



Année Universitaire : 2019-2020



Licence Sciences et Techniques : Géoresources et Environnement

## MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du Diplôme de Licence Sciences et  
Techniques

# LES SERIES VOLCANIQUES EDIACARIENNES DE L'ANTI-ATLAS CENTRO-ORIENTAL : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, PETROGRAPHIQUE ET COMPARATIVE.

Présenté par:

**Sakhr ZAARATE**

Encadré par:

**Pr. Rachid ZAHOUR**

Soutenu le 18 Juin 2020, devant le jury composé de:

**Pr. Driss EL AZZAB**  
**Pr. Rachid ZAHOUR**

## *Résumé*

Les séries volcaniques édiacariennes de la partie Centro-oriental de la chaîne Anti-Atlasique, présentent une diversité de faciès volcaniques (basaltes, andésites basiques, andésites, ignimbrites, dacites, et rhyodacites), auxquels s'associent des roches volcanoclastiques (brèches pyroclastiques et des tufs) et épicastiques (conglomérats et grès). Ces faciès s'organisent en deux cycles : Un cycle inférieur composite formé de deux groupes. Le premier groupe est représenté par des faciès basiques à intermédiaires. Le second groupe comprend des roches acides principalement des ignimbrites ; et un cycle supérieur représenté par des coulées basaltiques qui marquent la transition entre l'Ediacarien et le cambrien.

**Mots-clés :** Ediacarien, Centro-oriental, deux cycles.

# *Remerciement*

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes sincères remerciements aux personnes qui avaient main à contribuer à son aboutissement.

Mes remerciements s'adressent d'abord à Monsieur **Mustapha IJAALI**, Doyen de la Faculté des Sciences et Techniques de Fès.

Je suis profondément reconnaissant à **Mr. Rachid ZAHOUR** pour son encadrement efficace et généraux, qui m'a vraiment aidé à achever ce travail de début jusqu'à la fin avec patience et disponibilité, ainsi pour la confiance qu'il m'a accordé. Qu'il trouve ici le témoignage de mon respect.

Mes remerciements sont aussi adressés au chef de département de l'environnement **Mr. Abdelali CHAOUNI**, et aussi à notre coordonnateur de la filière **Mr. Raouf JABRANE**, et les autres enseignants du département de l'environnement.

Je remercie aussi ma famille qui m'ont aidé à poursuivre mes études jusqu'à aujourd'hui.

# Sommaire

Remerciement.....	
Sommaire.....	
Liste des figures .....	
Liste des tableaux .....	

## CHAPITRE I : Introduction générale

I.	Introduction.....	1
II.	Cadre géographique et géologique de l'Anti-Atlas.....	1
1.	Cadre géographique.....	1
2.	Cadre géologique.....	2
III.	Aperçu sur le volcanisme édiacarien de l'Anti-Atlas.....	4
1.	Lithostratigraphie.....	4
2.	Données géochronologiques.....	5
3.	Contexte Métallogénique.....	5
IV.	But de l'étude.....	6

## CHAPITRE II : Etude lithostratigraphique

I.	Cadre géographique des secteurs d'études.....	8
II.	Lithostratigraphie des secteurs d'études.....	8
II.1	Massif de Saghro. ....	8
1.	Boutonnière d'Ait Sawn.....	9
✓	Lithostratigraphie.....	9
2.	Boutonnière d'Imiter.....	10
✓	Lithostratigraphie.....	10
II.2	Massif d'Ougnat.....	12
✓	Lithostratigraphie.....	12
II.3	Massif de Siroua.....	13
✓	Lithostratigraphie.....	13
II.4	Boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara.....	14
✓	Lithostratigraphie.....	15
III.	Comparaison de la série édiacarienne de l'Anti-Atlas centro-oriental.....	16

## CHAPITRE III : Etude pétrographique

I.	Etude pétrographique des facies édiacariens des secteurs étudiés.....	19
I.1.	Massif de Saghro.....	19
1.	Boutonnière d'Ait Sawn.....	19
2.	Boutonnière d'Imiter.....	21
I.2.	Massif d'Ougnat.....	23
I.3.	Massif de Siroua.....	24
I.4.	Boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara.....	27
II.	Conclusion sur l'étude pétrographique des facies édiacariens de la partie Centro-orientale de l'Anti Atlas.....	28

## *Liste des figures :*

Figure 1: Carte des principaux domaines structuraux du Maroc.....	1
Figure 2 : Carte simplifiée de l'Anti Atlas .....	2
Figure 3: Carte géologique de la couverture Tardi-Néoprotérozoïque à Paléozoïque de l'Anti-Atlas .....	5
Figure 4: Situation géographique des boutonnières étudiées.....	8
Figure 5: Colonne lithostratigraphique de la série Ediacarienne de la boutonnière d'Ait Sawn.....	10
Figure 6 : Colonne lithostratigraphique de la série Ediacarienne d'Imiter Est.....	11
Figure 7: Colonne lithostratigraphique de la série Ediacarienne du massif d'Ougnat.....	12
Figure 8: Succession lithostratigraphique de la série volcanique et volcanoclastique Ediacarienne de la région d'Aguerzoula-Bachkoune (Sioua sud-occidental.....	14
Figure 9 : Succession lithostratigraphique de la série Ediacarienne de la boutonnière de Bou-Azzer (Azizi et al., 1991).....	15
Figure 10 : Correlation des logs lithostratigraphiques des séries volcaniques et volcanoclastiques édiacariennes de différentes boutonnières à travers l'Anti-Atlas Centroriental.....	17

## *Liste des tableaux :*

<b>Tableau 1:</b> Synthèse des différentes subdivisions des terrains précambriens de l'Anti-Atlas.....	<u>3</u>
--	----------

# **CHAPITRE I : Introduction générale**

## I. Introduction

L'histoire géologique du Maroc est marquée par les cycles orogéniques précambriens, hercyniens et atlasiques dont la succession est responsable du façonnement actuel du sous-sol marocain et de sa configuration structurale. En se basant sur des critères stratigraphiques et structuraux, le Maroc a été subdivisé en quatre domaines d'importances inégales (Piqué et al., 1994). Toutes les époques géologiques y sont représentées, depuis les terrains récents du domaine rifain au Nord, en passant par les terrains de la chaîne hercynienne et atlasique jusqu'aux formations précambriennes anciennes de la chaîne Anti-Atlasique (C'est dans ce dernier domaine où on va aborder cette étude) (Fig. 1).

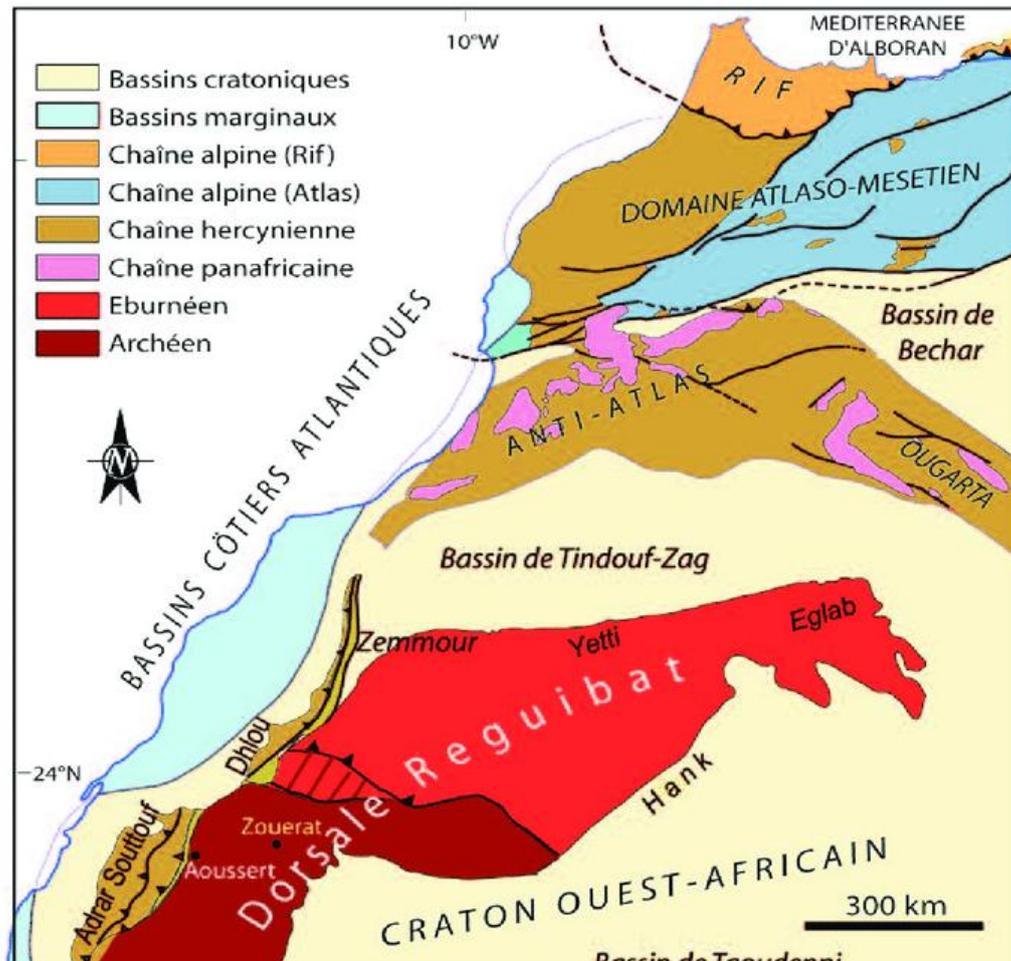


Figure 1 : Carte des principaux domaines structuraux du Maroc (Michard et al. 2010).

## II. Cadre géographique et géologique de l'Anti-Atlas

### II.1 Cadre géographique

L'Anti-Atlas, forme la chaîne montagneuse la plus méridionale du Maroc, orientée suivant une direction WSW-ENE. Il s'étend du pied du Haut-Atlas au Nord, aux premières falaises des Hamadas du Dra au Sud, ce domaine est limité à l'Est par les Hamadas du Guir et de Kem-Kem, et à l'Ouest par l'océan Atlantique. L'Anti-Atlas comprend trois unités géographiques (Choubert, 1963; Leblanc, 1975) : une **partie occidentale** s'étalant de l'Atlantique jusqu'au piedmont du Massif de Siroua formé par les massifs de Bas-Draa, Ifni et du Kerdous, une **partie centrale** correspondant aux massifs de Siroua et de Bou-Azzer, et enfin une **partie orientale** regroupant le massif de Saghro et de l'Ougnat. La séparation de ces différents domaines de la chaîne est soulignée par l'accident majeur de l'Anti-Atlas. Ce

dernier correspond à un accident de direction moyenne WNW-ESE et continu sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar où il est connu sous le nom de linéament de Tibesti (Guiraud et al., 2000). Au Nord, l'Anti-Atlas est limité par une zone faillée majeure appelée faille Sud Atlasique qui s'étend depuis la Tunisie jusqu'aux Iles Canaries (Gasquet, 1991). Les boutonnières de la chaîne anti-atlasique sont principalement constituées de terrains précambriens recouverts par des séries Adoudouniennes et paléozoïques (Fig. 2).

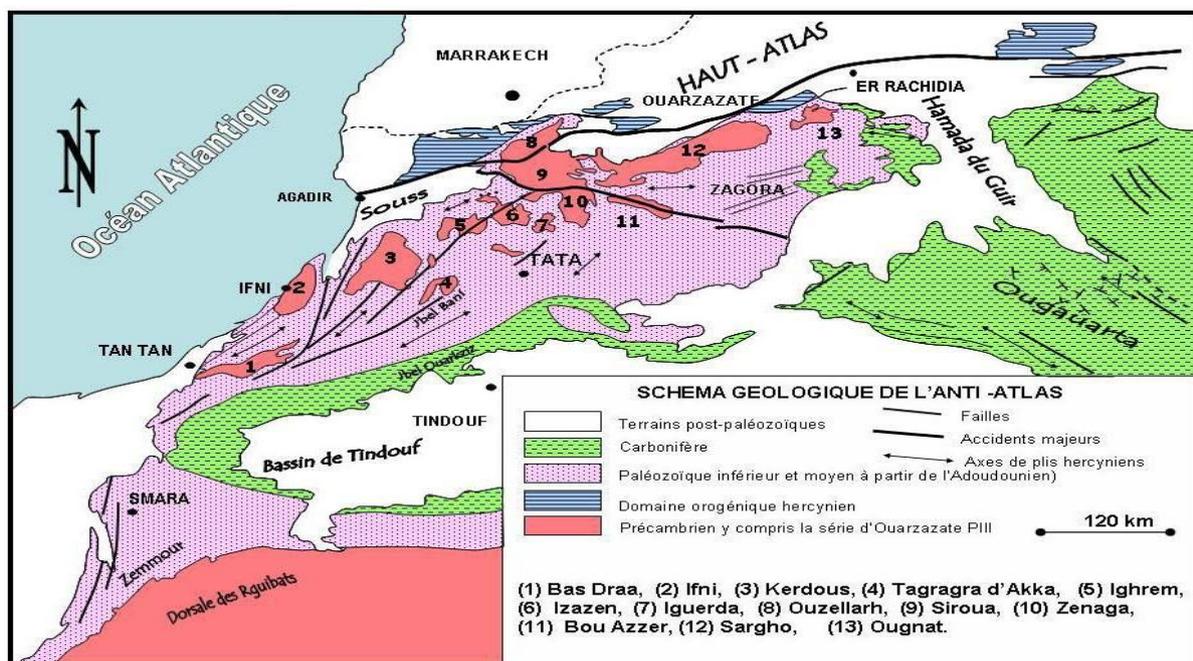


Figure 2 : Carte simplifiée de l'Anti Atlas (Piqué, 1994).

## II.2 Cadre géologique

Dans l'Anti-Atlas, les terrains précambriens sont exposés sous formes de boutonnières, qui affleurent sous la couverture paléozoïque. Ces terrains correspondent surtout au Protérozoïque. Ils s'ordonnent en « séries » successives, séparées par des discordances majeures; ainsi, la série du **PI** (ou **Précambrien I**) est constituée de terrains cristallins anciens, affectés par l'orogénèse éburnéenne à environ 2 Ga; la série du **PII** (**Précambrien II**) comprend des roches méta-sédimentaires, surtout quartzitiques, et d'anciens complexes éruptifs et ophiolitiques, déformés au cours de la phase principale «B1 » de l'orogénèse panafricaine, à environ 685 Ma. Les autres séries sont plus jeunes, il s'agit du **PII-III**, du **PIII** (**Précambrien III**) et de l'« **Adoudounien** ». Les terrains du PII-III et le PIII d'âge fini-Protérozoïque sont surtout volcaniques et volcano-détritiques. Alors que l'Adoudounien est sédimentaire et souvent carbonaté, représente les premiers dépôts de la transgression cambrienne.

Les terrains précambriens de l'Anti-Atlas ont fait l'objet de plusieurs études et de nombreuses classifications qui ont permis d'établir de multiples échelles stratigraphiques et de proposer plusieurs subdivisions. Une synthèse des différentes subdivisions proposés pour les terrains de l'Anti-Atlas par différents auteurs (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Thomas et al., 2004 et Gasquet et al., 2005 ), est donnée par le tableau n°1.

Plumb (1991)	Leblanc et Lancelot (1980)	Thomas et al. (2004)	Gasquet et al. (2005)	Formations	
Géorgien	Géorgien	Groupe de Tata et Taraudante	Géorgien	Calcaires supérieurs	
<b>Néoproterozoïque</b>	Adoudounien		Supergroupe d'Ouarzazate	<b>Ediacarien</b>	Calcaires et dolomies inférieures série lie de vin
	Précambrien III				groupe de Saghro
Précambrien II Supérieur	Cryogénien	Phase tectonique métamorphique majeure B1 (685 + - 15 Ma) Ophiolites de Bou-Azzer et de Siroua Série des calcaires et des quartzites			
<b>Inférieur</b>		Précambrien en II Inférieur			
<b>Mésoproterozoïque</b>			<b>Ectasien</b>	Dolérites de bas Daraa (1385 Ma) Orogenèse éburnéenne (1750 - 1900 Ma)	
<b>Paléo-proterozoïque</b>	Précambrien I	Complexe de base	<b>Sederien et rhyodacien</b>	Socle gneissique (gneiss d'Assemblil). Système de Zenaga kerdous (schiste, micaschiste). Granite (Tazenakht, Azguemerzi, Tazeroualt)	
<b>Archéen</b>				Système de gneiss oillés de l'oued Assemblil	

Tableau 1 : Synthèse des différentes subdivisions des terrains précambriens de l'Anti-Atlas.

### **III. Aperçu sur le volcanisme Ediacarien de l'Anti-Atlas**

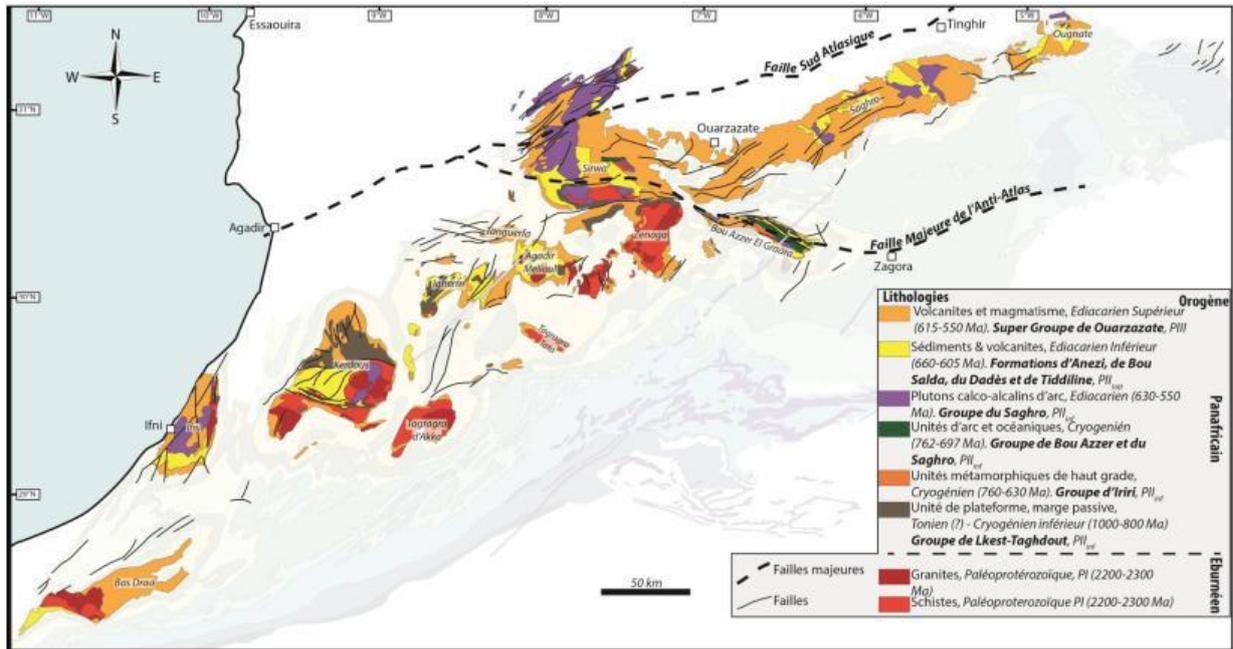
#### **III .1. Lithostratigraphie**

Le Précambrien III (terme couramment utilisé à l'échelle nationale) selon la classification de Choubert (1963) ou à l'Ediacarien selon Casquet et al. (2005) ou au Néo-protérozoïque terminal selon la classification de Plumb (1991), ou encore au Supergroupe d'Ouarzazate (Thomas et al., 2004). Dans tout ce qui suit nous utiliserons le terme Ediacarien qui est communément employé par la communauté internationale. Ce système constitue l'unité la plus représentée à l'affleurement parmi les terrains précambriens de l'Anti-Atlas (Fig. 3) (c'est le volcanisme de cette période qui fera l'objet d'une étude détaillée dans ce mémoire), ces terrains sont en discordance sur le P II-III, le P II et le P I. Il est représenté dans l'Anti-Atlas par des formations volcaniques (Basaltes, andésites basaltiques, andésites, dacites, rhyolites et ignimbrites) auxquelles sont associées des pyroclastites et des épicroclastites avec prédominance rhyolitique d'une puissance variable. Cette puissance reste variable d'un secteur à l'autre et allant de 300 m à Kerdous, 1800 à Ougnat, jusqu'à 5000 m dans la région d'Ouarzazate (Choubert 1963).

L'étude du volcanisme édiacarien de la boutonnière de Siroua a permis à Youbi (1998) et Zahour (2001) de déterminer deux cycles volcaniques successifs : (i) un cycle inférieur constitué de faciès variés ayant les caractéristiques chimiques des roches calco-alcalines qui se sont mises en place dans un contexte tardi-orogénique; (ii) un cycle supérieur formé de basaltes dont les caractéristiques géochimiques sont ceux des tholéiites continentales. Ces résultats sont comparable à ceux obtenu par Zahour (2017) dans la boutonnière d'Ait Sawn qui montrent également deux cycles : un cycle calco-alcalin orogénique formé de d'andésites basaltiques, andésites, rhyolites et ignimbrites ; et un cycle à caractère anorogénique qui a donné lieu à des basaltes à signature tholéitique continentale.

Soulaimani et al. (2013) ont subdivisé l'Ediacarien en trois étages : (i) un étage inférieur constitué d'andésites prédominantes sur des rhyolites accessoires ; (ii) un étage moyen constitué de rhyolites très développées et de quelques andésites ; (iii) un étage supérieur caractérisé par une activité volcanique en nette régression et des rhyolites alternant avec des andésites porphyriques. Cet ensemble fait suite à de roches alcalines (ignimbrites et dolérites). Ces cycles sont intercalés de roches volcanoclastiques.

Dans la vallée de Tifnoute (boutonnière de Siroua), l'étude lithostratigraphique de la série Ediacarienne (Belkacim, 2014) montre la succession suivante : (i) un ensemble basique constitué de basaltes et d'andésites basiques ; (ii) des coulées massives de laves rhyolitiques, rhyodacitiques, dacites et des andésites. Cet ensemble est recouvert par des coulées pyroclastiques, et recoupé par des dykes doléritiques, (iii) des basaltes. L'empilement des coulées de laves présente une signature géochimique calco-alcaline, alors que les dykes doléritiques montre une tendance géochimique tholéitique continentale.



**Figure 3 :** Carte géologique du socle Précambrien de l'Anti-Atlas (Blein et al., 2014).

### III.2. Données géochronologiques

Du point de vue géochronologique, l'âge exact de la série Ediacarienne a toujours été sujet de discussion en raison des datations sporadiques faites essentiellement par la méthode Rb-Sr. Les premières datations U-Pb sur zircon faites sur cette série ont été réalisées par Juery et al., (1974), à partir d'une rhyolite de Bou Ourhioul dans le Haut-Atlas et qui a donné un âge de  $578 \pm 15$  Ma et par Mifdal, (1981) sur les rhyolites de base (Jbel Bachkoun) et les ignimbrites supérieures et micacées (région de Tiouine) qui ont fourni un âge moyen de  $575 \pm 10$  Ma.

Thomas et al., (2002) ont daté la rhyolite de Tadmant et de Tamriwine dans le massif de Siroua à 605 Ma (U-Pb/zircon). La datation des rhyolites de Bou Madine donne un âge de  $553 \pm 16$  Ma (Levresse, 2001). Cet âge est identique aux âges déterminés par le même auteur, sur les rhyolites de Takhatert et de Tachkakacht.

Plus récemment, dans le massif de Saghro, les roches volcaniques rhyolitiques peralumineuses de la partie inférieure du Supergroupe de Ouarzazate (tufs rhyolitiques de Oued Draa) donnent des âges compris entre environ  $574 \pm 7$  et  $571 \pm 5$  Ma (Walsh et al., 2012). Ces auteurs ont également daté les coulées rhyolitiques de Jbel Amgroud et de l'Oued Elgentrat (massif de Saghro) de la partie supérieure du Supergroupe d'Ouarzazate. Ces roches ont donné des âges de  $558 \pm 4$  et  $556 \pm 4$  Ma.

### III.3. Contexte Métallogénique

Le magmatisme édiacarien serait à l'origine d'une intense circulation hydrothermale ayant généré des gisements métalliques d'importance économique à l'échelle de l'Anti-Atlas : Imiter et Zgounder (Ag-Hg), Bou-Azzer (Co-Ni-As-Ag-Au), Iourirn (Au), Bou Madine (Cu-Pb-Zn-Au-Ag...) (Gasquet et al., 2008).

Plusieurs études ont souligné l'importance de la phase de distension tardi-néoprotérozoïque concernant la formation de gisements métallifères (ex : Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Tuduri, 2005). Le site le mieux documenté correspond au gisement argentifère d'Imiter. D'après Levresse (2001) et Cheilletz et al. (2002), la phase hydrothermale argentifère serait associée au développement d'un système de failles de direction N-E à NE-SW lié à une phase distensive de direction globale N-S qui s'accompagne d'un magmatisme rhyolitique important. L'utilisation couplée des méthodes U-Pb sur zircons et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites ont permis de proposer un âge de  $550 \pm 3$  Ma pour la minéralisation argentifère (Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002). A partir de ces nouvelles données, un modèle épithermal neutre lié à la mise en place du magmatisme rhyolitique tardi-néoprotérozoïque a été suggéré pour le gisement d'Imiter. De plus, une origine mantellique a été mise en évidence pour ces minéralisations (géochimie isotopique de l'Os et de l'He; Levresse et al., 2004) posant ainsi la question de l'importance de l'événement distensif tardi-néoprotérozoïque dans le cadre du transfert des éléments du manteau vers la surface. D'autres gisements ont été associés à cette phase de distension et ce magmatisme tardi-néoprotérozoïque. Parmi eux, nous pouvons citer les districts aurifères de Kelaa M'Gouna et de Thagassa, ou encore le gisement polymétallique de Bou Madine (Levresse, 2001; Tuduri, 2005). Ainsi, les phénomènes tectoniques et magmatiques tardi-néoprotérozoïques pourraient être la source et le moteur convectif nécessaire à la formation des gisements à métaux de base et métaux précieux de l'Anti-Atlas.

#### **IV. But de l'étude**

Le travail présenté dans ce mémoire représente l'étude lithostratigraphique et pétrographique des faciès volcaniques et volcanoclastiques de la série Ediacarienne du domaine Centro-oriental de l'Anti-Atlas. Ce travail consiste également à faire une comparaison entre les différentes successions lithostratigraphiques des boutonnières étudiées.

## **CHAPITRE II : Etude lithostratigraphique**

## I. Cadre géographique des secteurs d'étude

La chaîne de l'Anti-Atlas se subdivise en trois parties. La partie occidentale ; la partie centrale ; et la partie orientale. Dans ce mémoire, on s'intéresse à l'étude des formations Ediacariennes qui affleurent dans ces deux dernières parties de l'Anti-Atlas, à savoir (Fig. 4) :

- **Partie centrale** qui inclue le massif de **Siroua** et la boutonnière de **Bou-Azzer** ;
- **Partie orientale** qui regroupe le massif de **Saghro** et le massif d'**Ougnat**.

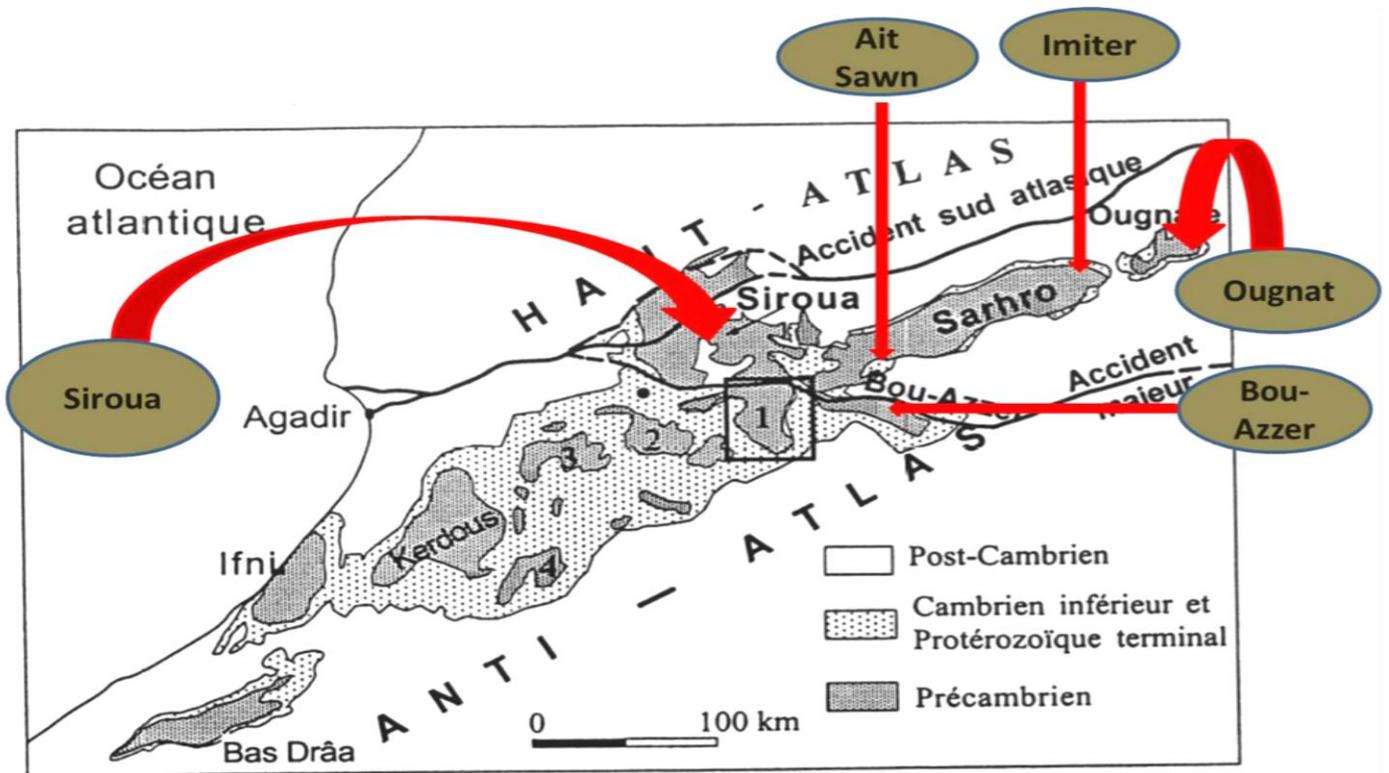


Figure 4 : Situation géographique des boutonnières étudiées.

## II. Lithostratigraphie des secteurs d'études

### II.1. Massif de Saghro

Le massif de Saghro est situé dans la partie orientale de l'Anti-Atlas. C'est un puissant bombement qui s'élève à plus de 2000m d'altitude. Il est allongé selon une direction générale ENE-WSW, et il est limité au Nord par les vallées de Dadès et du Toudgha, à l'Est par l'Ougnat et le Tafilalet au Sud par le Jbel Bani et à l'Ouest par la vallée de Darâa. Il est formé par un socle d'âge Précambrien II constituant le groupe de Saghro représenté par des dépôts détritiques et volcano-détritiques ainsi que des turbidites dont l'ensemble est intrudé par des granitoïdes (Thomas et al., 2004), ces formations sont déformées par l'orogénèse panafricaine. Le socle Précambrien II est recouvert par une couverture formée de roches volcaniques, volcanoclastiques et filoniennes qui occupent une large partie dans le massif de Saghro, ces roches sont attribuées à l'Ediacarien. Le massif de Saghro est formé de plusieurs boutonnières précambriennes. Dans ce mémoire, nous avons choisi deux boutonnières à l'échelle de ce massif : **Ait Sawn** et **d'Imiter**.

## 1. Boutonnière d'Aït Sawn

La boutonnière d'Aït Sawn, est située dans l'Anti-Atlas oriental à 40km au sud-est de la ville d'Ouarzazate, elle fait partie du massif de Saghro. Cette boutonnière est formé d'un socle précambrien recouvert en discordance par une couverture Cambro-adoudounnienne schisto-gréso-carbonatée. Le socle précambrien est constitué par des roches volcaniques et volcanoclastiques.

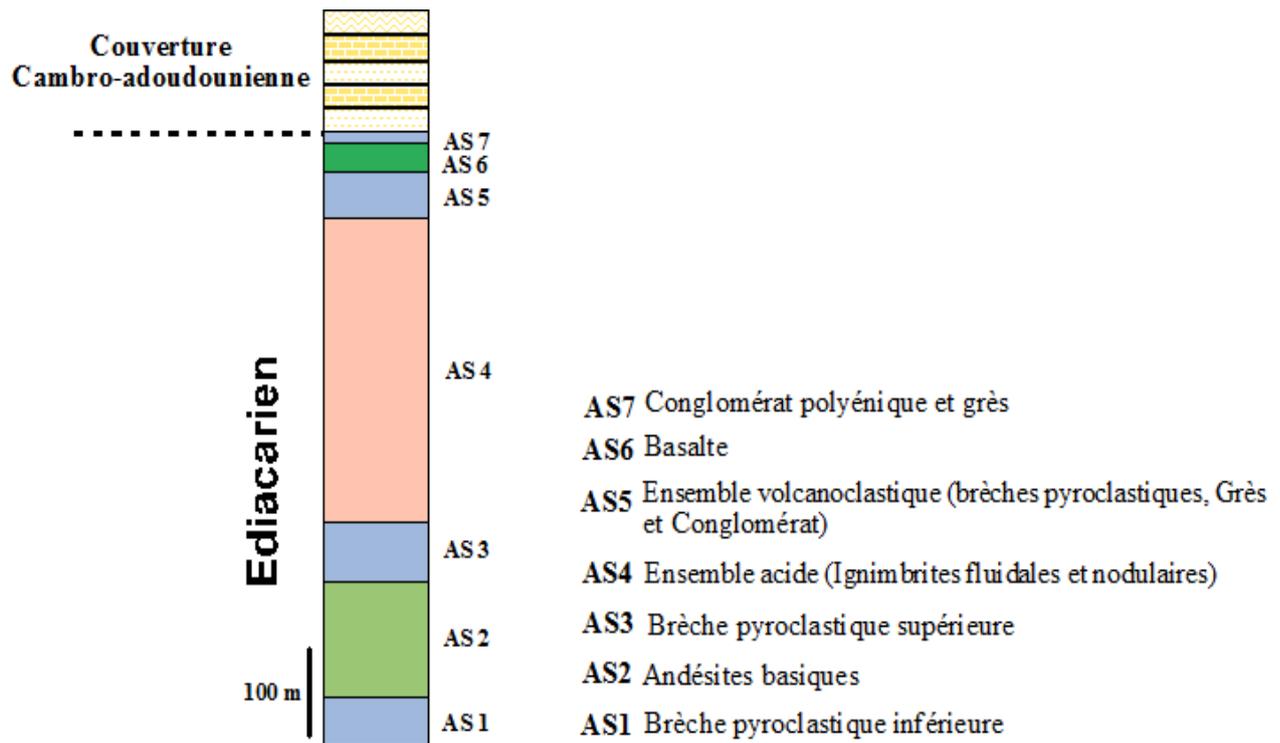
### ✓ Lithostratigraphie

L'étude lithostratigraphique de la série Ediacarienne de la boutonnière d'Aït Sawn a permis de distinguer trois épisodes magmatiques séparés dans le temps par des épisodes volcanoclastiques. Les coulées basiques à intermédiaires (Andésite basique) représentent le premier épisode volcanique reconnu dans ce secteur. Le second épisode correspond à des émissions acides marquées par la mise en place de projections violentes représentées essentiellement d'ignimbrite ainsi que par des filons acides. Le troisième épisode est matérialisé par des coulées basiques. Ces épisodes sont séparés par une période de sédimentation détritique, représenté par le dépôt de sédiments surtout grossiers provenant de la destruction des reliefs à substratum immédiat constitué principalement d'andésites basiques (Zahour, 2017).

Dans le détail, la série Ediacarienne débute par des **brèches pyroclastiques inférieures** qui correspondent au faciès de base. Les brèches sont surmontées par une succession de coulées métriques **d'andésites basiques** qui occupent une grande étendue. Ces coulées montrent une diversité de faciès, dont le plus dominant est celui d'une texture porphyrique à mégaporphyrique vacuolaire. Cet ensemble est surmonté par **les brèches pyroclastiques supérieures**, constituées d'éléments lithiques jointifs de nature ignimbritique, elles représentent des projections volcaniques qui annoncent l'arrivée d'un volcanisme explosif qui correspond à des émissions acides marquées par la mise en place d'une puissante **série ignimbritique fluidale et nodulaire**. L'ensemble acide passe à un ensemble volcanoclastique composite représenté par des brèches pyroclastiques, des conglomérats épicalastiques et des alternances de niveaux centimétriques gréseux et bréchiques. La partie sommitale de cet ensemble correspond à une période de sédimentation qui marque un arrêt momentané de l'activité volcanique. L'épisode volcanosédimentaire est interrompu par un troisième épisode magmatique représenté par des **basaltes sommitaux** de couleur grisâtre à sombre, presque aphyrique à l'œil nu (Fig. 5).

Le magmatisme filonien est représenté par un filon rhyolitique d'une puissance de 10 à 30 m et d'une extension de plusieurs centaines de mètres. Ce filon a une direction N60 et un pendage subvertical. Il représente une voie d'alimentation probable du magmatisme acide du secteur.

Sur la série volcanique et volcanoclastique étudiée, repose en discordance, une puissante couverture cambrienne et adoudounnienne schisto-gréso-conglomératique et carbonatée.



**Figure 5 :** Colonne lithostratigraphique de la série édiacarienne de la boutonnière d'Ait Sawn (Zahour, 2017).

## 2. Boutonnière d'Imiter

La boutonnière d'Imiter se situe sur le flanc NW du massif de Saghro., dans la partie orientale de l'Anti-Atlas, avec une altitude de 1500 m. Elle se concentre dans une dépression allongée suivant une direction E-W, limitée au Nord par les falaises quartzitiques de l'Acadien, au Sud par la série schisto-gréseuse et la granodiorite de Taouzzakt, à l'Est par les falaises rhyolitiques de Jbel Igoudrane et à l'Ouest par la ceinture rhyolitique de Tissidelt Takhatert (Ouguir, 1991). La boutonnière est constituée d'un socle précambrien II composé d'intrusions de diorite et granodiorite, et entouré par une couverture volcano-sédimentaire de l'Ediacarien.

### ✓ Lithostratigraphie

Dans la région d'Imiter, les formations de l'édiacarien s'organisent en une série volcanique et volcanoclastique. Elles reposent en discordance angulaire sur le socle Néoprotérozoïque moyen qui est plissé, métamorphisé et érodé. Il s'agit de la base vers le sommet d'un empilement de tufs fins lités et lithiques; des coulées basiques à intermédiaire, et des ignimbritiques. En détail cette série montre de la base vers le sommet la succession suivante (Bouznakari, 2015) (Fig. 6) :

**-Tufs cristallins lithiques.** Ils correspondent à des faciès de couleur vert sombre, qui se présentent sous forme de dépôts d'extension variable. Ils montrent des intercalations de niveaux lités d'épaisseur décimétrique ;

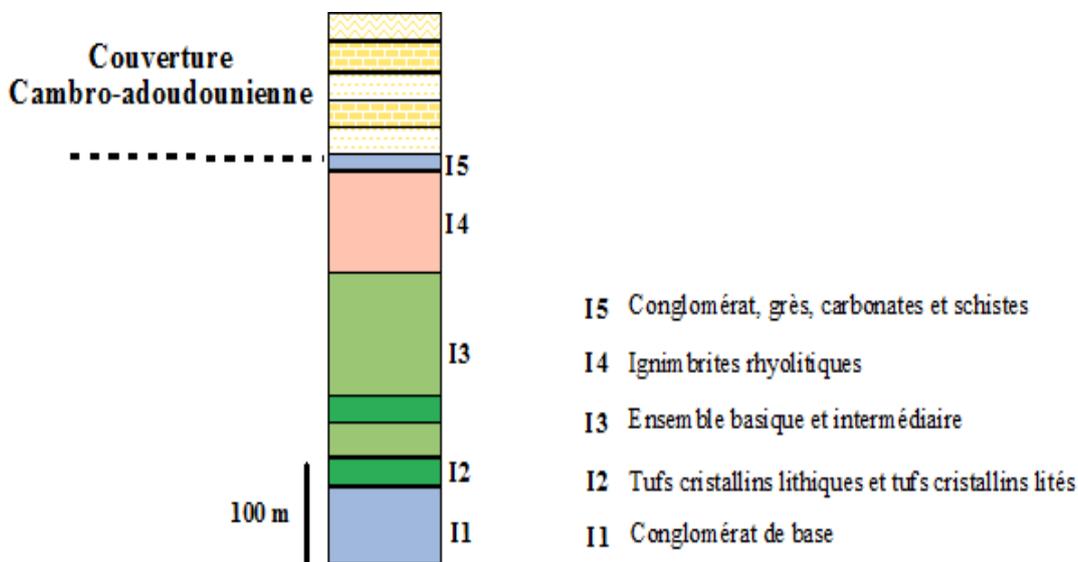
**-Tufs cristallins lités.** Cette unité repose directement sur les tufs cristallins lithiques. Ils sont reconnaissables sur le terrain par leur couleur grisâtre et leur aspect lité. Le litage montre une direction N50 et un pendage 30° vers le NW. Le litage est millimétrique à centimétrique, matérialisé par l’alternance de lits clairs et de lits sombres ;

**-Ensemble basique à intermédiaire.** Ce sont des roches presque aphyriques verdâtre qui reposent tantôt sur les tufs cristallins lités, tantôt sur les tufs lithiques et tantôt ils reposent directement sur le socle Précambrien II par l’intermédiaire du réseau faillé d’Imiter. L’ensemble totalise 80m d’épaisseur ;

**-Ignimbrites rhyolitiques.** Elles correspondent au dernier terme volcanique de l’Ediacarien reconnu dans la région d’Imiter. De point de vue lithologique ce sont des roches plus claires blanches jaunâtre, montrant des cristaux de feldspath rose de quartz visible à l’œil nu.

La partie inférieure de la série Ediacarienne dans la boutonnière d’Imiter est représenté par des conglomérats, qui correspond à l’unité de base reposant en discordance sur le socle panafricain cryogénien panafricain plissé et métamorphisé. Ce sont des conglomérats polygéniques d’épaisseur supérieure ou égale à 30m. La roche contient en plus d’éléments anguleux qui sont remaniés du socle schisto-gréseux immédiat, des fragments arrondis de granites transportés des granitoïdes situés plus au Sud du secteur.

La série du Précambrien III est parcourue par des filons basiques (Dolérites basaltiques) et des filons acides.



**Figure 6 :** Colonne lithostratigraphique de la série Ediacarienne d’Imiter Est (Bouznakari, 2015).

## II.2. Massif d'Ougnat

Le massif de l'Ougnat correspond à la manifestation la plus orientale du précambrien de la chaîne de l'Anti-Atlas. Il constitue le prolongement vers l'Est du massif du Saghro. Il s'agit d'une boutonnière, avec une ossature formée de terrains Néoprotérozoïques, qui s'étend sur une superficie d'environ 1500 km<sup>2</sup> orientée WSW-ENE et recouverte en discordance par des terrains d'âge Paléozoïque.

### ✓ Lithostratigraphie

Dans le massif d'Ougnat le volcanisme Ediacarien est largement représenté reposant en discordance majeure sur les formations méta-sédimentaires plissées du PII. La séquence volcanique est très diversifiée, on distingue, suivant les secteurs, des épanchements de surface de laves acides à intermédiaires (parfois basiques), de nombreuses nappes d'ignimbrites, des tufs remaniés et des pyroclastites.

La succession lithostratigraphique de la série Ediacarienne dans la boutonnière d'Ougnat (Paile, 1983) (Fig. 7), commence par un empilement de nappes ignimbritiques séparé par des coulées andésitiques (**formation de Tamerzaga**). Ces coulées sont surmontées par des dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires composés de conglomérats, arkose, grès, pélites, tufs et brèches auxquels sont associés des coulées andésitiques (**formation Ouin Oufroukh**). Ces dépôts sont suivis par un autre épisode marqué par l'émission d'un volcanisme essentiellement ignimbritique avec des intercalations pyroclastiques (**formation d'Aouja n'Aissa**). La série se termine par des termes basaltiques qui forment la limite avec la couverture cambrienne (Aït Saadi, 1992).

Le magmatisme filonien est représenté par des dykes de nature rhyolitique, andésitique ou encore micro-granitique de direction N-S à NNW-SSE, dont leur extension varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres pour une puissance comprise entre 0,50 m à quelques dizaines de mètres.

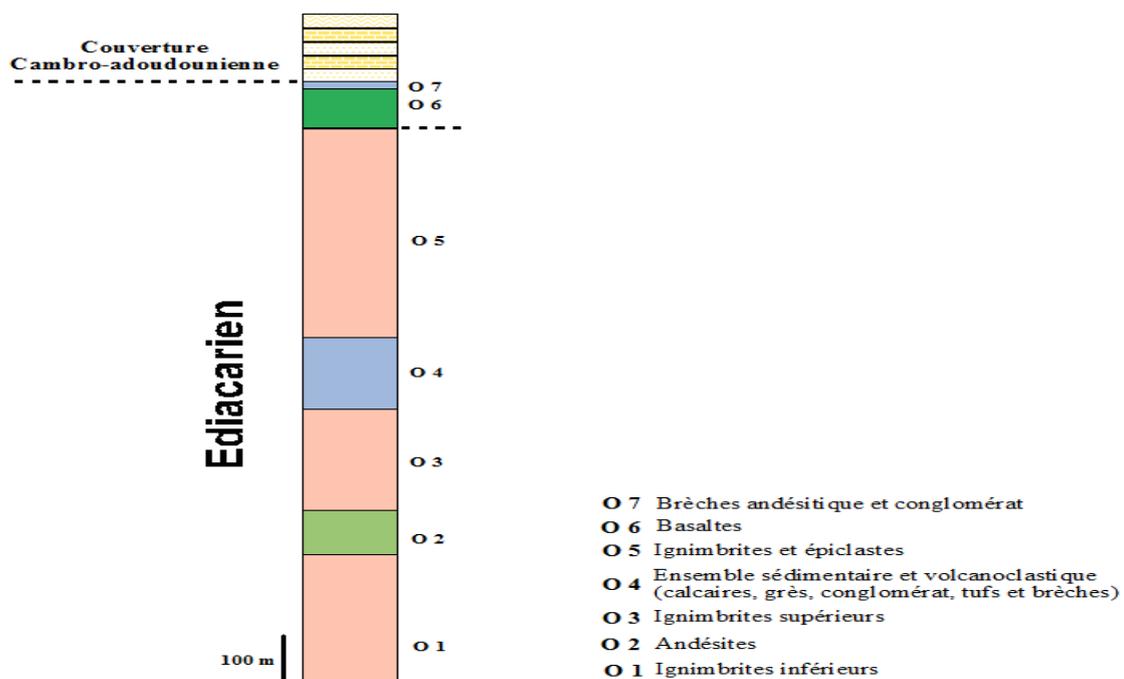


Figure 7: Colonne stratigraphique du massif d'Ougnat central (Paile, 1983).

## II. 3. Massif de Siroua

Le Massif de Siroua se situe dans la partie centrale de l'Anti-Atlas. C'est un domaine montagneux, d'altitude moyenne proche de 2000m et avec un sommet qui culmine à 3304m. Il est formé d'un socle panafricain et d'une couverture volcanique édiacarienne, ainsi que d'une couverture beaucoup plus récente, crétacée et néogène. Ce massif est coupé au sud par l'accident majeur de l'Anti-Atlas (AMAA) (Choubert, 1947).

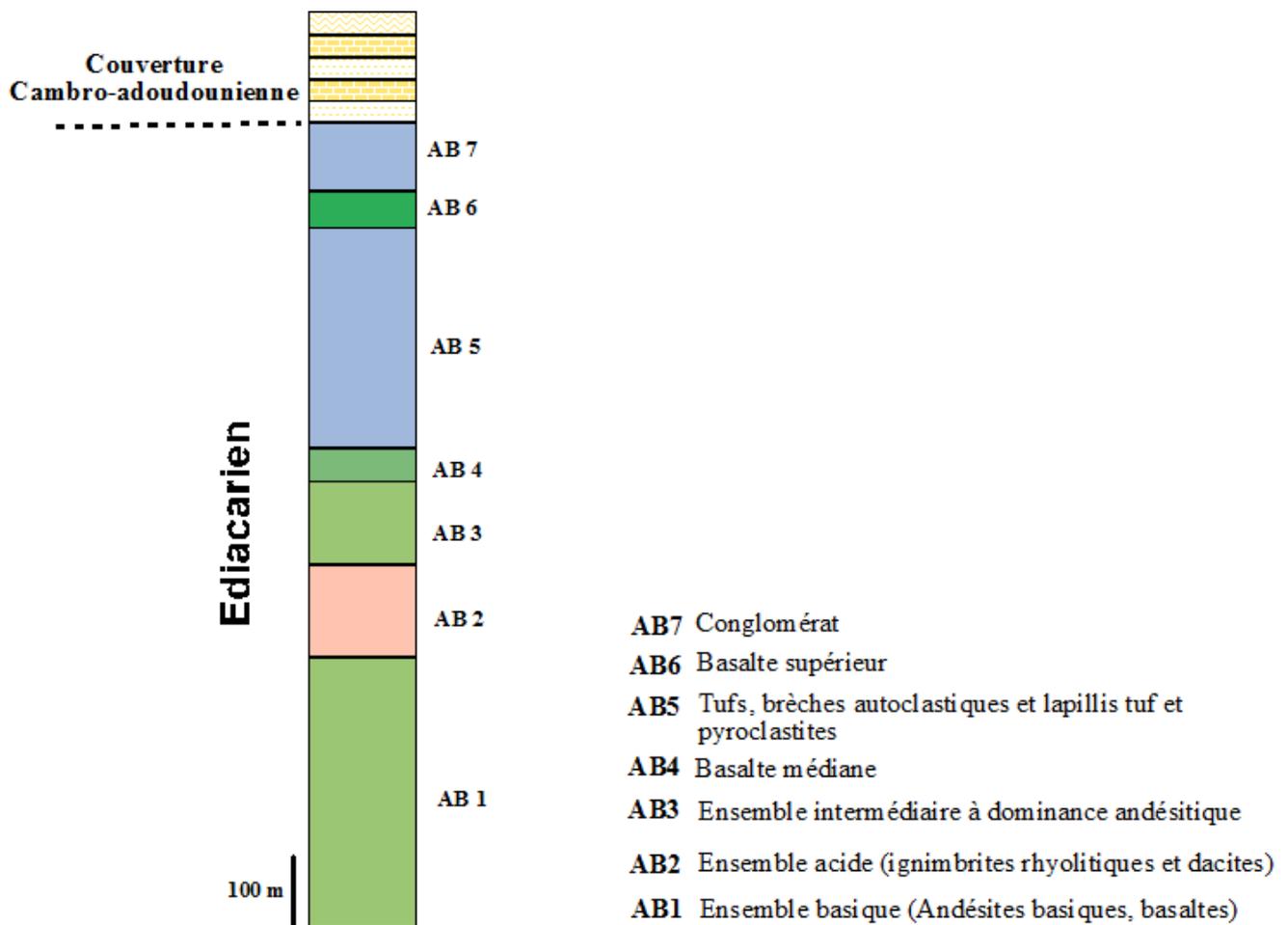
### ✓ Lithostratigraphie

Dans la boutonnière de Siroua, le volcanisme Ediacarien est largement représenté, et il a fait l'objet de plusieurs travaux (Belkacim, 2014 ; Pouclet et al. 2007; Zahour, 2001; Youbi, 1998 et Dialo, 1989). Il comprend, un ensemble inférieur représenté par des coulées basiques représentées par des basaltes, d'andésites basiques et des andésites à la base, rhyolitiques, rhyodacitiques et dacitiques au milieu et d'une succession volcanoclastique surmonté par des basaltes au sommet. Ces derniers représentent un deuxième cycle volcanique (Dialo, 1989, Zahour, 2001).

Une étude consacrée aux roches volcaniques et volcanoclastiques de la série Ediacarienne de région d'Aguezoula-Bachkoune (Siroua sud-occidental) a permis à Ben Chra (1997) de dresser un log synthétique de cette partie du massif de Siroua. La succession synthétique établie est constituée du bas vers le haut par les termes suivants (Fig. 8) :

- **Un ensemble basique** constitué essentiellement d'andésite basaltique porphyrique et de basalte, cet ensemble repose en discordance angulaire sur le socle schisto-gréseux (Supergroupe de l'Anti-Atlas) par le biais d'une brèche andésitique ;
- **Un ensemble acide inférieur** à dominance rhyolitique à dacitique. Il comporte en outre, des ignimbrites rhyolitiques à dacitiques à fiammes, des coulées dacitiques, des tufs rhyolitiques, des lapillis tufs et des épicastites acides ;
- **Niveau basique à intermédiaire médian** à dominance andésitique est souligné par plusieurs auteurs dans différentes régions aussi bien dans l'anti-atlas central que dans l'anti-atlas oriental ;
- **Un ensemble volcanoclastique** marqué par le développement de dépôts brêchiques à blocs. Ces dépôts sont essentiellement constitués de brèches auto-clastiques, tufs, tufs à lapillis et des épicastites ;
- **Basaltes sommitaux** : Ces coulées basaltiques sont connus et décrits à l'échelle de l'Anti-Atlas. Ils marquent la période de transition précambrien-cambrien. Le contexte de mise en place de ces basaltes traduit une amorce d'un rifting préparant l'établissement des bassins du cambrien inférieur.

Le magmatisme filonien est marqué par des dykes doléritiques orientés N30 °, qui sont très abondants dans le secteur la vallée de Tifnoute (Belkacim, 2014), l'épaisseur de ces dykes varie de 2 à 15 mètres. Ces dykes constituent un réseau sillonnant tout le secteur. Ils sont mis en place selon un important système fissural. Ils semblent constituer des conduits nourriciers des basaltes sommitaux avec lesquels ils s'apparentent géochimiquement (Pouclet et al., 2007).



*Figure 8 : Succession lithostratigraphique de la série volcanique et volcanoclastique Ediacarienne de la région d'Aguerzoula-Bachkoune (Siroua sud-occidentale) Ben Chra (1997).*

#### II.4. Boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara

La boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara jalonne l'accident majeur de l'Anti-Atlas d'âge précambrien et de direction NW-SE, elle se situe dans la partie centrale de l'Anti-Atlas. Cette boutonnière est constituée d'un socle précambrien sur lequel repose, en discordance une couverture infracambrienne (PIII) qui comprend à sa base une puissante série volcano-détritique, très développée. Cette série comporte des laves, des tufs, des ignimbrites de composition acide et des coulées andésitiques.

## ✓ Lithostratigraphie

Dans la région de Bou-Azzer-El-Graara, les terrains de l'Ediacarien se concentrent essentiellement dans la partie occidentale de la boutonnière. Ces terrains reposent en discordance sur les terrains du PI et du PII.

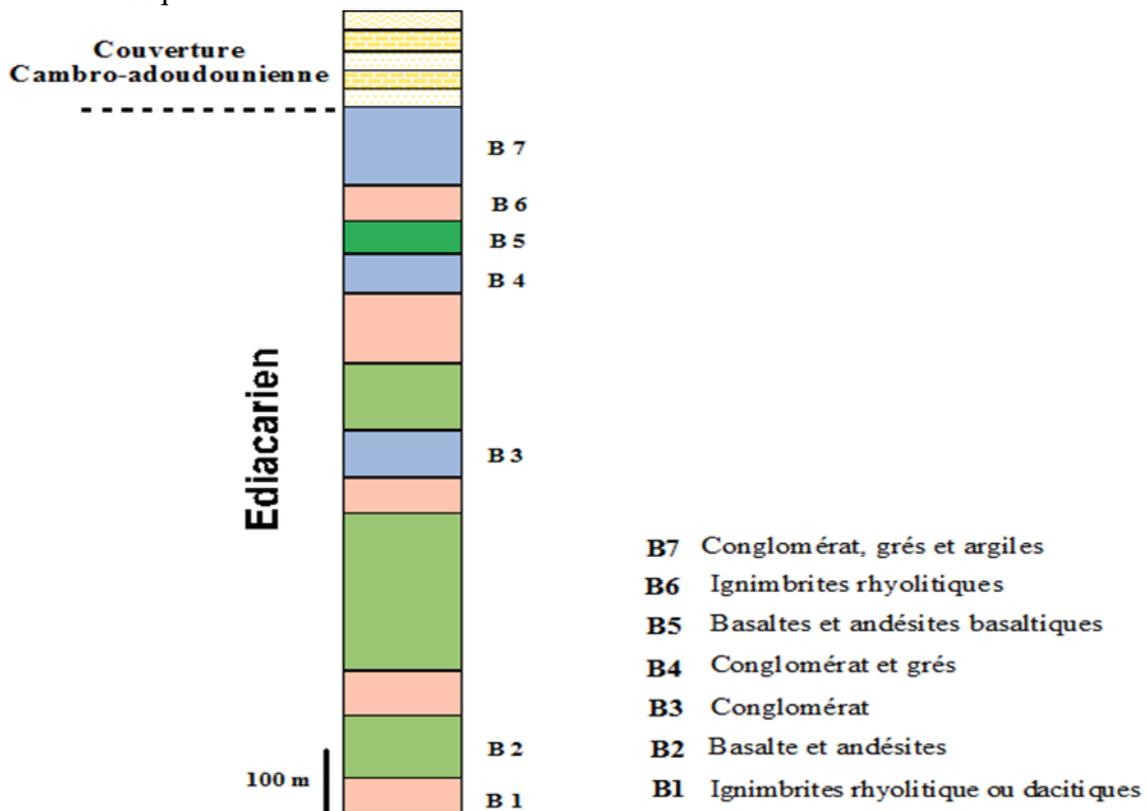
L'analyse de la série Ediacarienne établie par (Azizi Samir et al., 1990), montre que le volcanisme est de nature varié, comprend des basaltes, des andésites, dacites et des ignimbrites rhyolitiques. La succession stratigraphique comprend plusieurs termes lithologiques, qui s'organisent en trois ensembles volcaniques séparés par des dépôts détritiques (Fig. 9).

Un ensemble basal qui montre un empilement de faciès ignimbritiques de nature rhyolitique et dacitique, et des coulées d'andésites auxquelles sont associés des brèches pyroclastiques. Cet ensemble se termine par un épisode détritique matérialisé par des conglomérats.

Un deuxième ensemble qui débute par des andésites et se termine par des ignimbrites de nature rhyolitique.

Le troisième ensemble est formé de coulées de basaltes et d'andésites basaltiques surmontées par des ignimbrites.

La série Ediacarienne se termine par des dépôts détritiques avec des intercalations de niveaux basaltiques.



**Figure 9 :** Succession lithostratigraphique de la série Ediacarienne de la boutonnière de BOU-AZZER (AZIZI et al., 1991).

### III. Comparaison de la série Ediacarienne de l'Anti-Atlas Centro-oriental

La corrélation des logs synthétiques de l'Ediacarien des différentes boutonnières étudiées (Fig. 10) révèle une uniformité du dynamisme éruptif à l'échelle de l'Anti-Atlas centro-oriental. Cette uniformité est marquée par l'empilement de plusieurs coulées qui s'organisent en deux cycles volcaniques intercalés par des dépôts volcanoclastiques :

- **Cycle inférieur**, qui affleure communément dans toutes les boutonnières étudiées. Il est formé de deux ensembles de roches bien distincts :

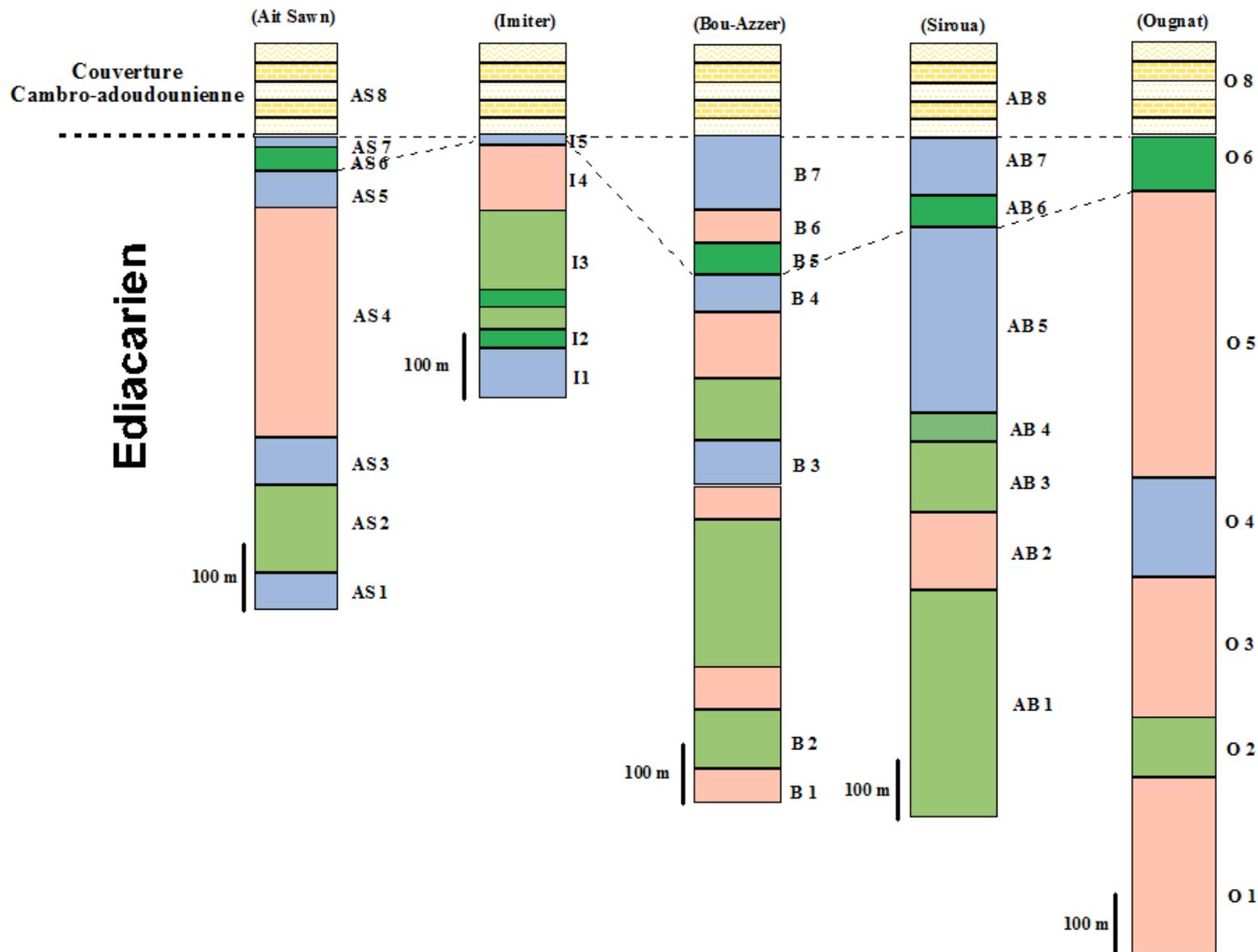
- Un ensemble volcanique basal de composition basique à intermédiaire, formé par des basaltes, des andésites-basiques et des andésites.

- Un ensemble volcanique sommital acide à dominance ignimbritique, représenté par des rhyolites, rhyodacites, des dacites et des ignimbrites.

Ces deux ensembles sont intercalés par des roches volcanoclastiques, représentés par des tufs, des pyroclastites et des épiciastites.

- **Cycle supérieur**, représenté par des coulées de basaltes sommitaux qui forment la transition entre l'Ediacarien et le cambrien. Ils constitueraient un épisode éruptif à caractère nettement indépendant du volcanisme du cycle inférieur (Zahour, 2017). Nous constatons que ces basaltes font défaut à Imiter. Il est probable que les filons doléritiques d'Imiter Est (Bouznakari, 2015) peuvent correspondre à l'équivalent de ces basaltes.

Les variations des épaisseurs observées d'une pile volcanique à l'autre sont probablement expliquées par une morphologie accidentée du substratum structuré en grabens (Piqué et al., 1999) au cours de l'Ediacarien manifestation liée à un événement tectonique extensif tardi- à post-orogénique à l'échelle de l'Anti-Atlas (Soulaïmani, et al., 2014).



*Figure 10 : Correlation des logs lithostratigraphiques des séries volcaniques et volcanoclastiques Edecariennes de différentes boutonnières à travers l'Anti-Atlas Centro-oriental.*

## **CHAPITRE III : Etude pétrographique**

# I. Etude pétrographique des faciès édiacariens des secteurs étudiés

## I.1. Massif de Saghro

### 1. Boutonnière d'Ait Sawn

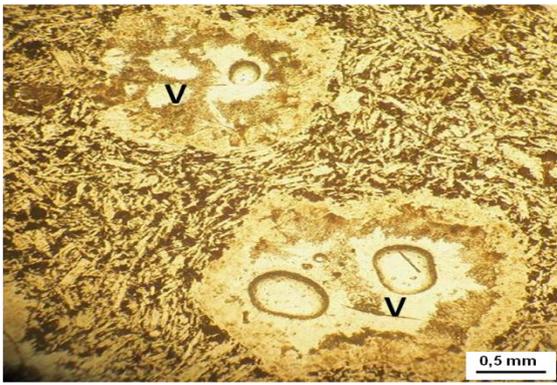
Dans cette boutonnière, on distingue trois ensembles pétrographiques (Zahour, 2017) :

- **Faciès basique-intermédiaire** : dans la boutonnière d'Ait Sawn, les roches basiques sont représentés par des basaltes et des andésites basiques.
- **Les basaltes** : Ils correspondent à des roches grises verdâtres homogènes et compactes qui ont une texture microlitique porphyrique vacuolaire. Elles sont dépourvues de minéraux colorés et leur composition minéralogique primaire se limite à des phénocristaux de plagioclase et des opaques, emballés dans une mésostase microlitique parfois vacuolaire. Ces laves correspondent aux basaltes sommitaux de la série édiacarienne d'Ait Sawn.
- **Les andésites basiques** : Ces roches sont les plus représentées dans la boutonnière d'Ait Sawn. En fonction de leurs textures et de la présence ou non des ferromagnésiens plusieurs faciès basiques ont été identifiés :

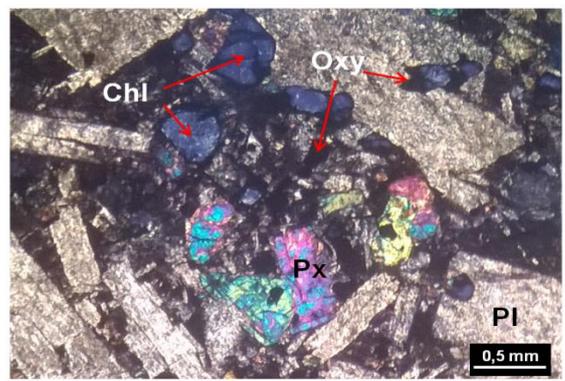
**Andésites basiques microlitiques fluidales et vacuolaires** (Photo 1): La paragenèse minérale primaire est constitué de pseudo-morphes d'anciens ferromagnésiens qui rappellent par leur habitus des anciennes olivines, des plagioclases, des pyroxènes et des opaques. Ces constituants sont inclus dans une mésostase formée par des microlites de plagioclase, localement fluidale et vacuolaire.

**Andésites basiques microlitiques porphyrique à olivine et pyroxène** (Photo 2) : Ce sont des roches à texture microlitique porphyrique, dont la paragenèse minérale (80%) est formé des plagioclases entièrement altérés en produit secondaires (Séricite, épidote, quartz, chlorite et albite), des fantômes d'olivines altérés en chlorite bleu et oxydes de fer; et des pyroxènes. La paragenèse comprend aussi des opaques. Ces constituants sont emballés dans une mésostase microlitique partiellement opacifiée qui représente 20% du volume total de la roche.

**Andésites basiques microlitiques porphyrique vacuolaires** : L'observation microscopique de ces roches montre une texture microlitique porphyrique vacuolaire, formées de plagioclase et d'opaques comme paragenèse primaire. Ces constituants sont emballés dans une mésostase microlitique moins abondante (58%) qui inclut des vacuoles millimétriques soit communicantes ou isolées.



**Photo 1 :** Aspect microscopique d'une andésite basique microlitiques fluidale et vacuolaire (Zahour, 2017).



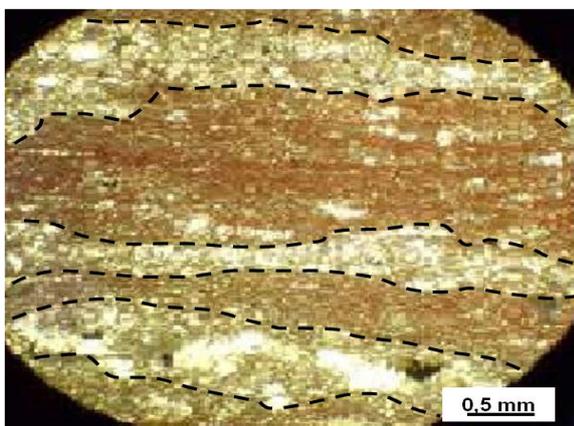
**Photo 2 :** Aspect microscopique d'une andésite basique microlitique porphyrique à olivine et pyroxène (Zahour, 2017).

- **Faciès acides :** les roches acides dans ce secteur sont représentées essentiellement par des ignimbrites. Selon leurs caractéristiques texturales trois faciès ont été identifiés :

**Les ignimbrites fluidales et rubanées (Photo 3):** La paragenèse primaire de ces roches est composée de microcristaux de quartz et des grains d'opacités. Ces roches montrent une texture eutaxitique et rubanée caractérisée d'une part par la présence d'échardes orientées conférant ainsi à la roche un aspect fluidale, et d'autre part, par l'individualisation d'un rubanement qui se traduit par l'alternance de rubans clairs et de rubans sombres.

**Les ignimbrites sphérolitiques (Photo 4):** La composition minéralogique de ce faciès est constituée de quartz et d'opacités. Ce faciès est caractérisé par l'existence de sphérolites siliceux qui occupent une grande partie dans la mésostase.

**Rhyolitoïdes (Photo 5):** Le microfaciès de ces roches montre une composition minéralogique formée de feldspath potassique et des opacités. Leur mésostase montre une texture cryptocristalline).



**Photo 3 :** Aspect microscopique d'ignimbrite fluidale et rubanée (Zahour, 2017).

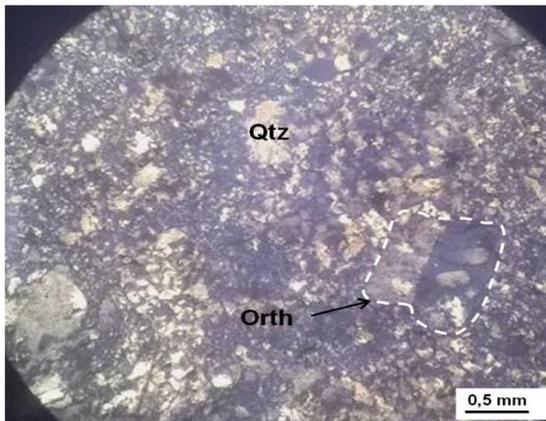


**Photo 4 :** Aspect microscopique d'ignimbrite sphérolitiques (Zahour, 2017).

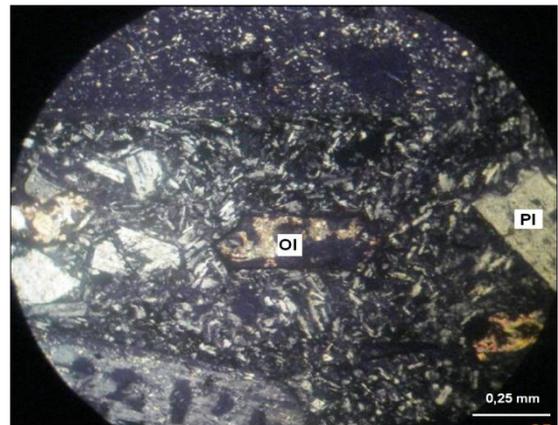
- **Faciès volcanoclastiques** : les roches volcanoclastiques sont bien développées dans ce secteur, elles sont représentées par des faciès pyroclastiques (brèches pyroclastiques (Photo 6)) et des faciès épicastiques (conglomérat et grès).
- **les pyroclastes** : Microscopiquement, ces roches se caractérisent par la dominance des fragments de roches, des cristaux éclatés, et quelquefois tordus. En effet deux faciès sont distingués :

**Brèches pyroclastiques basiques à intermédiaires**

**Brèches pyroclastiques feldspathiques**



*Photo 5 : Aspect microscopique d'une rhyolitoïde (Zahour, 2017).*



*Photo 6 : Aspect microscopique d'une brèche pyroclastique (Zahour, 2017).*

- **Les épicastiques** : Constitués de plusieurs types de roches :
  - Conglomérat** : ce sont des roches hétéromorphes et hétérogènes. Ils constituent la fraction épicastique grossière principale de l'ensemble **volcano-sédimentaire**.
  - Brèche épicastique** : Ce sont des roches qui s'organisent sous forme d'horizons centimétriques à métriques, constituées d'éléments anguleux de basaltes.
  - Grès** : Ce sont des dépôts formés de particules fines de couleur rouge, ils correspondent à des grès fins qui forment des niveaux décimétriques intimement associés aux brèches.

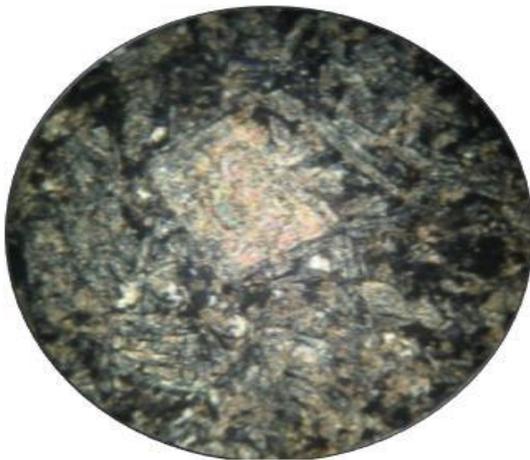
## 2. Boutonnière d'Imiter

Dans cette boutonnière, on distingue trois ensembles pétrographiques (Bouznakari, 2015) :

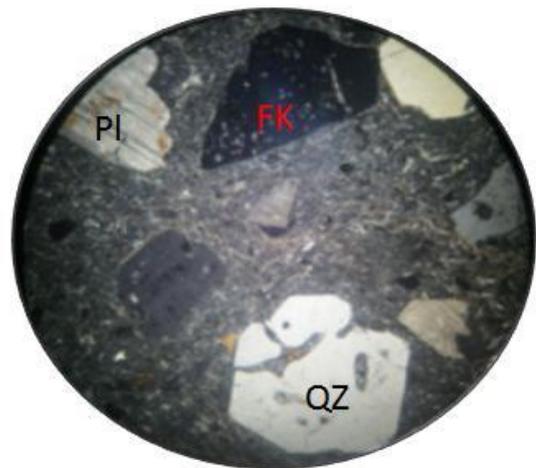
- **Faciès basique-intermédiaire** : représentés par des **basaltes andésitiques** (Photo 7). Ces roches présentent une texture microlitique porphyrique. La paragenèse primaire est formée de phénocristaux plagioclase maclés polysynthétiques, et altérés en séricite et calcite. De la biotite chloritisée de clivage tordu. Elle est englobée partiellement par les plagioclases. La cristallisation de biotite semble être précoce ; et des paques, ont une forme arrondie et dispersés dans la mésostase.

Ces éléments occupent environ 60% du volume totale de la roche. La mésostase (40%) est constituée de microlites de plagioclases noyés dans un fond vitreux.

- **Faciès acides** : ils sont représentés par des **ignimbrites** (Photo 8). Qui correspondent à des roches de composition minéralogique de rhyolites. Ils ont une texture vitroclastique. La paragenèse est formé de quartz qui présente des golfes de corrosion ; des plagioclases, des feldspaths potassiques (orthose) ; et des Minéraux opaques .Ces éléments occupent environ 30% du volume totale de la roche. La mésostase (70%) contient des échardes de verre de forme vitroclastes en forme de V, U, Y, I et X comparables. Elles résulteraient de la pulvérisation et de l'explosion de la lave acide en gaz.



**Photo 7** : Aspect microscopique d'un basalte andésitique (Gr. : x 40, LPA).



**Photo 8** : Aspect microscopique d'une ignimbrite rhyolitique (Gr. : x 40, LPA).

- **Faciès Volcanoclastique** : ils sont représentés par des épicastiques, des tufs fins lités et des tufs lithiques.
  - **Roches épicastiques** : elles correspondent à des :
    - **Conglomérats**, qui sont des roches polygéniques, constituées de fragments des roches et de minéraux, comme les granites de taille décimétrique de 5 à 80 cm et de forme elliptique à arrondie qui indique un transport plus ou moins long. Ces éléments sont les plus dominants environ (70%), le ciment (30%) est siliceux et moins abondant.
    - **Grès**, ce sont des roches qui se trouvent sous forme de niveaux lités intercalés aux conglomérats. Ils sont constitués essentiellement des cristaux de feldspaths plagioclases et de quartz de forme généralement émoussée. Le ciment est siliceux et relativement abondant.
  - **Tufs fines lités** (Photo 9) : la roche contient des tufs grossiers; elle est constituée de quartz en éclat aigu, de feldspath plagioclase caractérisé par des maclé polysynthétique, généralement en éclat et de forme rectangulaire, de biotite chloritisée à clivage tordu et des minéraux opaques. Dans certains endroits, la roche montre des veines du quartz et d'oxydes de fer. Ces cristaux représentent 20% du volume total de la roche.

- **Tufs lithiques** (Photo 10) : la roche est constituée de feldspath plagioclase caractérisé par des macles polysynthétiques, altéré en séricite et en calcite, parfois, il est sous forme de lattes ou en éclats. biotite altérée partiellement en chlorite et montre un clivage tordu, calcite et séricite les deux sont en inclusion dans les plagioclases et des fragments de roches. Elle a une texture tuffacée. Cette roche est parcourue par des filons de carbonates et d'oxyde de fer.



**Photo 9** : Aspect *microscopique* des tufs cristallins lités montrant une alternance des lits fins et lits grossiers (Gr. : x 40, LPA).



**Photo 10** : Aspect *microscopique* des tufs cristallins lithiques (Gr. : x 40, LPA).

## I.2. Massif d'Ougnat

Les faciès pétrographiques au niveau du massif d'Ougnat sont représentés par (Abia, 1991) :

**Les andésites** : Ce sont des roches qui présentent une texture microlitique porphyrique. Sont constituant principale est le plagioclase en forme de microlites ou de phénocristaux. Dans quelques endroits les microlites montrent une légère orientation qui souligne la fluidité peu marquée de la roche.

**Les ignimbrites** : La roche présente une texture porphyrique, se compose de phénocristaux entiers ou brisés de quartz, de feldspath et de biotite auxquels s'ajoutent des débris de roches anguleux à sub-arondis. Le tout est noyé dans une mésostase vitroclastique à échardes de verre.

**Les brèches pyroclastiques** : Ils sont constitués de fragments lithiques anguleux à subaraondis, de nature variée (ignimbrites, sédiments, métamorphisés, granitoïdes) et des cristaux de quartz et de feldspath. Le ciment réduit est micro à cryptocristallin

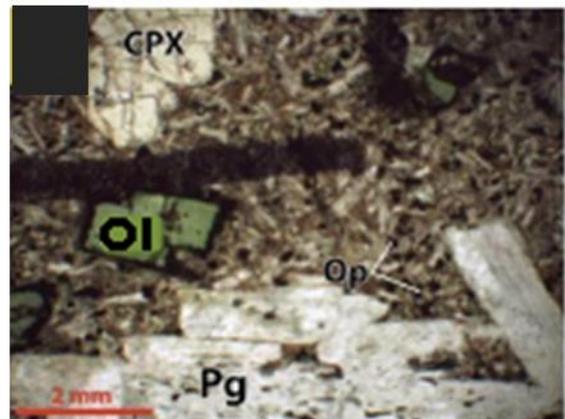
### I.3. Massif de Siroua

Le système volcanique éruptif (coulées et pyroclastites) édifié au cours de l'Ediacarien dans le massif de Siroua, présente une grande variation des faciès. Ces derniers s'échelonne depuis les termes basiques (basaltes) jusqu'aux termes acides les plus différenciés (rhyolites) (Belkacim, 2014).

- **Faciès basique-intermédiaire** : dans le massif de Siroua on distingue des basaltes, andésitiques basiques et des andésites.
  - **Les basaltes** : Ces roches affleurent à la base de la série. Il s'agit de roches verdâtres à sombres, renfermant des phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène dispersés dans la matrice. La texture est microlitique porphyrique à intersertale, localement vacuolaire. La paragenèse primaire est formée de : plagioclases, clinopyroxène et de minéraux opaques (Photo 11).
  - **Les andésites basiques** : les andésites basiques se distinguent des basaltes par leur texture porphyrique marquée par de gros phénocristaux de plagioclases (jusqu'à 1 cm), en plus de la présence de phénocristaux de péridot. La texture est microlitique à porphyrique intersertale, à cristaux légèrement orientés. La paragenèse primaire est constituée essentiellement de plagioclase, minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène et olivine) et de minéraux opaques. La paragenèse secondaire comporte : la séricite, la chlorite, la serpentine, l'albite et ± la calcite (Photo 12).

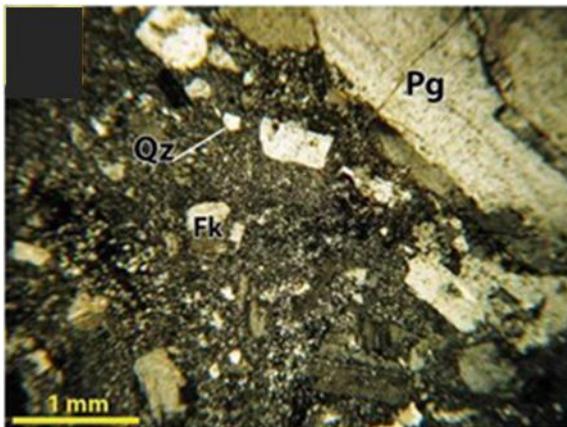


*Photo 11 : Aspect microscopique d'un basalte (Belkacim, 2014).*

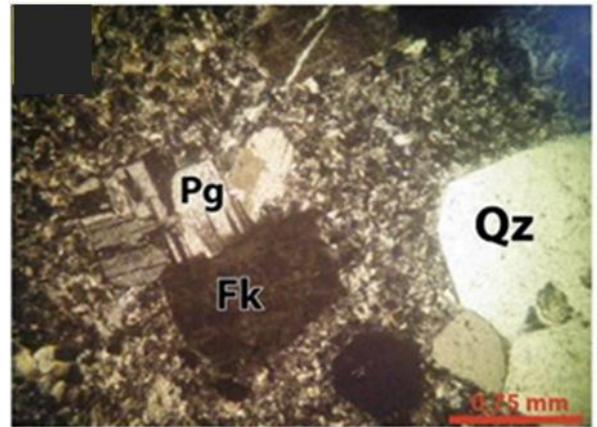


*Photo 12 : Aspect microscopique d'une andésite basique (Belkacim, 2014).*

- **Les andésites** : Ce sont des roches à partine brun-clair, caractéristique. La texture est microlitique à microlitique légèrement porphyrique. Elles se distinguent des andésites basiques par l'absence de phénocristaux d'olivine et la taille, plus réduite, des phénocristaux de plagioclase.
- **Faciès acides** : ils sont représentés par des rhyodacites, rhyolites et des ignimbrites.
  - **Rhyodacites** : Ces roches présentent à l'affleurement une coloration verte à brune, avec des cristaux de feldspaths d'ordre millimétrique visible à l'œil nu. La texture de ces roches est légèrement porphyrique. La minéralogie se résume en d'abondants phénocristaux de feldspaths, quartz, et de minéraux opaques dans une mésostase microlitique à félsitique, relativement réduite (Photo 13).
  - **Les rhyolites** : À l'œil nu, la roche présente une couleur rosâtre reflétant celle de la matrice dans laquelle baignent des phénocristaux automorphes de quartz et des plages claires de feldspaths. Microscopiquement, ces roches présentent une texture félsitique à sphérolitique. Les sphérules germent à partir d'un nucléus de nature feldspathique. La paragenèse primaire est formée de : Quartz, feldspaths, et minéraux opaques (Photo 14).

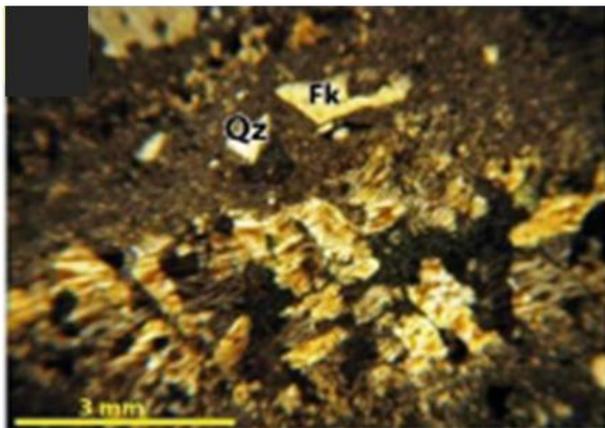


**Photo 13** : Aspect microscopique d'une rhyodacite (Belkacim, 2014).

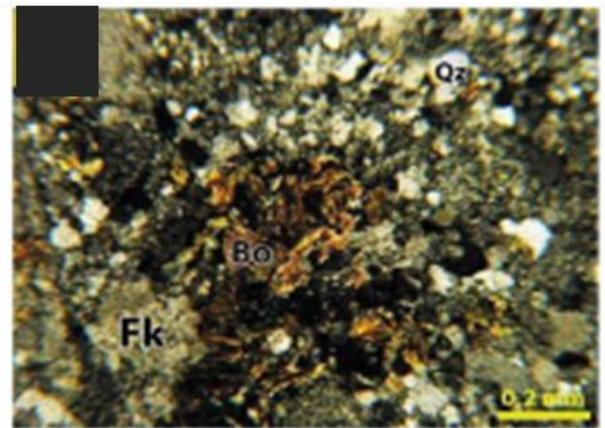


**Photo 14** : Aspect microscopique d'une rhyolite à texture félsitique (Belkacim, 2014).

- **Les ignimbrites:** Il s'agit d'ignimbrites rhyodacitiques qui se présentent en masse brunâtre, dont les fiammes sont discernées à l'œil nu vu leur grande taille d'ordre centimétrique. En plus de ces échardes, on note de nombreuses taches blanchâtres de taille millimétrique (2 à 3 mm), qui correspondent à des feldspaths. L'ensemble baigne dans un fond brun à sombre. La texture est félsitique légèrement fluidale et eutaxitique. La composition minéralogique est formée de feldspaths dominant et Quartz généralement rare. La proportion de la matrice est relativement plus importante (Photo 15).
- **Faciès volcanoclastique** : ils sont représentés par des tufs plus abondantes par rapport aux autres faciès. Les couleurs de ces roches sont très variables, entre rose, brun, vert et sombre. La texture est félsitique à microlitique légèrement fluidale et localement sphérolitique. La minéralogie se résume en phénocristaux de feldspaths, quartz, biotite et oxydes ferrotitanés (Photo 16).



**Photo 15 :** Aspect microscopique d'une ignimbrite rhyodacitique (Belkacim, 2014).



**Photo 16 :** Aspect microscopique d'un tuf à lapilli de nature rhyolitique (Belkacim, 2014).

#### I.4. Boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara

Dans la boutonnière de Bou-Azzer-El-Graara, on constate une large prédominance volumineuse de matériaux acides. En effet ces roches acides représentent environ 55 à 60% du volume total de la série, contre 30 à 35% pour les roches basiques et 10 à 15% restant est occupé par des matériaux volcanoclastiques (Azizi S. 1990).

- **Faciès basique** : les roches basiques de cette boutonnière sont de nature andésitique, ils présentent deux types de gisements : soit des coulées de laves andésitiques, soit des dykes intrusifs dans la série volcanique.
  - **Les coulées andésitiques** : se présentent sous plusieurs faciès :
    - **Faisceau B** : constitué de deux faciès différents : d'un part un faciès d'andésite microstalline aphanitique de couleur violacée à brunâtre. Ce faciès a une texture trachytique fluidale ; la mésotase occupe 10 à 15% du volume total de la roche et est très riche en oxydes de fer. Les microlites de plagioclase sont souvent séricitisés, D'autre part un faciès porphyrique et vacuolaire, ayant une texture porphyrique trachytique, les phénocristaux (andésine, oligoclase-andésine) atteignent 3 à 4 mm de diamètre et sont généralement séricitisés. Ces phénocristaux sont entourés de microlites de plagioclases partiellement séricitisés ; les interstices sont remplis d'un verre brun foncé et de magnétite.
    - **Faisceau F** : ces andésites, de couleur gris violacé, présentent une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase sont souvent zonés avec des dimensions de 1 à 4 m, le reste de la roche est occupé par des microlites de plagioclase avec une mésostase vitreuse au niveau des interstices.

**Les dykes** : il s'agit des dykes d'épaisseur métriques (3m au maximum), à épante très nette. A l'œil nu la roche est compacte de couleur rougeâtre en surface, gris verdâtre en cassure. Au microscope ces roches présentent une texture porphyrique doléritique. Les phénocristaux et les microlites de feldspath sont des plagioclases fortement altéré en séricite. La mésostase (10à 20% de volume total de la roche) est constituée de verre quartzeux riche en oxyde de fer.

- **Faciès acides** : Le pole acide est représenté par des roches ignimbricitiques. Ces roches présentent généralement une texture vitroclastique présentant deux types de composants : une matrice (mésostase) qu'elle est souvent de très fins grains et aiguilles d'hématite, d'une composition quartzo-feldspathique souvent riche en écharde, d'autre part des éléments noyés dans cette matrice. Parmi ces éléments on dénombre des phénocristaux de feldspath, des quartz rhyolitiques, des minéraux ferromagnésiens qui sont généralement des biotites et rarement de pyroxènes et des xénolites.
- **Faciès volcanoclastiques** : ils sont représentés par des **pyroclastites**, qui correspondent à des dépôts formés par la projection et le dépôt de fragments volcaniques de cristaux ou de roches. Ces brèches volcaniques sont constituées d'éléments de nature andésitique, des tufs et des cendres. Ces roches se caractérisent par une très grande abondance de fragments anguleux qui occupent jusqu'à 80% du volume total de la roche, la matrice est réduite aux interstices entre les fragments contigus.

## II. Conclusion sur l'étude pétrographique des faciès Ediacariens de la partie Centro-orientale de l'Anti-Atlas

Dans cette étude pétrographique de différentes boutonnières de la partie Centro-orientale de la chaîne Anti-Atlasique, on a distingué globalement trois faciès pétrographique qui se subdivisent en faciès acide, basique-intermédiaire et volcanoclastique :

1. **Faciès basique-intermédiaire** : dans cette partie de l'Anti-Atlas on distingue des basaltes, basalte-andésitiques et des andésites.
2. **Faciès Acides** : Ils sont représentés par des rhyolite, ignimbrite, dacites et des rhyodacites.
3. **Faciès Volcanoclastique** : Ce faciès forment un type de roche particulière, en raison de leurs modalités et la mise en place, on distingue trois types :
  - **Les roches pyroclastiques** : Entrent dans ce groupe de roches, des dépôts consolidés constitués de pyroclastes (fragments de roches, fragments de cristaux, etc...), des tufs lithiques, et des tufs fines litées.
  - **Les épicastiques** : Elles regroupent des dépôts consolidés constitués par des épicastes (fragments de roches, fragments de minéraux, etc...) arrachés à partir des roches préexistantes et transportés de leur place d'origine par des agents épigènes comme : eau, gravité, vent, etc...
  - **Mixtes** : Ce sont des roches qui contiennent à la fois des pyroclastes et des épicastes en proportion variable, ils sont représentées dans ces secteurs par des conglomérats volcaniques et les grés volcaniques.

## **Bibliographie**

**Abia E. H. (1991).**- Cartographie, pétrographie et métallogénie du Protérozoïque du district Pb, Zn, Cu et Ba de Mellab (Massif de l'Ougnat, Anti-Atlas, Maroc). Thèse 3ème cycle, Faculté des Sciences de Semlalia, Marrakech, 184p.

**Ait Saadi, S. (1992).**- Contribution à l'étude de l'environnement paléovolcanique du Protérozoïque supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymétalliques (Zn, Pb, Cu, Ag, Au) de Bou-Madine (Ougnat, Anti-Atlas oriental, Maroc). Thèse Doct. Inst. Nat. Polytech., Lorraine, Nancy, 218 p.

**Azizi-Samir, M. R. (1990).**- Géologie du Précambrien terminal (III) et traitement statistique des données géochimiques de prospection dans la boutonnière de Bou Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Thèse d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble1, 288p.

**Belkacim S. (2014).**- Pétrographie, géochimie et isotopes (Sr-Nd) du volcanisme édiacarien et des dykes doléritiques de la vallée de Tifnoute et caractérisation des indices de Cu-Mo±Au d'Imourkhsan (Siroua, Anti-Atlas central, Maroc). Thèse Doct. Naional, Université Ibn Zohr, Agadir (Maroc): 210 p.

**BenChraâ, M., (1997).**- Etude de volcanisme du Néoprotérozoïque terminal de la boutonnière d'Aguerzoula-Bachkoune, Anti-Atlas central, Maroc. Lithostratigraphie, pétrographie, géochimie et implications géodynamiques. Thèse de 3 ème cycle, Université Cadi Ayyad, 231 p.

**Bouznakari H. (2015).** - La série volcanique et volcanoclastique édiacarienne (Précambrien III) d'Imiter Est. Cartographie, lithostratigraphie et caractérisation pétrographique. Mémoire, Université Hassan II- Mohammedia Facultés des sciences Ben M'sik Casablanca, Maroc : 60p.

**Blein, O., Baudin, T., Soulaïmani, A., Cocherie, A., Chèvremont, P., Admou, H., Ouanaimi, H., Hafid, A., Razin, P., Bouabdelli, M., et Roger, J., 2014.** New geochemical, geochronological and structural constraints on the Ediacaran evolution of the south Sirwa, Agadir-Melloul and Iguerda inliers, Anti-Atlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 98, 47–71. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.06.019.

**Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi-Samir, M., Zyadi, R., Archibald, D. A., Farrar, E. (2002).** - The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita*, 37(8), 772-781.

**Choubert, G., (1947).** - L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *CR Acad. Sci. Paris*, 224, 1172-1173.

**Choubert G. (1963).**- Histoire géologique de l'Anti-Atlas de l'archéen à l'aurore des temps primaires. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 62, 350-352.

- Diallo, A., (1989).**- Etude du volcanisme du précambrien terminal dans la région de Tinzaline, Est de Siroua, Anti Atlas central, Maroc. Lithostratigraphie, pétrographie et géochimie. Thèse de 3e cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech. 244p.
- Gasquet D. (1991).**- Genèse d'un pluton composite tardi-hyrcynien. Le massif de Tichka, Haut-Atlas occidental (Maroc). Thèse d'Etat Sciences. Université de Nancy I, 413 p.
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M. R. et Mouttaqi A. (2005).**- Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. *Precamb. Res.* 140, 157–182.
- Gasquet D., Ennih N., Liégeois J-P., Soulaïmani A. et Michard A. (2008).**- The Panafrican belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa- Atlantic-Mediterranean Triple Junction.* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 33-64.
- Guiraud R., Doumnang Mbaigane J. C., Carretier S. Dominguez, S. (2000).**- Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Linéament. *Journal of Geological Society of London* 157: 897-900.
- Juéry A., Lancelot J.R., Hamet J., Proust F. et Allègre C.J. (1974).**- L'âge des rhyolites du Précambrien III du Haut-Atlas et le problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy*, 230. (Résumé).
- Leblanc, M., (1975).** Ophiolites précambriennes et gîtes arseniés de cobalt de Bou Azzer (Maroc). Thèse d'Etat, Paris VI-Montpellier, 329 p.
- Leblanc M. et Lancelot J. R. (1980).**- Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(1), 142-155.
- Levresse G. (2001).**- Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. Thèse 3 ème Cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 218 pp.
- Levresse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., Kyser, K., (2004).** Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chemical Geology*, 207(1), 59-79.
- MICHARD A., OUANAÏMI H., HOEPFFNER C., SOULAIMANI A., BAIDDER L., (2010a).**-Comment on Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides by J.F. Simancas et al. [*C. R. Geoscience* 341 (2009) 103–113]. *C. R. Geosci.* p.170-174.
- Mifdal A. (1981).**- Etude systématique par les méthodes rubidium-strontium et uranium-plomb du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain, région de Ouarzazate. Thèse de l'Université de Rennes 1, 73p.

**Ouguir H. (1991).** - Analyse sédimentologique, structural et lithogéochimique de la série du Protérozoïque supérieur (PII) de l'environnement de la mine d'Imiter (Anti-Atlas Oriental, Maroc) : implications géodynamiques. Thèse I.P.N.L, Nancy 197 p.

**Paile Y. (1983).**- Etude des séries volcaniques du Précambrien III de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) et les minéralisations plombo-zincifères associés (gites de Bou-Madine). Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Paris IV, Otsay, 289 p.

**Piquet, A., (1994).** Géologie de Maroc: Les domaines régionaux et leurs évolutions structurales, PUMAG: Marrakech, 284p.

**Piqué A., Bouabdelli M., Soulaïmani A., Youbi N. Iliani M. (1999).**- Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-atlas (sud du Maroc) : molasse panafricaine, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque ?. C. R. Acad. Sci. Paris, Sc. Terre et Planètes, 328, 409-414

**Poulet A., Aarab A., Fekkak A. et Benharref M. (2007).**- Geodynamic evolution of the northwestern Paleo-Gondwanan margin in the Moroccan Atlas at the Precambrian-Cambrian boundary. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., and Zulauf, G., (eds.), the evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geological Society of America Special Paper, 423, 27-60.

**Soulaïmani, A., Blein, O., Chévremont, P., Ouanaimai, H., Hafid, A., Admou, H., Baudin, T., Bouabdelli, M., Razin, P., Abia, E.H., Beni Akhy, R., (2013).**- Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille d'Agadir Melloul. Notes Mém. Serv. Géologique Maroc 549 bis, 148.

**Soulaïmani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., (2014).**- Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). J. Afr. Earth Sci. 98, 94–112.  
doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025

**Thomas R.J., Chevaker L.P., Gresse P.G., Harmer R.E., Eglinton B.M., Armstrong R.A., De Beer C.H., Martini J.E.J., De Kock G.S., Macey P.H. et Ingram B.A., (2002).**- Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precam. Res., 118, 1-57.

**Thomas R.J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin S.C., Gresse P.G, Chevallier L.P. Liegeois J.P. (2004).**- A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. Journal of african Earth Sciences 39(3-5): 217-226.

**Tuduri, J., (2005).** Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatisme-volcanisme-hydrothermalisme. Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, 428p.

**Walsh G.J., Benziane F., Aleinikoff J.N., Harrison R.W., Yazidi A., Burton W.C., Quick J.E. Saadane A. (2012).**- Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou

Azzer- El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 216, 23-62.

**Youbi N. (1998).**- Le volcanisme Post "Collisionnel" : un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Etudes volcanologique et géochimique. Exemples d'application dans le Néoprotérozoïque terminal (PIII) de l'Anti-Atlas et le permien du Maroc. Thèse d'Etat. Univ. C. A., Marrakech, 519P.

**Zahour, G. (2001).**- Le Néoprotérozoïque terminal de la boutonnière de Toubkal (Haut-Atlas occidental) et de Siroua (Anti-atlas central) : un exemple de volcanisme intraplaque continental associé à un volcanisme calco-alcalin post-collisionnel. Thèse d'Etat, Université Hassan II Mohammedia, Casablanca, 266p.

**Zahour R. (2017).**- Pétrologie, géochimie et gîtologie du magmatisme Ediacarien du massif de Saghro : Cas des boutonnières d'Ait Sawn et de Tissouktai (Anti-Atlas Oriental, Maroc). Thèse Doct. Naional, Université Hassan II, Casablanca, 170p.