



**UNIVERSITE CADI AYYAD
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
GUELIZ-MARRAKECH**

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

**Licence en Sciences et Techniques en Géologie Appliquée aux Ressources
Minières (LST GARM)**

**GRANITOÏDES EBURNEENS DE L'ANTI-ATLAS
SUD OCCIDENTAL : ETUDE GEOCHIMIQUE,
CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET ORIGINE.**

**Réalisé par : Mlle. SOUMIR HANANE
Mlle. BELAICHA ILHAM**

Encadré par :

Mr. A. HAFID

Professeur à la FST Marrakech

Soutenu le Mercredi 24 Juin 2015

Devant le jury :

Mr. A. SAIDI

Professeur à la FST Marrakech

Mr. A. HAFID

Professeur à la FST Marrakech

Remerciement

Le présent travail n'aurait pu avoir lieu sans la contribution de plusieurs personnes pour lesquelles nous tenons à exprimer nos profondes gratitude.

Nous ne saurions jamais comment exprimer nos profondes gratitude à Mr. A. HAFID Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques Marrakech, qui a accepté notre encadrement, nous lui sommes très reconnaissantes d'être toujours rendue disponible malgré ses préoccupations nous la remercions de nous avoir appris beaucoup de choses, pour ses conseils précieux, ses directives ...et pour ses corrections pertinentes qu'elle trouve ici le témoignage de notre profond respect.

Les termes nous manquent pour exprimer notre gratitude à Mr. A. SAIDI responsable de la licence Géologie Appliquée aux Ressources Minières (GARM) et Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques Marrakech qui n'a jamais hésité à nous apporter de l'aide et de l'orientation, il nous a apporté aussi de l'aide scientifique et morale durant la réalisation de ce mémoire qu'il veuille bien trouver ici l'expression de notre profonde gratitude.

Nos très profonds remerciements vont aussi à Mr A. TOUIL et Mr A. RIZKI. Nous voudrions bien leurs exprimer nos sincères reconnaissance pour leurs aides, leurs soutiens et pour leurs encouragement.

Enfin je dédie mes remerciements à l'ensemble des étudiants avec lesquels on a passé des bons moments durant ces années de formation, et nous espérons qu'on restera en contact dans l'avenir.

Merci à nos chers parents, pour leurs soutiens et leurs patiences.

Table des matières:

PARTIE I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

<u>A. OBJECTIF</u>	6
<u>B. APERCU SUR L'ANTI ATLAS</u>	6
<u>I.)- Boutonnière de Bas Draâ</u>	7
1.) <u>Contexte géologique</u>	7
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	7
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	8
<u>II.)-Boutonnière d'Iguerda Tavfast</u>	9
1.) <u>Contexte géologique</u>	9
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	10
3.) <u>Les Caractères structuraux</u>	10
4.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	10
<u>III.)- Boutonnière de Kerdous.</u>	11
1.) <u>Contexte géologique</u>	11
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	11
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	12
<u>IV.)- Boutonnière d'Ifni</u>	14
1.) <u>Contexte géologique</u>	14
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	14
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	15
<u>V.)- Boutonnière de Zenaga</u>	16
1.) <u>Contexte géologique</u>	16
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	16
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	17
<u>VI.)- Boutonnière de Tata</u>	18
1.) <u>Contexte géologique</u>	18
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	19
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	19
<u>VII.)- Boutonnière de Tagragra d'Akka</u>	20
1.) <u>Contexte géologique</u>	20
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	21
3.) <u>Les Caractères structuraux</u>	21
4.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	21
<u>VIII.)- Boutonnière d'Agadir Melloul</u>	22
1.) <u>Contexte géologique</u>	22
2.) <u>Description de l'encaissant</u>	22
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	22
<u>IX.)- Boutonnière d'Igherm</u>	23
1.) <u>Contexte géologique</u>	23
2.) <u>Les Caractères structuraux</u>	23
3.) <u>Caractères pétrographiques des granitoïdes</u>	23

PARTIE II : ETUDE GEOCHIMIQUE

<u>A - Introduction :</u>	26
<u>B - Classification et typologie magmatique :</u>	26
B -1) : Le diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$:	26
B -2) : Le diagramme K_2O en fonction de SiO_2 :	27
B -3) : Le diagramme A-B :	28
B -4) : Le diagramme A/CNK en fonction de SiO_2 :	29
<u>C - Le Contexte géodynamique :</u>	30
<u>E - Evolution des compositions chimiques au cours de la différenciation :</u>	32
E-1 : Les éléments majeurs :	32
E- 2 : Les éléments traces :	34
<u>F- : Les spectres des terres rares :</u>	37
<u>G-Les spectres des terres rares multi-élémentaires :</u>	42
<u>H- Conclusion :</u>	46

Liste des figures :

Figure 1 : Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas, modifiée par Hollard et al. (1985), Walsh et al. (2002) et Gasquet et al. (2008).....	6
Figure 2 : Cartes géologiques simplifiées montrant la situation de la boutonnière de Bas Drâa (d'après Ikenne et al. 1997a)	7
Figure 3 : Cadre géologique de la boutonnière d'Iguerda et d'Agadir Melloul (Hafid et al, 2013).....	9
Figure 4 : Carte géologique simplifiée du massif du Kerdous (d'après B. Hassenforder).....	11
Figure 5 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière d'Ifni (modifiée, d'après Benziane et Yazidi, 1982)	14
Figure 6 : Carte géologique de la boutonnière de Zenaga (Ennih et liégeois, 2001)	16
Figure 7 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tata (Faik, 2005) modifiée	18
Figure 8 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tagragra d'Akka d'après les données des cartes géologiques de Foug El Hassan Assa (in A. Mortaji, 1989).....	20
Figure 9 : Carte géologique d'Igherm (modifiée de Choubert et Faure Muret, 1983a).....	23
Figure 10 : Diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 (le Maître et al, 1989).....	26
Figure 11 : Diagramme K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976)	27
Figure 12 : Diagramme A-B, Debon et Le Fort (1983, 1988).....	28
Figure 13 : Diagramme A-B, Debon et Le Fort (1983, 1988).....	28
Figure 14 : Diagramme SiO_2 vs A/CNK (Chappell and White, 1974).....	29
Figure 15 : Diagramme Rb vs Y+Nb (Pearce et al ; 1984).....	30
Figure 15a : Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_n$ (Thiéblemont et Téguy, 1994 ; Thiéblemont, 1999) Pour les roches plutoniques éburnéennes.....	30
Figure 16 : Diagramme d'origine des granitoïdes.....	31
Figure 17 : Diagramme d'origine des granitoïdes.....	31
Figure 18 : Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de SiO_2	32
Figure 19 : Diagrammes de variation des éléments traces en fonction de SiO_2	35
Figure 20 : Spectre de terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les Granitoïdes.....	37
Figure 21 : Spectres multi-élémentaires normés aux chondrites (Pearce et al, 1984) des Granitoïdes éburnéens.....	42

Liste des tableaux :

Tableau I : Synthèse des âges radiométriques des granitoïdes éburnéens dans les boutonnières de l'Anti-Atlas occidental.....	25
--	----

PARTIE I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

A. Objectif:

Le travail présenté dans ce rapport représente l'étude géochimique des granitoïdes paléprotérozoïques du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas durant l'orogénèse éburnéenne.

Ce travail consiste à faire une comparaison entre les granitoïdes des différentes boutonnières de l'Anti-Atlas sud occidental, à discuter leur contexte géodynamique de mise en place et leur origine.

B. Aperçu sur l'Anti-Atlas :

L'Anti-Atlas est une chaîne orientée SW-NE à WSW-ESE qui s'allonge sur environ 750 Km, depuis le sud d'Ifni à l'ouest jusqu'à Tafilalet à l'Est. Il est limité au Nord par l'accident sud atlasique et au Sud par les alignements structuraux du Bani, Ouarkiz et le bassin de Tindouf.

Géographiquement L'Anti-Atlas est subdivisé (Fig.1) en :

- i. A.A. occidental avec : boutonnière de Kerdous, Ifni, Igherm, Bas Draa
- ii. A.A. central: Zenaga, Bou Azzer, Siroua
- iii. A.A. oriental: Saghro, Ougnate

Transversalement, la chaîne anti-atlasique est subdivisée par "l'accident majeur de l'Anti-Atlas en deux domaines :

L'Anti-Atlas sud-occidental, domaine ancien +/- stable, structuré et cratonisé au cours de l'orogénèse éburnéenne, il fait partie du craton West africain.

L'Anti-Atlas nord oriental, relativement récent et dit mobile, structuré au cours de l'orogénèse Panafricaine.

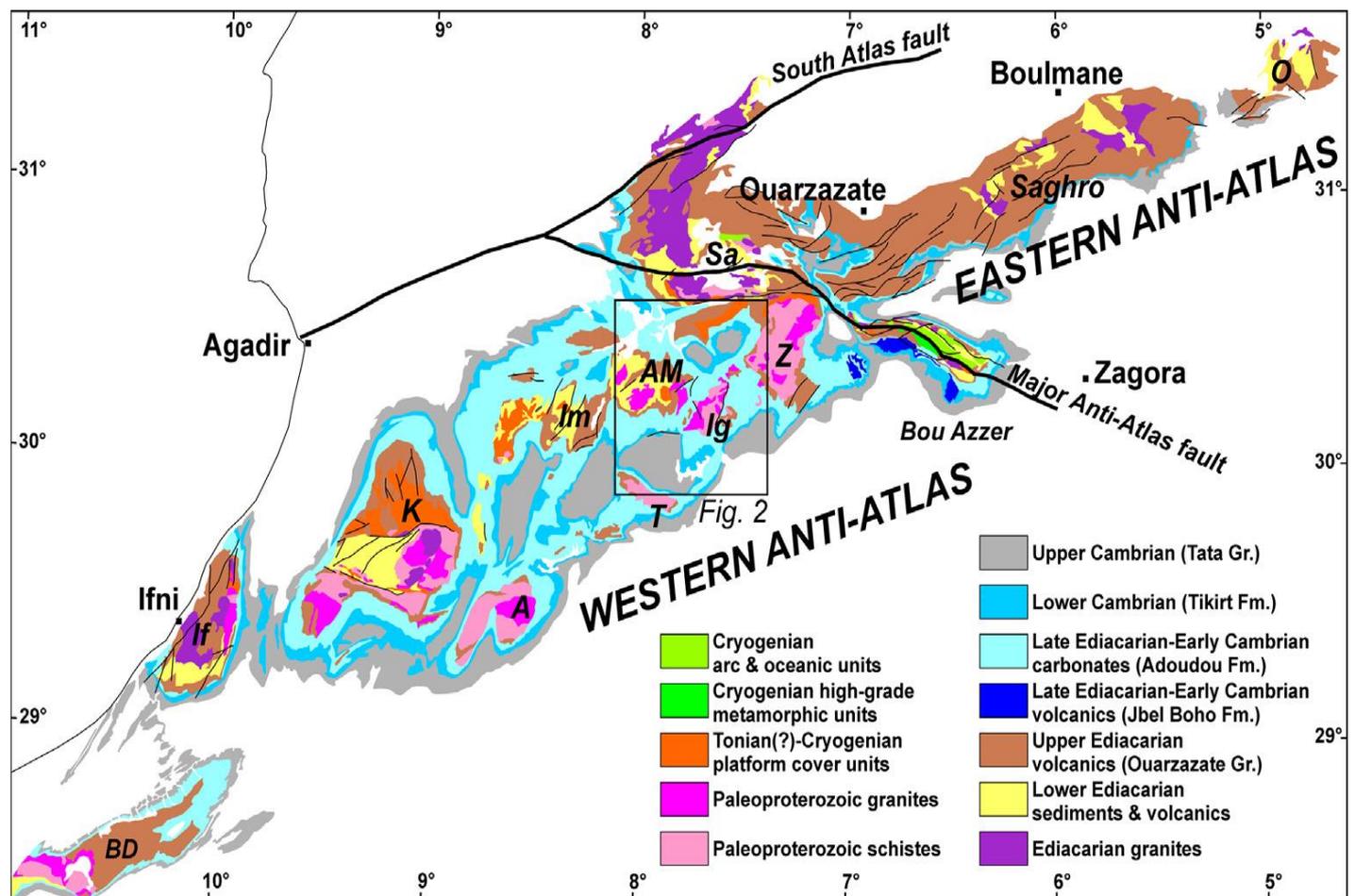


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas, modifiée par Hollard et al. (1985) Walsh et al. (2002) et Gasquet et al. (2008). BD: Bas Draâ; If: Ifni; K: Kerdous; A: Tagragra d' Akka; Im: Igherm; T: Tagragra de Tata; Ig: Iguerda; AM: Agadir-Melloul; Sa: Siroua; O: Ougnate.

I.)-BOUTONNIERE DE BAS DRAA

1. Contexte géologique :

La boutonnière de Bas Draâ est située à l'extrémité Sud occidentale de l'Anti-Atlas à environ 250 Km au Sud de la ville d'Agadir. Cette boutonnière orientée ENE-WSW est constituée d'un socle schisto-granitique d'âge paléoprotérozoïque et d'une couverture sédimentaire d'âge protérozoïque terminal/cambrien structurée au cours de l'orogénèse hercynienne (fig.2).

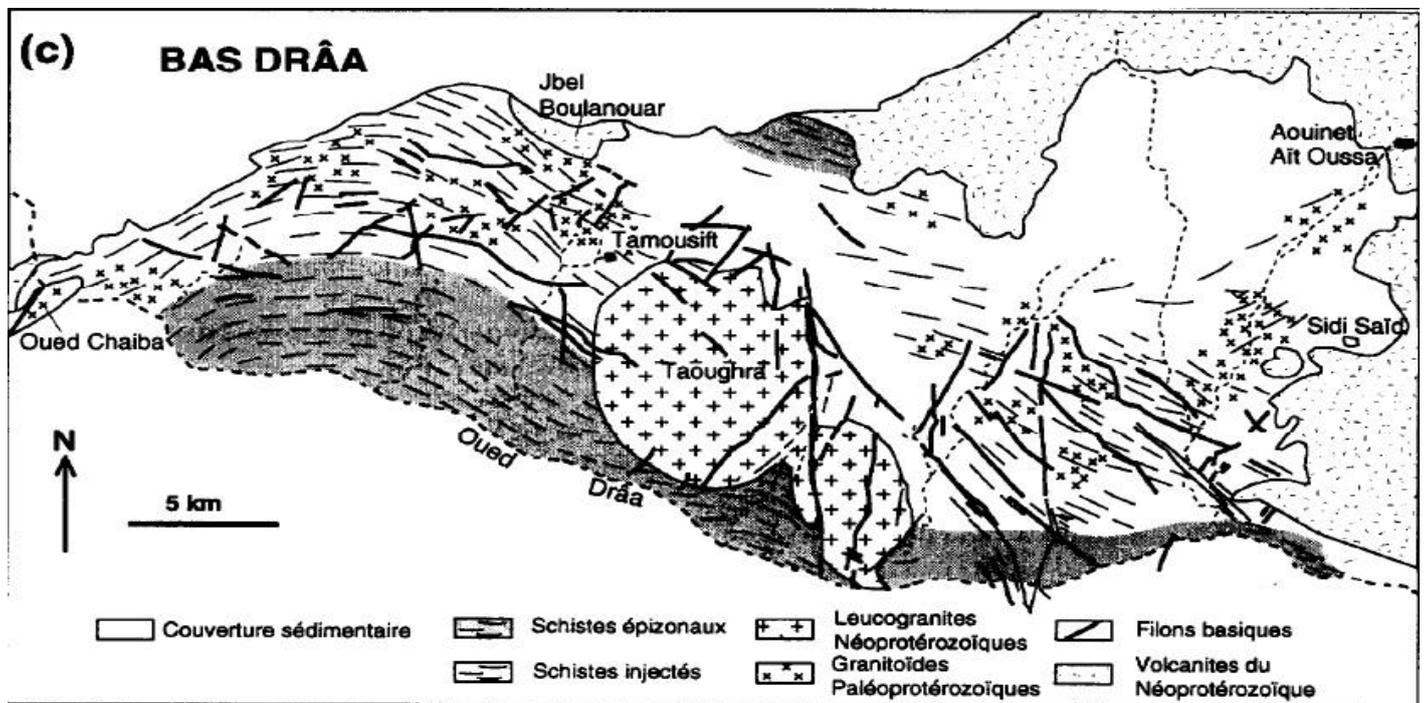


Figure 2 : Cartes géologiques simplifiées montrant la situation de la boutonnière de Bas Draâ (d'après Ikenne et al., 1997a).

2. Description de l'encaissant:

Le socle métamorphique est constitué de deux unités distinctes :

❖ Unité peu métamorphique (sud de la boutonnière) :

Cette série attribuée par Choubert et Faure Muret (1969) au néoprotérozoïque supérieur correspond à une série détritique rythmique (marquée par l'alternance de niveaux gréseux et de niveaux pélitiques). La déformation éburnéenne s'accompagne par une schistosité de flux (S1//S0) et par une paragenèse minérale du faciès schiste vert (chlorite, micas blancs, quartz ± biotite).

❖ Unité schisto-granitique ou série injectée :

Cette unité affleure dans la partie centrale de la boutonnière et elle est constituée de schistes, de micaschistes et de gneiss localement riches en injections granitiques. Celle-ci se présente sous forme de filons et de veines qui sont parallèles à la structuration régionale S1//S0. Dans cette série se développent des paragenèses à biotite, muscovite et andalousite puis à biotite et sillimanite ou à sillimanite et FK (Choubert et al, 1956).

Au cours de la déformation éburnéenne D1 la S0 et les injections granitiques ont été affectées par des plis synchisteux (schistosité de flux S1 orienté N120°-140°E).

Le gradient métamorphique montre un croissement du sud vers le nord (une série peu métamorphique vers une série injectée).

La série injectée est interprétée comme le résultat d'un métamorphisme thermique lié à la mise en place de ces granites et non pas lié à un métamorphisme méso-catazonal éburnéen (Ikenne, 1997).

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

On se basant sur les datations géochronologiques Ikenne (1997) Ikenne et al (1997) ont distingués deux ensembles de granitoïdes :

❖ Des granitoïdes syntectoniques :

Ils sont représentés par des diorites quartziques, des granodiorites, des granites porphyroïdes et par des leucogranites (c'est le cas des granites de Tamousift). En se basant sur des arguments structurales et sur les âges obtenu sur ces granites par la datation Rb/Sr (1665 ± 32 Ma ; Charlot, 1978) ils ont Constaté que leurs mise en place est subcontemporaine au cours de l'orogénèse éburnéenne.

❖ Des granites post-tectoniques :

Ils sont représentés par le massif de Taourgha qui affleure au sud de la boutonnière. Il est intrudé par des filons basiques néoprotérozoïques. La datation de ce granite par la méthode U/Pb sur zircons à 575 ± 4 Ma (Ait Malek et al., 1978) atteste de l'appartenance de ces magmatismes aux événements panafricains de l'Anti-Atlas .

Les études effectuées par Ikenne (1997) et Mortaji et al. (2000) sur ces granitoïdes éburnéenne ont montré leurs appartenance à trois ensembles magmatiques représentés par :

i. Les diorites et les granodiorites associées (massif de Tamousift).

Les diorites sont constituées d'une paragenèse primaire à plagioclase, amphibole, biotite, épidote, apatite, et de rares minéraux opaques. Une paragenèse secondaire à actinote, chlorite et épidote se développe aux dépens des minéraux de la paragenèse primaire.

Les granodiorites sont formées d'une paragenèse à biotite, plagioclase, orthose, quartz.

ii. **les granodiorites porphyroïdes à biotite ± muscovite** : Ils présentent un assemblage minéral à plagioclase, microcline, biotite, de rares muscovite primaires automorphe et de micas blancs secondaires qui de développent aux dépens des biotites et des plagioclases.

iii. **Les leucogranites à deux micas ou à muscovite et grenat** : Ils sont constitués de quartz, d'albite, de microcline, de muscovite et ± biotite.

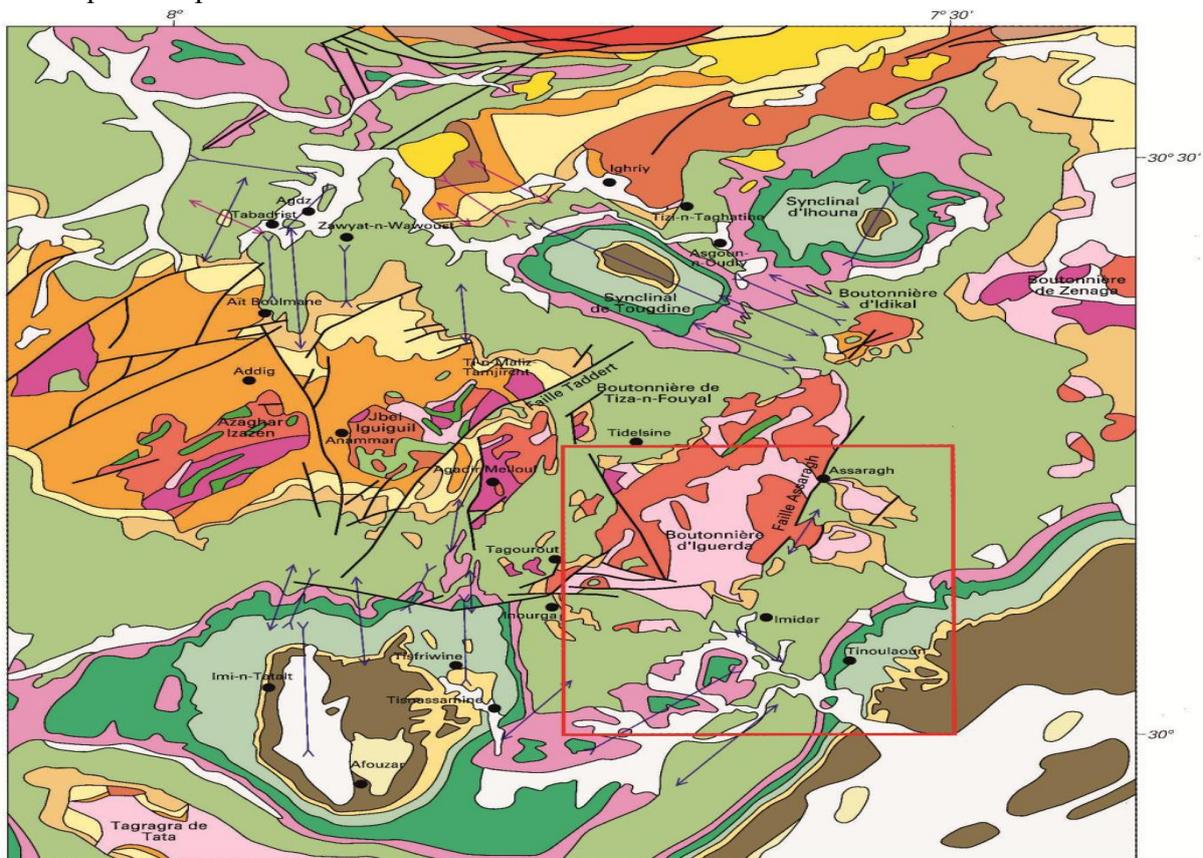
II.)-Boutonnière d'Iguerda Tayfast

1. Contexte géologique :

La boutonnière d'Iguerda-Tayfast est situées dans l'Anti-Atlas centrale (Fig.3), entre les boutonnières de Zenaga au NE et Agadir Melloul à l'ouest, cette boutonnière est formée :

- D'un socle schisto-granitique d'âge paléoprotérozoïque.
- D'une couverture volcanique et volcano-sédimentaire néoprotérozoïque.
- D'une couverture carbonatée avec son conglomérat de base qui attribuées au protérozoïque terminal/cambrien.

Le socle paléoprotérozoïque est intrudé par deux réseaux de filons basiques orientés NW-SE et NE-SW d'affinité tholéitique (Hafid, 1999 ; Hafid et al., 1999b), attribués au rifting pré-panafricain responsable de l'océanisation qui s'est produite à Bou-azzer et à siroua.



QUATERNAIRE - HOLOCÈNE

Alluvions

CÉNOZOÏQUE - MIOCÈNE

Phonolites

CAMBRIEN MOYEN Groupe des feijas internes Tata

Fm. Tamanart

CAMBRIEN INFÉRIEUR Groupe Tata

Fm. Asrir

Fm. Issafène

Fm. Amouslek

Fm. Igoudine

ÉDICARIEN SUPÉRIEUR À CAMBRIEN INFÉRIEUR Groupe de Taroudannt

Fm. Taliwine

Fm. Adoudou

ÉDICARIEN SUPÉRIEUR Groupe de Ouarzazate

Fm. Fajjoud

Fm. Tadoughast

Fm. Anammar et Adrar-n-Takoucht

ÉDICARIEN INFÉRIEUR

Groupe de Bou Salda

Fm. Bou Salda

Suite d'Assaragh

Groupe du Jbel Wawkida

Fm. du Jbel Wawkida

ÉDICARIEN

Dolérites

TONIEN À CRYOGÉNIEN Groupe de Taghdout

Grès, siltites, carbonates

PROTÉROZOÏQUE

Dolérites

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Suite de Tzenakht

Suite d'Azguemerzi

Groupe de Zenaga-Iguerda

Contact

Faïlle

Anticlinaux et synclinaux hercyniens

Anticlinaux et synclinaux édicariens

2. Description de l'encaissant :

Les roches métamorphiques sont représentées par des schistes, des micaschistes et des gneiss. Elles dérivent d'une série détritico-pélicite, gréseuse, grésopélicite, qui montrent un gradient croissant de métamorphisme du Nord vers le Sud qui se traduit par un passage des schistes et des métagrès vers des micaschistes puis des gneiss à sillimanite lorsqu'on se déplace vers le SW de la boutonnière (A. Mortaji, 2007).

3. Les caractères structuraux :

La mise en place des différents faciès granitoïdiques de la boutonnière montrent qu'il s'agit d'un socle polyphasé dont la structuration est due à cinq phases de déformation (Bilal et Derré, 1989) :

Deux phases de déformation antérieures à la mise en place des granites ; elles correspondent à deux phases de plissement synmétamorphes éburnéennes avec foliation bien marquée :

- ✓ La schistosité S1, faiblement oblique à la S0, est marquée par une orientation des cristaux de biotite, de muscovite, de quartz, de plagioclase et localement de fibres de sillimanite.
- ✓ La schistosité S2 (N60-N70°), plan axial de plis isoclinaux ouverts replisse et transpose la S1 et s'accompagne de développement de biotite et de deuxième génération de muscovite et de quartz.

Trois phases de déformation postérieures à la mise en place des granites :

- ✓ Une phase synmétamorphe S3 (N50-N60°E) responsable d'un Métamorphisme rétrograde à chlorite et muscovite est attribuée à la phase panafricaine majeure.
- ✓ Deux phases exprimées par des schistosités de fractures S4 (N130° à N160°E) et S5 (N60° à N100°E) qui pourraient être attribuées à l'orogénèse hercynienne.

4. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

Les granitoïdes s'apparentent à trois associations magmatiques qui seraient issues des matériaux de sources différentes :

- ❖ Les leucogranites à deux micas ou à grenat et les aplopegmatites.
- ❖ Les diorites quartziques et les granodiorites : sont composés de plagioclase, d'amphibole, de biotite (peu abondante), Ces minéraux souvent transformés en chlorite et en pistachite.
- ❖ Les granites et les leucogranites à biotite:
 - i. Les granites porphyroïdes à biotite sont formés de plagioclase, FK en phénocristaux perthitiques ou en petits cristaux interstitiels de microcline, biotite, muscovite en association symplectiques avec le quartz.
 - ii. Les leucogranites à deux micas présentent une minéralogie comparable à celle du faciès précédent et ne s'en distinguent que par l'abondance de la muscovite.

III.)-Boutonnière de Kerdous

1. Contexte géologique :

La boutonnière de Kerdous est située à 100km environ au SE de la ville d'Agadir .Elle est constituée d'un socle schisto-granitique d'âge paléoprotérozoïque surmonté par une couverture d'âge néoprotérozoïque (Fig. 4). Cette couverture est subdivisée en trois séries (Hassenforder, 1987) :

- Le Groupe de l'Kst
- Le Groupe d'Anezi
- Le Groupe volcano-sédimentaire de Tanalt

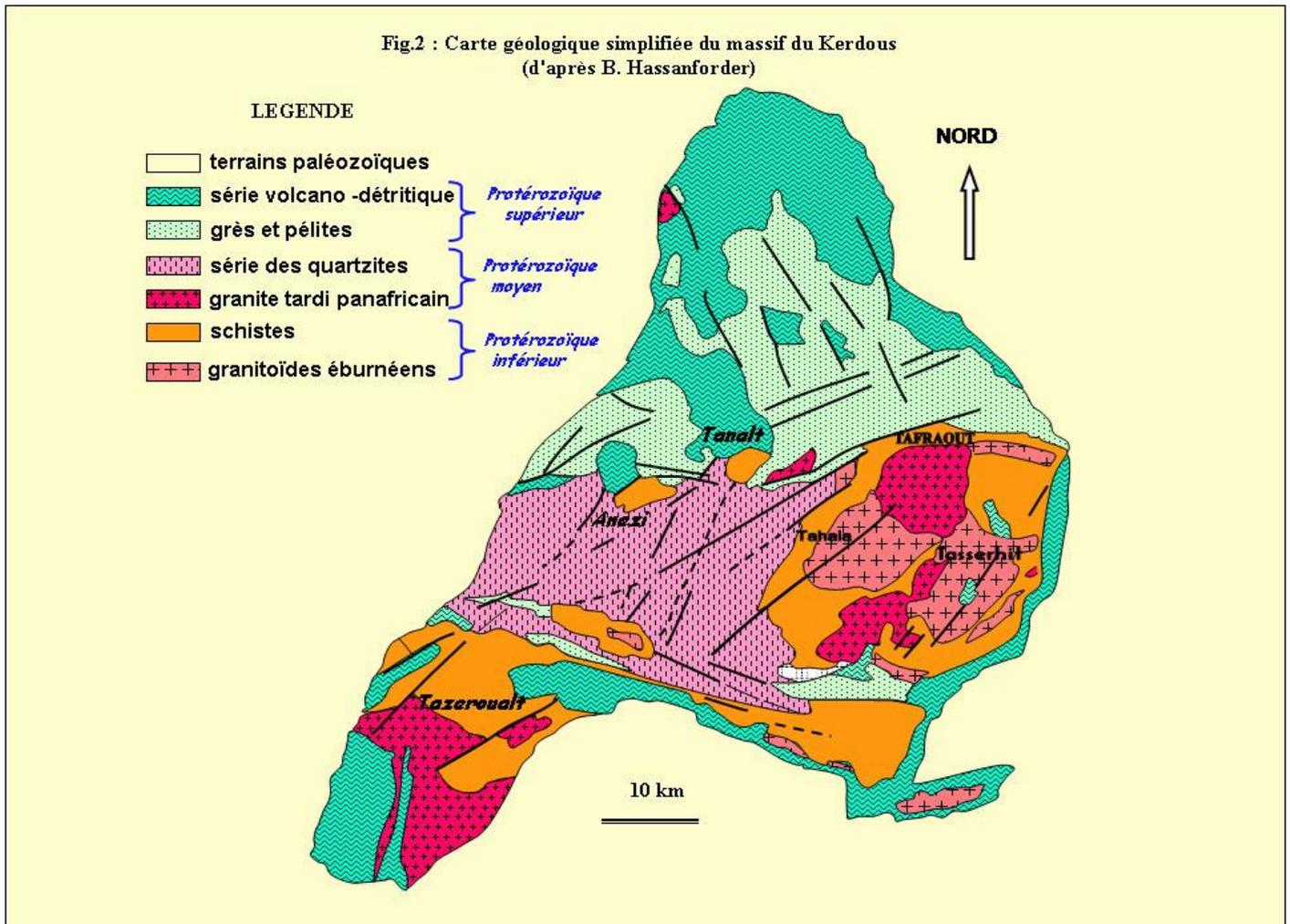


Figure 4 : Carte géologique simplifiée du massif du Kerdous (d'après B. Hassenforder)

2. Description de l'encaissant :

Le socle paléoprotérozoïque (Choubert et Faure Muret, 1970) est constitué de roche métamorphique et de granitoïdes qui représente 30% environ de la superficie de la boutonnière.

Les roches métamorphiques :

a) Nature lithologique :

La série schisteuse de Kerdous (Choubert et Faune Muret, 1970, Hassenforder, 1987) ou groupe Had-n-Tahala (Thomas et al, 2004) est constituée de schistes, micaschistes, gneiss et de migmatites. Elles présentent des paragenèses minérales liées à deux phases tectono-métamorphiques (éburnéenne et Panafricaine majeure)

auxquelles se superposent un métamorphisme de contact lié à la mise en place de granitoïdes éburnéens et panafricains (Hassenforder, 1987).

Les paragenèses minérales observées dans ces roches correspondent en général à celles typiques :

- ✓ D'un métamorphisme épizonal (Quartz, albite, épidote, chlorite, muscovite, biotite)
- ✓ D'un métamorphisme méso-catazonal (faciès amphibolite) avec staurotide et grenat ou à FK et sillimanite.

Les roches métamorphiques présentent localement un rubanement avec alternance des niveaux clairs et sombres à aspect de migmatite. Les migmatites au sens génétique du terme sont absentes dans le socle de kerdous.

b) Caractères structuraux :

Les travaux de Hassenforder (1987) ont montré qu'il s'agit d'un socle polystructuré au cours des orogénèses éburnéenne (D1), panafricaine (phase majeure D2 et phase tardive D3) et hercynienne (D4). Les principaux caractères de ces phases de déformation se résument comme suit :

- ✓ La déformation éburnéenne D1 :

Elle se manifeste dans les migmatites de Tassrhirt par des plis isoclinaux (P1). dans les schistes, la schistosité S1/S0 apparaît le plus souvent transposée par un débit schisteux S2 N110 à N120 lié à la phase panafricaine majeure D2.

- ✓ La phase panafricaine majeure D2 :

Cette phase engendre un métamorphisme épizonal et s'exprime par des plis isoclinaux synchistaux à plans axiaux N80 à N120. Cette phase de déformation est non coaxiale, elle est responsable de la rétro-morphose des paragenèses minérales liées à la phase éburnéenne D1 et de l'orthogneissification locale des granitoïdes.

- ✓ La phase panafricaine tardive D3 :

Cette phase engendre : des plis à schistosité de fracture de plan axial subvertical de direction NE-SW et d'autre structure.

- ✓ La déformation hercynienne D4 :

Elle engendre une schistosité de fractures et de crénelations N20 E.

Les travaux de Barbey et al. (2004) montrent que l'orogénèse panafricaine n'a pas d'effets tectono-métamorphiques sur le socle de cette boutonnière.

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

Selon le mode de gisement de ces granitoïdes, ils ont été subdivisés en deux groupes (Hassenforder, 1987) :

- ❖ des granites syn tectoniques (granites de tassrhirt qui sont associés à des migmatites hétérogènes ; série injectée).
- ❖ des granites post tectoniques sous forme de massifs sécants tels que les granites de Tazeroualt.

Le massif granitique de Tahala :

La caractérisation pétrographique de ce massif montre qu'il est constitué d'une association acido-basique représentée par (i) des granites porphyroïdes à biotite (pôle acide) dont la mise en place est contemporaine à (ii) des dykes de monzogabbros et de monzodiorite (pôle basique). Le mélange entre ces deux faciès "mingling et mixing" conduit à des faciès hybrides (iii) qui sont constitués de tonalites, de granodiorites et de granites.

a. Une unité basique :

Cette unité est représentée par des gabbros diorites, des diorites quartziques et de tonalites qui affleurent au sein des granites sous forme de dykes orientée généralement NW-SE ou en enclaves. Ces roches présentent une texture grenue à grain porphyroïde et une composition minéralogique à plagioclase, biotite ± amphibole ± quartz ± feldspath potassique, les minéraux accessoires sont représentés par l'épidote, Titanite, apatite, zircon et oxyde de Fe-Ti.

b. Une unité granitique :

Cette unité est représentée par (i) des granites porphyroïdes à biotite dont la mise en place est contemporaine de celles des dykes de monzogabbros et de monzodiorite de l'unité basique et par (ii) des granites à deux micas et des granites à cordiérite (Nacht, 1994).

Ces roches présentent une texture grenue porphyroïde et une composition minéralogique à quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné, micas blancs qui se présentent soit en cristaux primaires ou se développent aux dépens de la biotite et des feldspaths, les minéraux accessoires se représentés par des cristaux de zircon, apatite, minéraux opaques épidote et de sphène en inclusions fréquente dans les biotites et dans les feldspaths.

c. Une unité hybride :

Les roches de cette unité affleurent dans les zones de contact entre les granites porphyroïdes à biotite et des dykes basiques et se présentent également sous forme de poches et de filons au sien de ces faciès. Elles correspondent à des tonalites et à des granodiorites à texture microgrenue porphyrique.

IV.) – Boutonnière d’Ifni

1. Contexte géologique :

La boutonnière d’Ifni située à l’extrême ouest de l’Anti-Atlas (fig.5) est constituée d’un socle paléoprotérozoïque représenté par le granite d’Alouzad et d’une couverture néoprotérozoïque représentée par (i) la série des grès quartzitiques (Benziane et Yazidi, 1982) du groupe de l’Kst qui fait partie du supergroupe de l’Anti-Atlas (Thomas et al., 2004) et par (ii) des formations volcano-sédimentaire correspondant au supergroupe de Ouarzazate.

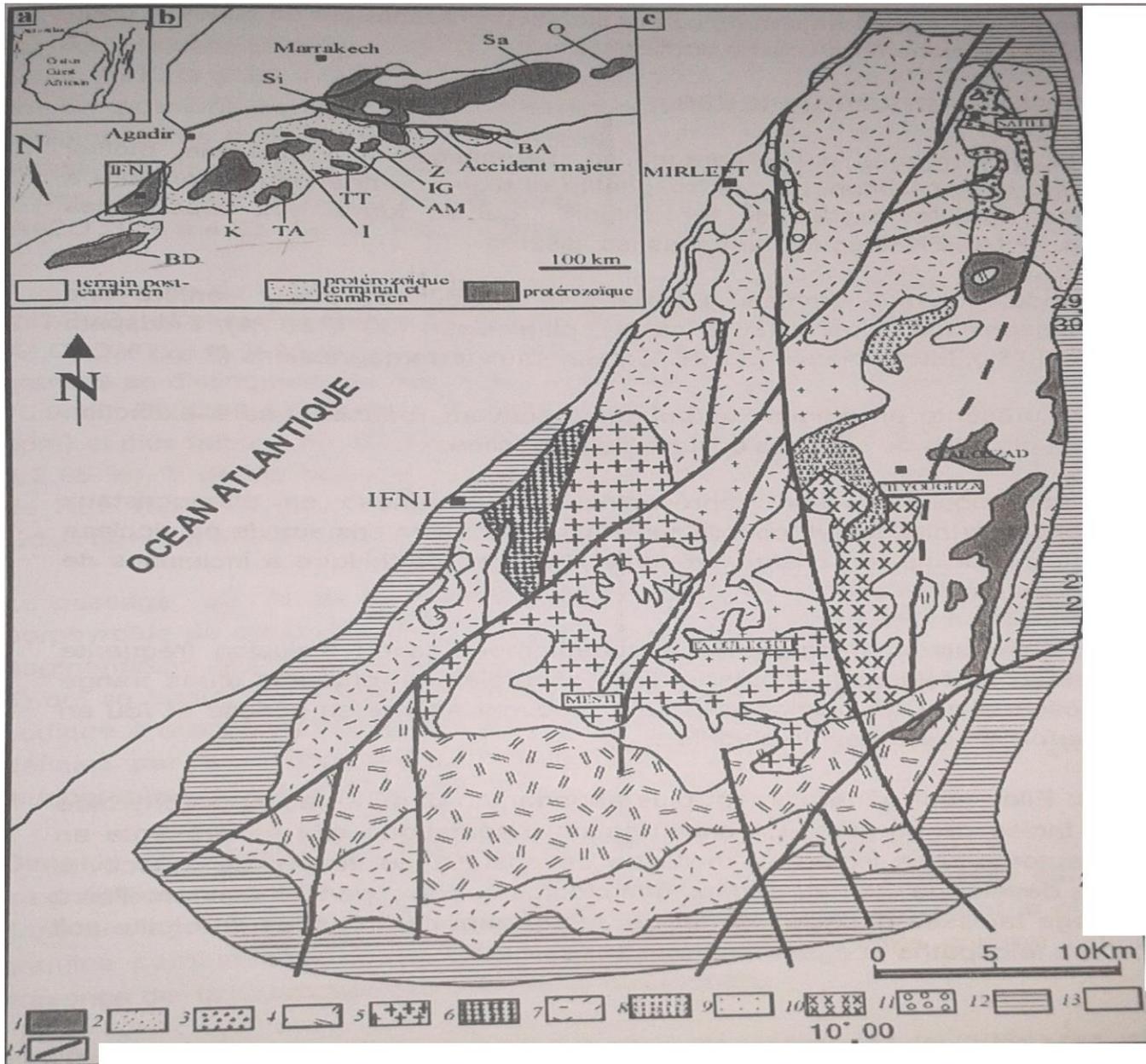


Figure 5 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière d’Ifni (modifiée, d’après Benziane et Yazidi, 1982). **Paléoprotérozoïque :** (1) Massif d’Alouzad **néoprotérozoïque :** (2) Grès quartzitiques du groupe de l’Kst, (3) Massif de sahel, (4) Ensemble volcano-sédimentaire inférieur du super Groupe de Ouarzazate «SOG», (5) Massif de Mesta, (6) Granodiorites d’Ifni, (7) Ensemble volcano-sédimentaire supérieur du SOG, (8) Granite de Tichit, (9) Granite de Taouleht, (10) Granite de Tiyoughrza, (11) Granite de Mirleft, (12) Carbonates du Groupe de Taroudant (Adoudou), (13) **Quaternaire** (14) Faille.

2. Description de l'encaissant:

Ce massif affleure dans la partie Est de la boutonnière et il correspond à un granite à grain grossier à muscovite seule ou dominante sur la biotite et généralement porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique, il présente des structures orientées selon une direction NE-SW. A cette structuration, à caractère de fluidalité magmatique, se surimpose une déformation fragile et ductile qui mylonitise les granites selon des bandes métriques dans lesquelles la roche montre un débit schisteux N50°E. Vers les bordures et notamment au nord, ce granite est représenté par un faciès à grain plus fin à deux micas ou à muscovite dominante.

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes:

Ces granitoïdes sont formés d'une paragenèse magmatique à plagioclase, biotite, muscovite, feldspath potassique, quartz, zircon, apatite, magnétite et d'une paragenèse secondaire à micas blanc, épidote, oxyde de fer, chlorite qui se forme aux dépens des plagioclases, biotite, feldspath potassique et également dans les fissures. Les minéraux accessoires sont représentés par des cristaux de zircon, apatite et épidote secondaire et magnétite.

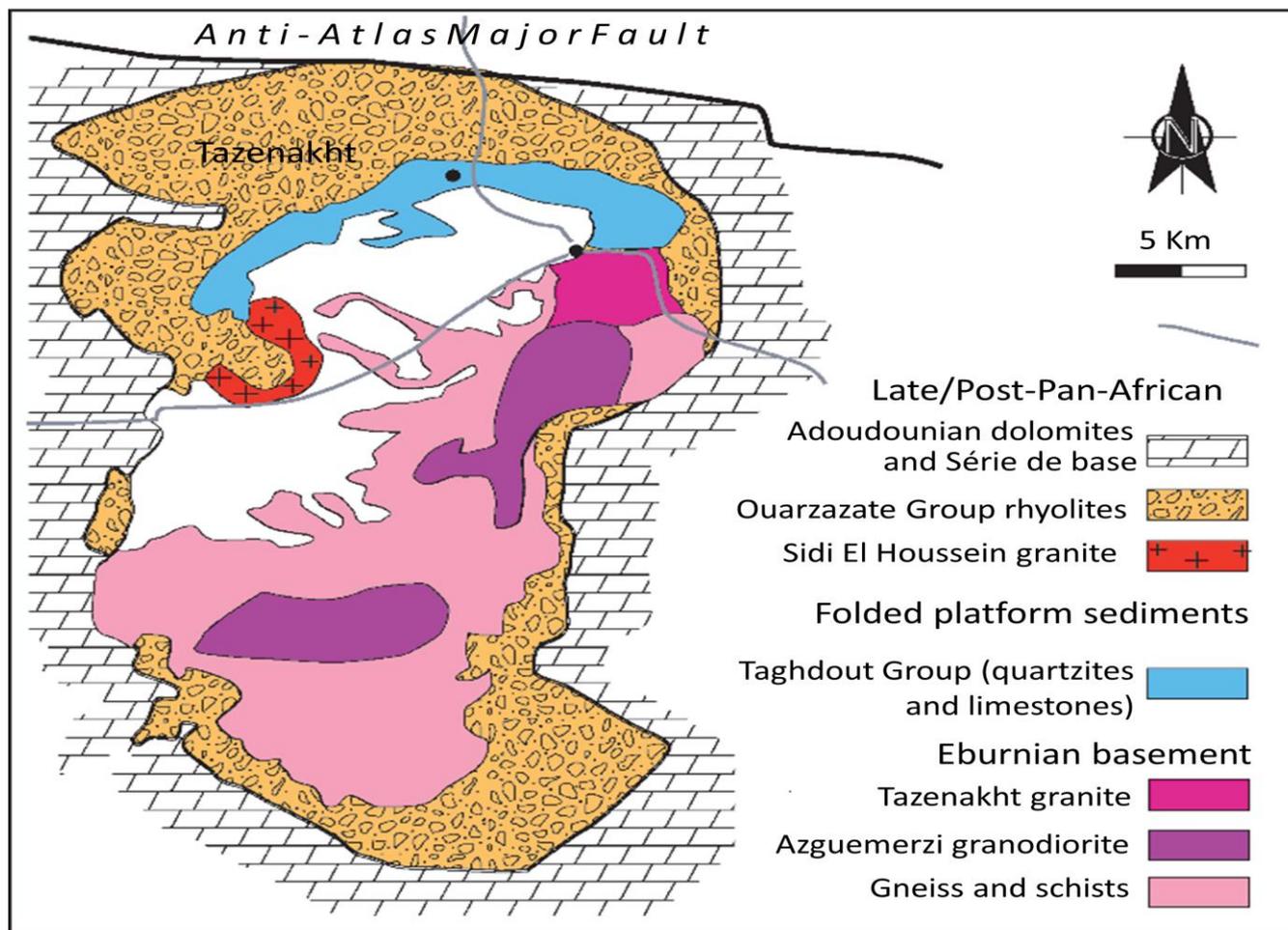
Les datations Rb/Sr de ces granites ont donné deux âges (Benziane et Yazidi, 1982):

- ❖ un âge à 2210 ± 30 Ma qui correspond à l'âge de la mise en place de ce granite.
- ❖ Un âge à 1685 ± 35 Ma lié à la rhéomogénéisation isotopique vers la fin de l'orogénèse éburnéenne.

V.)- Boutonnière de Zenaga

1. Contexte géologique :

Cette boutonnière est située à environ 60 Km au sud de la ville de Ouarzazate, comprend un socle paléoprotérozoïque (système de Zenaga de Choubert, 1963 ou complexe de Zenaga de Thomas et al., 2004) qui est constitué de roches métamorphiques et de granitoïdes et d'une couverture néoprotérozoïque (Fig.6).



2. Description de l'encaissant :

Le socle métamorphique de cette boutonnière (Choubert, 1963 ; Horrenberger, 1973 ; Ennih, 1987 ; Saidi et al, 2000 ; Saidi, 2002) correspond à une série métasédimentaire constituée de schistes, micaschistes, gneiss et migmatites « ou série métasédimentaire injectée » qui comportent des niveaux d'amphibolites (hornblende verte, plagioclase, biotite, et accessoirement apatite, quartz et minéraux opaques).

Deux paragenèses minérales peuvent être observées dans ces roches (Saidi, 2002) :

- Une paragenèse relique stable dans les conditions méso-catazonal (faciès amphibolite) observée dans les micaschistes et dans les gneiss (biotite, muscovite, plagioclase, $FK \pm$ grenat, \pm sillimanite), la déformation éburnéenne engendre un débit schisteux S1 qui transpose la stratification S0 qui est encore localement bien conservé.
- Une paragenèse rétomorphique de faciès schiste vert (micas blancs, chlorite, quartz) Attribuée à la phase panafricaine majeure D2 qui engendre une schistosité de flux S2.

Cette phase de déformation à caractère cisailant senestre et orienté WSW-ENE et responsable de l'orthogneissification locale des granitoïdes éburnéenne d'Azguermerzi et de Tazenakht.

Dans le socle de Zenaga, deux types de migmatites sont décrits par Choubert (1963) :

- des migmatites résultantes d'un métamorphisme méso-catazonal lié à la déformation éburnéenne D1 et qui sont associées aux granites anatectiques syn-tectonique d'Azguermerzi.
- des migmatites dues aux injections granitiques qui émanent du granite de Tazenakht et qui se présentent en filonnets tantôt concordants tantôt discordants à la structuration régionale S1//S0 des schistes.

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

Les formations métasédimentaire sont recoupées par des granitoïdes paléoprotérozoïques représentées par :

- ❖ **Les granitoïdes d'Azguermerzi** daté à 1931 ± 29 Ma (Rb/Sr ; Charlot, 1987), et à 2032 ± 5 Ma (U/Pb Sur zircon, Thomas et al., 2002). Ils sont constitués quartz, feldspath potassique perthitique ou non, plagioclase souvent zoné, biotite, les micas blancs sont abondants avec prédominance des muscovites et séricites secondaire sur muscovite primaire, les minéraux accessoires correspondent à l'apatite, zircon et minéraux opaques.
- ❖ **Les leucogranites et les aplopegmatites de Tazenakht** (Choubert, 1963) ou de Tamazarra (Thomas et al., 2001) qui recourent les granites d'Azguermerzi et qui sont datés à 1796 ± 11 Ma (Rb/Sr ; Charlot, 1987), et à 2032 ± 9 Ma (U/Pb Sur zircon, Thomas et al., 2001). Il présente une composition minéralogique à quartz, plagioclase, feldspath potassique perthitique, micas blancs, biotite et de rares minéraux accessoires représentés par des opaques, l'apatite et zircon.
- ❖ **Deux petites intrusions de tonalites**, celle de Timjichte qui est recoupée par le leucogranite de Tamazarra et par des filons basiques de la suite d'Ifzwane et celle d'Assourg datée à 2037 ± 7 Ma.
La tonalite de Timjichte elle est constituée de plagioclase, amphibole, biotite, quartz, feldspath potassique, zircon, apatite, sphène, minéraux opaques.
La tonalite d'Assourg (Thomas et al., 2001) elle est constituée de quartz, plagioclase séricitisé, biotite et parfois d'hornblende et accessoirement de minéraux opaques, apatite et zircon et parfois grenat. Les minéraux ferromagnésiens sont souvent rétrotransformés en chlorite, épidote, minéraux opaques.

VI.)-Boutonnière de Tata

1. Contexte géologique :

La boutonnière de Tata se situe à une dizaine de Km au Nord de la ville de Tata, la Tagragra de Tata est la boutonnière la plus septentrionale de l'Anti-Atlas occidental (fig.7). Cette boutonnière est constituée d'un socle schisto-granitique d'âge paléoprotérozoïque et d'une couverture néoprotérozoïque (P II, II-II et III) sur lesquelles se reposent en discordance une couverture d'âge néoprotérozoïque terminal/cambrien inférieur. Le socle paléoprotérozoïque est représenté par des roches métamorphiques épizonales formées d'une succession de séquences détritiques de type turbidites. Les datations U/Pb sur zircon de métatufs, en intercalés dans les métasédiments, à 2072 ± 8 Ma (Walsh et al., 2002) confère donc un âge paléoprotérozoïque au socle de cette boutonnière.

Ces formations sont recoupées à l'Est de la boutonnière par deux petits massifs granitiques datés à 2041 ± 6 Ma pour les granites n'Oudad et à 2046 ± 7 Ma pour le granite de Targant (Walsh et al, 2002). L'âge U/Pb sur zircon de 2040 ± 6 Ma obtenu sur un filon de dolérite de direction subéquatoriale démontre que le magmatisme basique filonien de l'Anti-Atlas attribué, jusqu'à cette date, au néoprotérozoïque et en partie lié à une activité magmatique paléoprotérozoïque.

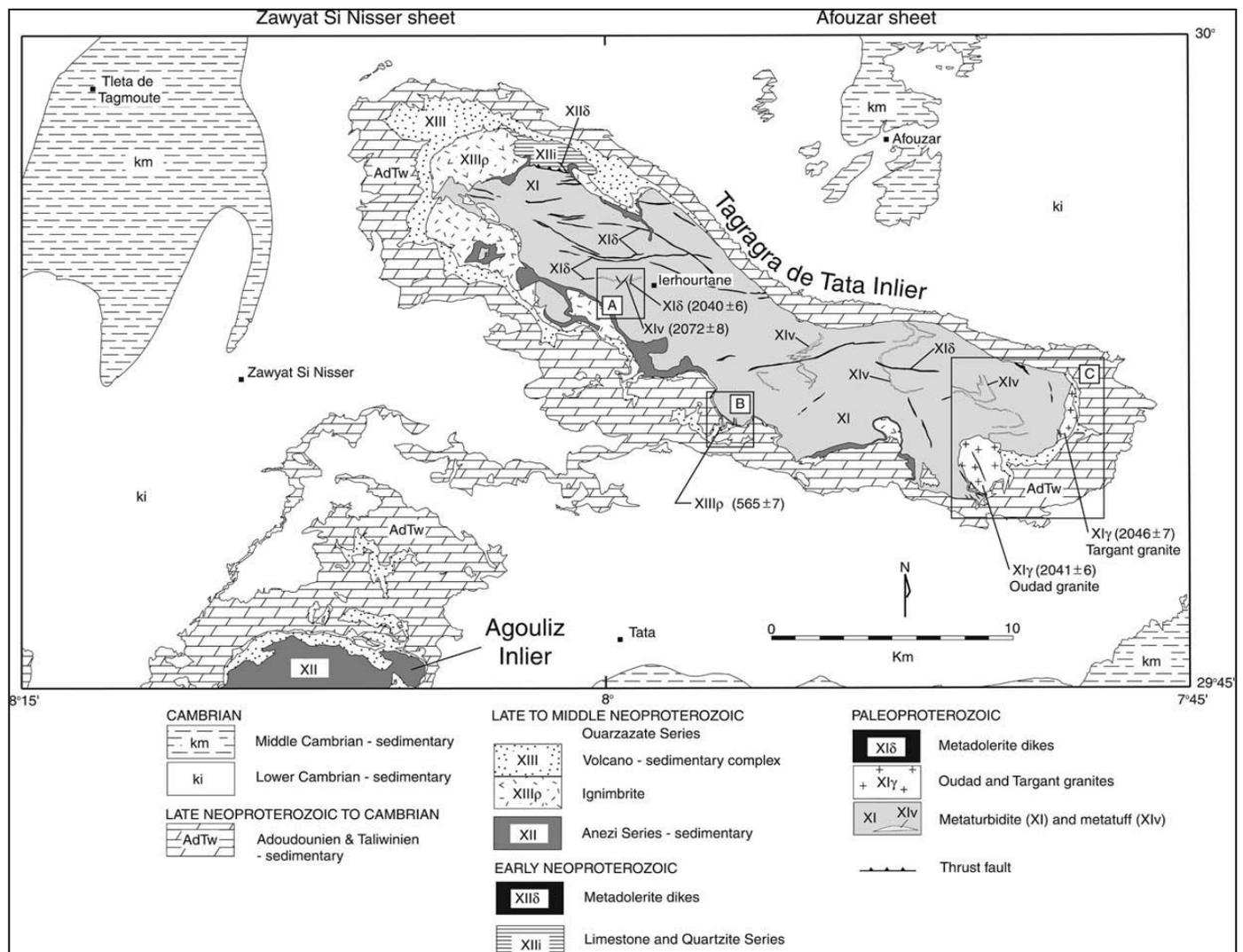


Figure 7 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tata (Faik, 2005) modifiée.

(SGO : supergroupe de Ouarzazate selon la nomenclature de Thomas et al., 2004).

2. Description de l'encaissant :

a) Les formations métasédimentaires :

Selon l'abondance du matériel gréseux, les métasédiments sont subdivisés en trois unités principales (Benziane et al., 2002) :

- i. Des schistes gréseux
- ii. Des micaschistes
- iii. Des schistes silteux

Ces roches sont affectées par une schistosité de flux S1 parallèle et faiblement oblique à la S0, la S1 est transposée par la schistosité panafricaine majeure S2 qui s'affectue également en climat épizonal et engendre un débit schisteux de même direction, ces structures S1//S0 sont reprises par une schistosité de crénulation-fracture de direction N20°E liée à la déformation hercynienne décrite dans toutes les boutonnières de l'Anti-Atlas Occidental.

b) les tufs acides :

Ils se présentent en bancs orientés E-W (au nord du granite d'Oudad) en intercalations dans les schistes (Benziane et al., 2002). Ces tufs sont comme les séries sédimentaires affectés par la schistosité S1.

Elles sont constitués de phénocristaux de quartz, de plagioclase de type andésine, de FK et de baguettes de muscovite et d'une matrice plus fine qui est constituée de quartz, albite, séricite, biotite, chlorite, hématite, et de grain d'épidote et de tourmaline.

La datation de ces tufs à 2078±8 Ma démontre bien qu'au paléoprotérozoïque de domaine sud occidental de l'Anti-Atlas a connu une activité volcanique acide très importante et de nature calco-alcaline probablement d'arc volcanique (Walsh et al., 2002 et Benziane et al., 2002).

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

On va étudier deux types de granites :

❖ **Le Granite N'Oudad :**

Ce massif, affleure à l'extrémité ESE de la boutonnière, il est intrusif dans les schistes paléoprotérozoïques. Il est composé de leucogranite à grain fin à moyen, à tendance porphyroïde, à deux micas ou à biotite dominante et passant en bordure SE vers des variétés à muscovite seule ; au cœur du massif, ce granite présente une structure planaire marquée par l'orientation des lamelles de biotite selon une direction N120° à N140°. Les contacts SE entre les granites et les schistes sont des contacts intrusifs concordants.

Les contacts Ouest sont repris par des accidents N140°E et N10-20°E qui mylonitise le granite avec développement des structures caractéristiques de zone de cisaillement ductile (Berthé et al., 1979).

Les leucogranites présentent une composition minéralogique à quartz polycristallin, plagioclase (albite, oligoclase), feldspath potassique (orthose et microcline), biotite en lamelles automorphes, micas blancs, et minéraux accessoires représentés par l'apatite.

❖ **Le Granite de Targant :**

Ce petit massif situé à l'extrémité orientale de la boutonnière correspond à un granite porphyroïde à biotite d'une paragenèse minérale amphibole, biotite chloritisée, plagioclase saussuritisé et/ou séricitisé (andésine à oligoclase), orthose, microcline, quartz, apatite, zircon et tourmaline (Benziane et al., 2002)

VII.)- Boutonnière de Tagragra d'Akka

1. Contexte géologique :

La boutonnière de Tagragra d'Akka est située sur le flanc SE de l'Anti-Atlas Occidental à 150 Km à vol d'oiseaux de la ville d'Agadir. Elle se présente sous forme de deux lobes orientés grossièrement NNE-SSW séparés par double falaise en doigt orienté N-S. Cette boutonnière est constituée d'un socle d'âge paléoprotérozoïque et d'une couverture d'âge néoprotérozoïque(fig.8).

Comme dans les autres boutonnières du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas, le socle de cette boutonnière est constitué d'une série métasédimentaire recoupée à l'Est de la boutonnière par un important massif granitique qui est composé de plusieurs faciès granitiques et leucogranitiques, les études lithostructurales ont montré qu'il s'agit d'un socle polystructuré au cours des orogénèses éburnéenne, panafricaine, hercynienne (Mortaji, 1989 ; Potherat et al., 1991 ; Zouhair et al., 1991 ; Gasquet et al., 2001). L'attribution de ce socle au paléoprotérozoïque est actuellement conforté par les datations K/Ar (Lama et al., 1993) et U/Pb sur zircon (Gasquet et al., 2001) réalisées sur les différents faciès granitoïdiques de la boutonnière.

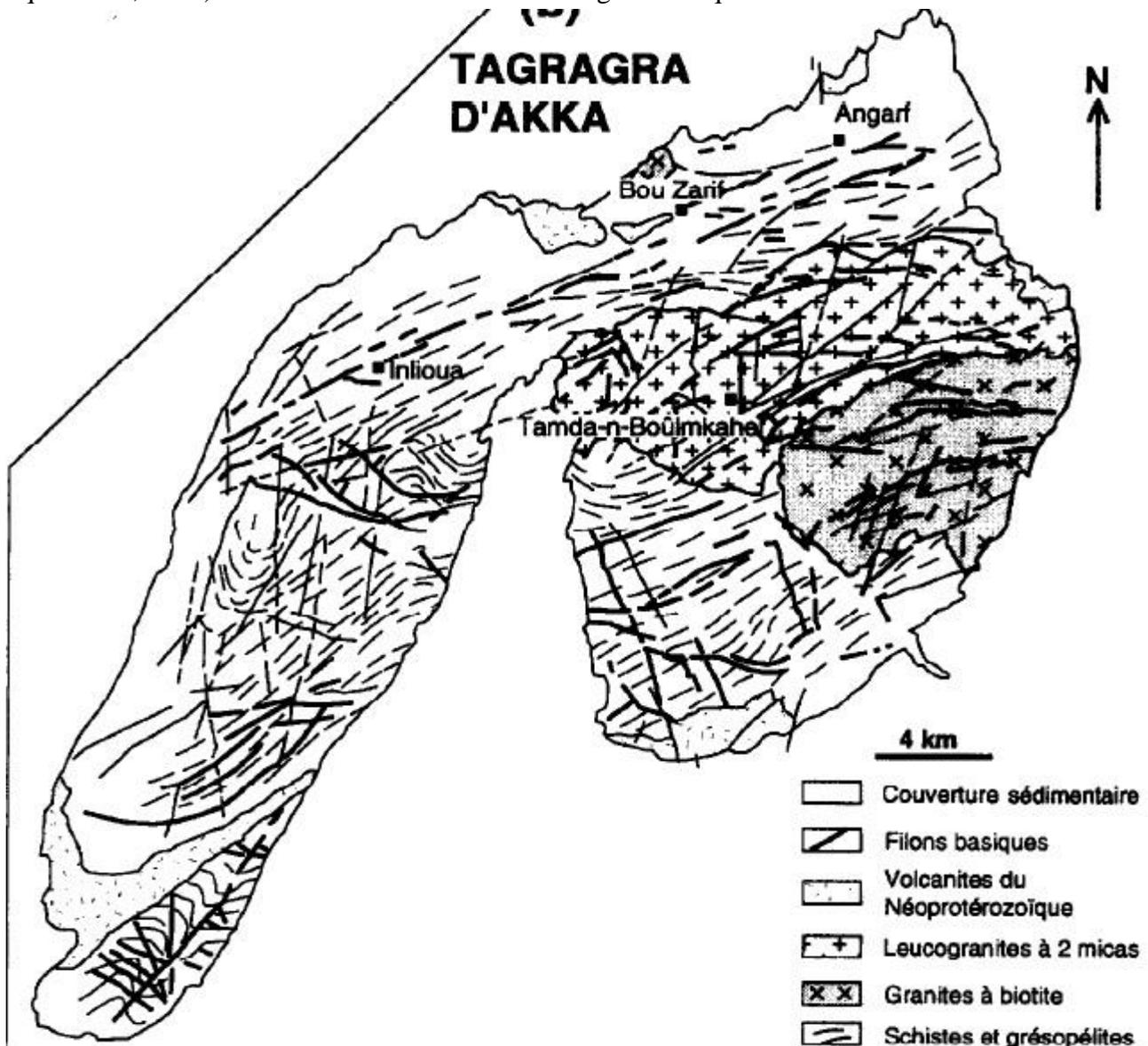


Figure 8 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tagragra d'Akka d'après les données des cartes géologiques de Foum El Hassan Assa (in A. Mortaji, 1989)

2. Description de l'encaissement :

La série métasédimentaire de la Tagragra d'Akka est constituée d'une alternance de grès et de pélites, au cours de l'orogénèse éburnéenne les séries gréseuses et pélitiques de la boutonnière ont été affectées par un métamorphisme régional qui s'exprime par une paragenèse à mica blancs, chlorite, \pm quartz \pm biotite typique du faciès schiste vert, à ce métamorphisme régional se surimpose un métamorphisme de contact à andalousite, biotite et probablement à cordiérite ou staurotide lié à la mise en place des granites.

3. Les caractères structuraux :

Le socle schisto-granitique paléoprotérozoïque de la boutonnière est un socle polystructuré. Il est structuré au cours des orogénèses éburnéenne, panafricaine et hercynienne.

a) La déformation éburnéenne : elle se manifeste par 2 phases de déformation :

- La Déformation D1 : elle engendre des plis isoclinaux à plan axial subvertical à axes subhorizontaux à faiblement plongeant ($10-25^\circ$) et à schistosité pénétrative S1. Les plans S1 (//S0) sont globalement orientés E-W à WSW-ENE et indiquent un intense serrage de direction NNW-SSE pendant la phase D1.
- La déformation D1' : elle engendre une schistosité pénétrative subvertical S1' et des plis dissymétriques (Gasquet et al., 2001).

Ces 2 phases de déformation D1 et D1' sont antérieurs à la mise en place des granites et leucogranites de la boutonnière (Gasquet et al., 2001).

b) La déformation panafricaine majeure D2 :

Elle intervient après la mise en place des granitoïdes (Potherat et al., 1991 ; Gasquet et al., 2001), cette déformation D2 s'inscrit dans un décrochement régional dextre d'orientation SW-NE le long des plutons qui jouent le rôle de noyau dur.

c) La déformation hercynienne :

Elle correspond à la déformation souple la plus tardive enregistrée par le socle métamorphique, avec une schistosité de crénulation-fracture bien réglée en $N20^\circ E$ (Mortaji, 1989).

4. Caractères

pétrographiques des granitoïdes :

Le massif granitique est constitué par des leucogranites, des granites à biotite seul ou dominante \pm muscovite, des granites de la zone de transition.

❖ Les leucogranites ; ils comportent 2 faciès :

- Les leucogranites porphyroïdes présentent une composition minéralogique à deux micas, feldspath potassique, plagioclase.
- Les leucogranites équigranulaires d'une paragenèse minérale à muscovite et/ou à tourmaline.

❖ Les granites à biotite seule ou dominante ; caractérisés aussi par 2 faciès :

- Les granites de Tamda-N-Bou-Imkahel, Ils correspondent aux granites à biotite, magnétite \pm biotite.
- Les granites /granodiorites à Biotite seule ou dominante, C'est un granite à biotite seule ou associée à la muscovite.

❖ les granites de la zone de transition, C'est un granite à deux micas ou à biotite dominante sur la muscovite.

VIII.)-Boutonnière d'Agadir Melloul

1. Contexte géologique :

Le domaine d'Agadir Melloul se situe dans l'Anti-Atlas central et fait partie des zones orientales du domaine cratonique au sud de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (Choubert, 1947). Dans cette boutonnières affleurent des témoins des formations les plus anciennes, d'âge paléoprotérozoïque (voir fig.3). Cette formations affectées par l'orogénèse éburnéenne, comprennent (i) un socle ancien métasédimentaire et (ii) des intrusions de granitoïdes de composition intermédiaire à acide, ayant développées un métamorphisme de contact plus ou moins important dans les métasédiments recoupés.

2. Description de l'encaissement:

Le socle paléoprotérozoïque représentés par des micaschistes, des migmatites, des granites, des diorites quartziques et des métadiorites surmonté par une couverture paléozoïque, C'est une épaisse couverture sédimentaire globalement concordante sur le Groupe de Ouarzazate, formée par des empilements grésocarbonatés adoudouniens (Groupe de Taroudannt) puis grésosilteux cambriens (Groupe de Tata).

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

D'après (Hafid A ; Admou H ; Soulaïmani A ; Simon B ; Ouanaimi H.....2013) : Les roches plutoniques inventoriées sur la feuille Agadir Melloul sont intermédiaires à acides et se répartissent en deux suites magmatiques :

❖ Une suite calco-alkaline moyennement potassique de **type Azguemerzi** :

Ce type est représenté par deux termes :

- ✓ Une monzodiorite quartzifère à biotite, amphibole, plagioclase et les minéraux accessoires tels que zircon, apatite, oxyde de Fe et/ou Ti.
- ✓ Une diorite quartzifère-tonalite à grain moyen, à biotite, qui n'occupe qu'une faible surface affleurant avec une paragenèse minérales à amphiboles, plagioclases plus ou moins altéré en séricite et mica blanc et l'épidote, un peu de quartz, biotites décolorées ou partiellement chloritisées ou altérées en mica blanc ou épidote et les minéraux accessoires présentés par apatite, oxyde de Fe et/ou Ti .

❖ Une suite alumino-potassique de **type d'Tazenakht** :

Ce type comprend ici divers types de granite, mésocrate à leucocrate, à deux micas ou à muscovite seule, et se termine par des pegmatites, localement très abondantes.

On peut la subdiviser en deux associations :

-L'une mésocrate à subleucocrate avec une composition minéralogique qui présentée par les plagioclases zonés, quartz, biotites, orthoses, micas blancs secondaires et les minéraux accessoires tels que zircon, apatite, oxyde de Fe et/ou Ti, pyrite.

-L'autre subleucocrate à leucocrate, Cette association est représentée par :

- Un granite subleucocrate à leucocrate à grain moyen-grossier, localement porphyroïde, à deux micas ou à muscovite seule.
- Des leucogranites à grain fin-moyen, à muscovite et parfois grenat.
- Des aplites et pegmatites.

IX.)-Boutonnière d'Igherm

1. Contexte géologique :

La boutonnière d'Igherm est l'une des boutonnières de l'Anti-Atlas occidentale où la série précambrienne est la plus complète (Oudra, 1988; Hafid, 1991). Elle est constituée d'un socle paléoprotérozoïque et d'une couverture néoprotérozoïque (fig.9). Le socle paléoprotérozoïque est formé de granites, de séries métasédimentaires schistogréseux, Les granites, datés à 2050 ± 6 Ma (âge U-Pb sur zircon ; Ait Malek et al. 1998).

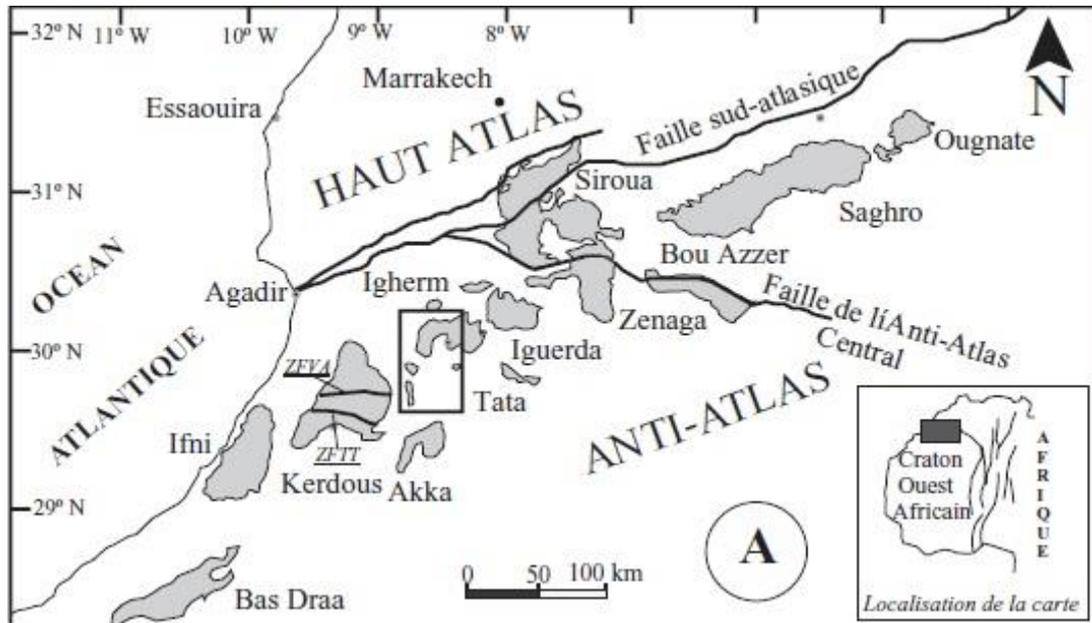


Figure 9: carte géologique d'Igherm (modifié de Choubert et Faure Muret, 1983a).

2. Les caractères structuraux :

Ce socle enregistre trois principales phases de déformation (Hafid et al 1998) :

- i. la première phase est attribuée à la phase éburnéenne, elle développe une schistosité S1 N50-70°E soulignée par le quartz et la biotite.
- ii. La phase majeure attribuée aux événements panafricains s'exprime par la cristallisation d'une paragenèse à muscovite, quartz, séricite et chlorite qui marquent une schistosité S2.
- iii. La phase tardive attribuée aux événements panafricains s'exprime par la crénulation de la S2.

3. Caractères pétrographiques des granitoïdes :

Trois types de granites ont été distingués (Hafid et Sagon, 1990) :

- ❖ Des granites porphyroïdes massifs ou en filons NE-SW, c'est un granite à feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, muscovite, et minéraux accessoires représentés par Zircon, apatite. Outre la muscovite et le chlorite issues de la transformation des feldspaths et la biotite, il existe d'autres phases minérales secondaires : l'épidote, sphène, carbonate, tourmaline et minéraux opaques ils sont représentés par de la magnétite en cubes automorphes disséminée dans toute la roche, cet oxyde est un produit de cristallisation à partir de solutions hydrothermales riches en fer qui ont circulé après la phase de déformation.
- ❖ Des leucogranites à grain fin en filons, Il présente une composition minéralogique à quartz, plagioclase, biotite, muscovite, comme minéraux accessoires on trouve uniquement le Zircon en inclusions dans les autres minéraux surtout la biotite et le plagioclase.

On trouve également quelques rares cristaux de magnétite disséminés dans la roche, comme dans le granite porphyroïde cette magnétite est en majorité d'origine secondaire.

- ❖ Des granites sombres ; antérieurs aux formations du PII-PIII, ce granite est constitué du quartz, plagioclase, feldspath potassique, et d'anciens minéraux ferromagnésiens rétro-morphosés. Ce granite est riche en micro pegmatites de quartz et de feldspath potassique. L'abondance de micro pegmatites montre l'abondance de la magnétite secondaire qui traduit par les teneurs en fer très élevées (environ 10%).

Domaine	Période	Bouttonnière	Roche	Minéral daté	Méthode	Age	Référence	
Anti Atlas Occidental	PALÉOZOÏQUE	Zenaga	Granite Azguemerzi	Zircon	U/Pb (SHRIMP)	2032±5Ma	Thomas et al.,(2002)	
			Tamazgara		U/Pb (SHRIMP)	2037±9Ma	Thomas et al.,(2002)	
			Granite Tazenakht	Roche totales	Rb/Sr	1735±15Ma	Charlot(1976)	
			Tonalite Assourrg	Zircon	U/Pb (SHRIMP)	2037±7Ma	Thomas et al.,(2002)	
		Ighrem	Granite Ait Makhlof	Zircon	U/Pb	2050±7Ma	Ait Malek et al(1998)	
		Kerdous	Granite Tazeroualt	Roche totales	Rb/Sr	1973±31Ma	Charlot(1982)	
			Granite Oued Amahrous 1		Rb/Sr	1963±7Ma	Charlot(1982)	
			Granite Oued Amahrous 2		Rb/Sr	1563±7Ma	Charlot(1982)	
			Granite Tasserhirt		Rb/Sr	1677±7Ma	Charlot(1976)	
							2250±7Ma	
			Granite Tahala		Rb/Sr	1988±7Ma	Charlot(1982)	
		Ifni	Granite d'Alouzad	Roche totales	Rb/Sr	2295±46Ma 1743±35Ma	Jeannette et al (1981)	
		Tagragra de Tata	Granite Targant	Zircon	U/Pb (SHRIMP)	2046±35Ma	Wlash et al, (2002)	
			Granite Oudad		U/Pb (SHRIMP)	2041±35Ma	Wlash et al, (2002)	
		Tagragra d'Akka	Bi-Granite granodiorite	Zircon	U/Pb	2046±2Ma	Roger et al, (2001)	
						2049±2Ma		
			Granite à deux micas		U/Pb	2043±5Ma	Roger et al, (2001)	
					U/Pb	2046±8Ma	Roger et al, (2001)	
		Bas Draa	Granite Ain Tamousift	Roche totales	Rb/Sr	1965±32Ma	Charlot(1982)	
			Granite Aouinet Ait Oussa		Rb/Sr	1960±57Ma	Charlot(1982)	
			Granite Sidi Said	Zircon	U/Pb	1987±20Ma	Ait Malek et al(1998)	
		Iguerda Tayfast	Granite à biotite	Zircon	U/Pb	2053±5Ma	Hafid et al (2013)	
			Granite à deux micas					
			Granodiorite					
		Agadir melloul	Granite	Zircon	U/Pb	2037±5Ma	Soulaimani et al (2013)	

Tableau I : Synthèse des âges radiométriques des granitoïdes éburnéens dans les boutonnières de l'Anti-Atlas occidental.

PARTIE II : ETUDE GEOCHIMIQUE

A - Introduction :

Le problème majeur qui se pose à la classification et à la typologie des granitoïdes c'est qu'ils présentent la même paragenèse minérale à quartz, plagioclase et feldspath-K et ne diffère que par la nature des minéraux ferromagnésiens et la présence ou non de la muscovite primaire ou autres silicates d'alumine. Cette variabilité des minéraux essentiels est liée à la diversité de leurs origines et de la complexité de leur évolution. En effet les magmas granitiques résultent soit de la fusion de roches crustales ; soit de la différenciation de magmas d'origine mantellique ou finalement d'une origine mixte mantellique et crustale. A cause de cette complexité d'ordre génétique plusieurs classifications de type génétique et/ou tectonique sont utilisées en littérature (Choubert, Le Blanc, Soulaïmani.A, Hafid.A, Debon et Le Fort....) pour discriminer entre les différents types de granitoïdes. Ces classifications se basent sur des paramètres minéraux, chimique ou chimico-minéralogiques déduits des analyses chimiques. Ainsi, l'existence ou non de liens génétiques entre les roches étudiées et la détermination des effets de fractionnement des phases minérales sur l'évolution des compositions chimiques peut être apprécié dans le diagramme de Harker qui montre les variations des éléments majeurs et traces en fonction de SiO₂ qui est pris comme index de différenciation et à l'aide des données de terres rares (REE).

B –Classification et typologie magmatique :

B -1) : Le diagramme Na₂O+K₂O/SiO₂ :

Ce diagramme nous a servi pour faire la nomenclature des différents faciès et pour distinguer les suites alcalines et sub-alcalines. On note bien que les faciès les moins différenciés tombent dans le domaine des diorites ainsi que les termes intermédiaires tombent dans le domaine des diorites quartziques, des granodiorites et des tonalites, finalement les faciès les plus différenciés se situent dans le domaine des granites et des leucogranites. En somme les différents faciès se répartissent à la limite alcalin-subalcalin à l'exception des leucogranites qui prennent place au domaine alcalin (fig.10).

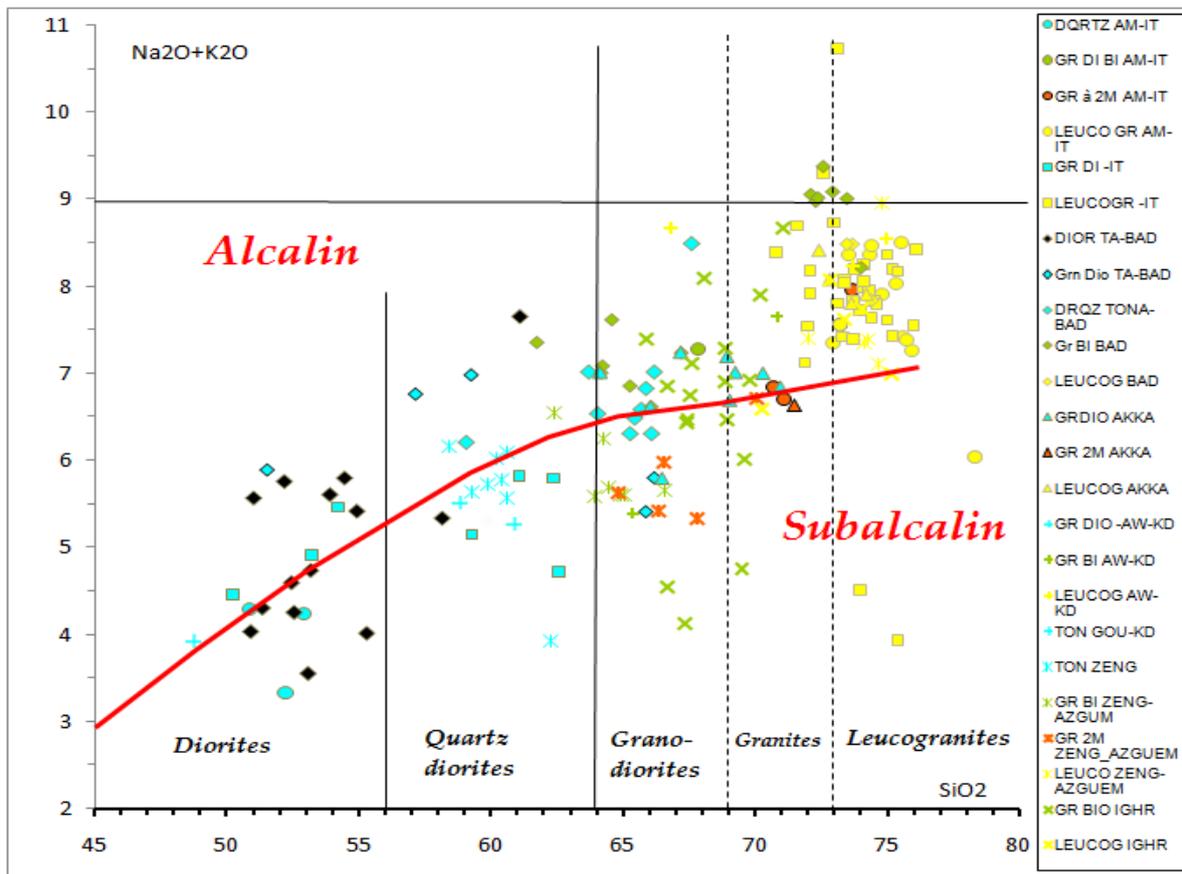


Figure 10: Diagramme Na₂O+K₂O vs SiO₂ (le Maître et al, 1989)

B -2) : Le diagramme K2O en fonction de SiO2 :

Ce diagramme utilisé pour la classification des roches calco-alkalines au sens large et shoshonitiques des zones orogéniques montre que les granitoïdes de l'Anti-Atlas appartiennent au domaine calco-alkalin hautement potassique (fig.11).

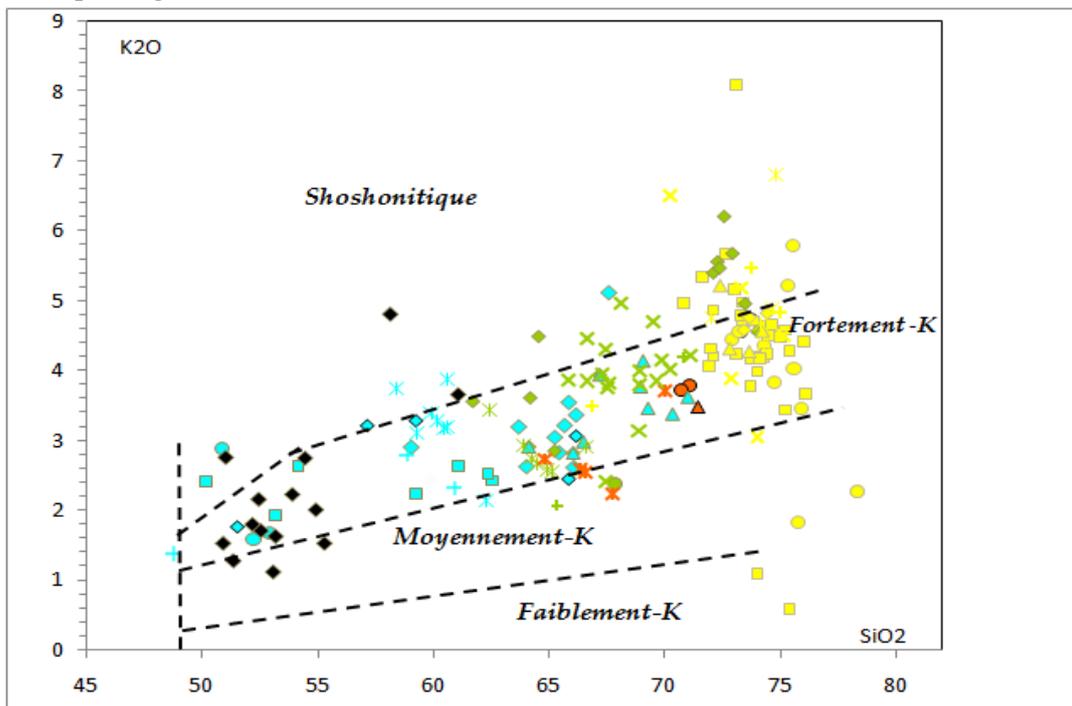


Figure 11 : Diagramme K₂O vs SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976)

- La grande dispersion des points sur ces deux diagrammes (fig.10 ; fig.11) serait due en grande partie à la remobilisation des alcalins qui sont très sensibles aux phénomènes d'altération.

B -3): Le diagramme A-B :

Ce diagramme (fig.12) est établi par Debon et le Fort (1983,1988). Chacun des secteurs numérotés de I à VI correspond à une composition spécifique. Il permet de distinguer entre trois types d'associations magmatiques : alumineuse (ALUM), alumino-cafémiq (ALUMCAF) et cafémiq (CAFEM). Il permet aussi de distinguer les caractères chimiques, minéralogiques et la typologie des associations magmatiques. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$, $B = (Fe + Mg + Ti)$.

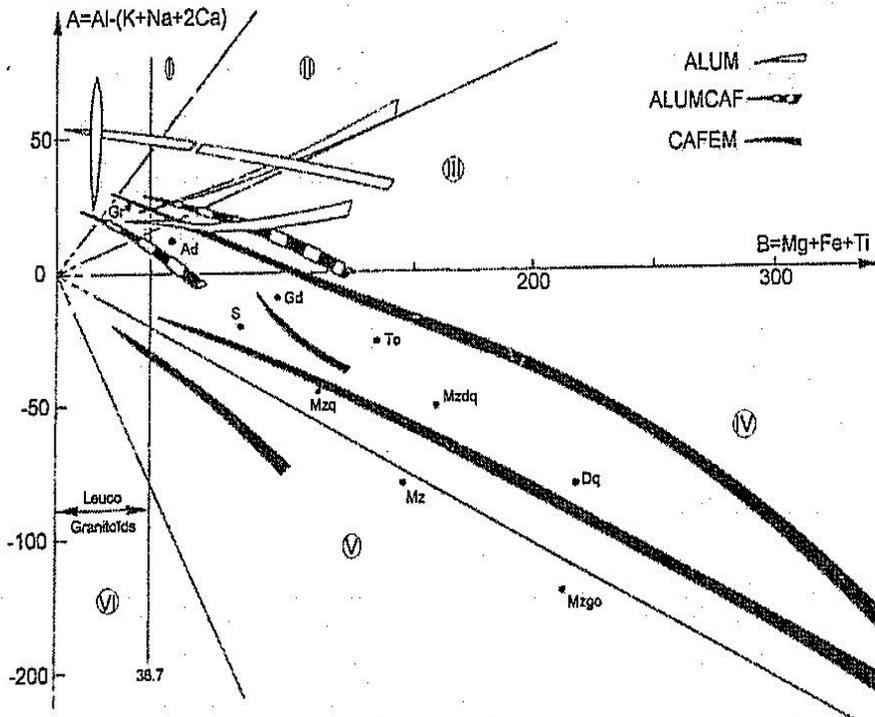


Figure 12 : Diagramme A-B, Debon et Le Fort (1983, 1988)

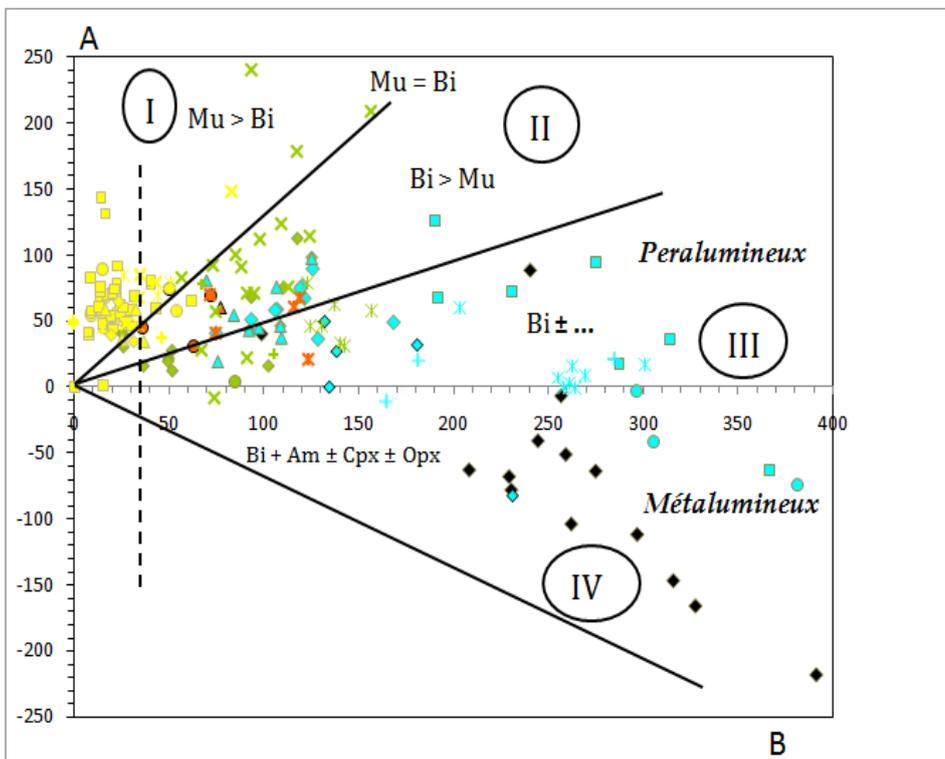


Figure 13: Diagramme A-B, Debon et Le Fort (1983, 1988).

Ce diagramme sur lequel nous avons projeté les analyses des différents granitoïdes nous a permis de distinguer 3 tendances évolutives (fig.13). :

- Une première moins différenciée formée par les diorites qui se situent dans le domaine métalumineux et qui définissent un trend évolutif de pente négative d'allure comparable à celle des associations cafémiques.
- Une deuxième formée par les termes intermédiaires (Diorites quartziques, granodiorites, tonalites) qui va jusqu'aux granites à deux micas. Cette deuxième suite évolue du domaine métalumineux vers le domaine péralumineux ce qui donne une allure comparable à celle des associations alumino-cafémiques.
- Une troisième formée par les leucogranites qui se répartissent dans le champ péralumineux caractérisée par la dominance de muscovite par rapport à la biotite marquée par une allure comparable à celle des associations alumineuses.

B -4) : Le diagramme A/CNK en fonction de SiO₂ :

Ce diagramme établi par Chappell and White (1974), nous a servi à distinguer les limites des granites de type S (péralumineux) et I (Métaluminux) .seulement les diorites qui tombent dans le domaine métalumineux alors que les autres faciès se situent dans le domaine péralumineux ce qui confirme les résultats du diagramme A/B (fig.14), la position des Leucogranites dans ce champ signifie qu'ils sont des granites de type S. La répartition des termes intermediares (Granodiorites, diorites quartzique, tonalites) dans le champ péralumineux est due à l'Assimilation de l'encaissant métasédimentaire.

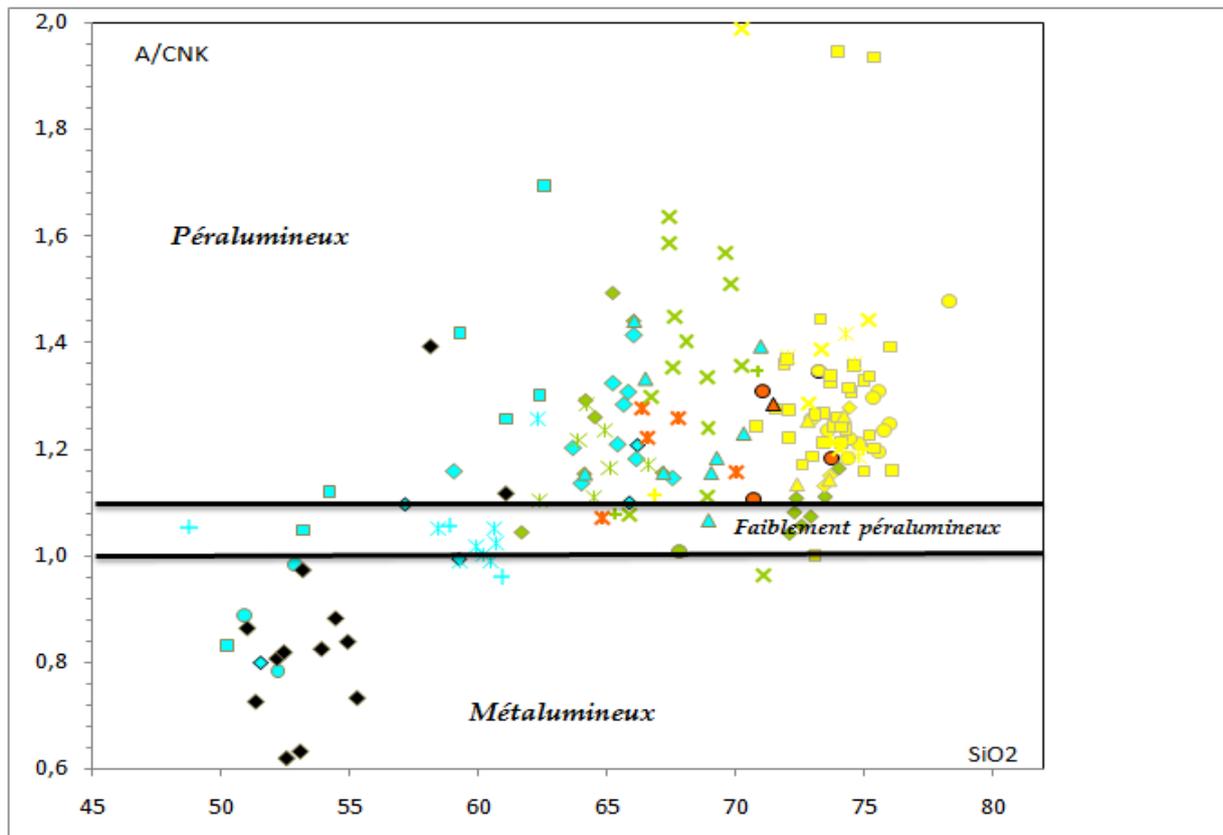


Figure 14 : Diagramme SiO₂ vs A/CNK (Chappell and White, 1974)

C – Le Contexte géodynamique :

C-1) Les diagrammes Rb en fonction de Y+Nb et (Nb/Zr)_n en fonction de Zr:

A partir d'un grand nombre d'analyses de granitoïdes provenant de divers environnements géodynamiques (Pearce *et al* ; 1984) proposent ce diagramme où les teneurs respectives des éléments en traces Rb, Nb et Y se distribuent suivant les 4 principaux sites tectoniques :

- VAG = Granite d'arc volcanique (I-granite)
- Syn-ColG = Granite syn-collision (S-granites)
- WPG = Granite intra-plaque
- ORG = Granite de ride océanique.

La plupart des faciès étudiés allant des diorites jusqu'aux granites à 2 micas comportant ainsi une partie des leucogranites tombent dans le champ des granites d'arc volcaniques. La Position des leucogranites à la limite ou dans le champ des granites synchrones de la collision continentale (syn-ColG) (fig.15). C'est la même chose pour le diagramme (Nb/Zr)_n vs Zr : une part des granitoïdes (Leucogranites) occupent logiquement le champ des leucogranites hyperalumineux, les autres seraient à rattacher à des générations antérieures liées au contexte orogénique (fig.15a).

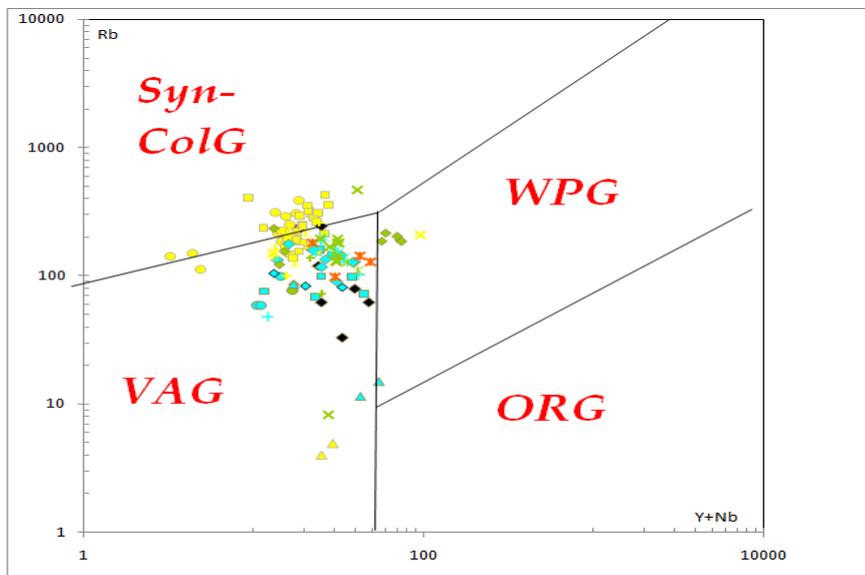


Figure 15: Diagramme Rb vs Y+Nb (Pearce et al ; 1984) pour les granitoïdes paléoprotérozoïque.

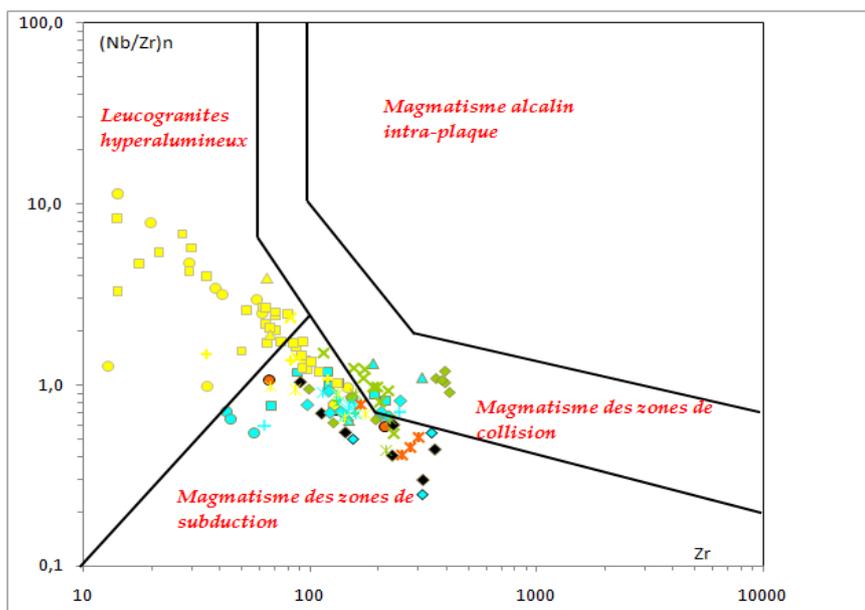


Figure 15a : Diagramme Zr vs. (Nb/Zr)_n (Thiéblemont et Téguy, 1994 ; Thiéblemont, 1999) Pour les roches plutoniques éburnéennes.

D-L'origine des granitoïdes :

Ces diagrammes nous ont permis de distinguer les différentes origines des granitoïdes étudiés (fig.16 ; fig.17).

Les leucogranites se situent dans les champs des métagrauwacks, des pélites felsiques, donc ils ont strictement une origine crustale. Le reste des faciès sont contenus dans le champ des amphibolites et des métagrauwacks ce qui nous permet de dire qu'ils ont peut être une origine mixte.

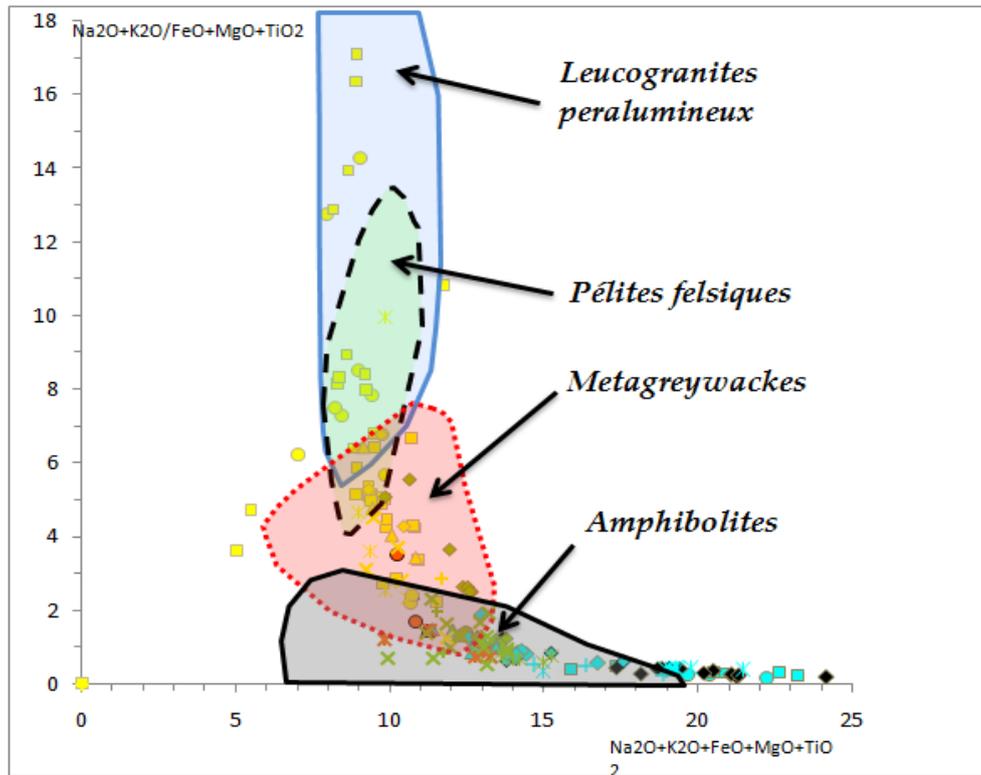


Figure 16 : Diagramme d'origine des granitoïdes (Wolf and Wyllie, 1994; Patino-Douce, 1999; Patino-Douce and Beard, 1996; Thompson, 1996)..

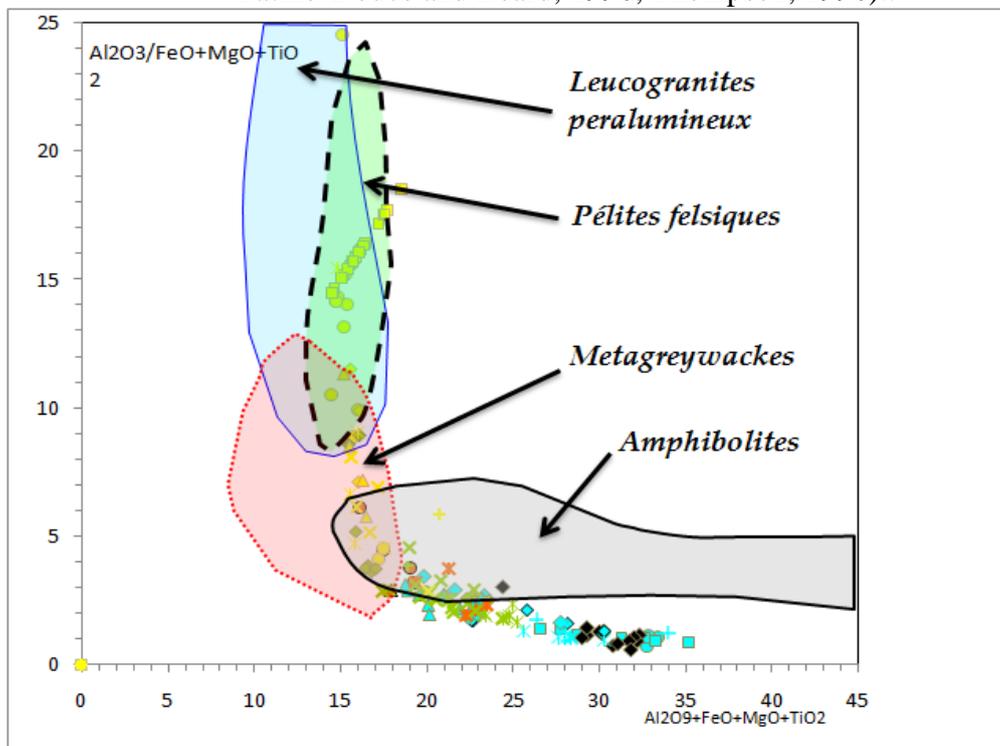


Figure 17: Diagramme d'origine des granitoïdes (Wolf and Wyllie, 1994; Patino-Douce, 1999; Patino-Douce and Beard, 1996; Thompson, 1996).

E- Evolution des compositions chimiques au cours de la différenciation :

Dans le but de suivre les variations des éléments chimiques dans différentes unités pétrographiques définies, nous avons utilisé les diagrammes de type Harker, les diagrammes les plus simples et les plus fréquemment utilisés pour mettre en évidence les relations génétiques entre des roches issus d'un même magma initial. La variation des teneurs en oxyde et quelques éléments en traces sont ainsi reportés en fonction de la silice comme élément de différenciation (fig.18 ; fig.19).

E-1) : Les éléments majeurs :

TiO₂ : On observe une diminution des teneurs de TiO₂ avec l'augmentation de SiO₂ ce qui est tout à fait normal, on note que les diorites quartzique d'Agadir Melloul, les granodiorites d'Iguerda Tayfast et de Kerdous présentent des teneurs ± faibles en TiO₂ (0.3-0.4%) par rapport aux autres échantillons (fig. 18). On note aussi que les suites qu'on a déjà distingué (diagramme A-B) évoluent différemment.

Fe₂O₃ : On note qu'au cours de l'augmentation de SiO₂ il y a une diminution de Fe₂O₃, on observe ainsi une sorte de différenciation, qui va des diorites avec des teneurs élevées en Fe₂O₃ (8-12%) jusqu'aux leucogranites qui présentent des teneurs faibles (0.2-2.5%) ce qui est aussi normal on ne peut malheureusement pas distinguer entre les différentes séries qu'on a déjà mentionné, généralement cet élément a la même évolution que MgO (fig. 18).

CaO : Il diminue globalement avec l'augmentation de SiO₂, mais présente toutefois de grandes variations. La diminution des teneurs serait due à la diminution de la proportion du plagioclase et à la baisse des teneurs en anorthite au cours de l'évolution magmatique ce qui est normal puisqu'on travail sur les granitoïdes. Nos séries sont facilement détectables et ils s'évoluent aussi différemment (fig. 18).

Al₂O₃ : L'évolution de cet élément est bizarre puisque ça doit être la même chose que CaO mais c'est peut être du à une altération mais on peut rien prouver parce qu'on n'a pas fait une étude pétrographique des lames minces (fig. 18).

Na₂O : il ne montre pas de variation importante en fonction de SiO₂. Les teneurs en Na₂O varient entre (0.1-5.5%) ainsi que les points représentatifs montrent une dispersion assez importante en raison d'une perturbation probable des teneurs en cet élément par des processus secondaires (fig. 18).

K₂O : Les teneurs en K₂O montrent une augmentation vers les faciès leucogranitiques exprimant l'enrichissement de ce dernier au cours de la différenciation (fig. 18).

MnO : Ce diagramme montre une répartition continue et linéaire de l'ensemble des roches étudiées. Cette répartition définit une corrélation négative entre SiO₂ et MnO ce qui traduit l'abondance de cet élément dans les termes moins évolués (fig. 18).

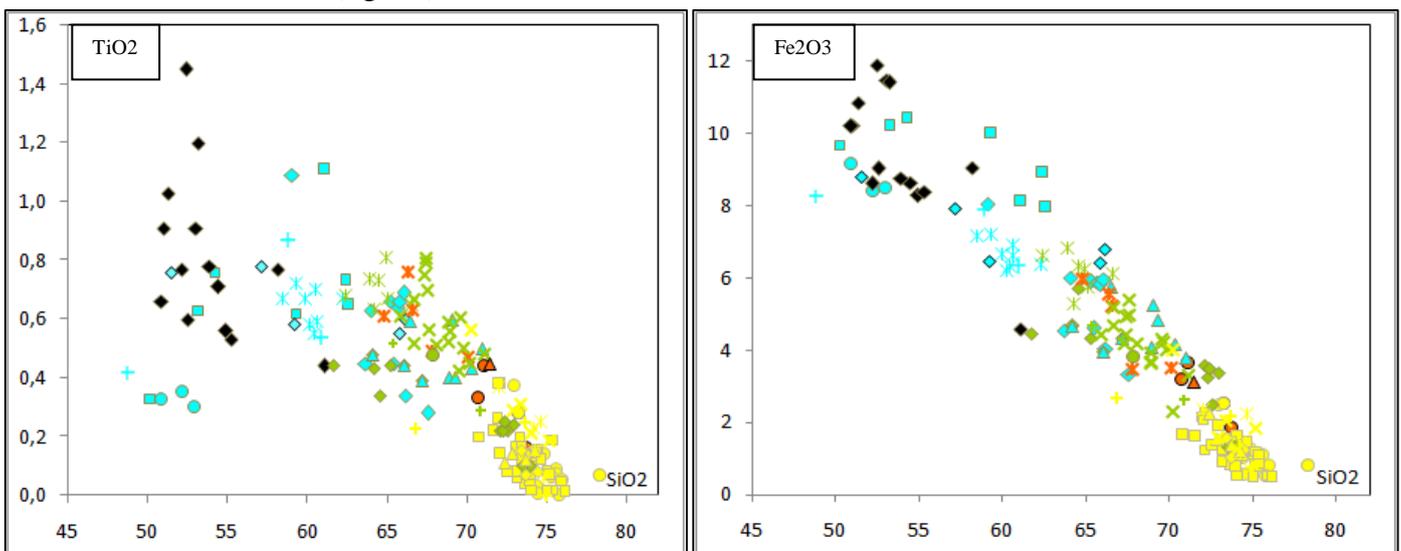


Figure 18: Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de SiO₂.

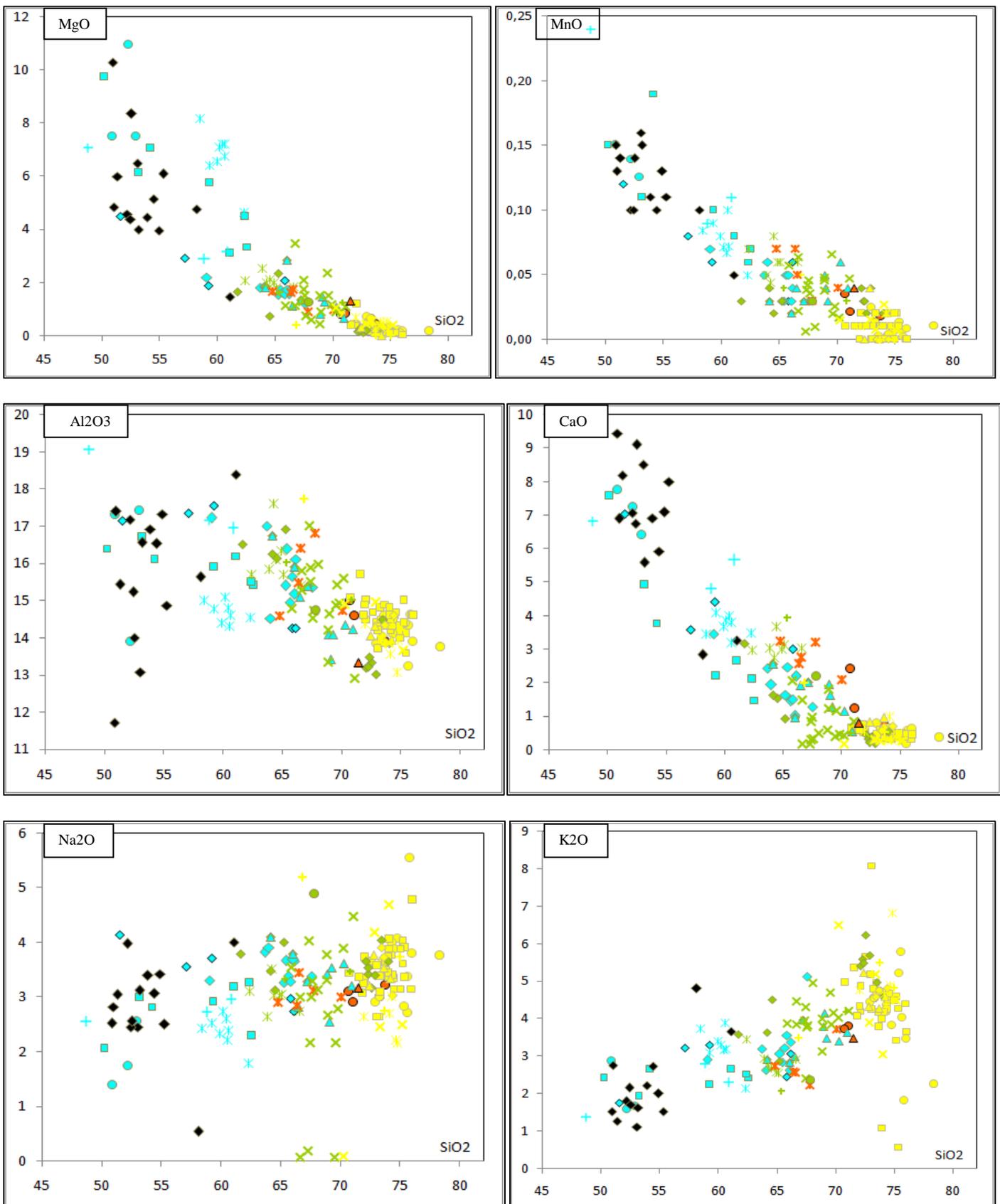


Figure 18: Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de SiO₂.

E- 2) : Les éléments en traces :

-Les éléments incompatibles :

- Les diagrammes de Zr, Y montrent une grande dispersion ainsi qu'on n'a pas une variation significative en fonction de SiO₂ donc on ne peut rien retenir comme information de ces 2 diagrammes, Pour le Nb on sait bien qu'il est un élément relativement immobile et il peut résister à l'altération et au métamorphisme épizonal et dans notre cas on remarque une grande dispersion de cet élément ce qui peut être expliqué par l'influence d'un métamorphisme méso-catazonal ou bien d'une altération intense sur ces roches . Ces trois éléments confirment l'inexistence d'une homogénéité de ces granitoïdes.

- Le diagramme de Sr montre une diminution en fonction de SiO₂ avec une très grande dispersion des points représentatifs.

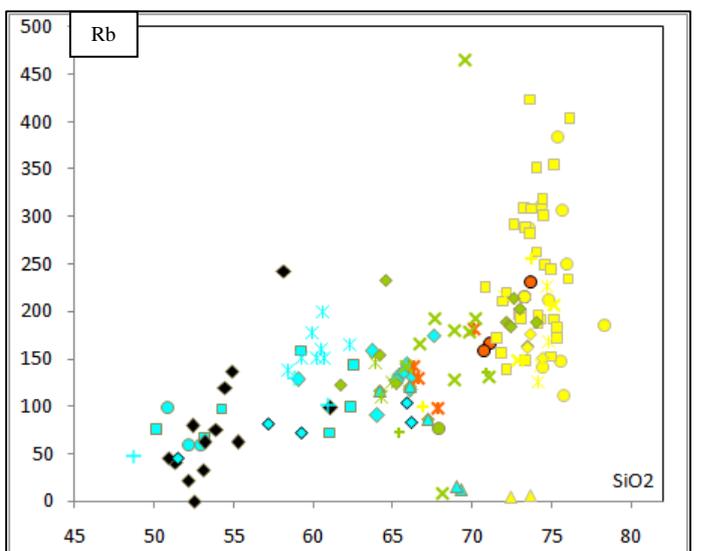
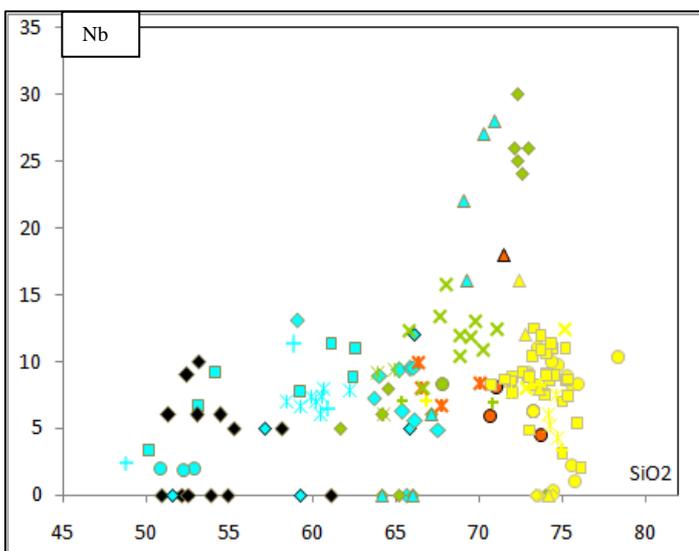
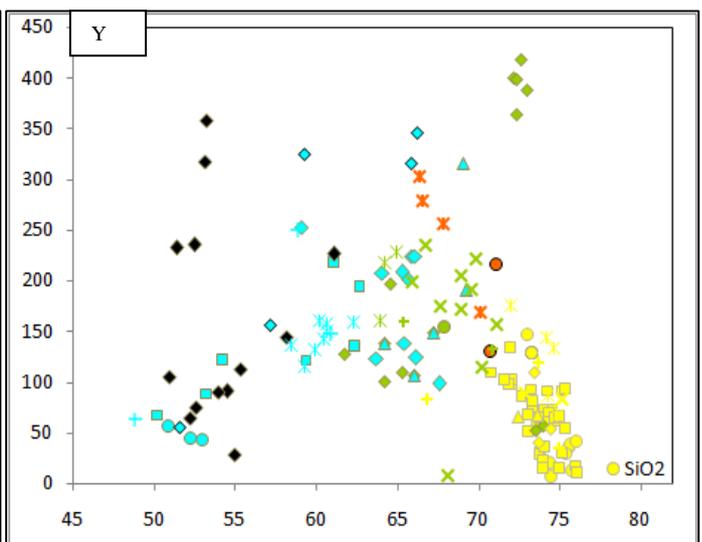
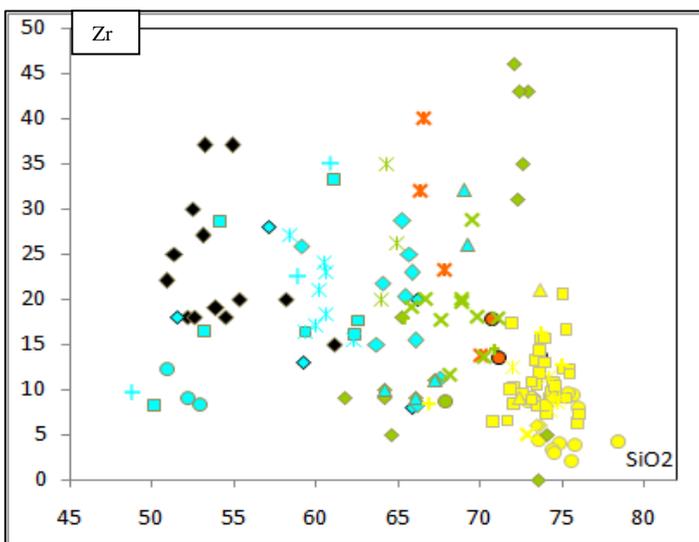
- Le diagramme de Rb montre une augmentation en fonction de SiO₂ avec une continuité de la série vers les termes les plus différenciés.

- Pour le diagramme de Ba, la variation des teneurs se traduit par un nuage de point sur les diagrammes, ce qui rend les corrélations avec SiO₂ très mauvaises.

-Les éléments de transition :

- Le diagramme de V montre une diminution en fonction de SiO₂, les termes les moins différenciés forme un groupe distinct de ceux les plus différenciés ce qui peut être traduit par l'inexistence d'un lien cognétique.

- Pour les diagrammes de Cr et Ni, ils ne montrent pas de variation significative avec une forte dispersion.



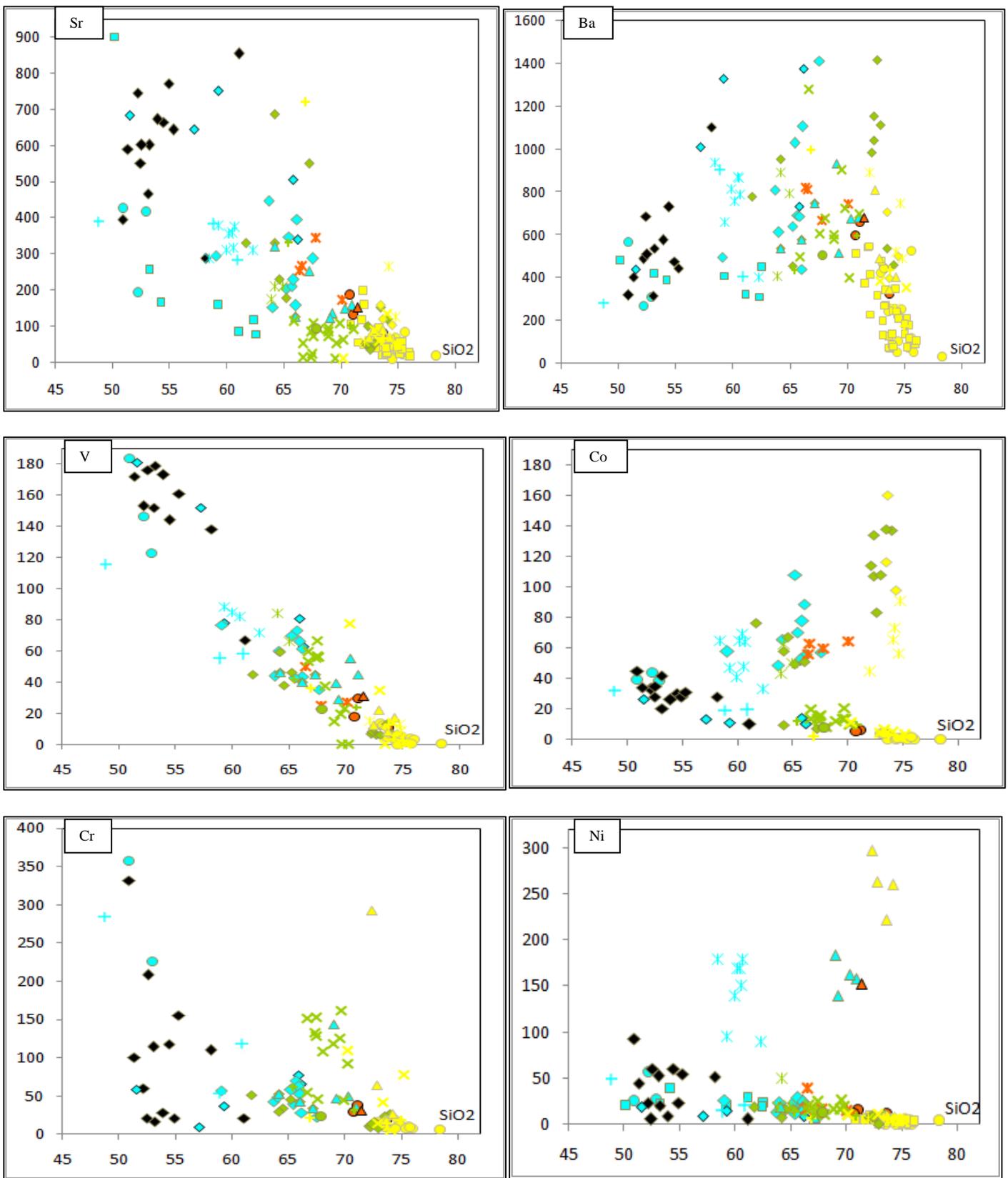


Figure19: Diagrammes de variation des éléments traces en fonction de SiO₂

F- : Les spectres des terres rares :

- Les spectres des terres rares des diorites de Bas Draâ normalisés par rapport aux chondrites présentent un fractionnement variable ($L_{aN}/Y_{bN} = 5,26$ à $22,88$). Ces spectres se caractérisent, au niveau des terres rares lourdes (HREE) par le développement de concavité entre Gd et Lu. Les spectres des deux échantillons (BL15, DG2) présentent une faible anomalie négative en Eu due à leur appauvrissement en plagioclases (fig.20).
- Les spectres des terres rares des diorites quartziques d'Agadir Melloul normalisés par rapport aux chondrites sont faiblement fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 6,3-7,2$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 2,7-3,4$), avec des faibles teneurs en terres rares lourdes inférieures à 10 fois les chondrites. Ces trois échantillons présentent des spectres parallèles. Alors que deux échantillons ASPC631 et ASAH596 présentent une anomalie positive en Eu, due à l'accumulation des feldspaths (fig.20).
- Les spectres des terres rares des granodiorites de Bas Draâ sont bien fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 16,2-40,1$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 3,4-5,9$) avec une très faible anomalie négative en Eu au niveau de l'échantillon DG10 due à leur appauvrissement en plagioclases (fig.20).
- Les spectres des terres rares des tonalites d'Awokrda (Kerdous) sont faiblement fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 3,7-11,2$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 1,9-3,7$) avec une faible anomalie négative en Eu marquée dans l'échantillon GPC111 (due à leur appauvrissement en plagioclases) (fig.20).
- Les spectres des terres rares des tonalites de Zenaga sont faiblement fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 6,3-9,8$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 2,8-3,2$). Ils montrent également un aspect plats ou niveau des terres rares lourds, avec une anomalie négative en Eu (due à leur appauvrissement en plagioclases) assez claire pour l'échantillon TTZ13 et très faible à nul pour le reste des échantillons (fig.20).
- Le spectre des terres rares des granites à biotite d'Agadir Melloul est assez bien fractionnée ($L_{aN}/Y_{bN} = 19,4$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 4$) avec une faible anomalie négative en Eu (due à leur appauvrissement en plagioclases) (fig.20).
- Le spectre des terres rares des granites à biotite de Tagragra d'Akka ($L_{aN}/Y_{bN} = 4, 36-13,24$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 2,27-3,67$) présentent un fractionnement variable. L'échantillon JM22 présente une anomalie positive en Eu (due à l'accumulation des plagioclases) au contraire de l'échantillon NC112 présentant ainsi une anomalie négative approfondie. Pour les deux échantillons JM25 et NC240 sont presque plats, finalement pour le reste des échantillons ils présentent une faible anomalie négative en Eu. En somme on peut dire que ces différents échantillons ne sont pas issus du même magma vue leurs différentes évolution (fig.20).
- Les spectres des terres rares des granites à biotite Zenaga sont peu à plus fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 12,5-14,2$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 3,2-4,1$), présente des similitudes avec ceux des granites à biotite d'Awokrda (Kerdous) ($L_{aN}/Y_{bN} = 8,9-17,7$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 3,7-4,8$), avec une anomalie légèrement négative en Eu (due à leur appauvrissement en plagioclases), leurs parallélisme et probablement due au fait qu'ils sont issus du même magma (fig.20).
- Les spectres des terres rares des granites à biotite d'Igherm sont très fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 9,7-70,2$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 2,7-3,9$) ceci est dû à l'appauvrissement en terres rares lourdes par rapports ou terres rares légères. Certains échantillons présentent une anomalie modérée en Eu au contraire de certains d'autres (fig.20).
- Les spectres des terres rares des granites à deux micas d'Agadir Melloul sont bien fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 8,4-30,9$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 2,8-3,5$) présentant ainsi une anomalie négative en Eu (due à leur appauvrissement en plagioclases) (fig.20).
- Le spectre des terres rares du granite à deux micas de Tagragra d'Akka est assez bien fractionné ($L_{aN}/Y_{bN} = 12,7$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 3,5$) et ils ne présentent d'anomalie significative en Eu (fig.20).
- Les spectres des terres rares des leucogranites d'Agadir Melloul sont bien fractionnés ($L_{aN}/Y_{bN} = 1,3-55,2$; $L_{aN}/Sm_{nN} = 1-3$), l'échantillon AMHA055 il présente une anomalie positive en Eu dû à l'accumulation des feldspaths, pour l'échantillon IGPC3773 présente un spectre plat avec une légères

anomalie en Eu et pour l'échantillon AMPC079 il présente un spectre plat et ne présente pas d'anomalie significative en Eu mais pour les autres échantillons ils sont presque parallèles et présentent des anomalies négatives en Eu qui due au fractionnement des plagioclases (fig.20). Généralement on constate d'après l'évolution des différents spectres que ces échantillons n'ont pas la même source magmatique (fig.20).

- Les spectres de terres rares des leucogranites de Tagragra d'Akka ($La_N/Yb_N = 4,4-14,6$; $La_N/Sm_N = 1,7-3,5$) présentent un fractionnement variable avec de forte anomalie négative en Eu à l'exception de l'échantillon NC125 qui présente un aspect plat, et on a un enrichissement en terres rares légères par rapport au terres rares lourdes. C'est à peu près la même chose pour les leucogranites d'Awekrda(Kerdous) (fig.20).
- Les spectres des terres rares des leucogranites de Zenaga ($La_N/Yb_N = 16,7-40$; $La_N/Sm_N = 2,6-4,2$) sont bien fractionnés avec une anomalie négatives importante en Eu à l'exception de l'échantillon ZL1 ne présente pas d'anomalie significative en Eu (fig.20).

Récapitulatif :

Après l'analyse des spectres des terres rares des différentes faciès des granitoïdes (fig.20) prisent des différentes boutonnières de l'Anti-Atlas Occidentale on n'a pas trouvé un parallélisme des spectres entre les différents faciès des différentes boutonnières donc pas de liens cogénétiques, ce qui nous a permis de dire qu'ils sont issus de différentes origines magmatique.

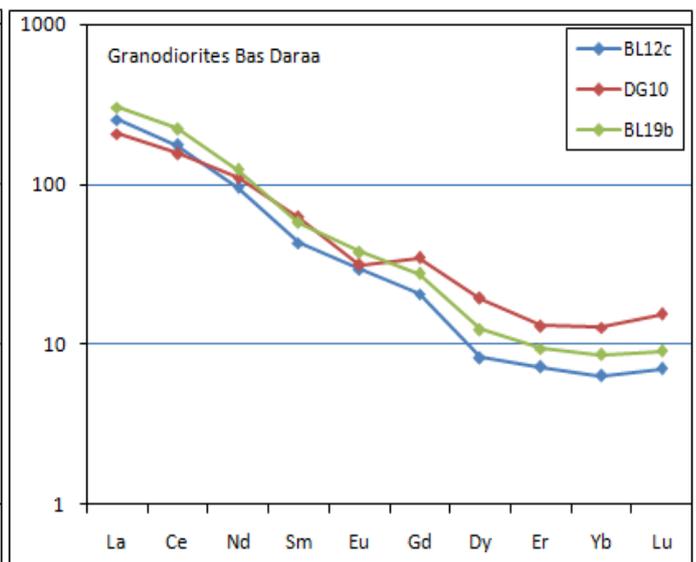
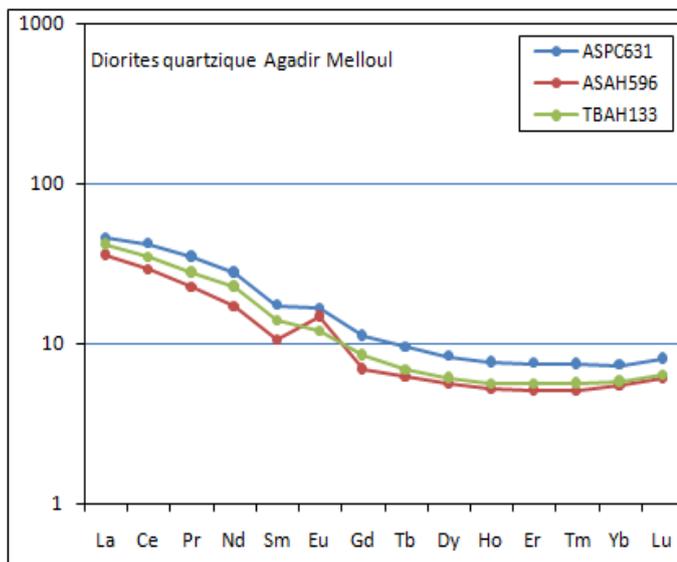
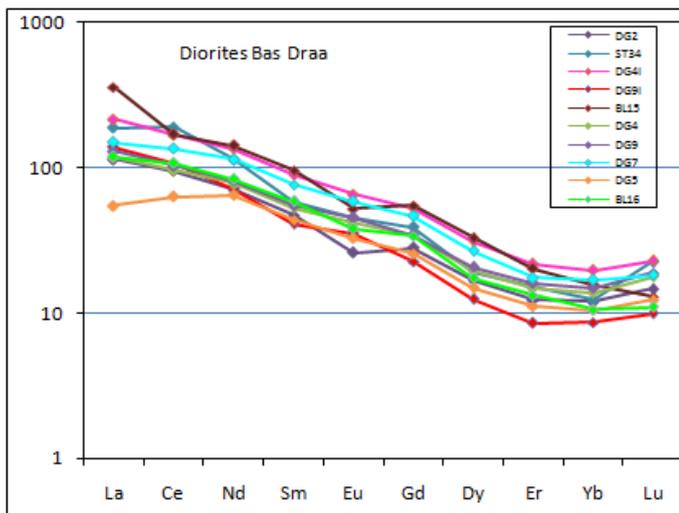


Figure 20 : Spectre de terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les Granitoïdes éburnéens.

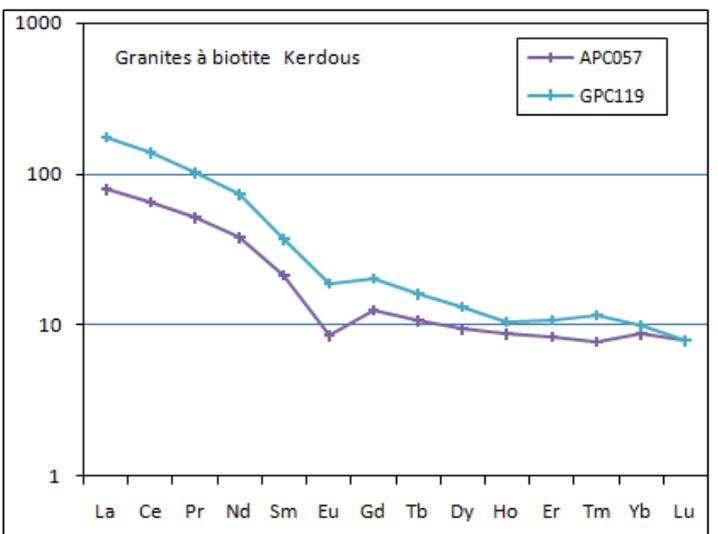
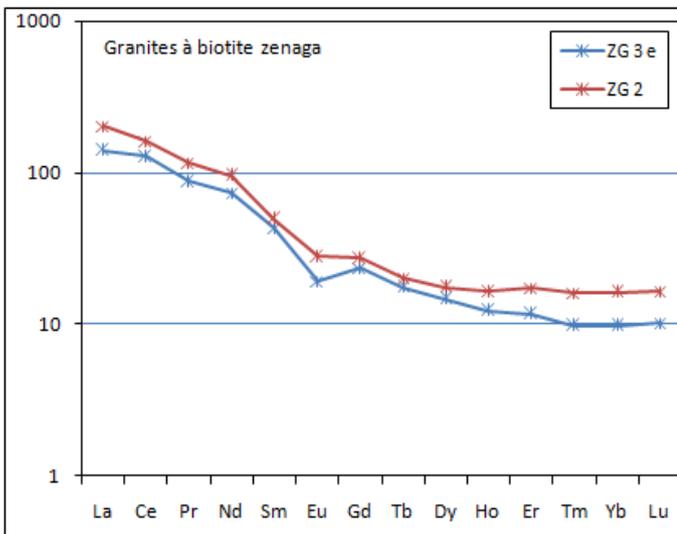
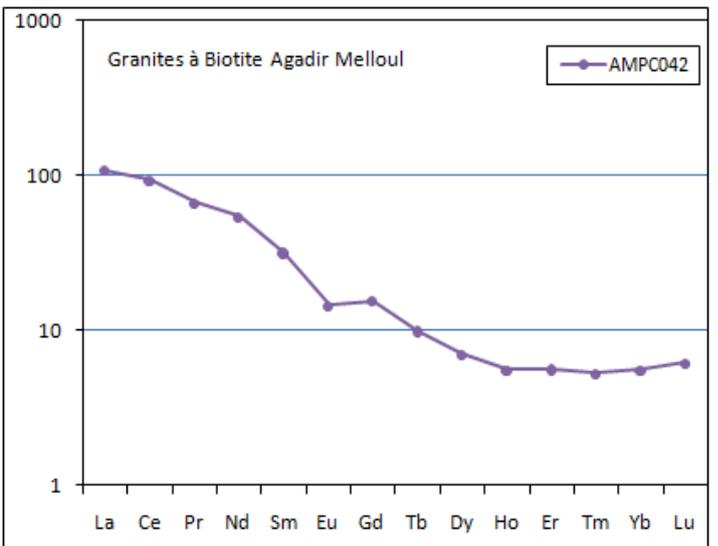
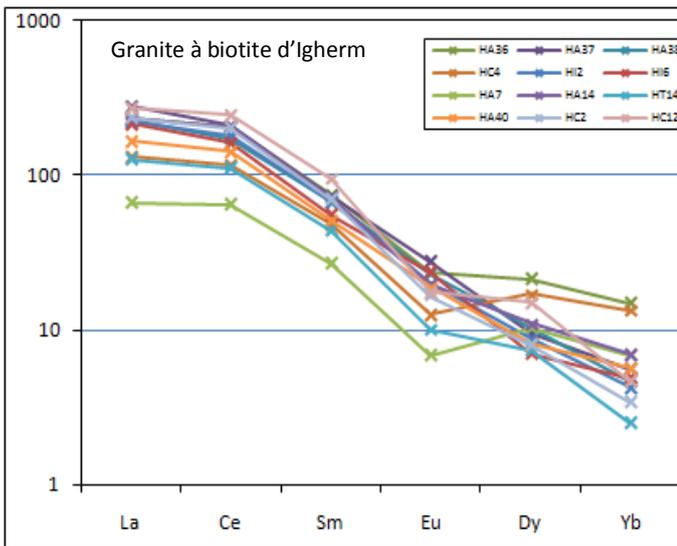
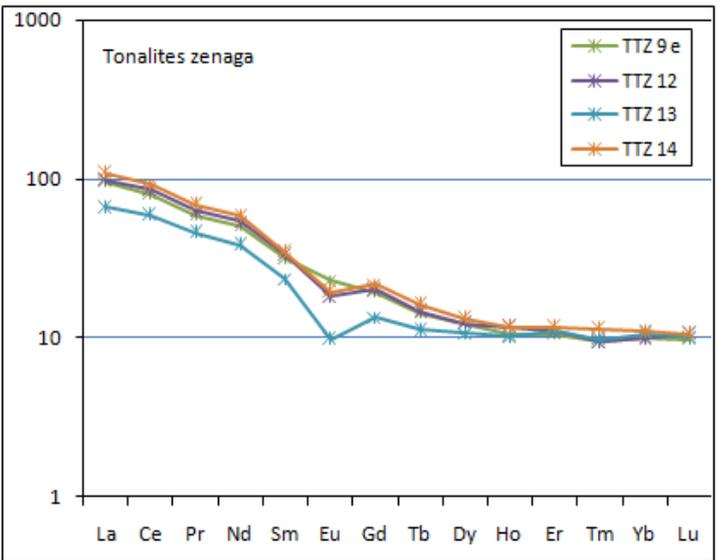
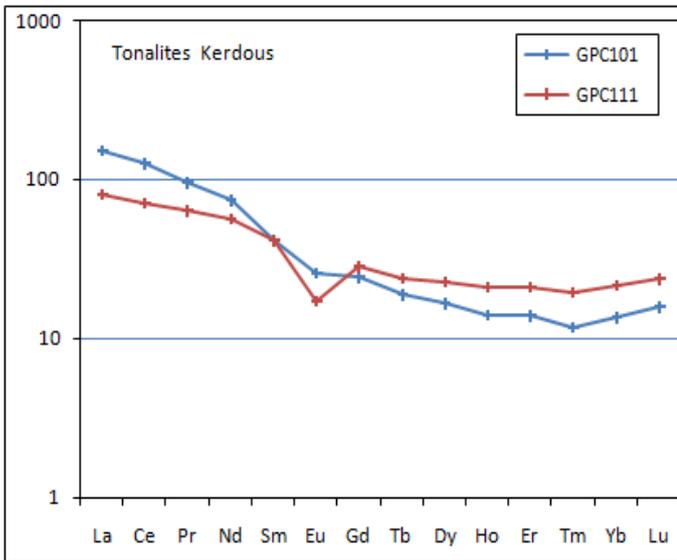


Figure 20 : Spectre de terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les Granitoïdes éburnéens.

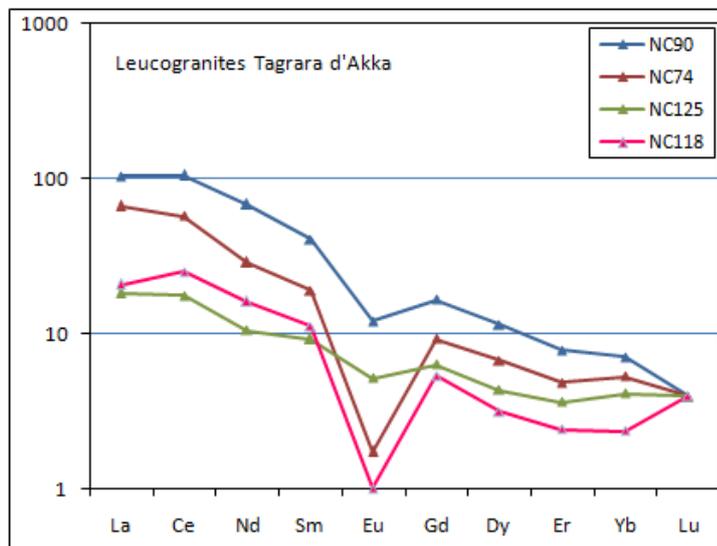
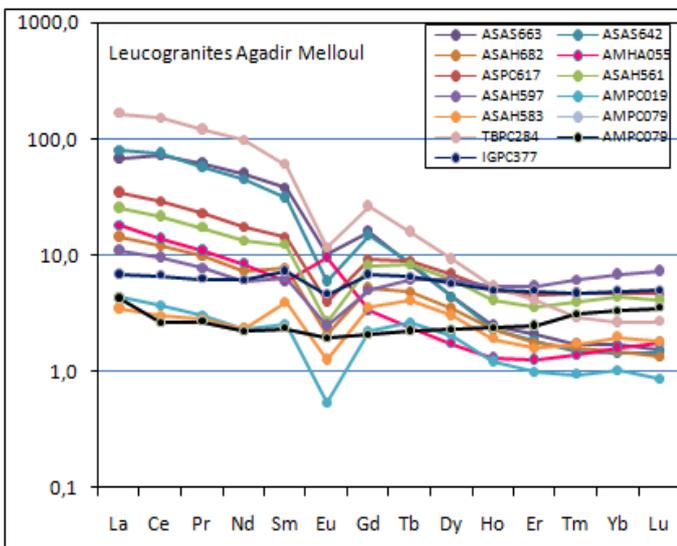
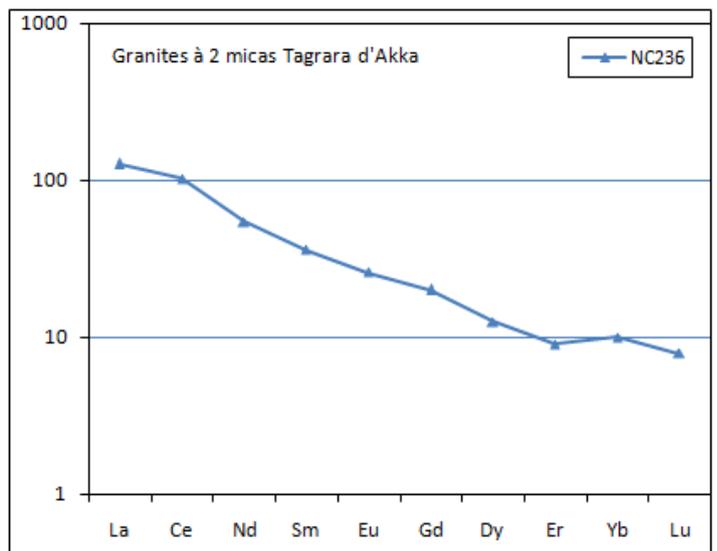
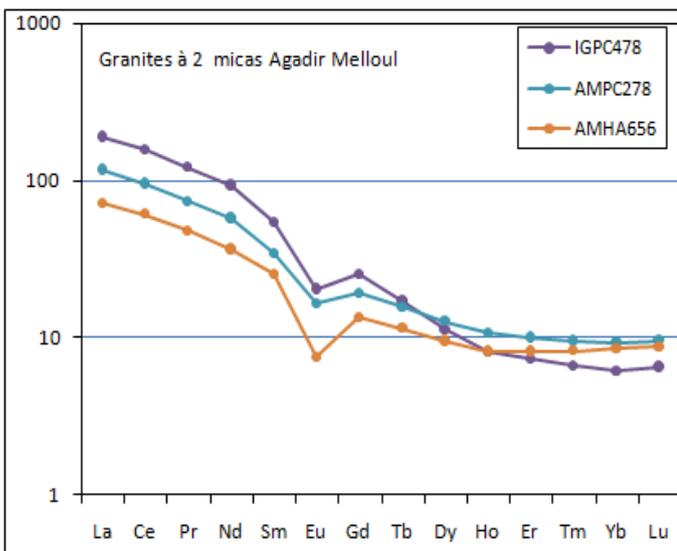
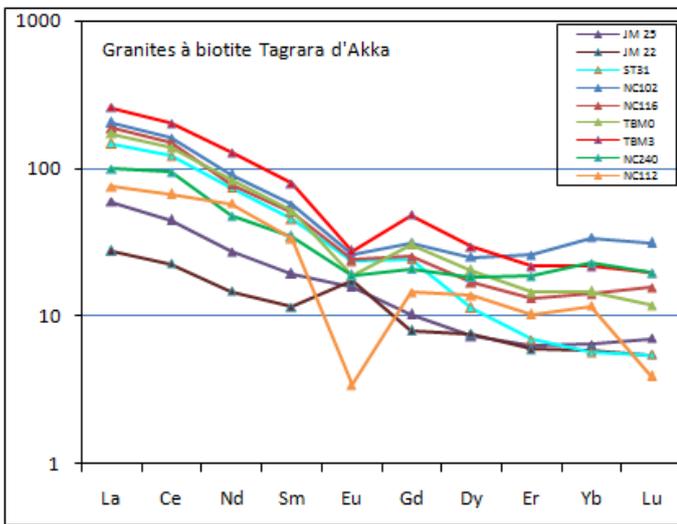


Figure 20 : Spectre de terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les Granitoïdes éburnéens.

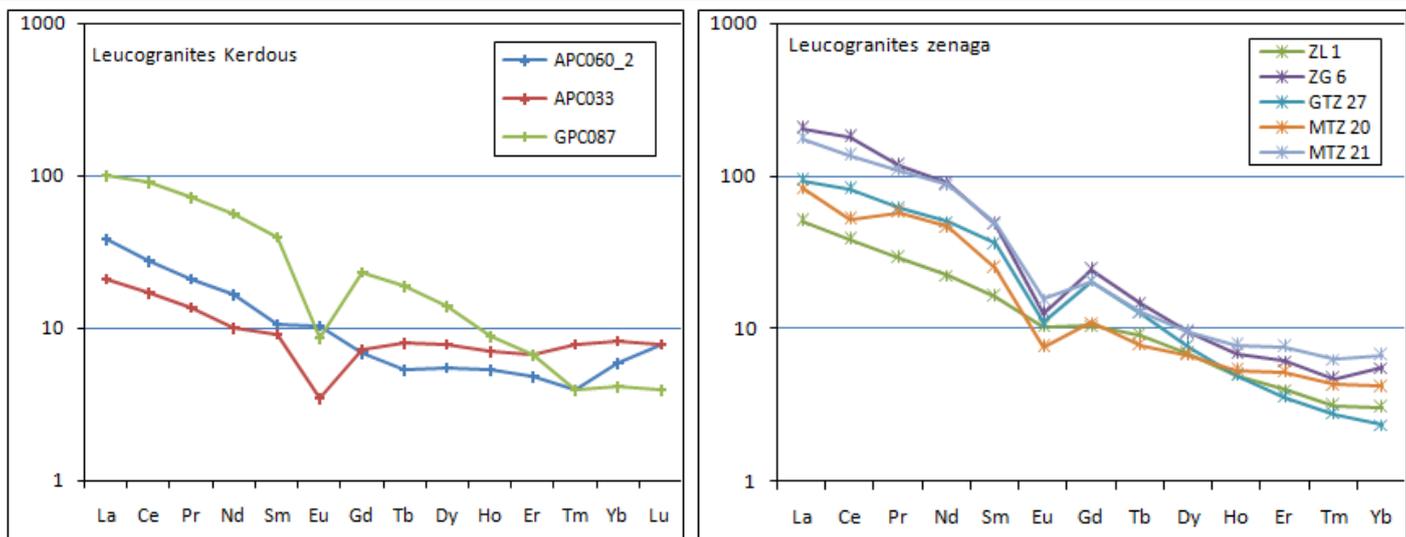


Figure 20 : Spectre de terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les Granitoïdes éburnéens.

G- Les spectres des terres rares multi-élémentaires :

L'utilisation de ces spectres (fig.21) nous a confirmé les résultats obtenus dans le diagramme Rb vs Y+Nb. La comparaison avec des granites de références (granite d'arc de Chili, granite post-collisionnel de Guérigut (pyrénée) et le granite syn-collisionnel de Barouse (pyrénée), les diorites, les granodiorites, les diorites quartziques, les tonalites, les granites à biotite et les granites à 2 micas présentent la même allure que celui des granites d'arc de Chili par contre les leucogranites présentent la même allure que celui des granites syn-collisionnels de Barouse.

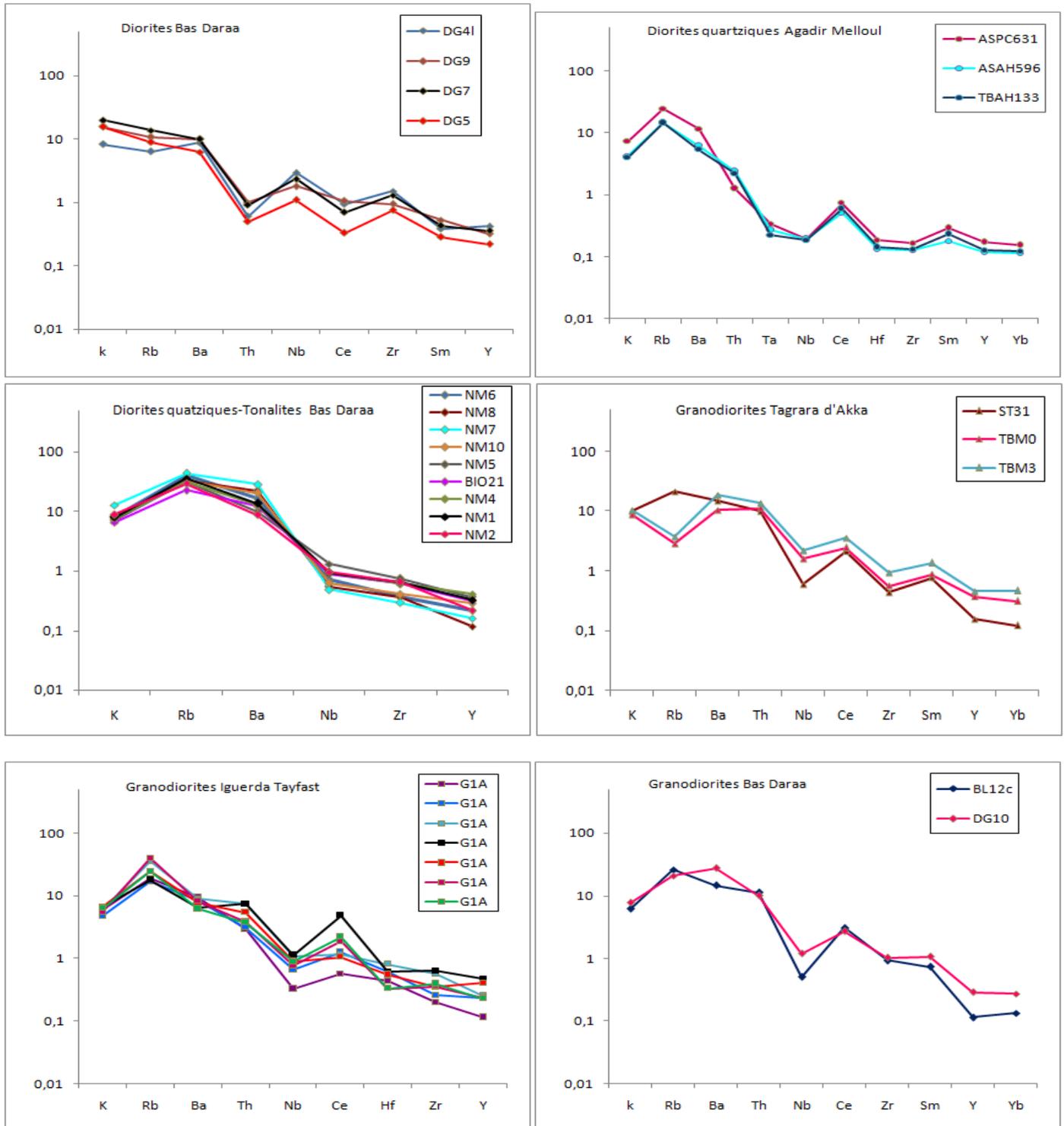


Figure 21 : Spectres multi-élémentaires normés aux chondrites (Pearce et al, 1984) des Granitoides éburnéens



Figure 21 : Spectres multi-élémentaires normés aux chondrites (Pearce et al, 1984) des Granitoides éburnéens



Figure 21 : Spectres multi-élémentaires normés aux chondrites (Pearce et al, 1984) des Granitoides éburnéens

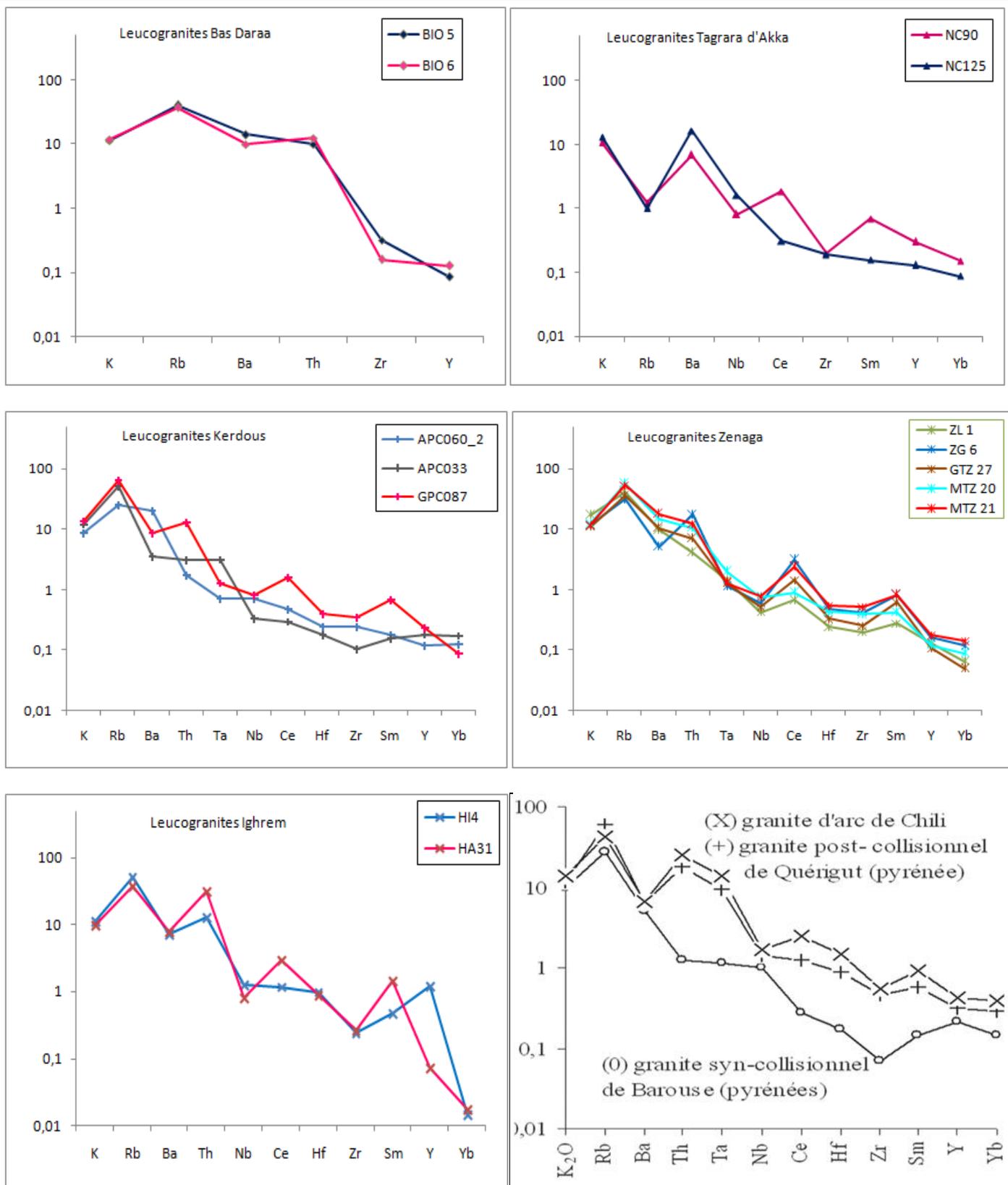


Figure 21 : Spectres multi-élémentaires normés aux chondrites (Pearce et al, 1984) des Granitoides éburnéens.

H- Conclusion :

Cette étude de synthèse des granitoïdes éburnéens des différentes boutonnières de l'Anti-Atlas sud occidental montre qu'ils sont représentés par des diorites, des diorites quartziques, des granites à biotite, des granites à 2 micas et des leucogranites.

L'utilisation de plusieurs diagrammes géochimiques spécifiques des granitoïdes nous a permis de conclure qu'ils sont représentés par deux ensembles :

- Une série calco-alkaline fortement potassique représentée par les diorites, des diorites quartziques, des granites à biotite, des granites à 2 micas et des leucogranites. Les granitoïdes de la série calco-alkaline évoluent du domaine métalumineux au domaine péralumineux sur les diagrammes (A-B, A/CNK vs SiO₂), ce qui montre qu'ils ont une origine mixte (mantellique et crustale) comme l'atteste leur richesse en enclaves métasédimentaires.
- Les leucogranites sont hyperalumineux et correspondent des granites de type S d'origine purement crustale.

On ce qui concerne l'origine des granitoïdes éburnéens. Les leucogranites se situent dans les champs des métagrauwacks, des pélites felsiques, donc ils ont strictement une origine crustale. Le reste des faciès sont contenus dans le champ des amphibolites et des métagrauwacks ce qui nous permet de dire qu'ils ont peut être une origine mixte.

D'après les différents diagrammes du contexte géodynamique, les granitoïdes de la série calco-alkaline seraient mis en place dans un contexte d'arc (subduction), alors que les leucogranites seraient formés dans un contexte syn-collisionnels.

BIBLIOGRAPHIE

- Ait Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M. & Leterrier, J. (1998).** Géochronologie U-Pb sur les granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Draa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus Académie Sciences, Paris 327 :819-826.
- Barbey, P., Oberli F., Burg J.P., Nachit H., Pons J. & Meier (2004).** The paleoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a classification. J.African Earth Sci., 39:239-245.
- Benziane, F., Yazidi, A. (1982).** Géologie de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Anti-Atlas occidental, Maroc). Notes Mémoires Service Géologique Maroc 422 :114p.
- Berthé, D., & al.,(1979).** Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone. J. Struct. Geol., 1: 31-42.
- Bilal, E. & Derré, C. (1989).** Les granitoïdes protérozoïques calcoalcalins de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast (Anti-Atlas, Maroc). Sciences Géologiques, 83: 5-25.
- Charlot, R., (1982).** Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas Marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr. Notes Mémoires Service Géologique Maroc. 213, 1-106.
- Choubert, G., (1963).** Histoire géologique de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore de temps primaires. Notes Mémoires Service Géologique Maroc, 162 :443p.
- Choubert, G. & Faure Muret, A. (1969).** Sur la stratigraphie précambrienne de la partie sud-ouest du massif de Bas Drâa (Tarfaya, Sud marocain). Comptes Rendus Académie Sciences., Paris, 269 : 759-762.
- Choubert, G. & Faure Muret, A. (1970).** Livret Guide de l'excursion (Anti-Atlas occidental et centrale, Maroc). du colloque international sur les corrélations du précambrien. Notes Mémoires Service Géologique Maroc, 229 :259p.
- Choubert, et al. (1983).** Carte géologique au 1 : 100.000 de Tafraout (Feuille NH-29-X-3). Notes et Mémoires Service Géologique. Maroc, 307.
- El Boukhari, A., (1991).** Magmatisme et métasédiments associés du protérozoïque supérieur de la zone de N'Kob (Siroua-SE, Anti-Atlas centrale, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-africain. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc : 551p.
- Ennih, N., (1987).** Le magmatisme précambrien dans le Nord de la boutonnière de Zenaga (Anti-Atlas marocain). Etude pétrologique et structurale. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université Paule Sabatier, Toulouse : 169p.
- Ennih, N. & Liégeois, J. P. (2001).** The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited panafrican activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Res., 112: 289-302.

- Faik, F. (2005).** Evolution stratigraphique et structurale d'un segment de la marge nord du craton ouest africain (Tata, Anti-Atlas occidental, Maroc) : du rifting fini protérozoïque à l'orogénèse hercynienne. Thèse Doctorat d'état, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc : 260p.
- Gasquet, D., Roger, J., Chalot-Prat, F., Hassenforder, B., Baudin, T., Chevremont, P., Mortaji, A. & Benssaou, M. (2001).** Mémoire explicatif, Carte géologique. Maroc (1/50.000°), Feuille Tamazrar. Notes Mémoires Service Géologique Maroc, 415 bis : 95p.
- Hafid, A. (1992).** Granites et Dolérites protérozoïque de la boutonnière d'Igherm (Anti -Atlas occidental. Maroc) : Pétrologie, géochimie, et signification géodynamique. Thèse de Doctorat, Université. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France : 234p.
- Hafid, A. (1999).** Magmatisme basique néoprotérozoïque (précambrien II inférieur) dans l'Anti-Atlas occidental et central. Minéralogie, Géochimie, Pétrogenèse et implications Géodynamiques. Thèse de Doctorat d'Etat, Université. Cadi Ayyad Marrakech : 218p.
- Hafid, A. & Sagon, J.P., Saquaque, A., El Boukhari, A. & Saidi, A. (1999b).** Pétrologie et contexte géodynamique du magmatisme basique de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast (Anti-Atlas centrale, Maroc). Africa Geosc., Rev., 6, (2) :121-133.
- Hassenforder, B., (1987).** La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc). Thèse doctorat d'état, Université. Louis Pasteur, Strasbourg, France. 249p.
- Horrenberger, J.C., (1973).** Tectoniques superposées dans le précambrien de la plaine de Tazenakht (Anti-Atlas centrale, Maroc). Comptes Rendus Académie Sciences., Paris, Série D, 277:1601-1604.
- Ikenne, M., (1997).** La boutonnière précambrienne du Bas Draa (Anti-Atlas occidental, Maroc) : Caractérisation pétrologique et géochimique des roches magmatiques et métamorphiques et leurs relations avec la déformation. Thèse de doctorat d'état. Université Ibn Zohr, Agadir, 259p.
- Ikenne, M. & Gasquet, D., Barbey, P., & Macaudière J.(1997a).** Relation entre déformation, métamorphisme et magmatisme dans le paléoprotérozoïque du massif du Bas Draa (Anti-Atlas Occidental, Maroc). Comptes Rendus Académie Sciences., Paris, 324 :237-243.
- Lama, C., Macaudière J., Mortaji, A., & Stussi, J. (1993).** Age K-Ar protérozoïque moyen des leucogranites à deux micas de la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus Académie Sciences., Paris, 317 : 1601-1607.
- Leblanc, A., (1975).** Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat, Université. Paris VI, France : 229p.
- Mortaji, A. (1989).** La boutonnière précambrienne de Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc): pétrologie et géochimie des granitoïdes, filons basiques et métamorphites associées. Thèse 3ème cycle. Université De Nancy I, France : 210 p.
- Mortaji, A., Stussi, J., Gasquet, D., Ikenne, M., & Barbey, P. (2000).** Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidentale, Maroc) : un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain. J. Africain Earth Sciences., 31 :3/4, 523-538.
- Mortaji, A. (2007).** Les granitoïdes du domaine sud Occidental de l'Anti-Atlas dans leur cadre éburnée et panafricain. Thèse de doctorat d'état. Université Ibn Zohr, Agadir, 252p.

Nachit, H., (1994). Contribution à la typologie des granitoïdes. Pétrogenèse et pétrologie structurale du batholithe panafricain du cercle de tafraout (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas Occidental, Maroc). Thèse d'Etat, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc : 465p.

Nachit, H. Barbey, P., Pons, J & Burg, J.P. (1996). L'éburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas occidental marocain: l'exemple du massif du Kerdous. Comptes Rendus Académie Sciences, Paris, Série Ila 322 :677-683.

Oudra, M. (1988). La structuration panafricaine dans le Nord Ouest de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc) : Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle. Université Cadi Ayyad, Marrakech: 227p.

Potherat P., Ait Kassi M., (1991). Structural evolution of gold-bearing quartz veins in the Precambrian exposures of the Tagragra d'Akka (Western Anti-Atlas, Morocco). Source, Transport and deposition of metals, Pagel et Leroy (Ed.), Balkema, Rotterdam: 477-480.

Saidi, A., (2002). Les granitoïdes paléoprotérozoïques de la boutonnière de Zenaga et leur encaissant métamorphique (Anti-Atlas, Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat, Université. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc: 184p.

Saidi, A. & al, (2000). Pétrographie et structures des formations métamorphiques d'âge paléoprotérozoïque de Zenaga Anti-Atlas, Maroc). Ann. Soc. Geol. du Nord, 8, 2 Série: 45-50.

Thomas, R.J. & al, (2004). A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. J. African Earth Sci., 39:217-226.

Thomas et al., (2001). Notice explicative de la Carte Géologique au 1/50.000 d'Açdif. Mémoires Service Géologique. Maroc, 420 bis.

Walsh et al, (2002). U-Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover; western Anti-Atlas ; Morocco. Precambrian Res., 117: 1-20.

Zouhair et al, (1991). Gold deposition in the gold-bearing quartz veins in of the Tagragra d'Akka (Western Anti-Atlas, Morocco): P-T-X conditions and place in the evolution of metamorphic fluids. Source, Transport and deposition of metals, Pagel & Leroy (Ed.), Balkema, Rotterdam: 723-726.