraliser pour toute la Meseta oranaise :

- Une phase anti-dévonienne compressive plicative associée au métamorphisme léger.
- Une phase majeure anti-viséenne, au début du dévonien moyen, commencé par un intense épisode distensif, N 110 E, elle s'en suit par deux épisodes compressifs qui se manifestent par des plis isopaques N100 E, et N20-40 E.
- Une phase intra-viséenne, distensive, responsable de mouvements cassants, des failles synsédimentaires N-S.
- Une phase tardi-hercynienne la « principale », a débuté au Westphalien, cassante, traduite par un jeu de failles N-S et E-W.
- Une phase post-viséenne, cassante, aussi au cours de laquelle se forme un réseau de grandes fractures N20 et N50.

Le métamorphisme orogénique est généralement caractérisé par deux paramètres fondamentaux ; il est souvent associé au pluton granitique, et il génère deux types métamorphismes qui se succèdent dans le temps et ils sont liés avec leurs processus. Le premier est précoce à l'orogène de type HP et BT lié la zone de subduction ; tandis que le deuxième est plus récent ou post-orogénique a un gradient de P – T modéré, lié à la collision continentale (Kent C. Condie 2016). Dans la Meseta, le métamorphisme, le magmatisme granitoïdique et les déformations polyphasées sont souvent intimement associés.

Le métamorphisme, dans le domaine de la Meseta Oranaise, est caractérisé par sa haute température et sa basse pression, il est lié à la période des granitoïdes qui varient entre le visien et post-visien selon les massifs et il est très bien visible dans :

- À Béni-Snouss au Nord du massif granitique on reconnaît de schistes, seuls ou associés à des quartzites, d'âge viséen supérieur ou post-viséen, (Lucas., 1952).
- À Tifrit se développe un métamorphisme de contact avec des faciès de schistes, de quartzites et des phtanites, d'âge Stéphanien daté par la méthode U/Pb sur Zircon à 297 ± 1 MA (Remaci-Bénaouda., 2005).
- À Nedroma se développe une auréole schisto-gréseuse autour du granite.
- À Bechtout le métamorphisme est absent.

I-3-Djebel Bechtout, un complexe de l'orogène hercynien

Le massif volcanique de Bechtout, l'un des complexes paléozoïques de la Meseta oranaise, se situe à 100 km à l'est du massif paléozoïque du Tifrit, et à 200 km au Sud-Est des massifs paléozoïques littoraux d'Oran (djebel Kahr et Madagh) (**Fig. I-3**). Les coordonnées géographiques du centre du périmètre, sont 1°17' Est 35°53' Nord, il se localise à proximité et entre les deux routes principales de Tiaret vers le Nord, celle d'Oran à l'ouest et celle d'Alger à l'est et il se situe à 20 km, au Nord-Est du chef-lieu de la région de Tiaret qui est pour appel à l'Ouest du pays, à 340 km d'Alger et 180 km d'Oran.

Le complexe de Bechtout a une forme trapézoïdale, d'une surface de (13 Km x 3 Km), surplombant superbement les reliefs de la partie nord de Tiaret ; il est nettement distingué de loin par sa teinte brunâtre, due à la couleur de la roche dominante, la rhyolite. La première description de Welsch (1890) décrit les falaises prononcées surtout au Nord comme une enceinte fortifiée, ouverte de temps en temps par des brèches qui sont les ravins, du fait que le massif est très raviné, ce qui constitue un réseau hydrographique plus au moins développé.

Les conditions d'accès au terrain sont assez difficiles, le dénivelé est 10 à 350 m, les sommets des crêtes constituent une ligne culminante entre 800 à 930 m : de l'Ouest à l'Est Ras Ec-chott 922, Ghern El Maaza 887, Ras Kheneg 851, Koudiat Bechtout 831, koudiat El kherarich 923 et Kef-a-Zeg 915. Les deux distinctes falaises opposées Ras Kheneg 851 à l'Ouest et Koudiat Bechtout 831 à l'Est, sont traversées par la vallée de l'Oued Temda.

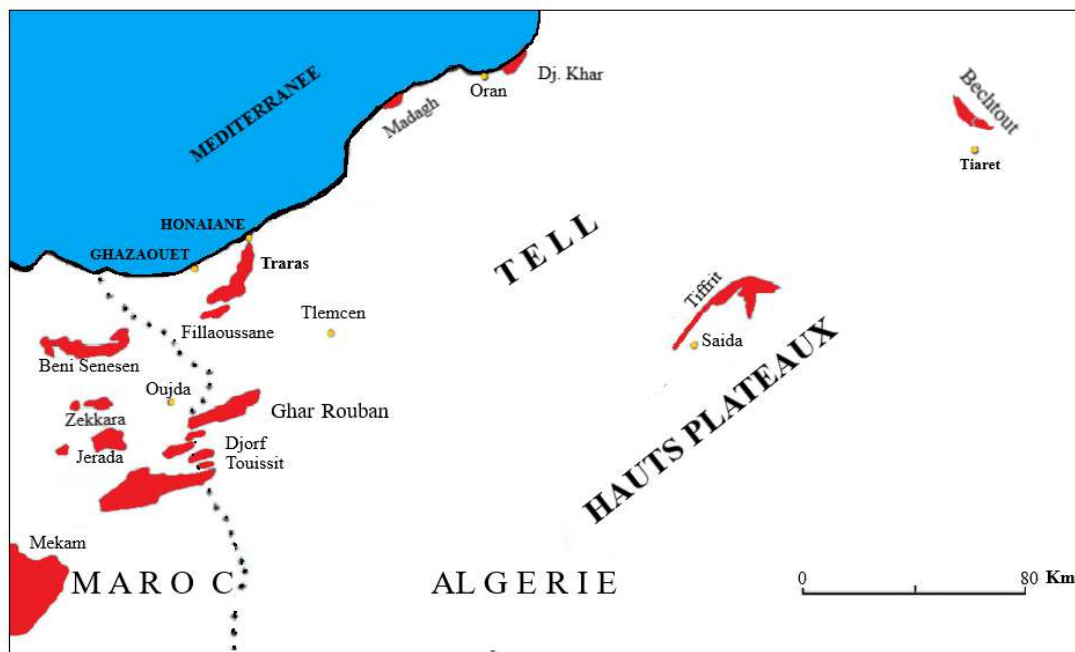


Fig. I-3-Djebel Bechtout, dans le contexte de Meseta oranaise (modifié d'un extrait de Bougara., 2013),

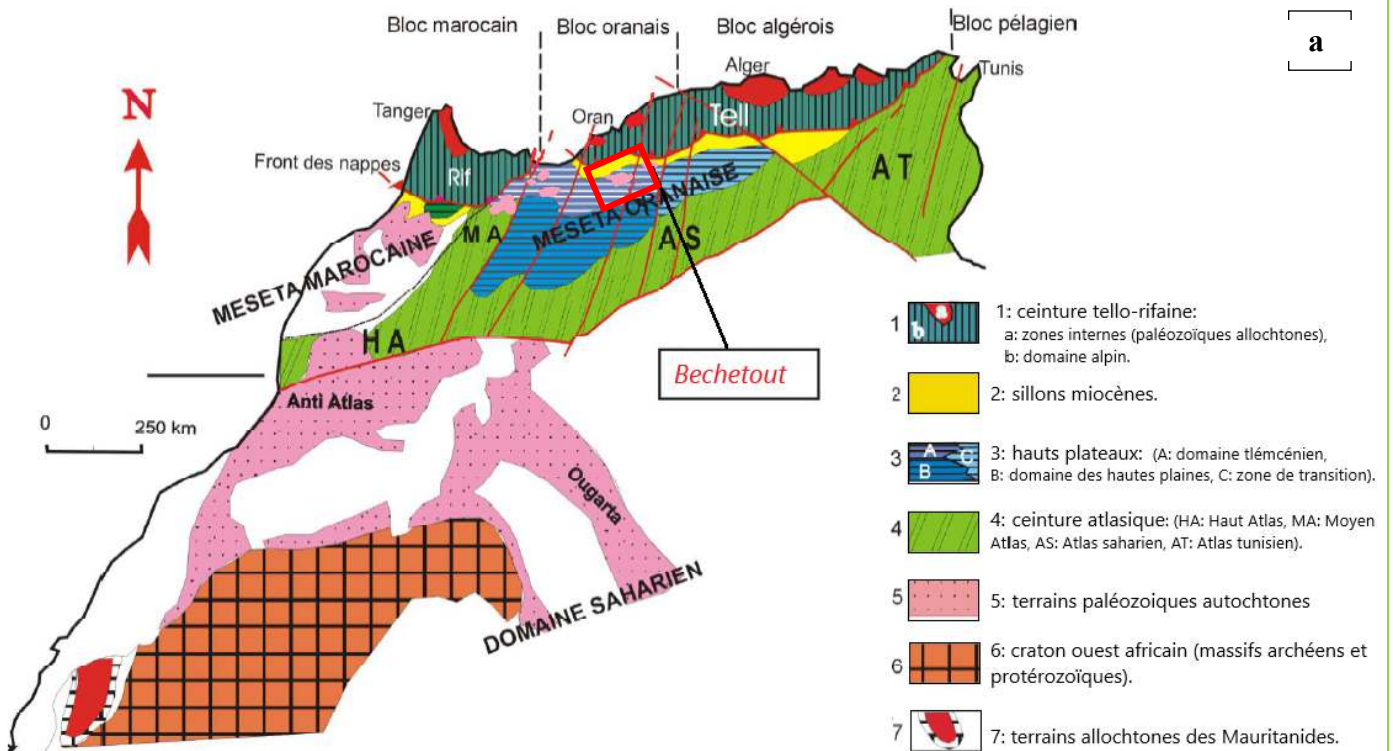
Avant de passer à la géologie de Djebel Bechtout, il est préférable de faire un aperçu général de la géologie de la région de Tiaret. La région dont la superficie est de 20087 km², se situe dans la zone de passage de deux grands domaines structuraux, la bordure méridionale tellienne et le domaine d'avant-pays, cette situation correspond parfaitement à la subdivision géomorphologique, en quatre unités distinctes de (Duvignaud, 1992) (**Fig. I- 4- a et b**) :

- La bordure méridionale tellienne, de direction généralement Est-Ouest, limitée au nord par le massif de l'Ouarsenis (Mattauer 1955 ; Benest, 1995), au Sud par l'Oued de Nahr Ouassel à l'Est, la puissante barre des grès oligocènes du djebel Kazoula au centre et l'Oued Mina à l'ouest. Cette zone peut être divisée en deux unités : l'unité septentrionale ou le flanc méridionale de l'Ouarsenis au Nord-Est et l'unité des collines de Tiaret ou les monts de Frenda au Nord-Ouest. Djebel Bechtout, secteur d'étude, forme avec djebel Mahanoun, Sidi Maarouf et djebel Ghezoul un ensemble de collines appartenant à la première unité de cette bordure.
- Le domaine d'avant-pays, ou domaine mesetien, ou les Hauts-Plateaux, il couvre 75 % de la surface de la région de Tiaret, il est limité au Nord par la bordure sud tellienne et au sud par l'atlas Saharien, ce domaine peut être divisé lui aussi en deux unités : l'unité de la plaine ou le Sersou au nord et l'unité des hauts-Plateaux au sud.

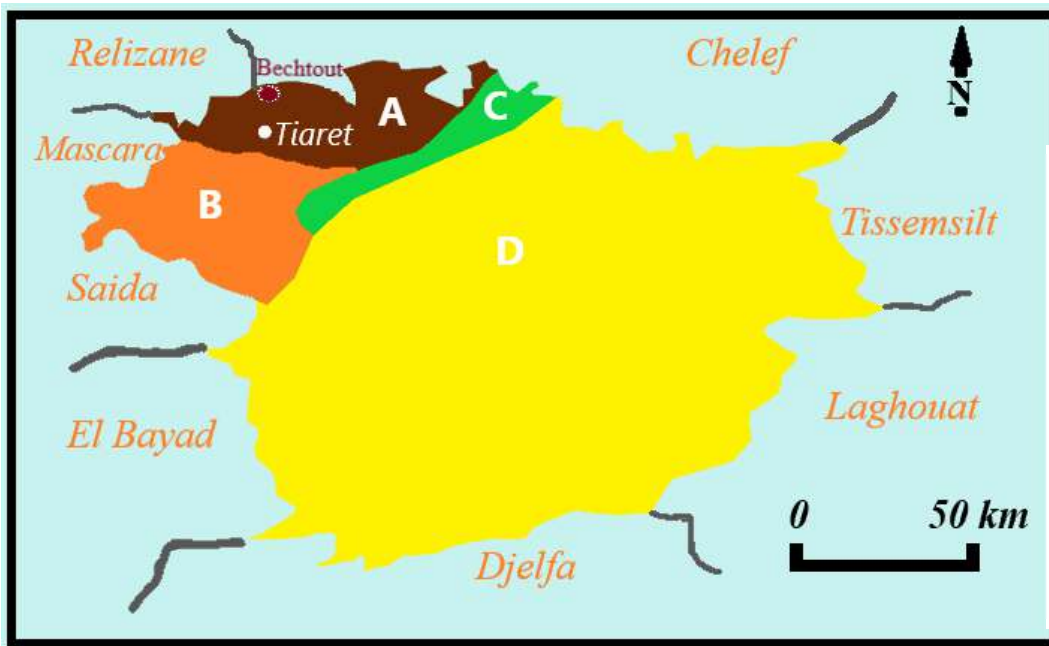
Litho-stratigraphiquement, la région de Tiaret semble baigner dans un bassin cénozoïque, stable, avec une série d'alternance marno-gréseuse et de conglomérats. Le Miocène, discordant sur les formations antérieures, couvre la majeure partie de la région de Tiaret (**Fig. I- 4- b- D**), il est surmonté par un matériel détritique alluvionnaire plio-quadernaire et il surmonte une épaisse formation (100 m) de grès d'oligocène, le fameux Dj. Kezoula au nord de la ville de Tiaret ; l'ensemble repose sur les formations marno-calcaire à silex d'éocènes qui affleurent au Sud, près de Nahr Ouassel et à Sougueur.

Le Mésozoïque occupe les deux domaines de la région de Tiaret, le Tellien au Nord et le mesetien au Sud. Le Crétacé est assez largement développé, il surmonte une épaisse formation jurassique qui commence à partir du Callovien (le Lias est absent), dans l'extrême Nord à Bechtout, à Boughuedou et à Oued Rhieu et au Sud au Dj. Nador, et à l'Ouest de Frenda, vers Takhemaret. Il faut noter que le Trias n'affleure que rarement.

Le Paléozoïque n'affleure pas dans toute la région de Tiaret. Par contre les sondages ont révélé son existence à des profondeurs, le seul affleurement connu est celui de Bechtout où l'âge des rhyolites est attribué au Viséen supérieur par analogie à Tfrif et Béni-Snouss (Lucas., 1952 ; Remaci-Bénaouda., 2005).



a



b

La bordure méridionale tellienne :
A - Unité septentrionale (flanc méridionale de l'Ouarsenis).
B - Unité des collines (monts de Frenda).
Le domaine d'avant-pays :
C - Unité de la plaine ou (le Sersou).
D - Unité des hauts-Plateaux (Meseta).

Fig. I-4- a et b : Situation de Djebel Bechtout (Tiaret) dans la structure de l'Afrique du nord :
 a- Bechtout dans le contexte l'Afrique du nord (Elmi 1978 ; Hoepffner et al., 2005, in Bougara., 2013 modifiée),
 b- Subdivision géomorphologique de la région de Tiaret (d'après Duvignaud, 1992).

Structuralement, La région est affectée par un réseau d'accident qui s'organise en trois directions principales : la direction atlasique (NE-SW), la direction N10 (Lucas., 1952 ; Caratini., 1970), et la direction NW-SE (Caratini., 1970 ; Elmi et Benest,1978).

Ce réseau d'accident traduit l'évolution géodynamique post hercynienne dans la région, en fait juste après la phase d'érosion et de pénéplanation du permien au Trias moyen (Ziegler et al., 1998), une phase tectonique distensive, la phase oxfordienne (Elmi et Benest,1978), en relation avec l'ouverture de l'Atlantique central, provoqué par le rejeu d'anciens accidents profonds, E-W à ENE-WSW, a contribué à l'approfondissement du domaine pré-atlasique, ici à Tiaret, le sillon de Nador-Chellala, et une importante sédimentation mésozoïque et cénozoïque est déposée ; les remaniements et l'enfouissements ont été réajustés par le rejeu de failles N-S et NE-SW (Benest, 1985 ; Benest et al., 1991; Atrops et Benest, 1993). La fermeture et la cicatrization du sillon du Nador au Kimméridgien conduira finalement à l'installation d'une plate-forme carbonatée interne, sur une grande partie de l'avant pays (Benest, 1981 et 1985). La majeure partie de Tiaret est passée par une période stable au moment de l'orogénèse alpine comme ailleurs dans tout le domaine mesetien, sauf la partie de l'extrême nord qui est marquée par les phases de cette orogénèse.

La raison pour laquelle Djebel Bechtout avait posé un problème. Pour certains auteurs il est du domaine tellien et il constitue le socle du massif de l'Ouarsenis (Polvêche, 1959 ; Benest, 1995), pour d'autres il est du domaine mesetien constituant le socle du massif Nador qui appartient à l'Atlas saharien (Caire, 1971), sa litho stratigraphie est la suivante (**Fig. I-5 et 6**) :

- Le socle paléozoïque : est une barre rocheuse de couleur brunâtre et rougeâtre, affleurant dans différents endroits surtout au centre du massif au passage de l'Oued Temda qui le pénètre du Sud au Nord, en formant une gorge d'une distance de deux kilomètres. Ce massif essentiellement volcanique est couvert partiellement au Nord-Est et au Sud-Est par le Jurassique, du Sud-Ouest au Nord-Ouest par le Miocène et au Sud par le Pliocène inférieur.
- La couverture sédimentaire repose en discordance sur l'ensemble magmatique, des conglomérats de base qui contiennent des éléments, des blocs et des galets rhyolitiques marquent cette discordance. Elle est constituée de :
 - Le Jurassique : sept formations d'âge Jurassique moyen et supérieur sont définies dans le massif de Bechtout (Benest, 1993) ; ces formations du Malm sont bien datées. Cet ensemble jurassique repose directement sur la roche éruptive.
 - Le Miocène : plus développé du Sud-Ouest au Nord-Ouest, il confine le djebel Bechtout et il repose en discordance sur le massif volcanique, il est constitué à la base par des grès en intercalation avec de la marne et des calcaires et en haut par des grès compacts en très gros bancs intercalés à des marnes rouges ou vertes.
 - Le Pliocène : plus développé au Sud-Ouest du Dj. Bechtout repose en discordance sur le massif volcanique ; il est constitué par des calcaires rouges argileux.

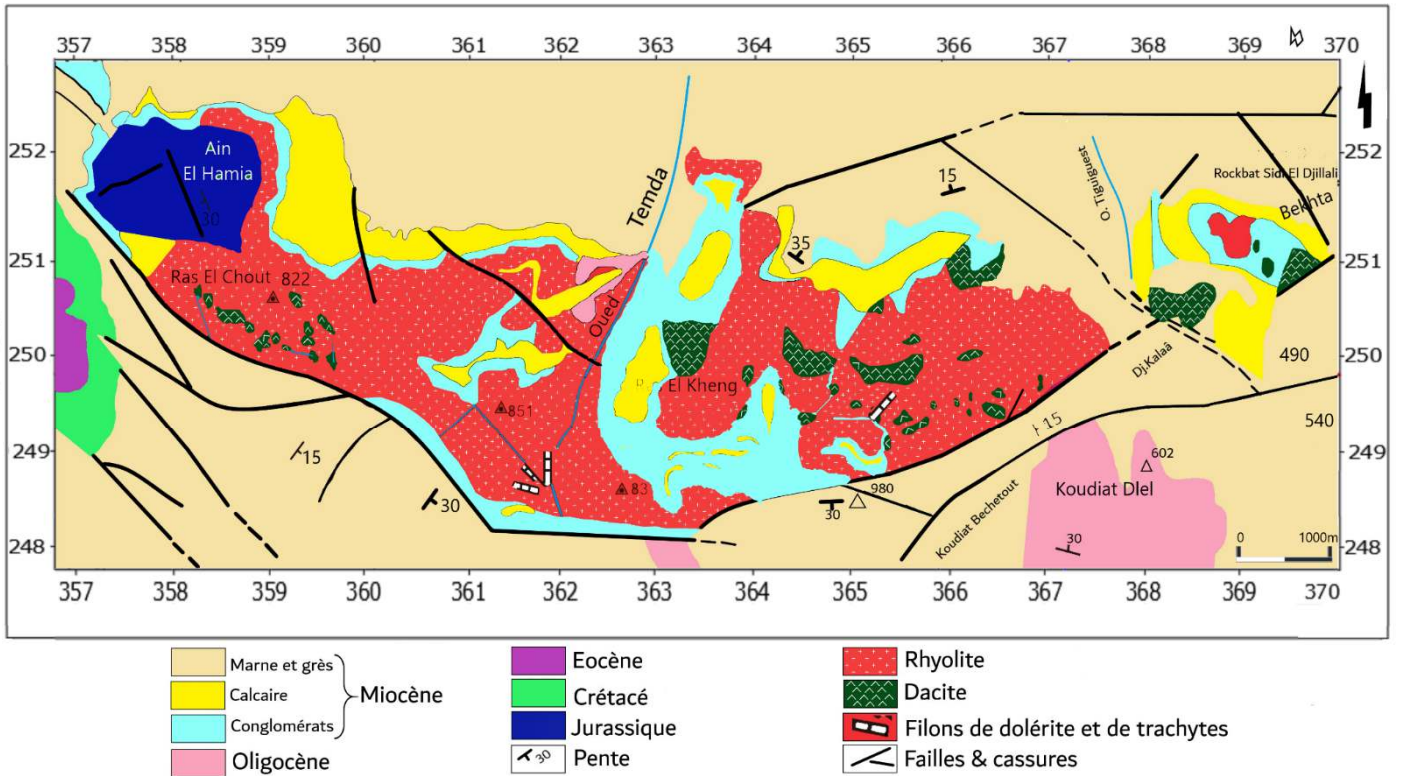


Fig. I-5- Carte géologique du Djebel Bechtout (d'après Ranoux 1952 et Tchounev et Zidarov (ORGM) 1971, modifiée).

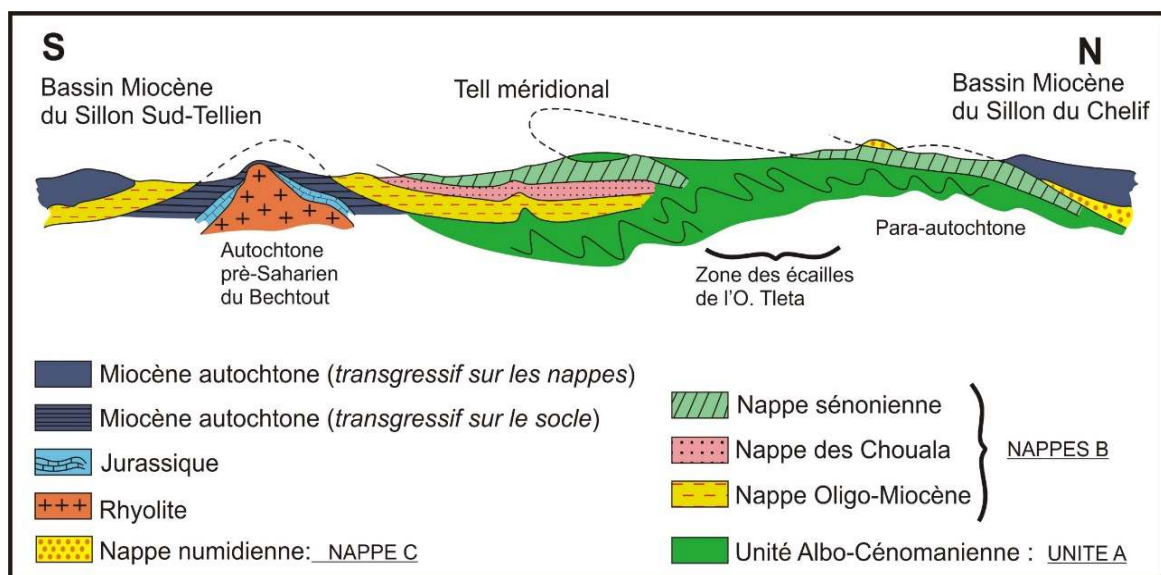


Fig. I-6- Coupe schématique des grandes unités géologiques du Tell meridional oranais, d'après Polvêche 1959, modifiée.

I-4- Historique

E. Renou : en publiant son exploration scientifique de l'Algérie en 1848, disait dans son introduction : « Jusqu'à l'année 1840 les connaissances géographique et géologique sur l'Algérie étaient fort bornées »,

Pourtant le premier itinéraire de recherche géologique, amateur, du capitaine C.A. Rozet 1831, a ouvert les horizons vers le développement de l'exploration et de recherche géologique tant institutionnellement qu'académiquement. Ce progrès, par étapes, s'est accompagné de développements parallèles en cartographie géologique, en paléontologie, en minéralogie, en pétrographie et en géochimie. En fin, ce que nous voyons nous, actuellement comme géologie de l'Afrique du Nord, à son sens du terme.

Institutionnellement, en 1839 et pour le besoin de l'occupant d'exploiter les richesses algériennes, la « Commission scientifique de l'Algérie » fut créée, elle évoluait du « Service des mines de l'Algérie » en 1842 et « Service de la carte géologique » en 1883, au BRMA et à la SNREPAL à la veille de l'indépendance. Après 1962, l'Algérie indépendante nationalisa et développa le secteur en créant diverses institutions d'exploration et d'exploitation.

Académiquement, après 40 ans d'occupation, et l'établissement du régime colonial, l'Ecole des sciences d'Alger fut créée en 1879, et les géologues français commencent peu à peu introduire la géologie dans le milieu universitaire d'Algérie, ces efforts vont achever par la création de la faculté de géographie et minéralogie en 1911, suivie en 1920 par la création de faculté de la géologie appliqué, (Y. Bettahar, 2007). A l'indépendance plusieurs institutions géologique vont être créée.

Cependant Quand j'ai voulu ressource de la riche bibliographie de la géologie algérienne, mis à part de quelques rares études de fonds, sur la région de notre étude, je me suis trouvé devant la rareté de la documentation. Les pionniers de la recherche géologique, qui marquèrent la première étape de la recherche géologique algérienne, Renou, 1848 dans son « Exploration », ouvrage accompagnée d'un premier essai d'une carte géologique globale à l'échelle de 1/ 200000 ; qui constitue la vraie inauguration de la géologie algérienne ; Fournel, 1856 et sa « Richesse minérale », Ville, 1852 et ses « recherches sur les roches », Nicaise, 1865, ou Coquand, 1880. Dans tous ces classiques, la région de Tiaret et précisément le massif de Bechtout n'étaient plus signalés.

Ce n'est qu'à partir de 1880 que commence à figurer dans les travaux géologiques la région de Tiaret, superficiellement, dans A. Peron, 1883 « Essai d'une description géologique de l'Algérie » et avec plus de détail dans la « Description stratigraphique générale de l'Algérie

» de Pomel et Pouyanne 1889, qui réalisèrent la première carte géologique générale (unifiée) 1/800.000. Sur cette carte, le massif de Bechtout figure comme un terrain sédimentaire jurassique et placé plus au moins à l'est par rapport à son endroit exact.

Après 1890 ; Welsch 1892, a fait une étude stratigraphique détaillée des terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda, où il a décrit djebel Bechtout et ses alentours et fut le premier qui a identifié la roche sombre dominante à une roche éruptive.

Il fallait attendre 60 ans, pour revoir une autre étude stratigraphique, celle de Polvèche 1960, qui décrit le massif comme étant une roche homogène ; l'une rouge l'autre noire ce dernier est traversé par des filons de roche basique. Les vraies études pétrographiques n'apparaissent qu'à partir de 1942 avec les travaux de (Lucas., 1942), qui a montré dans sa thèse sur les Monts de Ghar Rouban, une vue d'ensemble du Paléozoïque des confins algéro-marocains, complétés par de travaux ultérieurs (1950, 1952) sur « Bordure Nord des hautes Plaines dans l'Algérie occidentale » englobant en particulier la boutonnière de Tifrit et le massif de de Bechtout. J. Ranoux 1952, établit pour la première fois, une première carte géologique détaillée de Dj. Bechtout qui la présenta accompagnée à une étude pétrographique en lame mince de la roche éruptive et à une synthèse stratigraphique. V. Kovenko, H & G. Termier 1954, précisèrent pour la première fois la nature rhyolitique de la roche dominante,

En 1970 une équipe de géologues Bulgares travaillant pour le compte de l'ORGM (ex-SONAREM), a ajouté une troisième Phase andésitique considéré qu'elle était postérieure à la phase rhyolitique, on l'a cherché dans les endroits indiqués mais on n'a pas trouvé.

Avec le développement des études stratigraphiques et tectoniques on voit se multiplier des travaux dans la région de Saida avec en particulier Cizsak., 1993, qui a proposé une synthèse sur l'évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

L'apport de la géochimie et le maitrise de son application dans les travaux de Remaci-Bénaouda., 2005, sur les granitoïdes tardi-hercyniens Oranais (Béni-Snouss, Tifrit et Nédroma), ont permis d'ajouter une approche géochimique au magmatisme tardi-hercynien de la région. Ainsi, les travaux de G. Lucas., 1952, m'ont poussé, d'aller à l'est vers Tifrit, et de puiser des travaux de Remaci-Bénaouda (2005), et en s'appuyant sur ces derniers et sur les travaux de gentil 1923 sur la Meseta Oranaise, j'ai approfondi dans les travaux et j'ai pénétré au-delà des frontières marocaines, où le magmatisme lié à l'orogénèse hercynienne au niveau de la Meseta marocaine a fait sans cesse l'objet de plusieurs travaux de recherche depuis 1973. Avec Piqué , Hoepfinner , Michard, Ligeois, Legare et autres ,

Chapitre II
Pétrographie des facies du
complexe de Bechtout

II-1-Introduction

Le complexe de Bechtout est connu depuis les premières expéditions géologiques du 19ème siècle. Or son caractère éruptif cristallin n'est admis que suite aux travaux de J. Welsch (1890), qui a décrit la roche dominante comme granulite et microgranulite. Cette identification a été reprise et modifiée en terme granitique par les géologues suivants et elle a été même mis en analogie avec les autres ensembles magmatiques de la région, les granites de Tifrit par Flamand (1911) et Lucas (1942). Sur la dernière carte géologique de l'Algérie au 1/ 500 000e (deuxième édition) publiée en 1951, Bechtout y figure toujours en granite.

Les travaux pétrographiques détaillés de Ranoux, (1952), Kovenko (1954), H & G. Termier (1954) ont précisé la nature rhyolitique de la roche dominante du massif, tout en indiquant le réseau filonien doléritique qui la traverse.

En 1970, une équipe de géologues bulgares, travaillant pour le compte de l'ORGM (ex. SONAREM), a ajouté une troisième phase andésitique considérée comme étant postérieure à la phase rhyolitique. Nos travaux de terrain dans les endroits indiqués n'ont malheureusement pas pu localiser ces faciès.

Afin de mieux cerner la nature des roches constituant ce complexe, un échantillonnage systématique le long et à travers le massif de Bechtout a été mené. Des descriptions macroscopiques, puis microscopiques ont été réalisées.

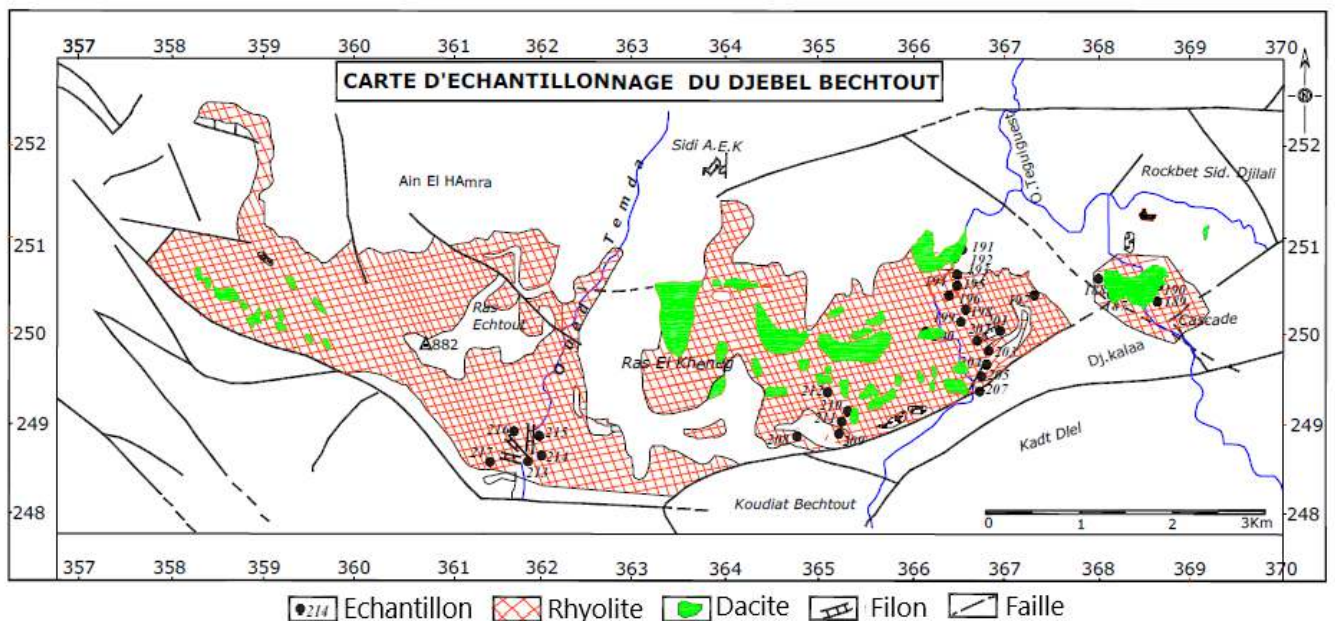


Fig. II-1. Carte d'échantillonnage du Djebel Bechtout. *Les stations d'échantillonnage numérotées.*

II-2-Les affleurements

Le relief du djebel Bechtout surplombe largement ceux de la région, il est nettement distingué de loin par sa couleur sombre.

De près, il apparait clairement que la rhyolite domine tout le relief, elle est recoupée par un groupe de dykes et de filons plutôt basique. Leurs directions varient de N 030° E à N 050°E, leurs puissances pluricentimétriques à métriques (0.1 à 5 m) et avec des extensions parfois kilométriques (jusqu'à 1 km).

Cet ensemble magmatique (13 Km X 3 Km) est recouvert, dans divers endroits, par des formations sédimentaires. Au Nord et à l'Ouest il est recouvert par des lambeaux jurassiques, au sommet de Koudait Bechtout (829 m) par du Miocène, et partout ailleurs par le Miocène inférieur.

Cette couverture sédimentaire repose donc en discordance sur l'ensemble magmatique, des conglomérats de base contenant des éléments, des blocs et des galets rhyolitiques marquent cette discordance.

II-2-1- Caractères macroscopiques

- La rhyolite

Le faciès rhyolitique constitue à lui seul presque tout le massif. Les affleurements apparaissent plus précisément sur toutes les gorges qui constituent le massif, de l'Ouest à l'Est respectivement Guern El Maaza, Koudait Bechtout, Kef Ezeg et la cascade, ainsi que sur les rives des oueds de Temda, de Zeldja et de Teguiquest. La roche paraît compacte, de teinte allant du rose foncé au gris foncé (**Photos 1 et 2**).

D'une façon générale et malgré l'altération, ce faciès paraît présenter une certaine homogénéité (qui ne sera pas confirmée dans l'étude microscopique) au niveau du massif. La structure est généralement phanéritique, avec une belle mosaïque formée d'abondants phénocristaux baignant dans une mésostase sombre.

D'un point de vue textural, il peut être relevé que la rhyolite est phanéritique, porphyrique, à cause de sa constitution essentielle de phénocristaux felsiques tels que les feldspaths blanc laiteux ou roses de forme allongée, millimétriques à centimétriques, le quartz à aspect vitreux et de forme plutôt arrondie. Des taches sombres sont détectées, elles pourraient représenter les minéraux ferromagnésiens tels que la biotite (**Photo 1**).

Parfois la roche est à fond cryptocristallin avec des phénocristaux (feldspaths et quartz) plus rares (**photo 3**).



Photos 1 et 2 : Aspect macroscopique des faciès rhyolitiques

- **Les roches filoniennes**

Il s'agit de dykes d'aspect doléritique, durs, compacts et sombres (Photo 3). Ils recourent la rhyolite en certains endroits, tels que l'Oued Temda. Le plus important d'eux est d'une longueur visible de 20 à 25 mètres, d'épaisseur de 1m20 et de direction de 70° ; un autre dyke situé à 75 m à l'est du marabout de Sidi Abdelkader, de longueur de 10 m, d'une épaisseur de 1 m et de direction 60°.



Photo 3 : Aspect macroscopique avec moins de phénocristaux dans la rhyolite



Photo 4 : Echantillon de filon doléritique

II-2-2-Caractères microscopiques

II-2-2-1- Les faciès acides

L'examen microscopique du faciès rhyolitique montre une paragenèse assez monotone, comme dans toutes les rhyolites. La texture est felsitique porphyrique où la mésostase est le plus souvent recristallisée et où baignent des phénocristaux. Cette paragenèse minérale est constituée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite, zircon et oxydes

ferro-titanés. Ce faciès rhyolitique montre de belles figures d'association quartz/feldspath en structure eutectique (**Photo 8**).

- Le plagioclase

Cette phase minérale est largement dominante. Il forme des lattes automorphes de taille millimétrique à plurimillimétrique. Parfois, plusieurs individus sont regroupés en agrégats glomérophyriques (**Photo 10**). Les cristaux présentent le plus souvent la mâcle polysynthétique, parfois de Carlsbad. Une légère zonation est visible, parfois elle est détectée par la présence de séricite au cœur du plagioclase.

- Le feldspath potassique

Il se présente en phénocristaux plurimillimétriques, souvent craquelés sur les bords, avec la mâcle de Carlsbad typique de la sanidine des faciès volcaniques (**Photo 6**).

-Le quartz

Le quartz se caractérise par au moins trois habitus :

✓ En phénocristaux, il est assez fréquent et présente de nombreux golfes de corrosion. Ses contours sont très nets quand il baigne dans une mésostase fine (**Photo 5**),

✓ en texture granophyrique où l'association quartz-feldspath est bien visible typique de la structure eutectique (**Photo 8**),

✓ En petits grains dans la mésostase, associé au feldspath et pouvant représenter la recristallisation de la pâte vitreuse.

- Les micas

Les deux micas sont présents, mais en petite quantité. La biotite est en cristaux de couleur verdâtre, formant le plus souvent des amas (**Photo 9**). Elle est parfois altérée en chlorite. On la rencontre essentiellement dans les faciès dacitiques (distingués dans l'étude géochimique), légèrement moins évolués que la rhyolite. Par contre, la présence de la muscovite est liée à la rhyolite. Des lamelles millimétriques, avec des teintes de biréfringence reconnaissables, sont éparses dans la mésostase. Cette muscovite est parfois entourée d'opacités tels que le rutile (**Photo 7**).

- Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires tels que le zircon et les minéraux opaques sont le plus souvent en inclusions dans la biotite. Il arrive de rencontrer des aiguilles de zircon (**Photo 11**) et d'apatite épars dans la mésostase ou en inclusions dans le plagioclase et le quartz. Les opaques sont présents soit en inclusions, soit épars dans la mésostase (**Photos 7,9, 10 et 11**). peuvent former des agrégats millimétriques, associés à l'apatite ou être de cristallisation tardive, sous forme de cristaux xénomorphes entourant la biotite.

- Les minéraux secondaires

Représentant la phase tardi-magmatique liée à l'altération hydrothermale. Dans les faciès dacitiques, l'épidote est présente en paquets de cristaux envahissant le plagioclase. La chlorite, plus rare, remplace souvent la biotite (**Photo 12**). Des paillettes de séricite peuvent être présentes au cœur des plagioclases.

- L'ordre de cristallisation

Il est mis en évidence dans les faciès acides de Bechtout, il comprend deux étapes, l'une pour les phénocristaux et l'autre pour la mésostase:

- L'étape des phénocristaux dans laquelle les inclusions d'opaques, de zircon ont cristallisé en premier, suivis de biotite, de plagioclase, sanidine, muscovite et quartz. Puis vient la syncristallisation en structure eutectique de l'association quartz-feldspath potassique. La mésostase quartzo-feldspathique parfois micacée termine cette séquence de cristallisation. La chlorite, les épidotes, la séricite font partie de la phase tardi-magmatique, représentant les produits de déstabilisation des minéraux essentiels.

II-2-2-2-Les roches filoniennes

Représentée par une roche basique qui ressemble aux dolérites. Elle est pas mal altérée et traversée par des filonnets de quartz. Ce faciès ne pouvait faire l'objet d'une étude détaillée du fait de son altératin. Dans une texture très fine, des petites lamelles d'amphibole et de biotite peuvent être décelées ainsi que des grains de plagioclase et de quartz. La pâte est envahie par des petits opaques.

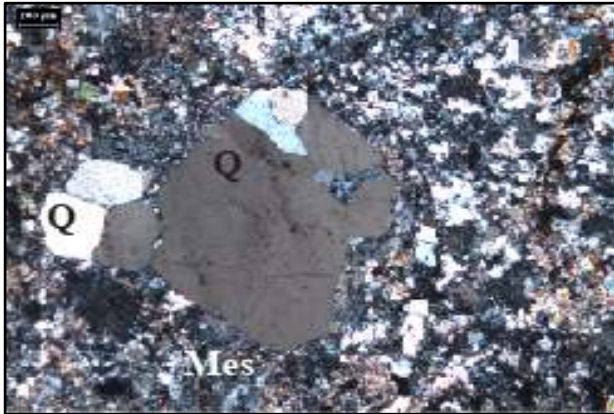


Photo 5 : Cristaux de quartz corrodés dans la rhyolite. BECH A6. LPA. x50

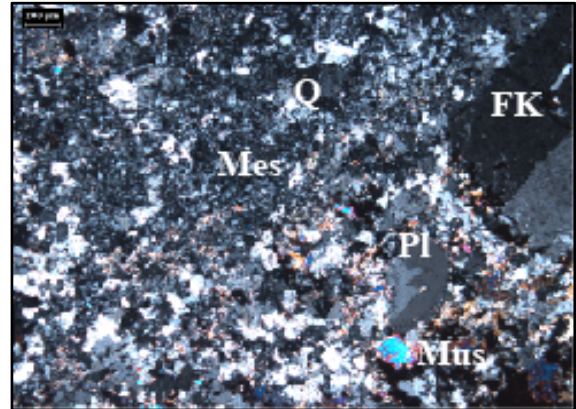


Photo 6 : FK, plagioclase et muscovite dans rhyolite. BECH A5. LPA. X50

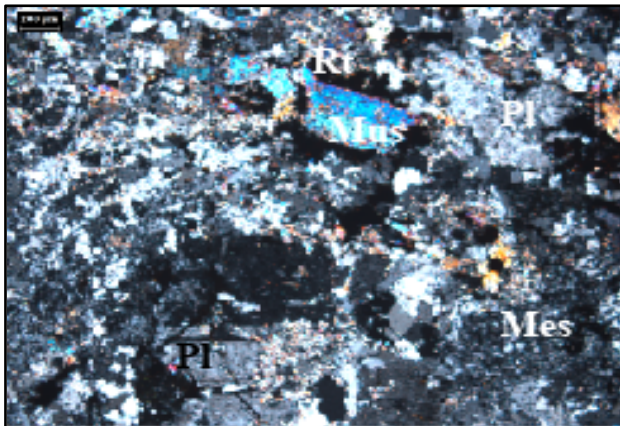


Photo 7 : Lamelle de muscovite entourée de rutile. BECH A 5. LPA. X50

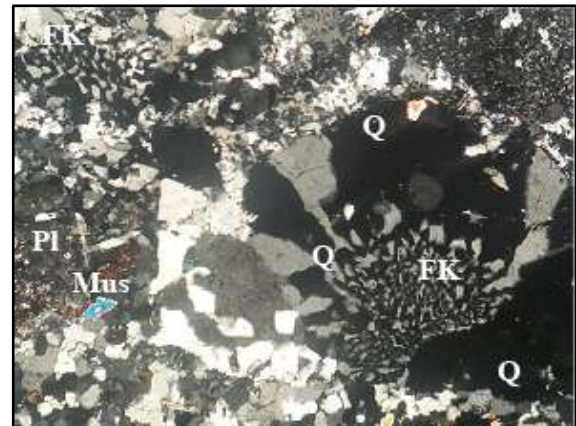


Photo 8 : Association quartz/FK en structure eutectique. BECH A 8. LPA. X50

Abréviations : Q : quartz, Pl : plagioclase, FK : feldspath potassique, Bt : biotite, Mus : muscovite, Rt : rutile, Mes : mésostase, chl : chlorite, Ep : épidote.

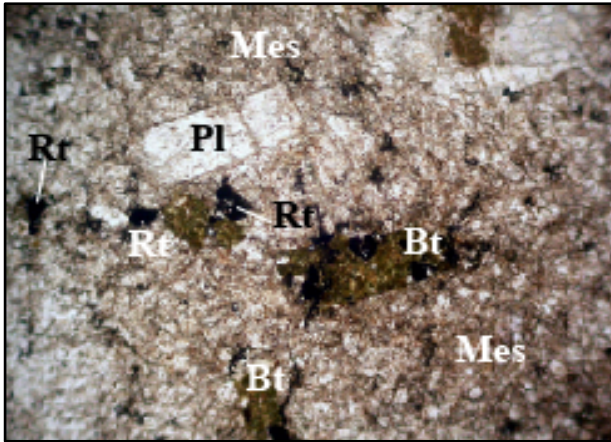


Photo 9 : Amas de biotite verdâtre, tablette de plagioclase et rutile dans une rhyolite. Lame 205. LN. X 50

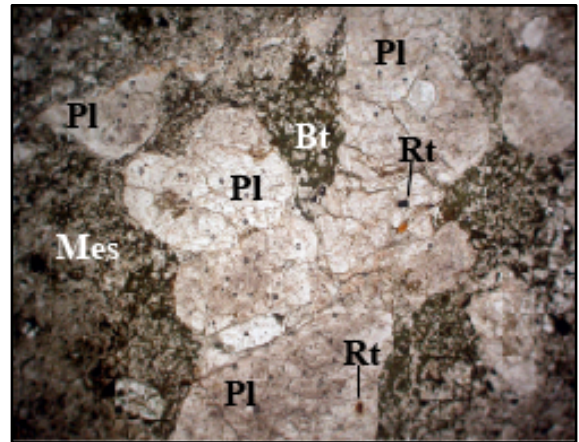


Photo 10 : Agrégats glomérophyriques de plagioclase dans une dacite. Lame 199. LN. x 25

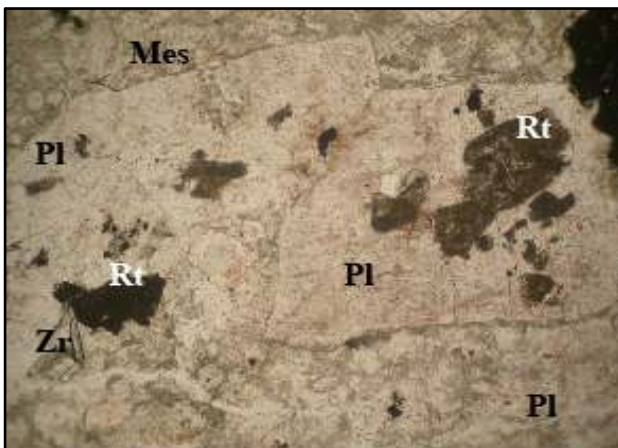


Photo 11 : Inclusions de zircon et rutile dans le plagioclase d'une dacite. Lame 211. LN. x100

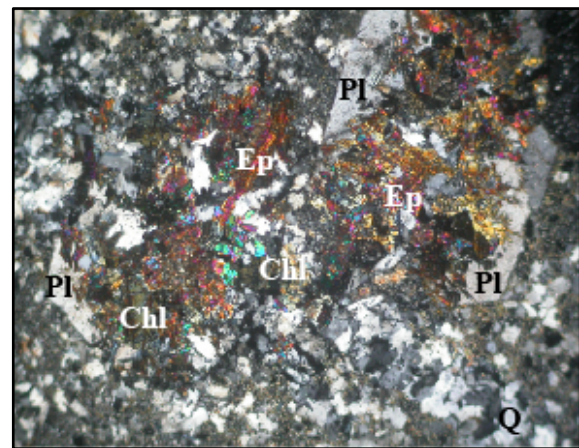


Photo 12 : Cristaux d'épidote envahissant le plagioclase et la chlorite remplaçant la biotite. Lame 211. LPA. x50

Abréviations : Q : quartz, Pl : plagioclase, FK : feldspath potassique, Bt : biotite, Mus : muscovite, Rt : rutile, Mes : mésostase, chl : chlorite, Ep : épidote.

Chapitre III

Minéralogie

III-1-Introduction

Suite à l'étude pétrographique des faciès acides à intermédiaires, nous avons effectué une étude chimique des phases minérales suivantes : feldspaths, micas, oxydes ferro-titanés et minéraux secondaires. Cette étude permet de :

- Préciser la nature des minéraux et montrer éventuellement la variation de compositions chimiques au sein de chaque phase minérale,
- Caractériser l'affinité magmatique par le biais de la biotite,

Les analyses chimiques de ces phases minérales ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, dans des conditions analytiques de 15 kV, 15 nA et 10s. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés et la précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Toutes les analyses, inédites, ont été réalisées par Mme **N. Remaci**.

III-2- Etude chimique des différentes phases minérales

L'étude a révélé l'existence de deux types de phases minérales :

- Une phase anhydre, constituée de feldspath et d'opagues.
- Une phase hydratée, constituée de biotite, muscovite, chlorite et épidote.

III-2-1-Les feldspaths

Les analyses (plagioclase et feldspath potassique) et les formules structurales (calculées sur la base de 8 oxygènes) sont consignées dans le **tableau III -1**. Il est à signaler que l'altération tardi-magmatique des plagioclases a pu masquer la composition primaire de ce minéral.

III-2-1-1- Le plagioclase

Placé dans le diagramme Ab – An – Or (**Fig. III-1**), il est clair que le plagioclase est très sodique. Dans le faciès rhyolitique (échantillons 205 et BECH A6), il a une composition allant d'An_{2.28} à An_{5.62}. Le composant orthose est modérée, ne dépassant pas les 3% Or. Dans les faciès dacitiques, le pourcentage en anorthite reste faible et atteint jusqu'à 7.33%. La zonation, très discrète, peut être détectée sur certains cristaux avec une composition allant d'An_{7.33} au cœur à An_{3.87} en bordure.

III-2-1-2- Le feldspath potassique

Il est retrouvé et analysé (tableau III-1) en phénocrystal dans la rhyolite. Il représente la sanidine. Les deux analyses (**Fig.III-1**) montrent une composition d'Or₉₁₋₉₃ avec des teneurs faibles en albite (<9 %) et en anorthite (<0.5%).

Ech.	205				BECH A6				199							211			
N°An.	55b	56c	57c	58b	95	97	96	100	70	74c	75b	76b	77	82c	83b	86b	87c	88c	90b
SiO ₂	67.36	68.02	66.98	67.65	68.77	67.45	64.38	65.45	67.88	67.19	68.14	68.41	67.94	68.21	67.75	67.76	68.01	65.69	66.96
Al ₂ O ₃	20.15	20.05	20.21	20.02	20.31	20.37	18.53	18.61	19.71	20.41	20.23	19.89	19.80	19.81	20.05	19.90	19.33	21.36	19.21
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
FeO	0.13	0.07	0.04	0.08	0	0	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.16	0.02	0.08	0.23	0.08
MnO	0.00	0.04	0.01	0.00	0	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00	0.00	0.00	0	0.04	0	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.16	0.00
CaO	0.78	0.73	1.21	0.79	0.56	0.45	0.04	0.02	0.79	1.59	0.83	0.54	0.58	0.60	1.01	0.56	0.31	0.31	0.36
Na ₂ O	10.76	11.24	11.11	11.07	10.82	10.35	0.98	0.77	11.58	10.99	11.13	11.30	11.43	11.33	10.96	11.41	11.37	10.15	8.98
K ₂ O	0.51	0.14	0.18	0.31	0.11	0.49	15.8	16.32	0.10	0.19	0.31	0.10	0.15	0.15	0.10	0.17	0.17	1.40	3.97
Total	99.71	100.30	99.76	99.95	100.57	99.18	99.75	101.22	100.08	100.45	100.66	100.27	99.93	100.11	100.05	99.88	99.26	99.30	99.56
Nb d'oxy.	8																		
Si	2.96	2.97	2.95	2.96	2.98	2.97	2.98	2.99	2.97	2.94	2.96	2.98	2.97	2.98	2.96	2.97	2.99	2.91	2.98
Al	1.04	1.03	1.05	1.03	1.04	1.06	1.01	1.00	1.02	1.05	1.04	1.02	1.02	1.02	1.03	1.03	1.00	1.11	1.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.04	0.03	0.06	0.04	0.03	0.02	0	0	0.04	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02
Na	0.92	0.95	0.95	0.94	0.91	0.88	0.09	0.07	0.98	0.93	0.94	0.95	0.97	0.96	0.93	0.97	0.97	0.87	0.78
K	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.93	0.95	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.23
%An	3.75	3.44	5.62	3.73	2.76	2.28	0.19	0.10	3.60	7.33	3.87	2.56	2.71	2.81	4.81	2.63	1.47	1.55	1.68
%Ab	93.32	95.77	93.40	94.50	96.59	94.77	8.60	6.68	95.85	91.61	94.43	96.85	96.43	96.37	94.63	96.44	97.59	90.28	76.17
%Or	2.93	0.79	0.98	1.76	0.65	2.95	91.21	93.22	0.55	1.07	1.70	0.59	0.86	0.82	0.56	0.94	0.93	8.17	22.15

Tableau III-1 : Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths des faciès rhyolitiques et dacitiques de Bechtout.

b : bordure, c : coeur

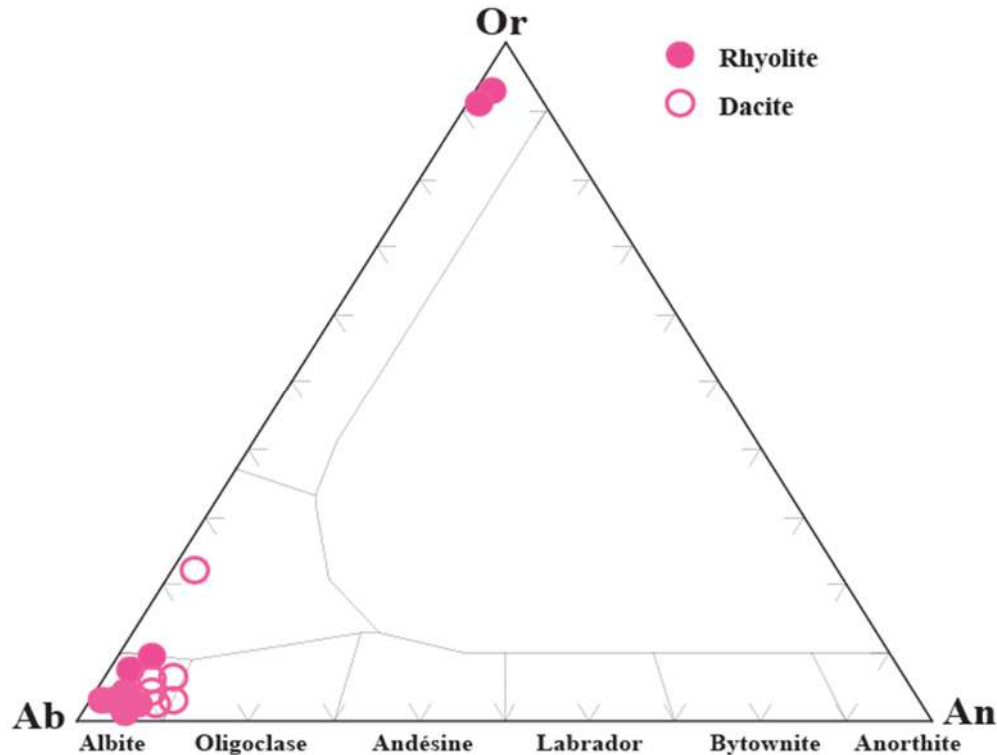


Fig.III-1 Position des feldspaths dans le diagramme triangulaire Ab-Or-An

III-2-2- Les micas

Des analyses de biotite et de muscovite ont été réalisées. Elles sont consignées dans le **tableau III-2**. Les formules structurales des micas s'écrivent de la manière suivante :

- Micas dioctaédriques : $X(Y^{3+})_2[(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2]$
- Micas trioctaédriques : $X(Y^{2+})_3[(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2]$
- Y^{3+} : cation octaédrique trivalent = $Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}, V^{3+}, Ti^{3+} \dots$
- Y^{2+} : cation octaédrique bivalent = $Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} \dots$
- X : cation interfoliaire = $K^+, Na^+, Ca^{2+}, Cs^+, Rb^+ \dots$

III-2-2-1- La biotite

La biotite est la seule phase ferromagnésienne hydratée dans les faciès rhyolitiques et dacitiques de Bechtout. C'est un mica tri-octaédrique riche en fer. Sa formule structurale est la suivante : $X_2 Y_{4-6} Z_8 O_{22} (OH, F)_4$

La biotite n'est pas très répandue dans les faciès étudiés. Les analyses réalisées dans la rhyolite montrent les compositions chimiques caractérisées par des teneurs élevées en aluminium ($18.04 < Al_2O_3 < 20.23$ %) et en fer ($20.60 < FeO < 23.27$ %), des teneurs en SiO_2 qui varient entre 34,1 et 35,4%. Les teneurs en magnésium et en calcium sont relativement faibles ($\leq 7.43\%$ et $\leq 0.14\%$ respectivement). Dans le diagramme XFe versus Al^{IV} (Fig. III-2), les analyses se situent dans le domaine des biotites vraies avec un caractère ferrifère bien marqué qui se traduit par un rapport XFe compris entre 0.63 et 0.66.

Tableau III-2 : Compositions chimiques et formules structurales des micas (biotite et muscovite) des faciès rhyolitiques et dacitiques de Bechtout.

Ech.	205					199				BECH	A6
N° Anal.	53	54	60	61	64	71	72	79	80	102	103
SiO ₂	35.86	35.95	35.71	35.13	36.18	38.26	35.95	36.14	36.93	45.55	45.75
Al ₂ O ₃	18.30	18.04	18.30	18.46	20.23	16.80	18.11	17.75	17.35	34.39	33.97
TiO ₂	0.62	0.95	0.40	0.39	0.46	0.34	0.25	0.65	0.76	0.41	0.47
FeO	22.36	22.73	22.62	23.27	20.60	18.69	20.63	21.27	20.16	3.19	3.24
MnO	0.27	0.24	0.34	0.26	0.28	0.37	0.41	0.44	0.45	0.01	0.01
MgO	7.28	6.93	7.43	7.16	6.07	10.95	9.78	9.50	9.91	0.99	0.96
CaO	0.10	0.10	0.09	0.14	0.11	0.01	0.02	0.00	0.02	0.05	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	2.58	3.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Na ₂ O	0.09	0.07	0.12	0.10	0.09	0.09	0.12	0.16	0.08	0.42	0.49
K ₂ O	9.28	9.41	9.21	9.19	8.06	9.68	9.51	9.57	9.59	10.34	10.4
Total	94.16	94.45	94.21	94.11	92.10	95.19	94.77	95.47	95.26	95.37	95.35
Nb d'Oxy.	22										
Si	5.60	5.61	5.58	5.52	5.66	5.79	5.54	5.55	5.65	6.12	6.15
Al ^{IV}	2.40	2.39	2.42	2.48	2.34	2.21	2.46	2.45	2.35	1.88	1.85
Al ^{VI}	0.97	0.93	0.95	0.94	1.39	0.79	0.83	0.77	0.77	3.57	3.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.92	2.97	2.96	3.06	2.69	2.37	2.66	2.73		0.36	0.36
Mg	1.69	1.61	1.73	1.68	1.42	2.47	2.25	2.18	2.26	0.20	0.19
Mn	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00
Ti	0.07	0.11	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.07	0.09	0.04	0.05
Ca	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.02	0.11	0.13
K	1.85	1.87	1.84	1.84	1.61	1.87	1.87	1.88	1.87	1.77	1.78
XFe	0.63	0.65	0.63	0.65	0.66	0.49	0.54	0.56	0.53	0.64	0.65

Dans le faciès dacitique (échantillon 199), la biotite est moins alumineuse ($16.80 < Al_2O_3 < 18.11\%$) et moins ferrifère ($0.49 < XFe < 0.56$).

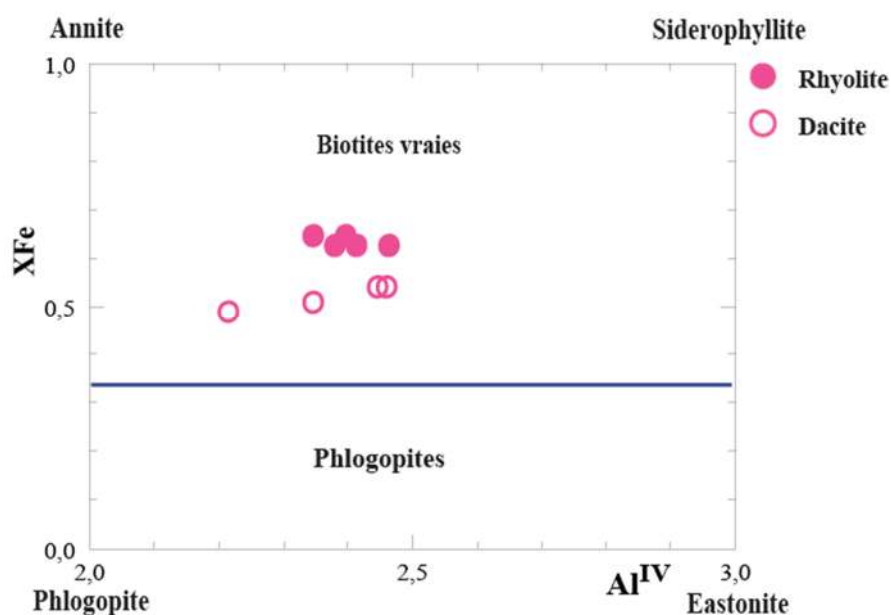


Fig. III-2 : Position des biotites du complexe de Bechtout dans le diagramme Al^{IV} versus XFe

Le diagramme triangulaire MgO-FeO-Al₂O₃ de Nockolds (1947) (**Fig. III-3**) traduit les relations entre les compositions chimiques des biotites et leur paragenèse dans les roches magmatiques. Le report des analyses du faciès rhyolitique tombent dans le domaine I (le domaine des biotites en équilibre avec la muscovite) et celles du faciès dacitique se retrouvent dans le domaine II (le domaine des biotites seules), ce qui est en accord avec l'étude pétrographique (Chapitre II).

Pour ce qui est de l'affinité chimique des roches étudiées, nous proposons deux diagrammes : celui de Nachit et al. (1985) et celui d'Abdel Rahman (1994).

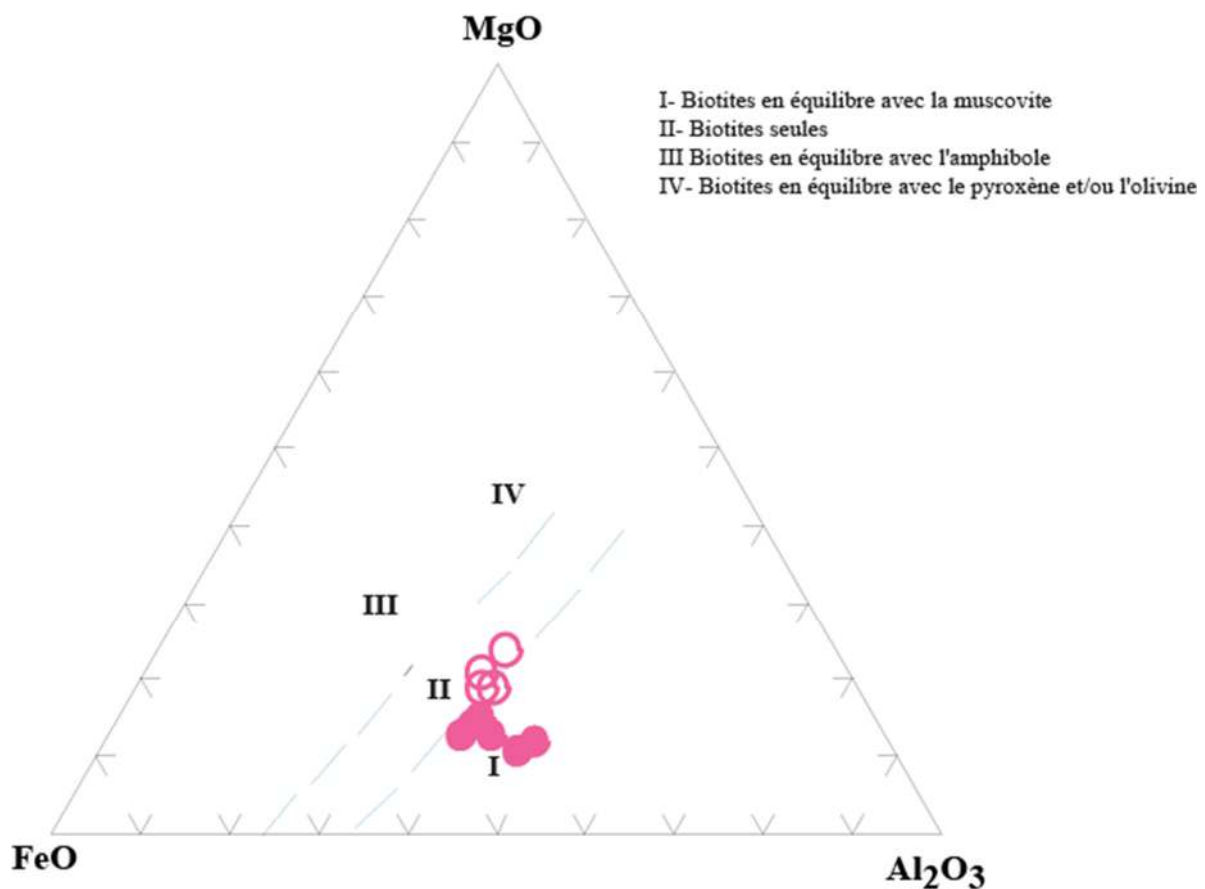


Fig.III-3 : Position des biotites dans le diagramme de Nockolds, 1947.

Dans le diagramme Alt versus Mg (Nachit et al., 1985), les biotites considérées (des deux faciès) occupent le domaine des granites alumino-potassiques (**Fig. III-4**).

Le caractère alumineux est bien confirmé par le diagramme d'Abdel Rahman (1994) où la position de toutes les biotites se situe dans les suites peralumineuses (**Fig.III-5**).

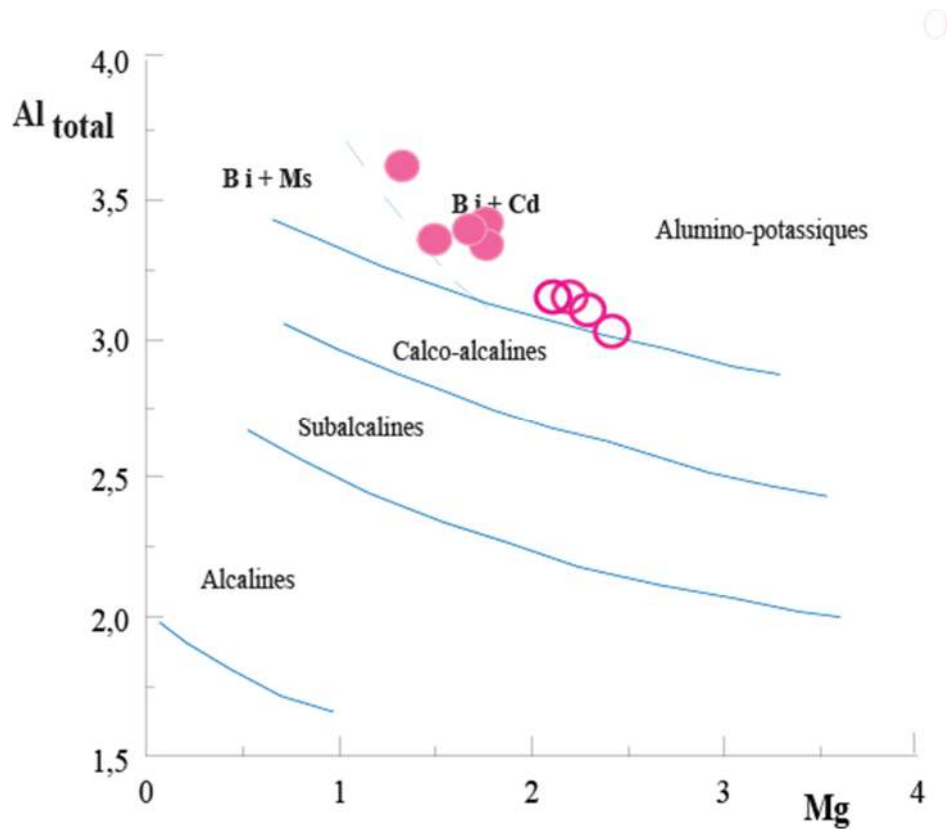


Fig.III-4 : Distribution des biotites dans le diagramme Mg versus Al_{total} (Nachit et al., 1985).

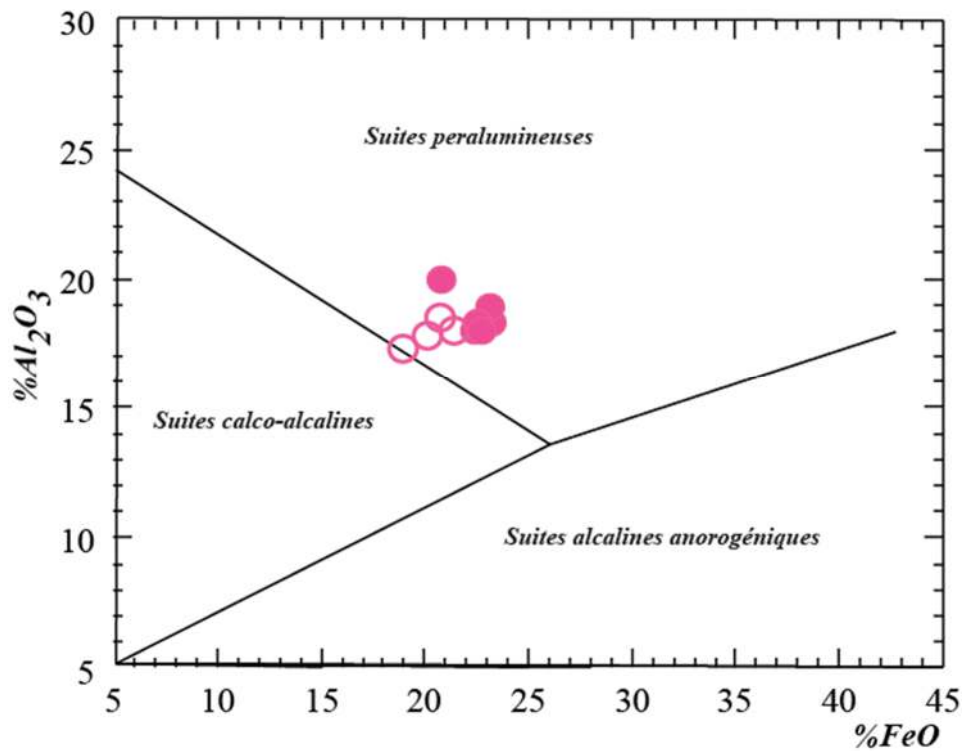


Fig.III-5 : Position des biotites dans le diagramme d'Abdel-Rahman (1994).

III-2-2-2- La muscovite

La muscovite, mica blanc di-octaédrique, est présente dans les faciès rhyolitiques. Elle a un habitus de minéral primaire, en grandes sections dans une mésostase quartzo-feldspathique.

Deux analyses de l'échantillon BECH A6 sont consignées dans le **tableau III-2**. Dans le diagramme triangulaire Mg-Ti-Na de Miller et al., 1981 (**Fig.III-6**), elle occupe le champ de la muscovite primaire avec des teneurs en Ti plus élevées que celles de la muscovite secondaire.

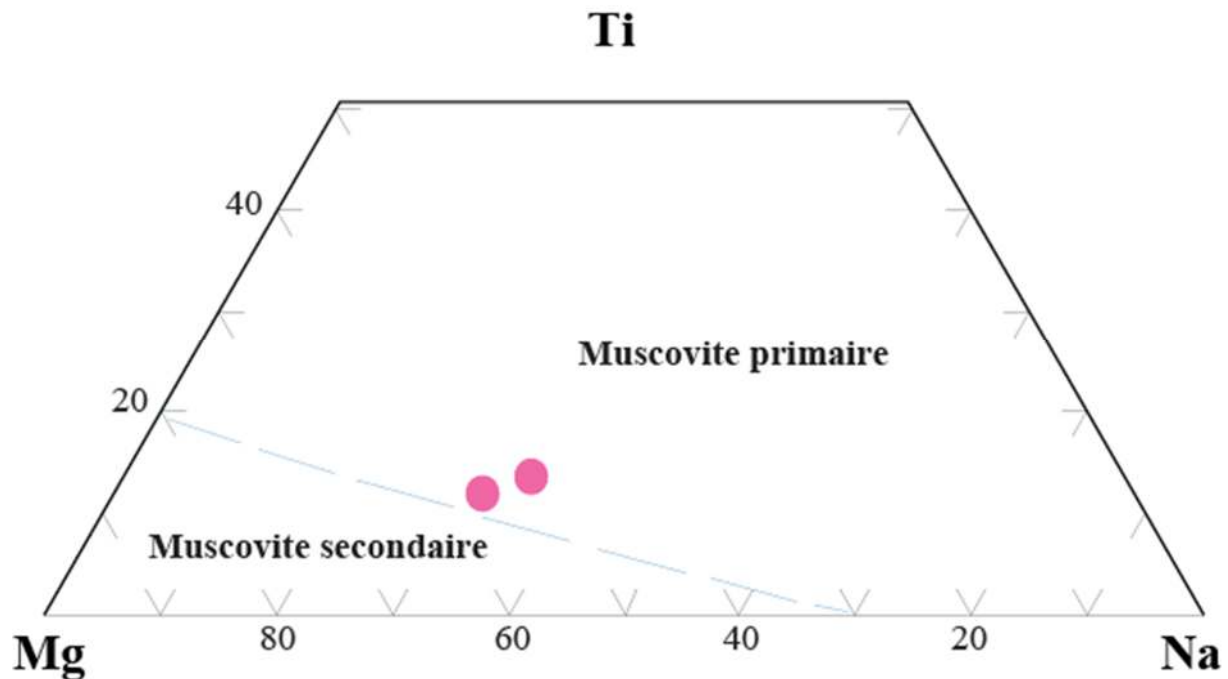


Fig.III-6 : Les muscovites de la rhyolite de Bechtout dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al. 1981.

III-2-3- Les oxydes ferro-titanés

Les analyses à la microsonde ont permis d'identifier un seul opaque, le rutile. Ces analyses et leurs formules structurales sont consignées dans le **tableau III-3**.

Dans le diagramme triangulaire TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 , les points représentatifs se concentrent au pôle TiO_2 et montrent donc des compositions de rutile (**Fig.III-7**). Les teneurs en FeO sont faibles ne dépassant pas 1.5%.

Minéral	Opagues				Chlorite		Epidote	
	Ech.	205	199	211	211	211	211	211
N° Anal.	62	78	84	92	95	96	97	98
SiO ₂	0.55	0.06	0.55	0.87	29.15	32.18	38.09	37.82
Al ₂ O ₃	0.43	0.05	0.14	0.20	17.27	17.64	24.54	23.75
TiO ₂	97.62	100.34	99.02	98.28	0.15	0.73	0.05	0.14
FeO	1.02	0.37	1.12	0.97	22.54	19.91	10.66	11.75
MnO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.44	0.42	0.46	0.29
MgO	0.01	0.01	0.04	0.03	16.85	15.63	0.03	0.10
CaO	0.08	0.04	0.10	0.41	0.12	0.13	23.38	23.63
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	0.05	0.02
K ₂ O	0.11	0.12	0.15	0.32	0.16	3.04	0.00	0.00
Total	99.88	100.99	101.18	101.08	86.69	89.73	97.26	97.52
Nombre d'oxygènes	2	2	2	2	28	28	12.5	12.5
Si	0.01	0.00	0.01	0.01	6.11	6.48	2.96	2.96
Al ^{IV}	0.01	0.00	0.00	0.00	1.89	1.52	0.04	0.04
Al ^{VI}	0.00	0.93	0.95	0.94	2.37	2.66	2.24	2.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	3.95	3.35	0.81	20.82
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	5.26	4.69	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.03	0.02
Ti	0.98	0.99	0.98	0.98	0.02	0.11	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.78	0.00	0.00
XFe					0.43	0.42		

Tableau III-3 : Compositions chimiques et formules structurales des opaques, chlorite et épidote.

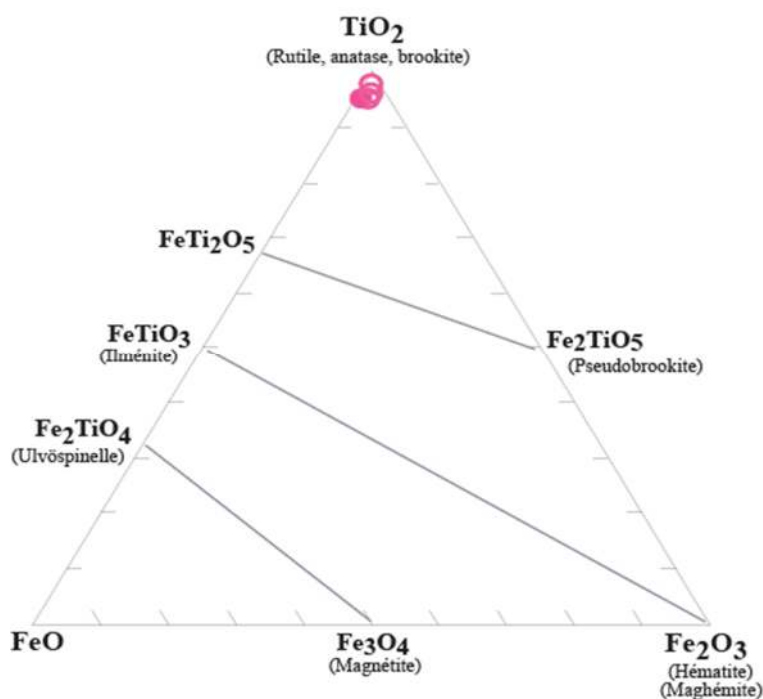


Fig.III-7 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme de Deer et al. (1992).

III-2-4- Les minéraux secondaires

Dans les faciès rhyolitiques et dacitiques, l'altération hydrothermale tardi-magmatique se traduit par des minéraux remplaçant les minéraux ferromagnésiens tels que l'amphibole et la biotite. Ce sont essentiellement la chlorite et l'épidote.

III-2-4-1- La chlorite

Identifiée dans le faciès dacitique, deux analyses de ce minéral sont portées dans le **tableau III-3**. Elles correspondent à de la pycnochlorite (**Fig.III-8**), une chlorite riche en silice, magnésio-ferrière.

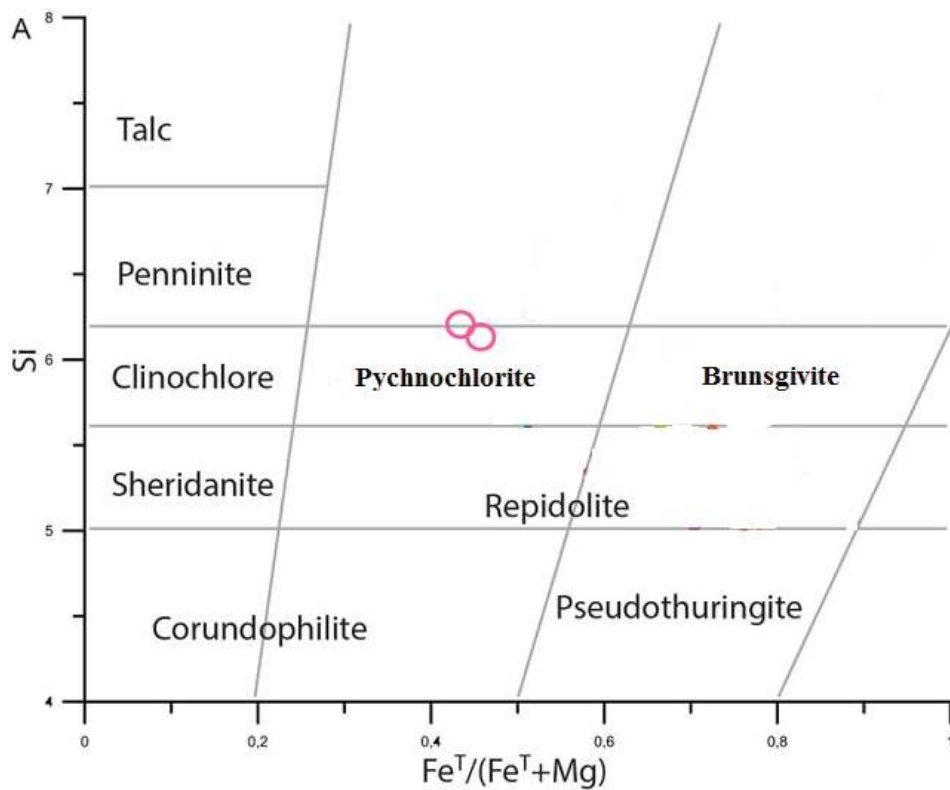


Fig.III-8 : Composition de la chlorite du faciès dacitique, d'après le diagramme de Hey (1954).

III-2-4-2-L'épidote

Repérée en paquets de cristaux très réfringents dans le faciès dacitique (voir pétrographie). Les analyses (**tableau III-3**) montrent un minéral riche en SiO_2 , Al_2O_3 et CaO , typique des épidotes d'altération.

III-3- Conclusion

L'étude minéralogique des faciès acides de Bechtout a confirmé la paragenèse à quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, muscovite, minéraux accessoires (zircon et opaque) et minéraux secondaires (chlorite et épidote).

La composition chimique des phases minérales montre :

- ✓ Un plagioclase de type albite et parfois légèrement zoné,
- ✓ Un feldspath potassique de type sanidine à Or_{91-93} ,
- ✓ Une biotite, seule phase ferromagnésienne hydratée dans les faciès rhyolitiques et dacitiques de Bechtout. C'est une biotite vraie à caractère ferrifère dans la rhyolite (X_{Fe} compris entre 0.63 et 0.66) et magnésien à ferrifère dans le faciès dacitique ($0.49 < X_{Fe} < 0.56$).

- ✓ L'étude détaillée de la biotite a permis de traduire une affinité géochimique à caractère alumineux. Puisque dans les deux faciès, elle occupe le domaine des granites alumino-potassiques et des suites peralumineuses.

- ✓ La muscovite, mica blanc di-octaédrique, est présente dans les faciès rhyolitiques. Elle a un habitus de minéral primaire et renforce le caractère acide et alumineux de ces roches,

- ✓ Un opaque de type rutilé,
- ✓ Une phase tardi-magmatique liée à l'altération hydrothermale représentée par la séricite, la chlorite et l'épidote.

Chapitre IV
Géochimie des éléments
majeurs et traces

IV-1-Introduction

Cette étude sur le complexe rhyolitique de Bechtout pourrait apporter les premières informations géochimiques, géotectoniques et une identification définitive de la source. Elle va permettre de :

- Préciser le comportement des éléments majeurs et en traces dans ces rhyolites et subsidiairement les filons basiques parcourant ces roches,
- Caractériser leur affinité géochimique et leur contexte géotectonique de mise en place,
- Identifier la source en proposant une comparaison avec les rhyolites de Tifrit (Saïda).

Nous disposons d'analyses chimiques de roches totales (majeurs, traces avec terres rares) qui ont été réalisées à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. Les dosages des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares ont été effectués conjointement par fluorescence X (XFR) et par spectrométrie d'émission à source d'excitation plasma (ICP-AES).

IV-2- Géochimie des éléments majeurs et traces

La composition en éléments majeurs et les normes CIPW du complexe de Bechtout sont reportées dans le **tableau IV-1**. Très souvent la caractérisation géochimique des roches magmatiques peut connaître des problèmes en raison des altérations hydrothermales qu'elles peuvent subir (chloritisation, séricitisation, épidotisation ..). Ces altérations engendrent donc des modifications dans le chimisme global de la roche et s'expriment par une perte au feu importante. Les volcanites (rhyolite et dacite) de Bechtout montrent des pertes au feu modérées, ne dépassant pas 2.5% pour la majorité des faciès (sauf pour 2 analyses), ce qui traduit un état de fraîcheur convenable pour la majorité de ces roches. Les deux analyses concernant les filons de composition intermédiaire sont plus altérées avec des pertes au feu atteignant les 4%.

IV-2-1- Les variations chimiques

Les analyses chimiques du complexe de Bechtout montrent des variations modérées au niveau des éléments majeurs. Le faciès rhyolitique est bien de composition acide avec des teneurs en SiO₂ allant de 66.89 à 78,27% et potassique avec des teneurs élevées en K₂O (de 3.51 à 7.15 %). De plus, le rapport K₂O/Na₂O > 1. Les teneurs en MgO, CaO, TiO₂ et MnO sont faibles, dues probablement à la présence de biotite comme seul minéral ferromagnésien. Les analyses chimiques des éléments en traces ont été reportées dans le **tableau IV-2**.

Dans ces faciès acides de Bechtout, les analyses des éléments traces montrent des concentrations élevées en Zr qui atteignent jusqu'à 500 ppm. De telles teneurs sont généralement rencontrées dans les roches felsiques riches en biotite où le zircon est abondant. Il présente des teneurs modérées en Rb et faibles en Sr. Les teneurs en Th et U sont modérées à faibles (jusqu'à 17 et 6 ppm respectivement).

IV-2-2-Classification et caractérisation géochimique

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par la commission IUGS pour les roches volcaniques (Le Maître et al. 1989) ; elle est basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS). A titre comparatif, sont également reportées les analyses de rhyolites de Tifrit.

Les faciès rhyolitiques de Bechtout occupent essentiellement le champ des rhyolites, tout comme celles de Tifrit ; deux analyses tombent dans le domaine des dacites. De plus, ils se situent essentiellement dans le domaine subalcalin, ce qui leur confère un caractère tholeiitique ou calco-alcalin (Fig.VI-1).

Les filons d'aspect doléritique se positionnent dans le domaine des roches les moins différenciées, à savoir les trachy-andésites basaltiques (Fig.IV-1).

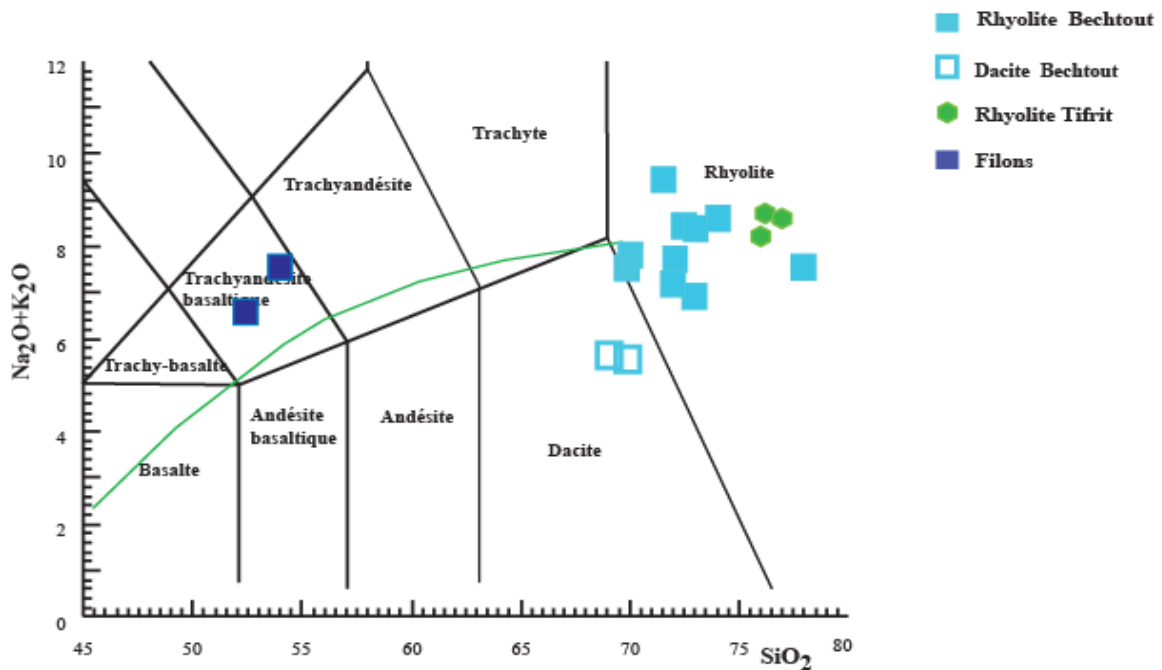


Fig.IV-1- Position des roches de Bechtout dans la classification chimique des roches volcaniques, à partir du diagramme alcalins vs SiO₂ (TAS) de Le Maître et al. (1989).

Echan.	BECH A1	BECH A2	BECH A3	BECH A4	BECH A5	BECH A6	BECH A7	BECH A8	BECH B1	BECH B2	BC 188	BC 190	BC 192	BC 198	BC 199	BC 205	BC 211
SiO ₂	71,50	72,57	54,03	52,02	72,29	73,38	71,23	73,45	69,99	74,24	70,43	71,78	78,27	74,95	66,89	69,70	68,72
TiO ₂	0,25	0,22	1,80	1,56	0,20	0,26	0,21	0,25	0,23	0,25	0,53	0,29	0,24	0,27	0,61	0,45	0,45
Al ₂ O ₃	14,49	13,21	17,54	16,20	12,45	14,30	12,82	13,51	14,43	14,41	13,90	13,87	11,37	12,63	15,26	14,47	14,02
Fe ₂ O ₃	1,74	1,93	9,00	9,55	2,00	1,69	1,07	3,62	2,91	1,44	4,40	1,43	0,57	2,41	4,93	2,92	4,87
MnO	0,03	0,02	0,11	0,13	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	0,03	0,06	0,04	0,01	0,03	0,06	0,03	0,06
MgO	0,51	0,24	3,31	2,96	0,44	0,58	1,89	0,51	0,43	0,30	1,17	0,67	0,25	1,17	1,66	0,84	1,90
CaO	0,90	0,23	1,79	2,21	0,63	0,41	0,72	0,74	0,24	0,33	0,71	0,01	-	0,55	1,58	0,37	0,31
Na ₂ O ₃	3,07	2,77	3,30	2,69	1,35	1,44	0,86	0,48	1,60	2,08	3,65	0,24	0,47	2,42	1,92	2,88	1,98
K ₂ O	6,23	5,58	4,16	3,68	6,38	7,09	7,06	6,52	6,26	6,68	3,51	7,03	7,15	4,20	3,77	4,88	4,95
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,74	0,62	0,09	0,07	0,07	0,04	0,14	0,06	0,10	0,01	-	0,02	0,15	0,07	0,08
LOI	1,94	1,12	2,35	4,04	1,96	1,88	2,16	2,69	2,25	1,71	1,69	1,81	0,87	1,31	2,61	1,73	2,07
Total	100,79	98,00	98,13	95,66	97,83	101,14	98,13	101,88	98,53	101,53	100,15	97,17	99,19	99,96	99,42	98,33	99,41
A/CNK	1,08	1,20	1,33	1,30	1,21	1,33	1,24	1,47	1,47	1,28	1,25	1,73	1,34	1,33	1,51	1,35	1,53
NORMES																	
Quartz	26,93	34,69	8,33	11,10	38,84	35,77	35,97	35,74	34,99	31,10	43,86	48,46	41,32	34,53	32,16	33,38	36,12
Orthose	37,34	34,13	25,90	23,98	39,44	42,32	43,56	38,56	39,64	21,17	43,66	43,04	25,24	23,13	29,96	30,21	32,51
Albite	26,29	24,21	29,36	25,04	11,92	12,28	7,58	14,08	17,64	31,46	2,13	4,04	20,78	16,84	25,26	17,27	26,98
Anorthite	3,75	0,51	4,78	8,07	2,72	1,64	3,30	0,38	1,29	3,00	0,05	0,00	2,65	7,22	1,48	1,10	1,43
Corindon	1,34	2,50	6,24	5,61	2,46	3,67	2,70	5,07	3,28	3,07	6,12	2,89	3,18	5,66	4,06	5,16	0,88
Hyperstène	3,23	2,89	18,21	19,36	3,62	3,33	6,10	4,79	2,28	8,08	3,30	1,01	5,78	10,08	5,43	10,83	1,62
Magnétite	0,34	0,38	1,87	2,07	0,40	0,33	0,21	0,59	0,28	0,88	0,29	0,10	0,47	1,00	0,59	0,99	0,20
Ilménite	0,48	0,43	3,60	3,27	0,40	0,5	0,42	0,46	0,48	1,03	0,58	0,46	0,52	1,20	0,89	0,88	0,08
Apatite	0,29	0,25	1,70	1,49	0,21	0,15	0,16	0,32	0,13	0,22	0,00	0,00	0,04	0,34	0,16	0,18	0,18
Total	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00

Tableau IV-1 : Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW

Echan.	BECH A1	BECH A2	BECH A3	BECH A4	BECH A5	BECH A6	BECH A7	BECH A8	BECH B1	BECH B2	BC 188	BC 190	BC 192	BC 198	BC 199	BC 205	BC 211
Ni	-	-	1,40	2,80	-	-	-	0,60	-	-	5,70	4,10	4,80	3,00	4,10	3,20	6,70
Cu	-	-	-	-	-	-	-	2,00	-	-	1,00	-	0,30	-	5,20	-	-
Zn	45,30	48,30	256,10	122,50	138,60	94,60	46,80	680,90	72,10	76,10	42,00	19,50	15,00	19,10	50,10	25,30	45,60
Ga	13,60	9,50	17,40	16,80	11,20	14,30	13,80	12,80	14,40	12,70	14,70	17,60	12,90	12,90	20,20	15,50	17,20
Rb	183,90	148,30	226,80	339,10	201,60	253,50	272,50	344,60	214,50	165,10	123,70	260,20	229,20	132,80	177,70	129,70	194,00
Sr	46,00	47,50	65,40	68,30	34,00	30,60	27,20	25,80	32,20	36,30	92,40	31,10	38,70	69,80	55,30	114,80	64,80
Y	29,10	30,50	34,90	32,10	32,80	34,10	34,70	34,50	44,30	34,10	45,70	38,90	34,00	38,00	50,40	32,70	35,50
Zr	238,70	229,70	244,40	223,10	199,60	259,70	223,90	221,90	246,80	240,40	497,30	306,60	243,30	265,20	449,60	353,20	266,20
Nb	10,90	9,90	11,20	11,00	10,60	11,90	11,80	12,00	12,50	11,60	15,50	15,70	12,10	12,60	17,60	12,40	12,10
Pb	23,60	26,00	13,70	32,00	46,00	28,70	23,70	59,70	31,60	23,40	8,60	11,10	44,60	16,50	31,40	20,50	5,20
Th	14,60	14,70	9,80	9,10	13,70	17,00	14,70	15,80	15,20	14,80	14,30	14,90	12,90	13,90	17,20	12,60	13,10
U	5,20	4,80	7,50	7,90	4,20	5,60	5,40	5,50	5,30	4,80	4,30	5,80	6,00	3,30	5,00	2,60	3,70

Tableau IV-2 : Analyses chimiques des éléments en traces

Le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) (**Fig.IV-2**) montre le caractère potassique de ces roches ; elles se positionnent dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins High-K, tout comme les rhyolites de Tifrit. Pour certaines, une tendance shoshonitique est à remarquer, tout comme les filons trachy-andésitiques.

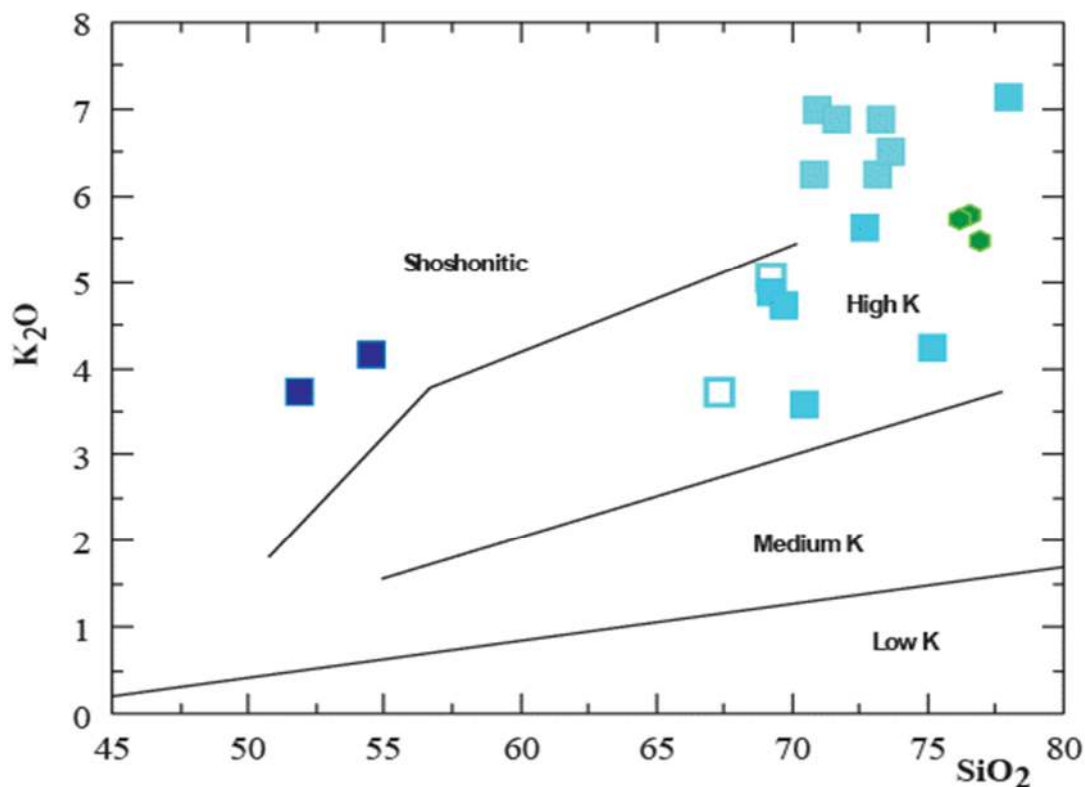


Fig. IV-2- Position des roches dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976)

Le calcul de la norme CIPW (**tableau IV-1**) confirme le caractère très acide de ces volcanites ; il montre que les roches (rhyolite et dacite) de Bechtout présentent des pourcentages très élevés en quartz (27 à 48%) et un indice de différenciation ($DI = Qz + Or + Ab + Lc + Ne$ normatifs important (compris entre 79 et 90). Les pourcentages en orthose sont en général supérieurs à ceux de l'albite, confirmant le rapport $K_2O/Na_2O > 1$. Dans ces mêmes faciès, les pourcentages en corindon normatif sont très supérieurs à 1%. Cette caractéristique géochimique ajoutée à leur indice A/CNK supérieur à 1.1 les situe dans le domaine péralumineux du diagramme de Maniar et Piccoli (1989) (**Fig.IV-3**).

En ce qui concerne les filons trachy-andésitiques, ils ont une moyenne de 10% de quartz normatif, des pourcentages élevés en corindon normatif et en hypersthène.

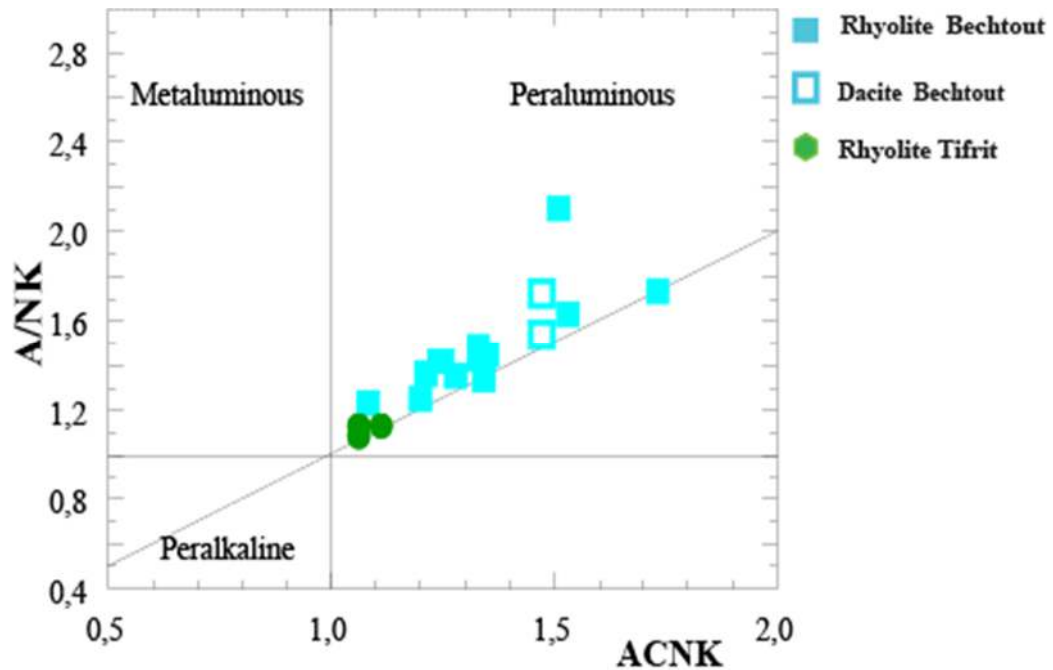


Fig. IV-3 : Les faciès du complexe de Bechtout dans le diagramme A/CNK vs A/NK de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989).

IV-2-3--Evolution des spectres des Terres Rares et des spectres multi-élémentaires

Les teneurs en terres rares, le taux de fractionnement (La/Yb_N) et Eu/Eu^* sont consignés dans le **tableau V-3** ci-dessous.

L'ensemble des Terres Rares a été normalisé aux chondrites de Boynton (1984). La somme totale des lanthanides (ΣREE) est modérée à faible, elle varie pour les faciès acides entre 184 et 63 ppm ; ce qui confirme la non abondance des minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite et la monazite qui sont des réservoirs de terres rares.

Ces roches rhyolitiques et dacitiques montrent des spectres avec des concentrations de 40 à 200 fois chondrites pour les LREE, 10 à 20 fois chondrites pour les HREE. Une anomalie négative en Eu prononcée ($0.52 < Eu/Eu^* < 0.66$) apparaît. Les rhyolites montrent des spectres de REE typiques des faciès aplitiques (Fourcade, 1981 ; Cocherie, 1984 ; Remaci-Bénaouda, 2005). Le fractionnement est modérée à faible ($2.77 < La/Yb_N < 9.98$) (**Fig. IV- 4 A et B**).

A titre comparatif, les rhyolites de Tifrit sont plus appauvries en LREE et se distinguent par une anomalie négative en Eu plus importante ($0.13 < Eu/Eu^* < 0.24$).

Echan.	BECH A1	BECH A2	BECH A3	BECH A4	BECH A5	BECH A6	BECH A7	BECH A8	BECH B1
La	40.87	11.32	23.73	23.85	39.96	31.44	30.27	30.27	30.24
Ce	85.45	24.23	55.52	54.55	81.31	66.59	65.92	65.92	62.10
Nd	34.87	11.61	27.85	28.12	34.97	27.84	28.04	28.04	26.49
Sm	6.83	3.16	6.40	6.36	6.94	5.43	6.14	6.14	5.81
Eu	1.28	0.54	1.73	1.67	1.22	0.94	0.99	0.99	1.04
Gd	5.17	3.22	6.34	6.05	5.66	4.52	5.43	5.43	5.37
Dy	4.40	3.76	5.96	5.71	4.91	3.77	5.06	5.06	5.10
Er	2.69	2.57	3.65	3.35	2.91	2.53	3.11	3.11	3.13
Yb	2.76	2.76	3.56	3.26	2.91	2.77	3.11	3.11	3.13
∑REE	184.32	63.17	134.74	132.92	180.79	145.83	148.07	148.07	142.41
(La/Yb)N	9.98	2.77	4.49	4.93	9.26	7.65	6.56	6.56	6.51
Eu/Eu*	0.66	0.52	0.84	0.83	0.60	0.58	0.53	0.53	0.57

Tableau IV-3 : Analyses chimiques des terres rares exprimées en ppm. Normalisation par rapport aux chondrites de Boynton (1984)

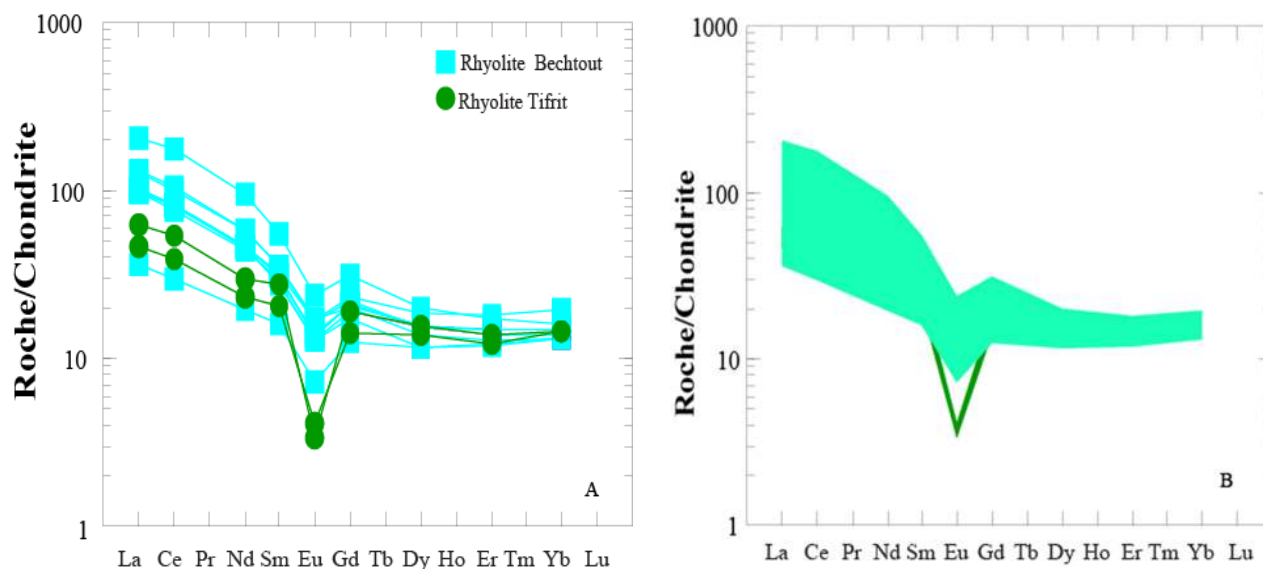


Fig. IV- 4 - A et B : Distribution des lanthanides dans les faciès acides du complexe de Bechtout (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984). Sont également reportées les rhyolites de Tifrit (Remaci-Bénaouda, 2005).

Quant aux faciès trachy-andésitiques (filon d'aspect doléritique) (**Fig.IV-5**), leurs spectres présentent une allure avec des enrichissements en LREE (80 fois chondrites) par rapport aux HREE (15 fois chondrites), des profils de REE modérément fractionnées ($4.49 < La/Yb_N < 4.93$) et des anomalies négatives en Eu discrètes ($Eu/Eu^* \sim 0.84$).

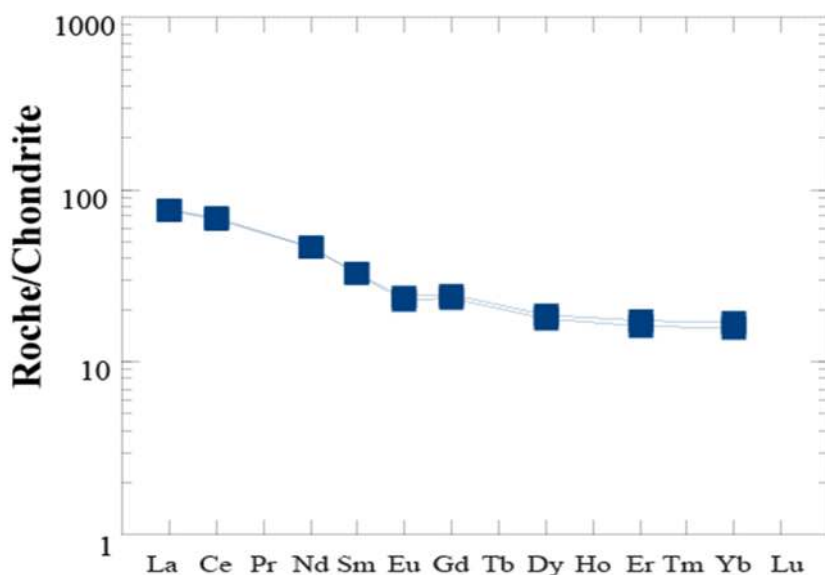


Fig. IV-5 : Distribution des lanthanides dans les faciès trachy-andésitiques du complexe de Bechtout (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).

Les diagrammes multi-élémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) présentent, pour les volcanites acides de Bechtout (rhyolite et dacite), les caractéristiques suivantes (**Fig.IV-6A et B**) :

- Un enrichissement en éléments les plus incompatibles tels que les LILE (Rb, K, Sr, Pb....) et en LREE,
- Des anomalies négatives en Nb et Ti (HFSE) caractéristiques des magmas orogéniques et de la croûte continentale, d'après Saunders et al. 1980 et Taylor et McLennan 1985
- Des anomalies négatives en Sr et Eu indiquant le fractionnement des feldspaths.
- Une anomalie positive en Pb confirmant le rôle de la croûte continentale dans ces roches acides.

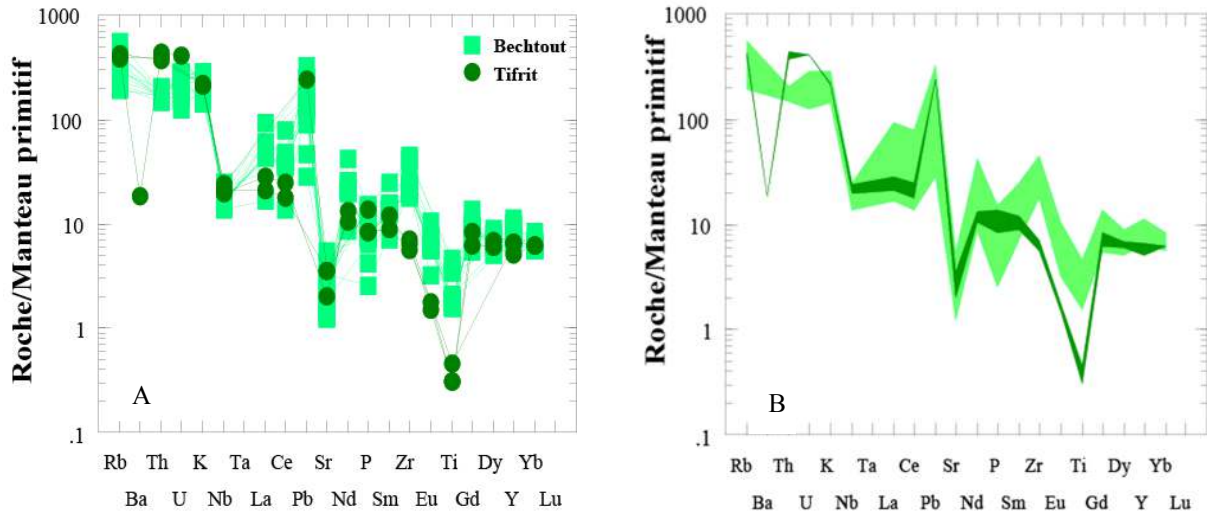


Fig. IV- 6A et B: Spidergrammes normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

Il est à noter que les rhyolites de Tifrit ont une même allure que celles de Bechtout, avec certaines anomalies négatives plus accentuées (Ti) ou moins accentuées (P).

Dans les faciès trachy-andésitiques (Fig.7), les spectres montrent :

- Un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Sr...) par rapport aux LREE et HFSE,
- Des anomalies négatives en Sr et Eu traduisant le fractionnement des feldspaths.
- Une anomalie négative en Nb caractéristique des magmas orogéniques et de la croûte continentale,
- Des anomalies positives en U, Pb (le rôle joué par la croûte continentale) et P probablement lié à l'accumulation de l'apatite.

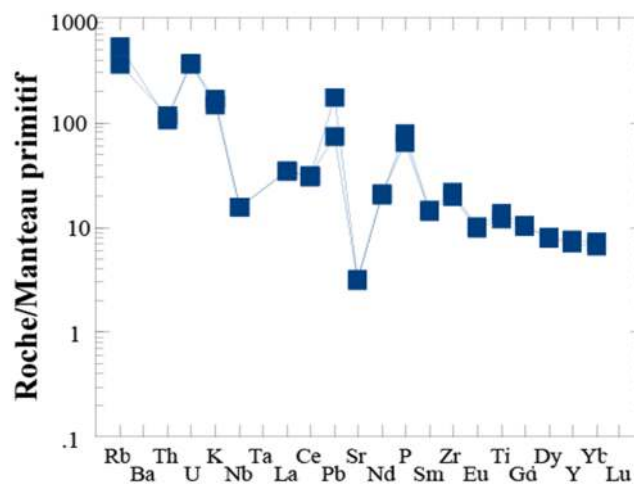


Fig. IV- 7 : Spidergrammes normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) des faciès trachy-andésitiques.

VI-3-Contexte géodynamique

Les caractéristiques géochimiques ont montré que le complexe de Bechtout présente des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse hercynienne. Dans le but de situer les volcanites acides dans leur contexte géodynamique, nous avons utilisé des diagrammes basés sur les teneurs en éléments majeurs et en traces.

Pearce et al. (1984, 1996) proposent plusieurs diagrammes géotectoniques discriminants pour les granitoïdes, basés sur les teneurs en éléments traces (Rb, Nb, Y et Yb) :

- Les granitoïdes d'arc volcaniques (VAG= volcanic arc granites),
- Les granitoïdes de collision (COLG = collision granites avec les syn-COLG et les post-COLG),
- Les granitoïdes de rides océaniques (ORG= ocean ridge granites),
- Les granitoïdes intraplaques (WPG= within plate granites).

Reportés dans le diagramme Nb vs Y, les faciès rhyolitiques et dacitiques de Bechtout se localisent essentiellement dans le domaine VAG+COLG (**Fig. IV-8A**).

Le diagramme Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1996), permettant d'individualiser le domaine des granitoïdes post-collisionnels (post-COLG) (**Fig.IV-8B**), situe les volcanites de Bechtout ayant $SiO_2 > 66\%$ dans le champ de ces derniers, tout comme les rhyolites de Tifrit (Remaci-Bénaouda, 2005). Ces résultats confortent notre hypothèse sur le contexte post-collisionnel (orogène hercynien) du complexe étudié (voir chapitre I).

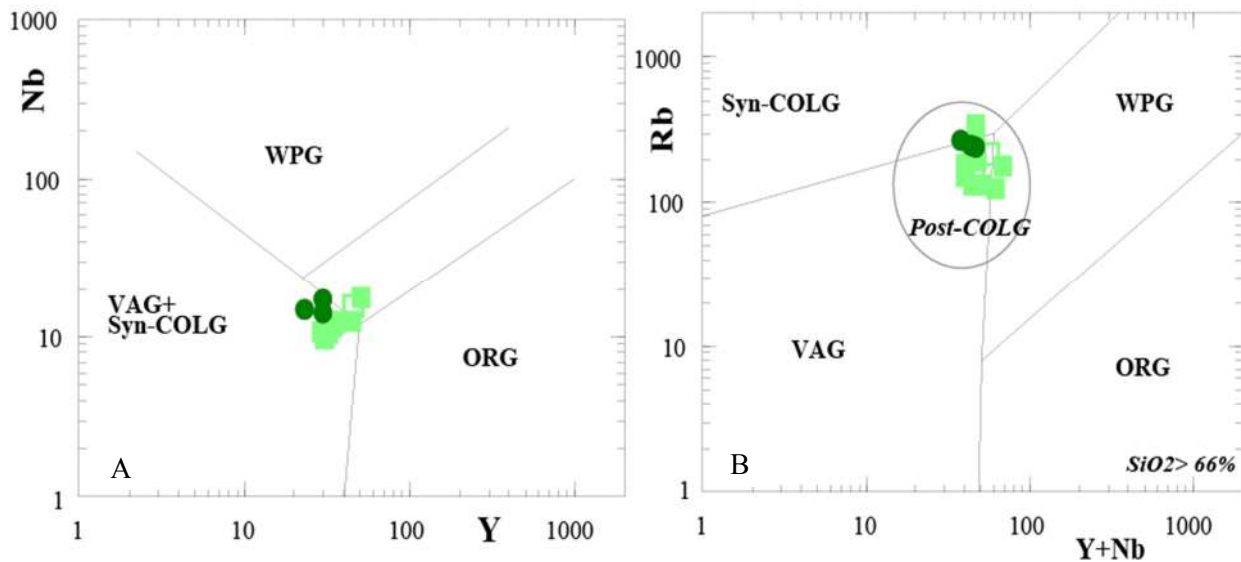


Fig. IV- 8 : Position des faciès acides de Bechtout dans les diagrammes géotectoniques. (A) Nb vs Y (Pearce et al. 1984). (B) Rb vs Y+Nb (Pearce et al., 1996)..

IV-4- La géochimie isotopique : Origine crustale du complexe rhyolitique de Bechtout ?

Nous n'avons pas pu disposer d'analyses isotopiques pour les volcanites de Bechtout. Vu les similitudes existant au point de vue pétrologique, géochimique et contexte géotectonique avec les rhyolites de Tifrit, il serait intéressant de reprendre les données isotopiques (Sr-Nd) disponibles étudiées sur ces dernières par Remaci-Bénaouda (2005).

La rhyolite de Tifrit possède un $Sr_{initial}$ avoisinant **0.7104** et un ϵ_{Nd} faible de **- 3.30**. Il est à rappeler que ces valeurs ont été obtenues pour un âge de mise en place de 297 Ma (Remaci-Bénaouda, 2005). Elle possède des caractères de roche crustale bien affirmé.

Les faciès rhyolitiques et dacitiques pourraient bien se rapprocher de ces données isotopiques et avoir une signature isotopique de roches crustales. De plus, leurs caractères pétrographique (roche à biotite et muscovite), minéralogique (alumino-potassique), géochimique (peralumineux....) et compositions normatives (pas de diopside normatif mais présence de corindon normatif) (**Fig.IV-9**) confirment ce caractère franchement crustal sans aucune participation du manteau. Un protolithe sédimentaire serait à l'origine de ces roches acides de Bechtout.

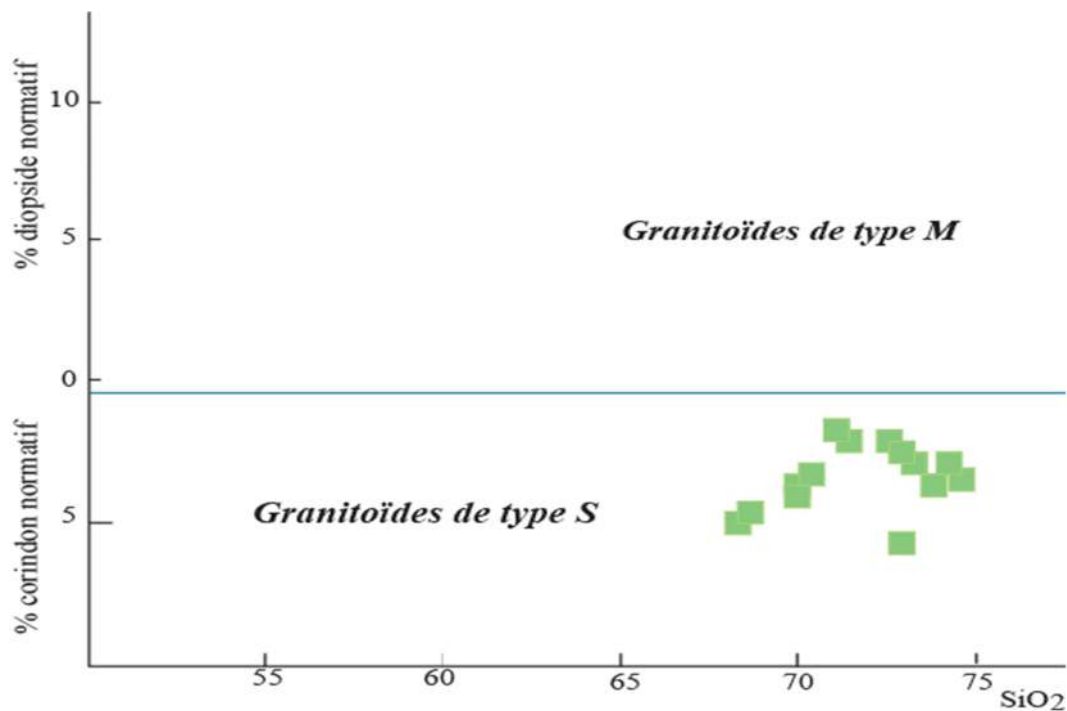


Fig. IV- 9 : Position des volcanites acides de Bechtout dans le diagramme normatif établi par Graviou (1984).

Conclusions générales

Conclusions Générales

La présente étude sur le complexe de Bechtout a permis de mener, pour la première fois, une contribution pétrologique et géochimique afin de rajouter le segment Bechtout dans la compréhension du magmatisme orogénique hercynien de l'Algérie nord occidentale.

Le massif de Bechtout, situé à 20 km de la wilaya de Tiaret, forme avec les djebels Mahanoun, le Sidi Maarouf et Ghezoul, un ensemble de collines appartenant à l'unité septentrionale, qui est le prolongement méridional Ouest du versant de la chaîne tellienne.

Nous avons abordé ce travail par une étude bibliographique sur l'orogène hercynien et la place de Bechtout dans le chaînon hercynien algérien.

D'un point de vue géologique, il s'agit d'un pointement volcanique où le faciès rhyolitique constitue à lui seul presque tout le massif. Il est recoupé par un réseau filonien basique. Les affleurements apparaissent plus précisément sur toutes les gorges qui constituent le massif de Bechtout, de l'Ouest à l'Est respectivement Guern El Maaza, Koudait Bechtout, Kef Ezeg et la cascade, ainsi que sur les rives des oueds de Temda, de Zeldja et de Teguiguest.

D'un point de vue macroscopique, la masse rhyolitique est phanéritique, porphyrique, à cause de sa constitution essentielle de phénocristaux felsiques tels que les feldspaths blanc laiteux ou roses de forme allongée, millimétriques à centimétriques, le quartz à aspect vitreux et de forme plutôt arrondie. Des taches sombres représenteraient les minéraux ferromagnésiens tels que la biotite. Parfois la roche est à fond cryptocristallin avec des phénocristaux plus rares. Il est à remarquer qu'un faciès légèrement moins acide que la rhyolite, de composition dacitique, a été reconnu grâce à l'étude géochimique. Il présente la même texture et la même paragenèse minérale, avec plus de biotite et sans muscovite.

L'examen microscopique du faciès rhyolitique montre une paragenèse assez monotone, comme dans toutes les rhyolites. La texture est felsitique porphyrique où la mésostase est le plus souvent recristallisée et où baignent des phénocristaux. Cette paragenèse minérale primaire est constituée de quartz, feldspath potassique (sanidine), plagioclase, biotite, muscovite, zircon et oxydes ferro-titanés. Ce faciès montre de belles figures d'association quartz/feldspath en structure eutectique (texture granophyrique).

L'ordre de cristallisation des minéraux comprend deux étapes, l'une pour les phénocristaux et l'autre pour la mésostase: (i) l'étape des phénocristaux dans laquelle les inclusions d'opaqes, de zircon ont cristallisé en premier, suivis de biotite, de plagioclase, sanidine, muscovite et quartz. Puis vient la syncristallisation en structure eutectique de l'association quartz-feldspath potassique ; (ii) la mésostase quartzo-feldspathique parfois micacée termine cette séquence de cristallisation. La chlorite, les épidotes, la séricite font partie de la phase tardi-magmatique, représentant les produits de déstabilisation des minéraux essentiels.

L'étude chimique des phases minérales dans la rhyolite montre :

- ✓ Un plagioclase de type albite, parfois légèrement zoné,
- ✓ Un feldspath potassique de type sanidine à Or₉₁₋₉₃,
- ✓ Une biotite, seule phase ferromagnésienne hydratée. C'est une biotite vraie à caractère ferrifère (XFe compris entre 0.63 et 0.66), L'étude détaillée de la biotite a permis de traduire une affinité géochimique à caractère alumineux.
- ✓ Une muscovite, mica blanc di-octaédrique, est présente dans les faciès rhyolitiques. Elle a un habitus de minéral primaire et renforce le caractère acide et alumineux de la rhyolite,
- ✓ Un opaque de type rutile,
- ✓ Une phase tardi-magmatique liée à l'altération hydrothermale représentée par la séricite, la chlorite et l'épidote.

Le faciès dacitique, plus subsidiaire, présente la même paragenèse mais sans muscovite. Le plagioclase est légèrement plus enrichi en anorthite, mais toujours de type albite, la biotite est à caractère magnésien à ferrifère ($0.49 < XFe < 0.56$) et l'opaque essentiellement titanifère est du rutile. L'altération est plus importante exprimée par de la séricite, chlorite et épidote.

D'un point de vue géochimique, l'analyse des éléments majeurs et traces des faciès acides de Bechtout montre que :

- ✓ Ils occupent essentiellement le champ des rhyolites et des dacites,
- ✓ Ils se situent dans le domaine subalcalin et montrent un caractère potassique ;
- ✓ Ils se positionnent dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins High-K, voire pour certains, le domaine shoshonitique,
- ✓ Ils présentent véritablement des caractères de roches acides et possèdent des pourcentages très élevées en quartz (27 à 48%) et un indice de différenciation ($DI = Qz + Or + Ab + Lc + Ne$ normatifs important (compris entre 79 et 90).

- ✓ Les pourcentages en corindon normatif très supérieurs à 1%, plus leur indice A/CNK supérieur à 1.1 leur confèrent un caractère peralumineux,

La somme totale des lanthanides (ΣREE) est modérée à faible, elle varie pour les faciès acides entre 184 et 63 ppm ; ce qui confirme la non abondance des minéraux accessoires tels que le zircon et l'apatite qui sont des réservoirs de terres rares.

Ces roches rhyolitiques et dacitiques montrent des spectres avec des concentrations de 40 à 200 fois chondrites pour les LREE, 10 à 20 fois chondrites pour les HREE. Une anomalie négative en Eu prononcée ($0.52 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.66$) et un fractionnement modérée à faible se distinguent,

- ✓ Ils montrent des spectres multi-élémentaires enrichis en LILE et en LREE par rapport aux HFSE. Des anomalies négatives en Nb et Ti apparaissent, caractéristiques des magmas orogéniques et de la croûte continentale, ainsi que des anomalies négatives en Sr et Eu traduisant le fractionnement des feldspaths.
- ✓ L'anomalie positive en Pb confirme le rôle de la croûte continentale dans la genèse de ces roches acides,

Les diagrammes géotectoniques confirment que ces roches ont des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse hercynienne et confortent notre hypothèse sur le contexte post-collisionnel.

La comparaison pétrologique et géochimique avec les rhyolites de Tifrit (Saïda) nous amène à constater beaucoup d'analogies et à faire un rapprochement géotectonique, Bechtout et Tifrit seraient issus d'un contexte post-collisionnel lié à l'orogène hercynien.

Par ailleurs, les données isotopiques (Sr-Nd) disponibles sur Tifrit ont permis d'approfondir l'étude sur Bechtout. La rhyolite de Tifrit possède un $\text{Sr}_{\text{initial}}$ avoisinant 0.7104 et un $\epsilon_{\text{Nd } 297 \text{ Ma}}$ faible de - 3.30, traduisant des caractères de roche crustale bien affirmé. Les faciès rhyolitiques et dacitiques pourraient bien se rapprocher de ces données isotopiques et avoir une signature isotopique de roches crustales. De plus, leurs caractères pétrographique (roche à biotite et muscovite), minéralogique (alumino-potassique), géochimique (peralumineux....) et compositions normatives (pas de diopside normatif mais présence de corindon normatif) confirment ce caractère franchement crustal sans aucune participation du manteau. Un protolithe sédimentaire serait à l'origine de ces roches acides de Bechtout.

Quant au réseau filonien qui traverse la masse rhyolitique, il s'agit de dykes durs, compacts et sombres qui recoupent la rhyolite en certains endroits, tels que l'Oued Temda. Le plus important d'eux est d'une longueur visible de 20 à 25 mètres et d'épaisseur de 1m 20.

Représentés par une roche basique qui ressemble aux dolérites. Elle est pas mal altérée et traversée par des filonnets de quartz. Dans une texture très fine, des petites lamelles d'amphibole et de biotite peuvent être décelées ainsi que des grains de plagioclase et de quartz. La pâte est envahie par des petits opaques. Ces filons se positionnent dans le domaine des roches les moins différenciées, à savoir les trachy-andésites basaltiques et ont une affinité alcaline à tendance shoshonitique ($K_2O/Na_2O > 1$). Leurs spectres présentent une allure avec des enrichissements en LREE (80 fois chondrites) par rapport aux HREE (15 fois chondrites), des profils de REE modérément fractionnés ($4.49 < La/Yb_N < 4.93$) et des anomalies négatives en Eu discrètes ($Eu/Eu^* \sim 0.84$). Tout comme les faciès acides, les arachnogrammes montrent un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Sr....) par rapport aux LREE et HFSE, des anomalies négatives en Sr et Eu traduisant le fractionnement des feldspaths et une anomalie négative en Nb caractéristique des magmas orogéniques et de la croûte continentale. Les anomalies positives en U, Pb traduisent le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces filons basiques.

Bien que ces filons basiques aient un caractère shoshonitique, de magma orogénique, leur postériorité par rapport à la masse rhyolitique semble montrer une absence de co-généisme avec les roches acides. Des données isotopiques Sr-Nd pourraient alors le confirmer ou l'infirmer.

*Références
Bibliographiques*

ABDEL-RAHMAN A.F.M. 1994: Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.* 35: 525-54.

ARTHAUD F. et MATTE P. 1977: Late–Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Geol.Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.

AUCLAIR, D., BIEHLER, J., 1967. " Etude géologique des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda". *Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger. (Nouvelle.Série).*, 34, 3-45.

BEAUJARD D., CENTENE A., CISZAK R., GONORD H., HACINI A., PAWLOWSKI R. et ROLET J., 1976: Le massif des Traras, un jalon pour la reconstitution de l'histoire hercynienne nord-maghrébine : précisions stratigraphiques, volcanologiques et structurales sur la partie septentrionale (région d'Honaïne, Algérie occidentale). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord, Alger*, t. 27, fasc. 3 et 4: 225240.

BENEST, M., 1981. : La marge dynamique de l'ouest algérien au Jurassique supérieur et au Eocrétacé : stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire *Bull. Soc. géol. Fr*, 7, 23, p.663-672.

BENEST, M., 1985. : Evolution de la plateforme de l'ouest algérien du nord-est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire, *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 95, 2 fasc., 581p.

BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS. T., PERRIAUX, J., GHALIET, M., BENHAMOU, M., 1995. : Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge Callovo-Oxfordien dans le sillon intracratonique du Nador de Tيارت sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sci. Paris*, t. 321, série II a, p. 103 à 110

BENEST, M., ATROPS, A., ALMÉRAS, Y., BENOSMA. B., 1991. : Découverte dynamique d'une transgression Callovien sur le socle tardi-hercynien dans le domaine sud tellien (Ouarsenis, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sci. Paris*, t. 313, série II, p. 1555- 1562.

BENHAMOU, M., ELMI, S., ALMERAS, Y., 2000. : "Age et contexte dynamique des calcaires à brachiopodes téthysiens (Zeilleriides multiplissés) du Grand Pic de l'Ouarsenis (Tell algérien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sci. Terre Planètes*, 331, 717-723

BETTAHAR, Y., 2007. : « La géologie en Algérie (1880-1940) », *La revue pour l'histoire du CNRS*, 18, 2007.

BOUGARA M., 1995:"Contribution à l'étude géologique des formations paléozoïques sédimentaires du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord-occidentale)". *Magister, Univ. Oran.* 294p

BOUGARA M., 2013:"Sédimentologie, paléontologie et environnements sédimentaires des dépôts silico-clastiques du Dévonien du môle de Tiffrit (Saïda,Algérie nord occidentale) ». *Doctorat, Univ. Oran.* 181p

BOYNTON, W. V., 1984. : "Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Hendersen P. (ed), Rare earth element geochemistry". Elsevier, p.63-114.

CAIRE, A., GLANGEAUD, L., MATTAUER, M., POLVECHE, J., 1953. : " Essai de coordination, de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas tellien de l'Algérie centrale". Bull. Soc. géol. Fr.

CHALOT-PRAT F. 1990: Pétrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Etude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et des zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc oriental). Mem. Sc. Terre, Univ. P et M Curie, 21, 302p.

CISZAK, R., 1993. : "Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque". *Thèse de doctorat Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse*, 513 p.

COCHERIE A. 1984 : Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-calcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thesis. Univ. Rennes I, 245 p.

CROSS, W., IDDINGS, J.P., PIRSSON, L.V. & WASHINGTON, H.S., 1902. : "A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks". *Journal. Geol. Chicago*. Vol.10, p.555-690.

DEER W.A., HOWIE R.A ET ZUSSMAN J. 1992: Rock-forming minerals. Longman,ed., London (2ème édition).

ELMI, S., BENEST, M., 1978. : Les «Argiles de Saïda, faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (ouest algérien) Stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique Livre jubilaire Jacque Flandrin. Docum. Lab. Géol. Sc. Lyon, HS4, p 203-261

FOURCADE. S., 1981: Géochimie des granitoïdes. Thèse Doctorat Etat. Paris VII. 189 p.

FRIZON DE LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., BRACÈNE, R., AND MERCIER, E. 2000 : The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.

GRAVIOU P., 1984: Pétrogenèse des magmas calco-alcalins, exemples des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 236p.

GUARDIA P., 1975. : "Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique". *Thèse Doctorat d'Etat, Université Nice*, 282 p.

HOEPPFNER M., 1987. : "La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc". *Thèse d'état, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 276p.

KOVENKO, G. V., TERMIER, H., 1954. : "Sur quelques roches ophitiques de l'Algérie septentrionale ", 1954, Publ. Service de la Carte géologique, Bull, no 5, pp. 157-212.

LE MAITRE, R.W.(EDITOR, BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, M., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B., 1989. : "A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford.* p.193.

LUCAS, G., 1942. : " Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi El Abed". 2 vol.

LUCAS, G., 1952. : " Sur des roches éruptives remarquables des environs de Ghar Rouban..et leurs enclaves à corindon". XIX Congr. Intern. Alger. pp. 149-172.

LUCAS G., 1952. : "Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale: primaire, Jurassique". Analyses structurales. *XIXème Congr. géol. internat. Alger* ; Monogr. Région. Algérie, (1) n° 21, 140.

MC DONOUGH , W. F. ET SUN S. S. 1995: Composition of the Earth.Chemical Geology 120, p.

MILLER C., STODDARD E.F., BRADFISH L.J. ET DOLLASE W.A 1981: Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineral.*, 19: 25-34.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M. ET CARRON J.P. 1985: Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, tome 301, série II , 11 : 813818.

NOCKOLDS 1947: The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245 : 401-420.

PEARCE J.A, HARRIS N.B.W ET TINDLE A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J.Petrol* , 25, 4: 956- 983.

PEARCE J.A 1996: Sources and settings of granitic rocks. *Episode* 19, 120-125.

PECCERILLO A. ET TAYLOR S.R. 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area , northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58 :63-81.

PERON, A., 1883. : "Essai d'une description géologique de l'Algérie", pour servir de guide aux géologues de l'Afrique française", *Ann. Sc. géol.* t. 14,art. 4

PIQUE, A., 1979. : "Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale". *Sci. Géol., Mém.*56, 243p.

POMEL, A., POUYANNE, J., 1889. : "Carte géologique provisoire de l'Algérie, au 1/800.000e (2e édition), unifiée, revue et complétée par le Service de la carte géologique". Alger.

RANOUX, J., 1952. : Étude du Djebel Bechtout, 1952, XIX Congr. Intern. Alger. pp. 175-188.

REMACI-BENAOUDA, N., 2005. : "Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardi-hercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale: implications pétrogénétiques et géodynamiques". Thèse Doctorat d'Etat, Université d'Oran, 269 p.

RENOU, E., 1848. : "Géologie de l'Algérie, Exploration scientifique" 186 p.

ROZET, C.A., 1833. : " Description géologique des environs d'Alger. Voyage dans la Régence d'Alger " 312 p.

STAMPFLI G.M. ET BOREL G.D. (2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196: 17-33.

STAMPFLI G.M., VON RAUMER J. ET BOREL G.D. (2002 b: The Palaeozoic evolution of pre-Variscan terranes: From peri-Gondwana to the Variscan collision. In: J.R. Martinez-Catalan, R.D. Hatcher, R. Arenas and F. Diaz Garcia (Editors), Variscan Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Geological Society of America Special Paper, 364: 263-280.

STAMPFLI G.M., VAVASSIS I., DE BONO A., ROSSELET F., MATTI B. AND BELLINI M. (2003: Remnants of the Paleotethys oceanic suture-zone in the western Tethyan area. In: G. Cassinis and F.A. Decandia (Editors), Stratigraphic and Structural Evolution on the Late Carboniferous to Triassic Continental and Marine Successions in Tuscany (Italy: Regional Reports and General Correlation. Bolletino della Società Geologica Italiana, Volume spéciale, 2 : in press.

TISSERANT, D., 1977. : "Les isotopes et l'histoire hercynienne du Maroc : étude de quelques massifs atlantiques et mésétiens". Thèse 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasburg, France.



Vue Panoramique de Bechtout sur la route d'Oran



Filon traversant la rhyolite



Cascade de Bechtout, Vue sur la route d'Algérie