

3/197

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

**ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE**

*Projet de Fin d'Etude*  
*En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état*  
*en Génie Minier*



DEPARTEMENT DE GENIE MINIER

**Thème**

**COMPARAISON DES GRANITOÏDES DU  
HOGGAR OCCIDENTAL ET CENTRAL  
♦ ♦ ALGÉRIE ♦ ♦**

Proposé et encadré par :  
**Dr. MERIEM D.E.**

Présenté par :  
**OTMANE M<sup>ed</sup>**

*Année Universitaire 1996/1997*

E.N.P. 10, Avenue Hassen Badi - EL-HARRACHI - ALGER

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

## ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

*Projet de Fin d'Etude*  
*En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état*  
*en Génie Minier*



DEPARTEMENT DE GENIE MINIER

Thème

**COMPARAISON DES GRANITOÏDES DU  
HOGGAR OCCIDENTAL ET CENTRAL  
♦♦ ALGÉRIE ♦♦**

Proposé et encadré par :  
**Dr. MERIEM D.E.**

Présenté par :  
**OTMANE M<sup>ed</sup>**

*Année Universitaire 1996/1997*

E.N.P. 10, Avenue Hassen Badi - EL-HARRACH - ALGER



Je dédie ce travail

- à ma mère,
- à la mémoire de mon père,
- à mon grand aimé , mon frère Abdelkader,
- à mon frère Bachir,
- à toute ma famille,
- à mes amis de la RUBA (Alger),
- à mes amis d'enfance,
- enfin à tous ceux et celles qui me sont chers,



## REMERCIEMENTS

*Grâce à l'aide de Dieu, ce projet  
à été achevé, à cette occasion je tiens  
vivement à remercier mon promoteur  
Mr. MERIEM pour toute l'aide qu'il m'a apportée  
durant la période de l'élaboration du projet.*

*Mes remerciements vont également à Mr. AGUID M<sup>ed</sup>,  
à B. Rachid, M<sup>ed</sup> (17), à B. Aissa, à mes copains de  
spécialité de Génie minier, et à tous qui m'ont  
aidé de près ou de loin à la réalisation de ce projet.*

*07/04/10*



# SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
-------------------	---

## I) GEOLOGIE GENERALE

I.1- LA GEOLOGIE DE L'AFRIQUE.....	2
I.2- GEOLOGIE DU HOGGAR .....	4
A-Le Hoggar occidental.....	4
B-Le Hoggar central.....	8
C-Le Hoggar oriental.....	10

## II) LA GEOLOGIE DES REGIONS D'ETUDE

II.1-LA ZONE D'ABANKOR .....	12
II.2-LA ZONE BAHOUINET NORD ET SUD.....	15
II.3-LA ZONE D'AOUILENE.....	20
II.4-LA REGION DE SILET.....	22
II.5-LA REGION DE TIMGAOUINE.....	24

## III) LA PETROGRAPHIE

1-LA ZONE GRANITIQUE DE BAHOUINET NORD ET SUD.....	27
A- La région de Bahouinet Nord.....	27
B- La région de Bahouinet Sud.....	29
2- LA ZONE GRANITIQUE D'AOUILENE.....	31
3- LA REGION D'AGHEFSA.....	34
4- LA REGION DE SILET TIMGAOUINE.....	43
D- La Zone de SILET.....	43
E- La Zone de TIMGAOUINE.....	43
1- LA ZONE D'ABANKOR.....	45

#### IV) LA GEOCHIMIE

INTRODUCTION.....	48
1- LE MASSIF BAHOUNET NORD.....	54
2- LE MASSIF BAHOUNET SUD.....	60
3- LA ZONE D'AOULENE.....	64
4- LA ZONE D'AGHEFSA.....	69
5- L REGION D'ABANKOR.....	74
6- LA ZONE DE SILET-TIMGAOUNE.....	78
CONCLUSION GENERALE.....	83

ANNEXES: Tableaux des analyses chimiques

#### BIBLIOGRAPHIE

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
المكتبة — BIBLIOTHEQUE  
Ecole Nationale Polytechnique

# *Introduction*

## **INTRODUCTION :**

Excepté l'Atlas au Nord, les mauritanides au Nord-Ouest et la chaîne du Cap à l'extrême Sud, remaniés au cours du Phanérozoïque, le continent Africain est stabilisé dans sa majeure partie depuis 600 Ma.

Parmi les principaux événements responsables de la cratonisation de ce continent est l'orogénèse pan-Africaine qui a affecté le Hoggar avec comme résultat, la mise en place des granitoïdes qui recouvre 80% de sa superficie.

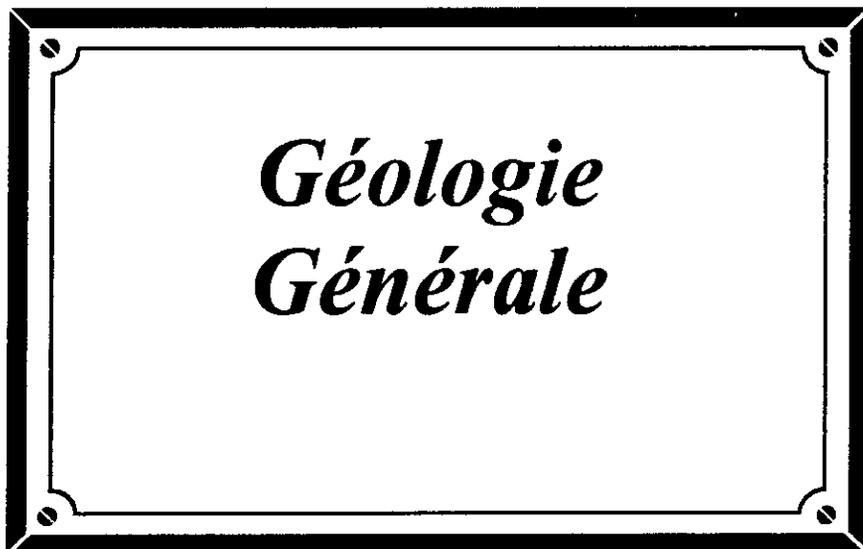
L'étude de ces granitoïdes fin-précambrien des zones (Aouilène, Bahouinet Nord et Sud, Aghefsa, Abankor, Silet-Timgaouine) est basée sur des différentes données obtenues à partir de la bibliographie.

L'objectif de ce travail est:

- Caractérisation des granitoïdes de point de vue pétrographique, et géochimique.
- L'établissement d'un lien génétique entre la minéralisation et les granitoïdes.
- Détermination géodynamique de leur mise en place durant l'orogénèse pan-africaine.
- Compréhension de la pétrogenèse et de l'évolution géologique de ces régions.

Cette étude a été donc menée sur deux axes, bien que présentés séparément restent indissociables et étroitement liés l'un à l'autre : pétrographie et géochimie des éléments majeurs et des éléments en traces, accompagnés par fois d'une étude basée sur des terres rares dans le but de bien caractériser la tendance géochimique des roches plutoniques et de leur géodynamique.

# Chapitre I



**1- Géologie de l'Afrique:**

L'Afrique est subdivisée en quatre cratons stabilisés avant le pan-africain : les cratons Ouest-Africain, du Congo, du Kalahari, et du Nil. L'extension de ce dernier n'est pas défini car, jusqu'à présent, il n'a été reconnu qu'à Uweinet en Libye (Klerkx & deutsch, 1977; Klerkx, 1979). Ces cratons sont, séparés par des zones mobiles, qui affectent le reste du continent en englobant de nombreux noyaux d'âges Eburnéenne ou Archéen fig.1.

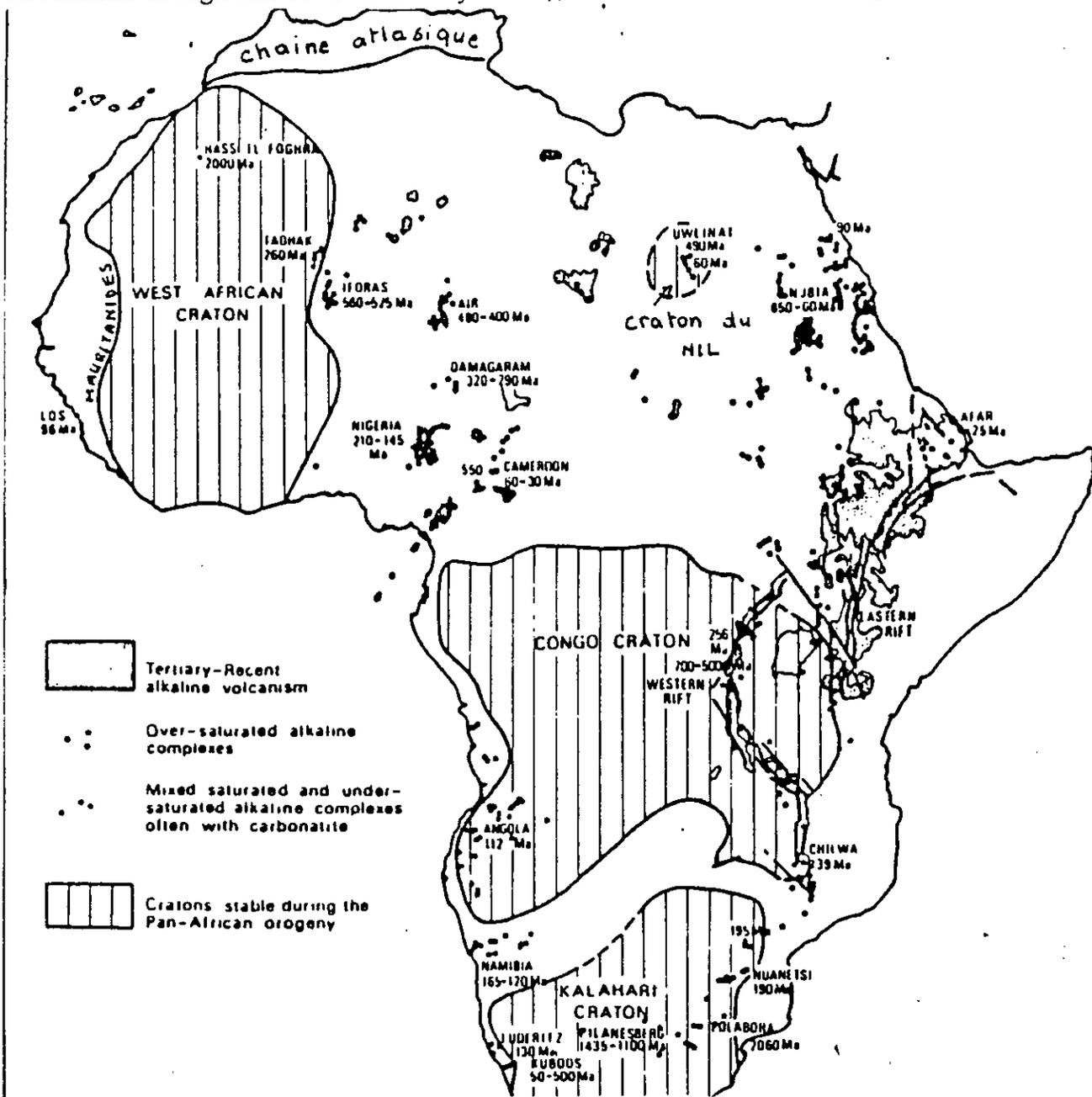


Fig.1

Localisation des principaux cratons africains(d'après Black, 1984).

Entre le craton ouest africain et le bouclier touareg, nous avons la zone mobile pan-africaine dite pharusienne dont fait partie le Hoggar, ce dernier a fait l'objet de plusieurs travaux dont on trouvera l'historique ci-dessous. Fig.2.

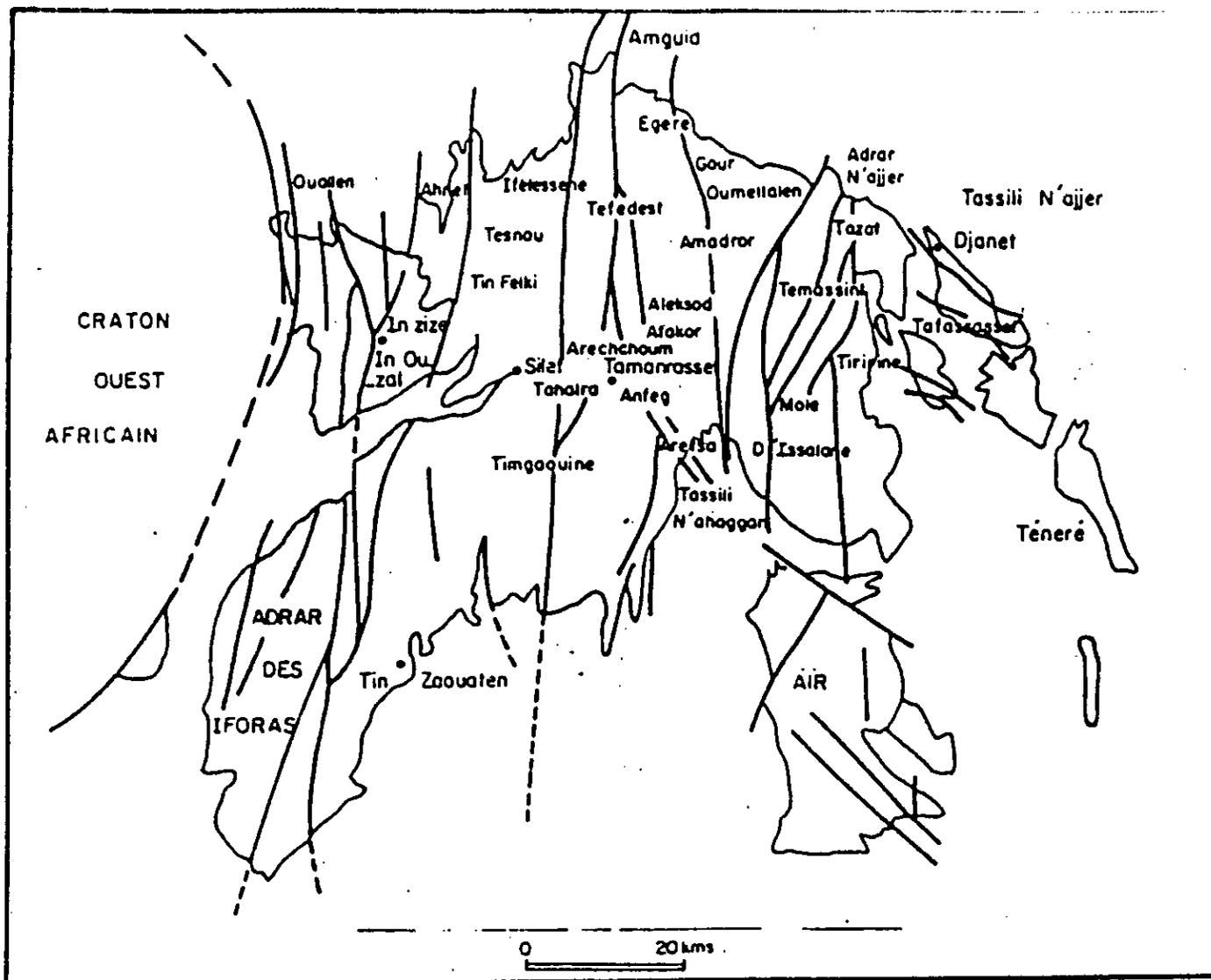


Fig.2

Toponymie du Hoggar (In Thèse de Zaimen, 1994)

## **2- GEOLOGIE DU HOGGAR**

Le Hoggar est limité par des fractures subméridiennes d'échelle continentale (Caby, 1968) dont le jeu est essentiellement d'âge panafricain et qui sont, en fait, de grands décrochements. leurs déplacements latéraux atteint ou dépassent, pour certains d'entre eux, la centaine de kilomètres (Caby, 1968). La structure du Hoggar correspond donc à la juxtaposition de compartiments longitudinaux, disparates, mettant en contact des niveaux structuraux variés et d'âge différents, entre lesquels les corrélations ne sont pas toujours possibles. On distingue classiquement trois grands domaines **Fig.3**:

- La chaîne pharusienne de l'ouest, séparée en deux rameaux d'âge protérozoïque, par le môle Inouzzal, elle comprend un rameau occidental (Hoggar occidental) et un rameau oriental, appelé aussi "fossé pharusien central".

- Le Hoggar central polycyclique, très complexe dans le détail du fait du volume important de matériel ancien. Il comprend la zone Tefedest-Atakor et la zone oumelalentesint dont sa limite occidentale coïncide avec la grande fracture de 4°50 et la limite orientale est formée par l'axe granitique d'Honag.

- Le domaine oriental, caractérisé par la chaîne tiririnienne d'âge panafricain tardif, comprend le môle d'Issalane, le sillon tiririniens, et la zone djanet-tafassasset.

### **A- LE HOGGAR OCCIDENTAL**

#### **A-1 Le Rameau occidental**

Il est caractérisé:

- Par l'importance des mouvements verticaux qui ont porté côte à côte les parties profondes, catazonales de la chaîne, les formations épizonales et les grabens remplis de molasse de la série pourprée qui constituent près de 40% des affleurements de l'Ouest du môle In ouzzal.
- Par le grand développement des séries quartziques d'âge protérozoïque moyen à supérieur
- Et surtout par l'abondance des intrusions acides orthogneissifiées de chimisme alcalin (probablement des mylonites).

La bordure Ouest du rameau limitée par le craton Ouest-africain, est soulignée par des champs filoniens sub-méridiens, prolongement de ceux de l'Adrar des Iforas. A noter également des complexes magmatique basiques et andésitiques non métamorphiques et non déformés et surtout la monotonie du faciès grauwacke dans les diverses formations volcaniques.

## A-2 Le môle In-ouzzal

Il comporte principalement des roches de faciès granulitique dont deux types d'âges y ont été obtenus :

- le premier groupe, obtenu sur roches de totales par les méthodes Rb-Sr (Ferrara & Gravelle, 1966), et les méthodes U/th/Pb (Lancelot et al., 1976) et Sm/Nd (Ben Othman et al., 1984), donne 3.2 à 3.0 Ga,
- le deuxième groupe, obtenu sur minéraux, donne un âge nettement inférieur de 2,2 Ga (Allegre & Caby, 1972; Ben Othman et al., 1984).

La différence d'âge représente probablement deux phases métamorphiques, l'une de haute et l'autre de basse pression. Kienast et Ouzegane (1987) proposent que les deux épisodes métamorphiques correspondent à deux cycles orogéniques, l'un archéen et l'autre éburnéen.

La conservation d'un graben de basaltes et d'andésites du pharusien II extrêmement frais (Gara Akofou) dans la partie nord implique que cette partie du môle In-ouzzal a échappé au rétro-morphisme et aux déformations pharusiennes et a été pénéplanée avant les épandages de la série pourprée horizontale qui la couvre au nord.

## A-3 Le rameau oriental

Deux cycles volcano-sédimentaires, le pharusien I et II, sont séparés par la discordance intra-pharusienne (Gravelle, 1965; Bertrand et al., 1966). Les deux cycles sont caractérisés par la relative homogénéité de leur structure dominée par des plis sub-méridiens qui dans les domaines peu métamorphiques, représentent la seule et unique phase de déformation en conditions épizonales.

a - Le pharusien I qui repose en discordance sur un socle probablement d'âge éburnéen (Gravelle et Lelubre, 1957) commence par des formations de type plate-forme avec marbre, quartzite et schistes chloriteux, associés à des méta-andésites et metabasaltes en laves (Gravelle, 1969). Il est recoupé par de nombreuses intrusions basiques et ultrabasiques similaires à celles du rameau Occidental (Caby et al., 1982) et par d'importants batholites de granitoïdes calco-alkalins également pré-tectonique (vers 600 Ma). Les batholites du pharusien I sont subdivisées en deux types de granitoïdes (Caby, 1982):

- Les massifs de plutons dioritiques à granodioritiques, sont franchement calco-alkalins.

L'un d'eux (batholite de Tin-Tekadiouit) a été daté à  $868 \pm 5$  Ma (U/Pb sur zircon, Caby et al., 1982). Ces granitoïdes sont probablement d'origine infra-crustal et liés à une zone de subduction (Caby et al., 1981), le cadre géodynamique est encore mal défini.

- Les massifs de granites potassiques, indépendants du premier groupe et peut-être d'origine crustale.

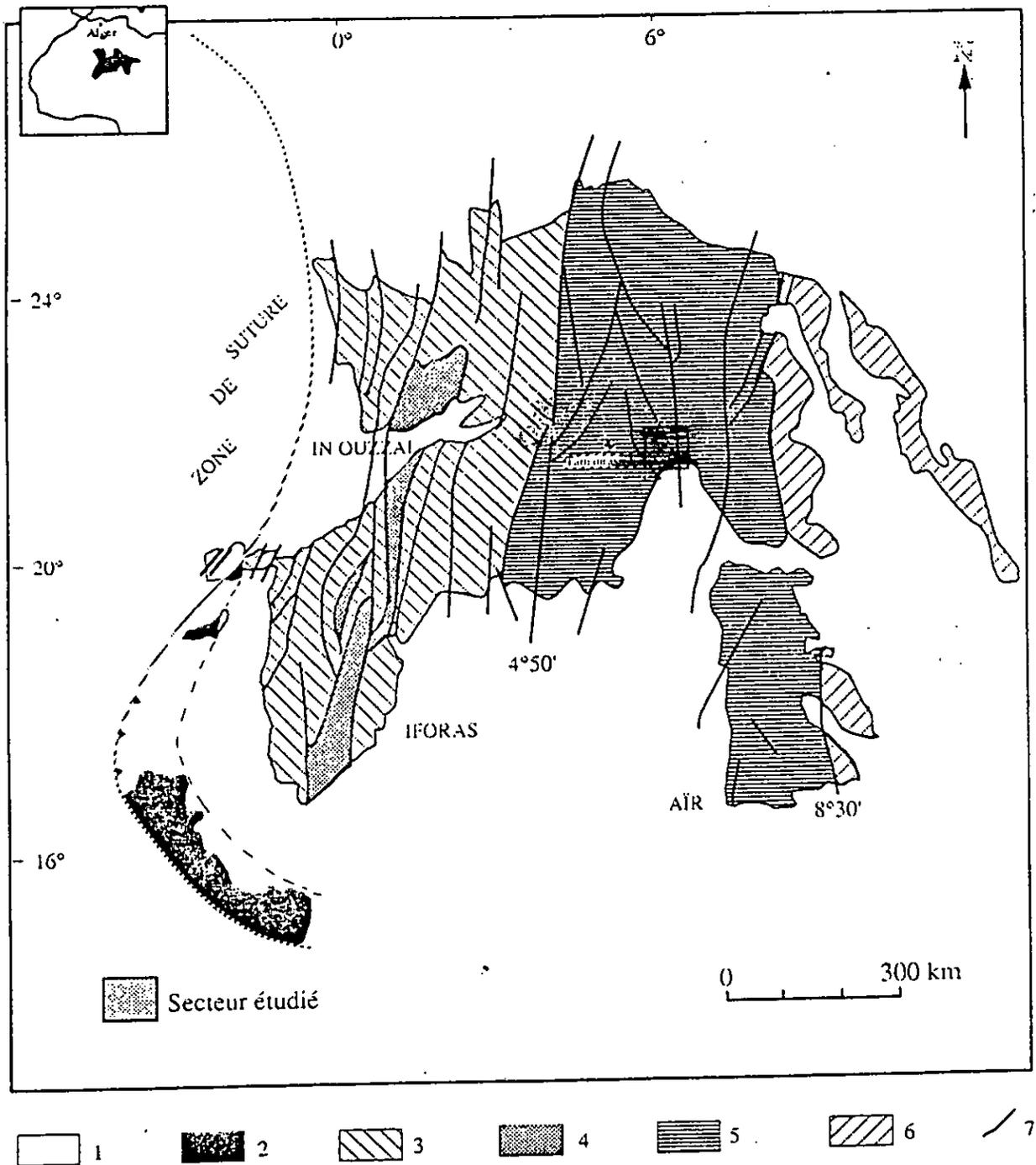
b- Le pharusien II, discordant sur le pharusien I, préalablement érodé, est composé à la base de conglomérats polygéniques surmontés d'arkoses, de marbres et d'une série pélitique épaisse d'un millier de mètres (Gravelle, 1969). Cette formation est surmontée par un volcanisme calco-alkalin important de composition andésitique à rhydacitique, probablement à mettre avec une zone de subduction (Chikhaoui, 1981). Le pharusien II est recoupé par de

vastes batholites calco-alkalins syn-à post-tectoniques. pour les deux types de granites, un âge moyen de 630Ma (recalculé) était généralement accepté (Piccioto et al., 1965), dont le granite gneissique d'Aouilène a fourni des âges de  $[629 \pm 6\text{Ma}]$  (U/Pb sur zircon) et  $[614 \pm 6\text{Ma}]$  (u/Pb sur sphène), tandis que le granite syn-à post-tectonique de l'Immézarène a fourni un âge de  $[583 \pm 7\text{Ma}]$  (U/Pb sur zircon). Le granite de Tamassahart dans les Iforas orientales a fourni un âge similaire de  $[581 \pm \text{ou- Ma}]$  (Caby et al., 1985).

Donc d'après ces données géodynamiques, la tectonique majeure panafricaine s'est déroulée dans un intervalle de temps compris entre 630 et 580 Ma. Elle est responsable d'un serrage modéré E-W, accompagné d'un épisode métamorphique de faciès schiste vert de bas degré. A l'Est de Timg'aouine, une tectonique tangentielle a été observée (Bertrand et al., 1986) celle qui affecte le Hoggar central (Lapique et al., 1986):

Les phénomènes panafricains terminaux engendrent d'une part la mise en place des granites du type « Taourirts » à structure concentrique, localisés dans le rameau oriental, dont l'un, le Tioueïne, a été daté par Rb-Sr vers 580 Ma (Boissonas et al., 1969), et d'autre part un complexe annulaire alcalin accompagné de lave acide, intrusif dans le môle In ouzzal le massif d'In-Zize daté à 530 Ma (Allègre et Caby, 1972).

La fin de l'orogénèse pan-africaine est marquée par le dépôt de séries molassiques puissantes qui peuvent atteindre 6000 m, comme la 'série pourprée' dans le SW de l'Ahnet (Caby, 1970) et la série intermédiaire dans le rameau oriental (Gravelle, 1981). Les séries molassiques se sont déposées en discordance sur le pharusien et remplissent des grabens le long d'accidents N-S. Elles sont recoupées par des granites "taourirts" mais peuvent contenir des enclaves rhyolitiques. Elles sont donc partiellement cambriennes.



**Fig.3 Principaux domaines structuraux du bouclier touareg (D'après Caby et al.)**

1- craton ouest africain, 2- nappes du Gourma et du Timetrine, 3- Hoggar occidental, 4- môles granulitiques d'In ouzzal et des Iforas, 5- Hoggar central polycyclique et Aïr, 6- Hoggar oriental, 7- failles.

**B-LE HOGGAR CENTRAL**

Beaucoup plus hétérogène et complexe, il se prolonge au Sud par l'Air. Il est divisé par de grands cisaillement sub-méridiens en compartiments longitudinaux dont il est à remarquer qu'ils sont moins homogènes du point de vue lithologique et structural que ceux de l'Ouest. Le Hoggar central est constitué en grande partie de gneiss et méta-sédiments affectés par un métamorphisme de haut degré, de petits bassins (Laouni, In-Ebeggui) ou d'étroites lanières (Arefsa oriental, Serkout, Terasint) remplis de sédiments et de volcanites moins métamorphiques qui ont été attribués au pharusien (Kilian, 1932; Lelubre, 1952; BRMA, 1955).

Dans l'état actuel des connaissances, trois zones peuvent être définies dont les limites ne coïncident pas systématiquement avec celles des grandes fractures et des grandes zones de mylonites.

1. La zone Tefedest-atakor est limitée à l'Ouest par la grande faille 4°50 et à l'Est par celle d'Amguid-Arefsa (pour la partie Nord). Elle est caractérisée par la prédominance des gneiss à métamorphisme de très haut degré et des migmatites, l'abondance des granites et des mylonites avec une néo-foliation verticale sub-méridienne (Latouche, 1978).

\* Au sud de la Tahalara, à l'Est de la grande fracture 4°50, deux formations ont été distinguées : la série leucocrate de l'Oued Tinef, composée de leptynites et de granito-gneiss largement rétro-morphosés en conditions épizonales, et la série mésocrate de l'Oued Azanou, composée de gneiss calco-alcalins à biotite et amphibole, d'amphibolites et de quartzites à diopside et hypersthène.

\* Dans la région de l'Amsinnassène, Vitel (1970) distingue deux séries : la série de l'Arechchoum, formée de gneiss rubanés et veinés, polymigmatiques et contenant des reliques de granulite à hypersthène, et la série de l'Amsinassène, essentiellement méta-sédimentaire et comprenant des marbres à minéraux, des pyroxénites, des gneiss à pyroxène et amphibole, des quartzites et des gneiss à sillimanite et grenat.

2. La zone Egéré-Arefsa est caractérisée par l'importance des déformations et du métamorphisme panafricain, cette zone est composée par :

\* la série de l'Arechchoum, est caractérisées par :

- Des gneiss rubanés plagioclasiques, de composition granodioritique à tonalitique, avec de rares niveaux lenticulaires d'amphibolites. Des mobilisats se manifestent sous forme de veines et de filets de composition aplitique à trondhjémitique et, dans la plupart des cas, leur âge est ancien (2000Ma). Ces gneiss sont recoupés par des filons basiques qui ont été déformés et métamorphisés au cours de l'orogénèse panafricaine ; ces filons ont permis de démontrer la réalité de la discordance de la série de la de l'Aleksod sus-jacente (Bertrand, 1968).

- Une formation méta-sédimentaire, peu développée dans l'Aleksod, qui comporte des marbres, des pyroxénites, des quartzites à clinopyroxène, des micachistes à biotite et sillimanite et des gneiss plagioclasiques.

- Des gneiss oillés à texture souvent amygdalaire passant localement à des gneiss granitoides roses homogènes bien développés au Talat Mellet. L'homogénéité de la formation et ses caractères géochimiques sont compatibles avec une origine plutonique, mais les contacts avec les formations encaissantes ont toujours été déformés postérieurement.

\* La série de l'Aleksod est caractérisée par des formations intensément déformées, avec de bas en haut :

- Des amphibolites massives à grenat dont la composition suggère qu'il s'agit de basaltes ayant une affinité géochimique avec les dykes intrusifs dans le socle,

- La formation sus-jacente débute localement par des quartzites à muscovite, surmontées par des formations gneissiques où dominent les gneiss veinés plagioclasiques, parfois amphiboliques, avec des intercalations de gneiss fin à biotite, grenat, et disthène ou sillimanite et de gneiss à diopside,

- La dernière formation calco-magnésienne est constituée d'amphibolites massives à gros grenat, biotite et disthène.

\* La stratigraphie et la structure de la zone orientale des Gour Oumelalentes ont été bien établies par Latouche (1978). Trois ensembles ont été différenciés, avec de bas en haut :

- Le complexe des gneiss rouges, formé de gneiss rubanés et oillés avec quelques intercalations de matériel méta-sédimentaire (marbre et quartzite),

- Le groupe des Gour Oumelalen, discordante sur la série rouge, lithologiquement très variée, comporte des gneiss à biotite, grenat, hornblende, des gneiss alumineux à sillimanite, des leptynites à magnétite et une formation d'itabirites associée à des quartzites à muscovite chromifère surmontant un complexe basique. Des charnockites acides et basiques s'intercalent entre les différents termes. Avec les déformations subies postérieurement, les formations sont rétro-morphosées dans le faciès des amphibolites à grenat. L'âge du métamorphisme granulitique est connu par deux isochrones Rb-Sr donnant des âges voisins de 2000 Ma (Latouche & Vidal, 1974), indiquant pour la sédimentation un âge au minimum protérozoïque inférieur. Il s'agit probablement d'une série équivalente aux méta-sédiments de la série de l'Arechchoum, mais plus épaisse et lithologiquement plus diversifiée.

- le groupe de toukmatine, formée d'un ensemble très monotone de micashiste à deux micas et à grenat, est probablement l'équivalent de la série de l'Aleksod.

\* Le domaine d'Issalane est caractérisé par une lithologie très homogène d'âge probablement éburnéen. L'exceptionnelle continuité de certains niveaux repères du Nord au Sud sur des centaines de kilomètres est remarquable. Outre les granites, on distingue deux formations concordantes, relativement peu épaisse, qui s'étalent largement par suite des répétitions dues aux plissements isoclinaux :

- Une formation gneissique constituée de gneiss rubanés associés à des gneiss veinés très potassiques,

- Un complexe méta-sédimentaire comportant des quartzites verts à mica chromifère, des marbres, des gneiss pélitiques le plus souvent remplacés par des migmatites à très gros grain. A ce complexe méta-sédimentaire, sont associés des niveaux très continus de leptynites rubanées de composition alcaline, dont les rapport avec les formations encaissantes suggèrent une origine intrusive. La tectonique, très complexe, comprend : (1) une phase isoclinale précoce, caractérisée par des grandes structures isoclinales couchées, (2) des plis sub-isoclinaux d'axe moyen N 290-310°, déformant rubanement et linéations préexistants. Le métamorphisme est de haute température et basse pression (sillimanite, cordiérite, wollastonite dans les marbres), (3) des déformations tardives, d'axes variables, attribuées à la déformations tardives, d'axes variables, attribuées à la déformation tiririnienne, et accompagnées par la rétro-morphose des migmatites.

### C-LE HOGGAR ORIENTAL

Il est caractérisé par la chaîne Tiririniene, chaîne à caractère linéamentaire encadrée à l'Ouest et à l'Est par deux socles plus anciens, structurellement différents l'un de l'autre. Les données géochronologiques (Ducrot, Lancelot, 1976) ont fourni un âge de 660 Ma pour les granodiorites en sills dans la série sédimentaire tabulaire du sud (Tadoumet) et un âge de 580 Ma pour les granites syntectoniques du Nord, dont il faut probablement rapprocher une grande partie des granites de la chaîne granitique d'Honag. Les granites syntectoniques ont donc dans ce domaine un âge voisin de celui des granites post-tectonique du Hoggar occidental et central (Boissonnas et al., 1969).

Trois sous-domaines ont été distingués :

- A l'Ouest, le môle d'Issalane, riche en méta-sédiments variés, mésozonaux, extrêmement replissés et caractérisés par la présence de métaquartzites à mica chromifère, renferme aussi de nombreux massifs stratoïdes anté-tectonique d'orthogneiss alcalin d'âge inconnu,

- A l'Est, la zone pré-Tiririniene du Tafassasset, lithologiquement plus variée, est recoupée par de vastes massifs granodioritiques datés à 730 Ma (Caby et Andreopoulos ; Renault 1987). précocement stabilisée, cette zone supporte en discordance la série molassique de Tiririne, horizontale à faiblement structurée, injectée dans la partie Sud par des sills acides et basiques variés mis en place à 660 Ma (Ducrot, Lancelot, 1976),

- Le long de l'accident 8°30', se développe graduellement au nord de la latitude 22°30' le rameau orogénique Tiririnien correspondant au plissement de plus en plus intense, en conditions épizonales puis mésozonales, de la série de Tiririne. cet événement est daté par l'âge de 580 Ma des plutons granitiques syn-à tardi tectonique de type Adaf.

Dans l'état actuel des connaissances, le Hoggar est formé de 23 « terranes » (Black et al., 1994). Les complexes granitiques qui font l'objet de notre étude sont situés dans la partie occidentale du terrain de Laouni. Ce sont d'ouest en est : le complexe granitique de Timg'aouine (Abankor), le complexe d'Aouilène et le groupe de Bhouinet fig.4.

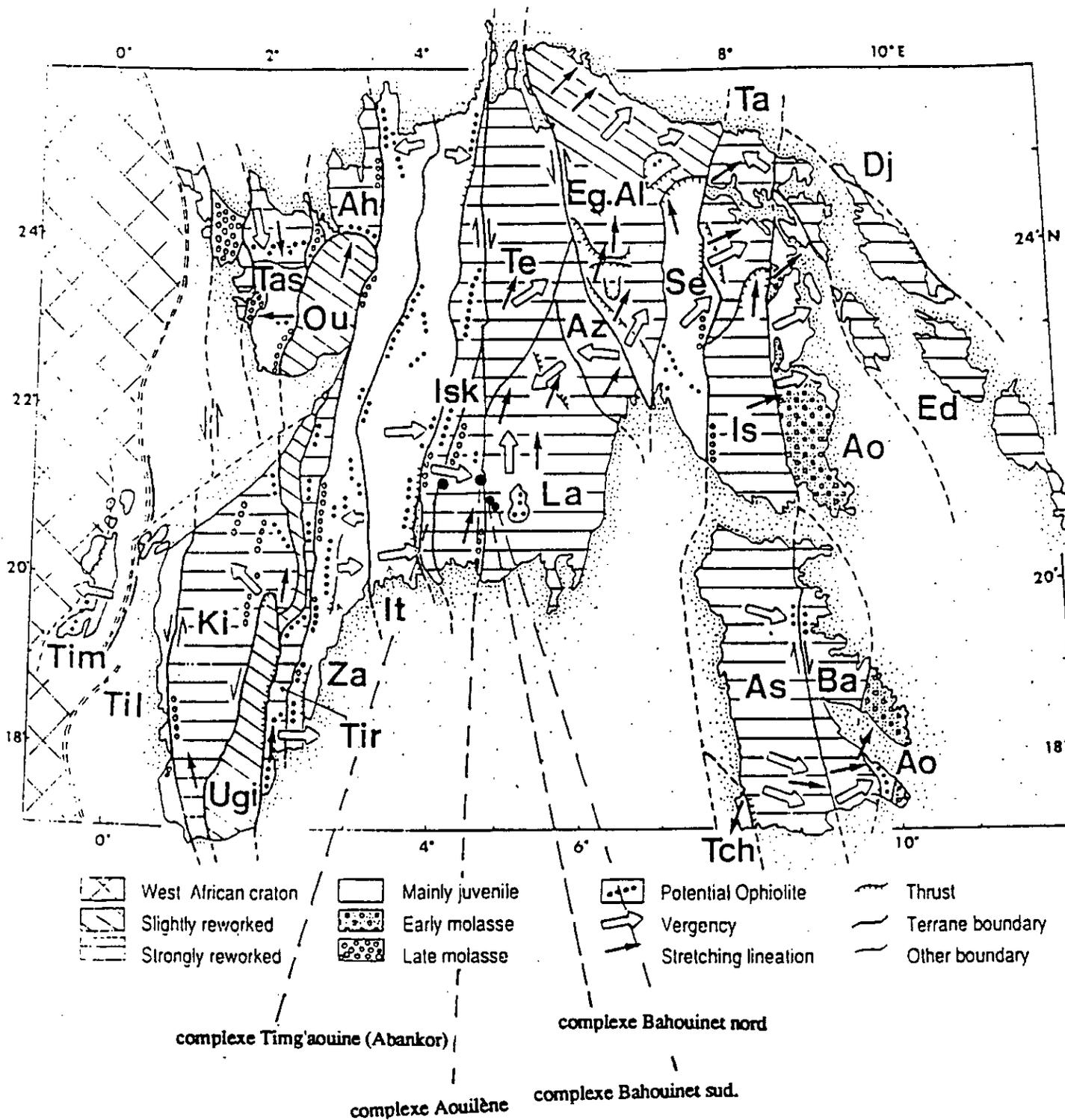
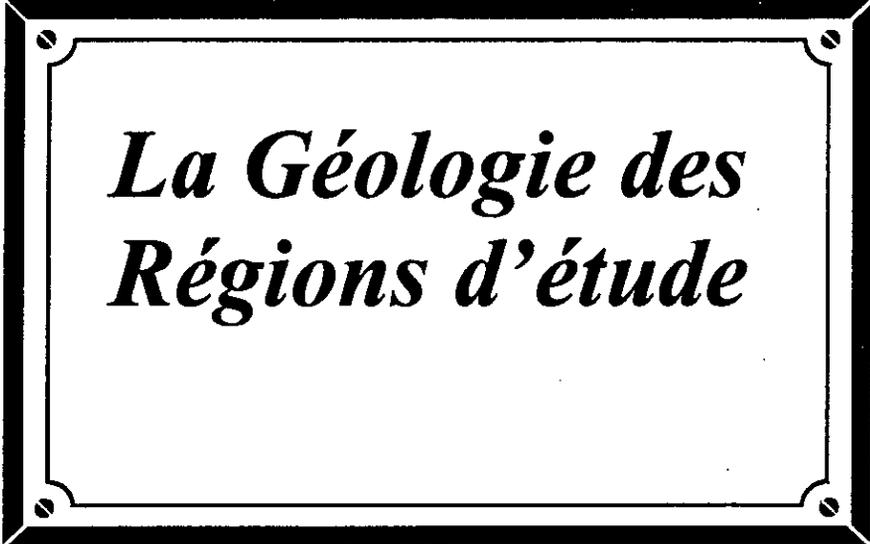


fig.5 Carte des différents blocs du Hoggar (D'après Black et al., 1994) avec la position des complexes granitiques étudiés, dans la partie occidentale du terrain de Laouni.

# Chapitre II



*La Géologie des  
Régions d'étude*

Les régions d'étude sont recouvertes à 80% des granitoides, en général d'âge panafricain (protérozoïque supérieur); Ce sont des granites tardi-orogénique, postérieurs aux plissements. Les plus remarquables ont une structure en zones emboîtées.

Dans les fossés, on voit fort bien les phases successives de l'activité plutonique d'enchaîner les unes aux autres. Il était donc difficile de passer sous les grands plutons syn-orogéniques, qui sont contemporains des derniers plissements et dans l'ensemble concordants.

## 1- LA ZONE D'ABANKOR

### **Situation géographique et géologique**

Le massif granitique d'Abankor est situé à 200 km environ au Sud Ouest de Tamanrasset. Ses coordonnées sont 4°31'E et 21°40'N, Ce massif (**fig.1**) se place sur le linéament de Tin-Di-Tin-Eiffel (Lapique et al., 1986). Suivant la vision actuelle du bouclier Touareg (Black et al., 1994), il se situe sur la frontière entre deux unités géologique mises en contact lors de l'orogénèse panafricaine :

A l'Ouest le terrain d'Iskel (Black et al., 1994) représenté au contact du massif par une unité de granite et microgranite rose et, plus loin, par le batholite calco-alcalin d'Aouiliène .

- A l'Est le terrain de Laouni (Black et al., 1994).

Trois séries volcano-sédimentaires ont été observées à l'ouest du massif de Timg'ouine dans le terrain d'Iskel : série à stromatolites, série verte et série pourprée.

#### **a- La série à Stromatolites**

Elle affleure sur une longueur environ de 8 km et une largeur de 3 km au NO du massif de Timg'ouine (Abankor). Elle repose en discordance sur un substratum gneissique, métamorphisée dans le faciès des schistes verts, elle est subdivisée en deux sous-ensemble : une unité sédimentaire, recoupée par une unité volcano-plutonique.

L'unité sédimentaire comprend environ 15 m de formations détritiques et près de 3 km de marbres. La séquence détritique est constituée, de bas en haut, par :

- Un niveau de 20 cm environ d'épaisseur de conglomérat à très petits galets de pegmatite rose, diorite et gneiss.
- Un niveau de 3m environ de quartzite à « grains de riz », la morphologie des grains de quartz est probablement due à un long transport.
- Des schistes tachetés bleus à taches roses, affleurant sur une puissance environ de 10 m et souvent associés à des jaspes ocres.
- Une passée d'environ 50 cm de quartzite sombre riche en magnétite.
- Un niveau de 50 cm d'épaisseur de pélites bleutées.

• Formations superficielles

Eboulis (arène granitique)

• Formations post-panafricaines

+ Série pourpree molassique (ambrien)

Grès et arkoses

Gabbro et norite à olivine

• Formations anté-panafricaines

+ Série verte (pharusien 2)  
Substratum de la série verte

Microgranite rosâtre mylonitique

Granite leucocrate à muscovite essentiellement

Conglomérats intraformationnels

+ Série volcano-sédimentaire

Cinérites, dykes de rhyolites et de dacites, andésites et basaltes, pelites et grès

\* Série à stromatolites (Pharusien I)

- Substratum de la série à stromatolites

Gneiss chloriteux avec un niveau de quartzite à quartz en grains de riz

Marbre de teinte variée avec un niveau à stromatolites

Andésite, gabbro et diorite métamorphusés dans le faciès des amphibolites

Plutonisme du complexe Timg'auouine

(Abankor).

Granite alcalin à biotite et amphibole

Granite et microgranite rosâtre de Timg'auouine (Abankor)

Granite subsolvus à mégacristaux de feldspath, à biotite et amphibole.

Zone de mylonites

Faille

Contact géologique

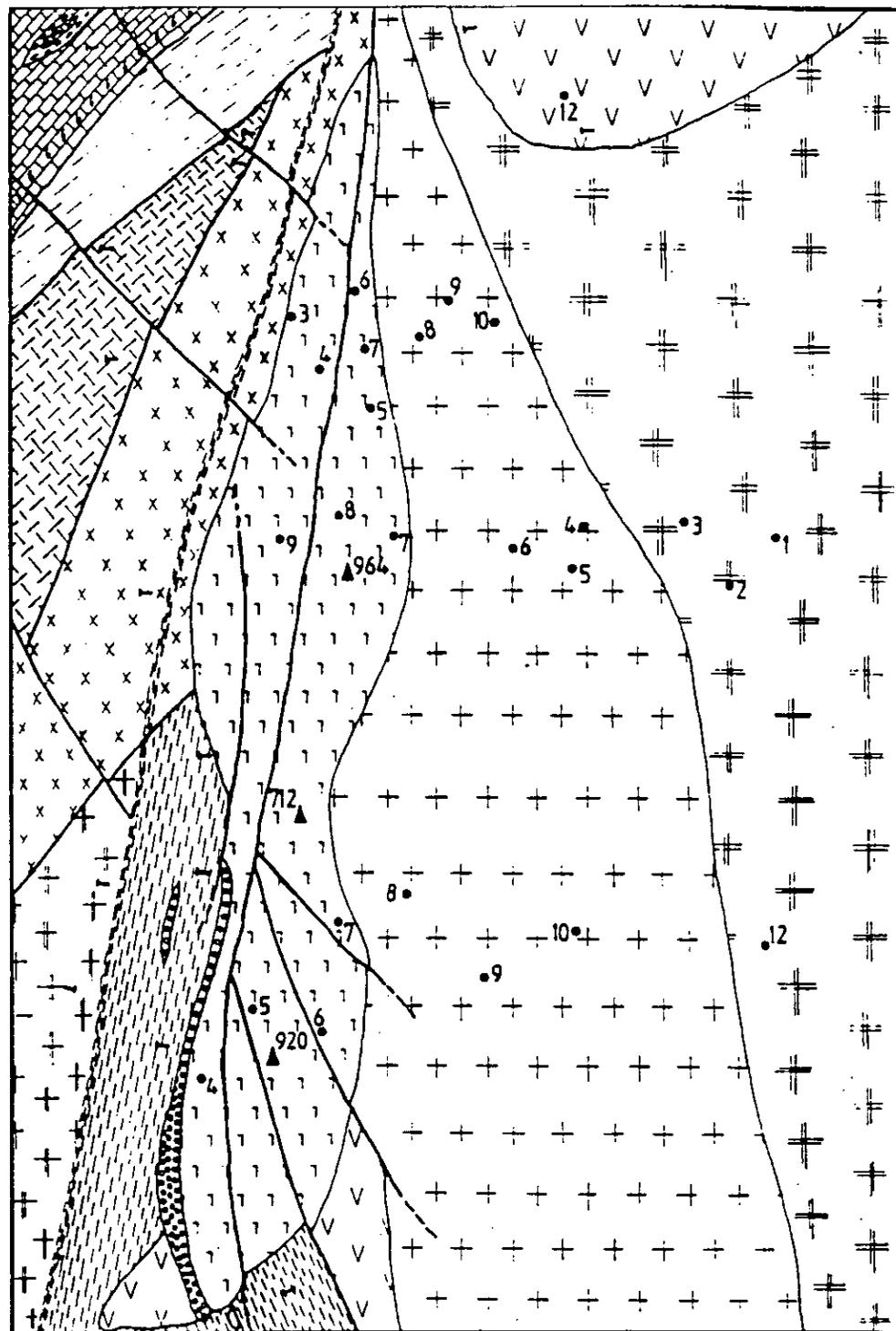


Fig.1 : Carte géologique du complexe granitique d'Abankor (In thèse de Zaimen, 1994)

Les premiers niveaux de marbre sont blancs et ocres à filaments algaires bleus à blanc-rosé. C'est là qu'apparaissent les stromatolites. Au dessus, les marbres deviennent multicolores et les structures stromatolitiques sont moins apparentes.

L'unité magmatique est constituée de formations hypabyssales (filons d'andésites, rhyodacite et rhyolite) et plutoniques (gabbro et diorite) qui provoquent localement un métamorphisme de contact dans les formations sédimentaires de la série à stromatolites.

#### **b- La série verte**

D'après Haddoum (1984), elle forme une bande allongée NNE-SSW sur environ 100 km du nord au sud et 5 à 10 km d'ouest en est. Entièrement verticalisée et schistosée, elle se subdivise en trois parties :

- Une partie inférieure où alternent des niveaux sédimentaires (conglomérats, grès, pélites) et des formations volcaniques essentiellement andésitiques.
- Des intrusions plutoniques basiques de faible extension, surtout dans la partie inférieure.
- Une partie supérieure, essentiellement volcanique (laves et pyroclastites acides).

#### **c- La série pourprée**

Elle doit son nom à la couleur des niveaux qui la composent. Elle est interprétée comme molasse post-pan-africaine (précambrien terminal-cambrien) provenant du démantèlement de la chaîne panafricaine, avec des critères de sédimentation en milieu continental. La couleur pourpre de la formation provient des granites roses qui l'ont alimentée et surtout de l'oxydation liée au dépôt. Bien que les contacts soient tectoniques, la série pourprée repose vraisemblablement en discordance stratigraphique. Dans la série verte, le pendage des strates est subvertical ; dans la série pourprée, il est faible et parfois même horizontal.

## 2- LA ZONE DE BAHOUINET NORD ET SUD

### **Situation géographique et géologique du bahouinet nord**

Le massif granitique de Bahouinet Nord se situe à 200 km environ au Sud-Ouest de Tamanrasset, 60 km environ au Sud du massif d'Aouilène et 70 km environ au sud-est de Ting'ouine (Abankor). Sa localisation géographique est  $4^{\circ}55'$  de longitude E et  $21^{\circ}25'$  de latitude N, Visible de loin car il s'élève à près de 300 m au-dessus d'un plateau à 680 m d'altitude en moyenne, son sommet principal (974 m d'altitude) constitue l'un des meilleurs repères topographiques de l'Ahaggar méridional.

Le massif (fig.2) recoupe un granite rosâtre à grain moyen, dont les affleurements sont généralement très altérés. Plus au nord, des granitoïdes identiques au granite rosâtre encaissant ont été datés entre ( $615 \pm 4$  Ma) et ( $604 \pm 6$  Ma) par la méthode U-Pb sur zircon ( Bertrand et al., 1987). Les âges sur titanite et monazite indiquent un refroidissement lent jusqu'à  $450-500^{\circ}\text{C}$  entre ( $591 \pm 4$  Ma) et 580 Ma. A l'Est ce massif et à proximité, le granite encaissant contient des septas hectométriques de diorite et de roches paradérivées. Ces roches rapportées au pharusien I ont été plissées et métamorphosées avant la mise en place du granite encaissant.

Le massif de Bahouinet nord recoupe à l'ouest un champ filonien long de 32 km et large de 8 km, d'orientation Nord-Sud et constitué de diorite et de granodiorite. Chaque filon présente une extension pluri-kilométrique et une épaisseur métrique. Les roches ont subi postérieurement à leur mise en place une déformation limitée, marquée par une schistosité, et une évolution hydrothermale, manifestée par l'apparition d'une paragenèse plus hydratée. La hornblende est remplacée par l'actinote formant des amas de cristaux aciculaires, la biotite est entièrement chloritisée, le plagioclase est parfois remplacé par le scapolite, on rencontre en outre titanite, épidote et calcite. Les teneurs en quartz sont variables d'un échantillon à un autre. Cet ensemble filonien est attribué au post-pan-africain

Ce champ filonien est recoupé par un filon de granodiorite d'orientation Est-Ouest, grossièrement radiaire par rapport au massif. Il est situé à l'extérieur du massif avec lequel il n'a aucun contact. Microscopiquement, le filon de granodiorite contient des phénocristaux de plagioclase automorphe et sub-automorphe (1,5 cm de longueur en moyenne), maclé polysynthétique, zoné et légèrement séricitisé. La pâte est formée de : (1) quartz en cristaux accolés avec des lacunes de cristallisation peu développées , (2) biotite en cristaux généralement xénomorphes , souvent chloritisés , avec inclusions de minéraux opaques , d'apatite et de rares petits cristaux de zircon , (3) feldspath alcalin extrêmement rare (4) mésostase finement cristallisée en gains de quartz et de feldspath .



Le massif de Bahouinet Nord présente des contacts intrusifs avec son encaissant. Le pendage du contact avec l'encaissant peut être assez faible, tel qu'il a été observé au nord-ouest sur quelque dizaines de cm, et même horizontal à peu incliné au sud-est où le granite présente une variation apicale à micropegmatite. Au voisinage des importants reliefs à l'ouest et au nord du massif, il est sans doute plus redressé.

Le massif comprend deux zones, le cœur et la périphérie, composées de roches différentes. La périphérie, constituée par un granite hypersolvus blanc-jaunâtre à biotite, forme un croissant avec deux sous-zones emboîtées passant progressivement de l'une à l'autre. Les différences entre les deux sous-zones sont subtiles : la sous-zone interne, plus en relief que l'autre, est formée d'une roche un peu plus grossière, à quartz mieux isolé, biotite plus rare et faible développement des cavités miarolitique. La sous-zone externe présente, au contraire, de très nombreuses cavités miarolitiques de 1 à 3 cm de diamètre avec espacement variable, des niveaux centimétriques à chapelets de cavités alternant avec des niveaux métriques relativement appauvris. La limite entre les deux sous-zones correspond donc à peu près au front de dégazage du magma devenu sursaturé en fluides. Le fait que son front soit quelque sorte « fossilisé » indique un refroidissement rapide à faible profondeur. Les enclaves sont assez peu abondantes : (1) des enclaves sombres biotitiques à grain fin dans la zone de bordure au Sud-Ouest du massif, (2) une enclave de gabbro à olivine d'une dizaine de mètres, dans le croissant interne au Nord.

Dans la partie nord du massif, le contact entre les deux zones est net, subvertical, des filonnets surmicacés de quelques centimètres d'épaisseur dans le granite de la zone centrale l'épousent très exactement. Des lentilles circonscrites (2 à 3 m de diamètre) de pegmatite à feldspatn alcalin rougeâtre-quartz gris à violacé-muscovite  $\pm$  biotite s'observent des deux côtés du contact. Près du contact au sud-est, le granite grossier porphyroïde à biotite de la zone centrale contient des enclaves décimétriques (<50 cm de diamètre) d'aplite ou de granite fin pouvant passer à une pegmatite, qui peuvent être interprétées comme des bordures figées reprises (Lameyre, 1966 ; Boissonnas, 1973). L'ensemble de la zone centrale, formée de granite porphyroïde rosâtre à biotite, se caractérise par la présence de rares différenciations surmicacées (biotite) formant des enclaves centimétriques de forme elliptique passant à des schlieren rectilignes et parallèles, d'orientation moyenne N40°, de longueur métrique et de 3-4 cm d'épaisseur.

Tout le massif est disséqué par un système tardif de failles (Diaclasses) orientées N40° qui détermine des décalages généralement dextres peu importants (rejeux horizontaux de 100 m environ). La forme elliptique du massif est sans doute acquise pour une part lors du mouvement post-magmatique du système de failles, encore que les schlieren de même orientation dans le granite central peuvent constituer le témoin de mouvements précoces lors de la mise en place. Le réseau de fractures est systématiquement occupé par des filons de quartz stérile blanc et parfois de couleur rosâtre. Aucune minéralisation n'y a été observée. Par contre, au nord-est du massif, encaissé dans le batholite du Hoggar central, un filon subvertical de même direction, de 20 m environ de longueur et d'une puissance de 20 cm, est minéralisé et contient, en plus du quartz, des cristaux de cassitérite et de wolframite d'assez grande taille (quelque millimètres), associés à des sulfures (pyrite-chalcopyrite). Des filonnets de topaze et de beryl (plus rare) avaient été signalés. Enfin, au pointement volcanique a été découvert au nord, dans le granite grossier du centre, sous la forme d'une cheminée de basalte à olivine située non loin d'une faille majeure N40°.

### Situation géographique et géologique du bahouinet Sud

Le massif de bahouinet sud, 10 km de long et 5,5 à 6 km de large, se situe à une dizaine de kilomètres au SSE du massif de Bahouinet nord. Sa localisation géographique est 4°55' de longitude E et 21°20' de latitude N, Visible de loin, car il s'élève à près de 200 m au dessus d'un plateau à 700 m d'altitude en moyenne, son sommet principal (892 m d'altitude) constitue l'un des meilleurs repères de l'Ahaggar méridional.

Le massif (fig.3) est encaissé dans les mêmes formations que le massif granitique de Bahouinet nord, c'est-à-dire dans le granite rosâtre et le prolongement du champ filonien de bahouinet nord, avec qui il présente des contacts intrusifs. Au voisinage d'importants reliefs, le contact est sans doute plus redressé. Sa partie orientale recoupe un champ filonien d'orientation NE-SW constitué de diorite et granodiorite et se prolongeant dans la partie SW.

Les reliefs confus du massif sont constitués d'un granite à gros grain, identique à celui du centre du massif de Bahouinet nord. Les affleurements sont homogènes, à l'exception du secteur sud-est, près du contact avec l'encaissant, où un champ filonien orienté nord-ouest, sud-est occupe une surface de 1,2 km×1 km. Les filons d'aplite-pegmatite ont une épaisseur métrique et sont séparés les uns des autres par environ 2 à 3 m de granite, indiquant un processus d'extension de 25 à 33 %. Aucune bréchification et aucune minéralisation n'ont été observées.

Boissonas (1973) a supposé que, s'il n'y a pas d'alaskite en croissant ou en couronne à Bahouinet sud, cela est dû à l'érosion, alors qu'à une dizaine de kilomètres, le croissant alaskitique de Bahouinet nord est toujours bien conservé. La présence ou l'absence d'alaskite dans un massif Taourirt a une importance majeure dans la prospection métallyogénique. D'après les conclusions de la SO.NA.RE.M (1977) (société nationale de la recherche minière), les granites non affleurants ou sub-affleurants sont les plus intéressants du point de vue économique. Les résultats de prospections effectués à ce jour dans le Hoggar montrent que les minéralisations en Sn-W sont liées spatialement et génétiquement aux granites Taourirt du « compartiment central » (zone de Tefedest-Atakor). D'autres indices de faible importance ont été découverts en relation avec des roches de nature et d'âge très variés dans diverses régions. La diversité des indices montre qu'il existe au Hoggar une permanence d'anomalies en Sn, W et métaux rares, justifiant l'appellation de province métallogénique du Hoggar ».

Les indices récemment découverts, dont certains très prometteurs (Bachir, Elkaroussa, Tin Amzi, Alemnda et Anfeg), sont en relation avec des corps granitiques que l'érosion n'a pas encore mis à jour et qui sont parfois rencontrés par sondages. L'exemple des gisements de Tin Amzi, El Karoussa et Bachir montre que la recherche de Taourirt non affleurants et sub-affleurants demande la connaissance des lois, ou tout au moins des hypothèses, contrôlant leur emplacement.

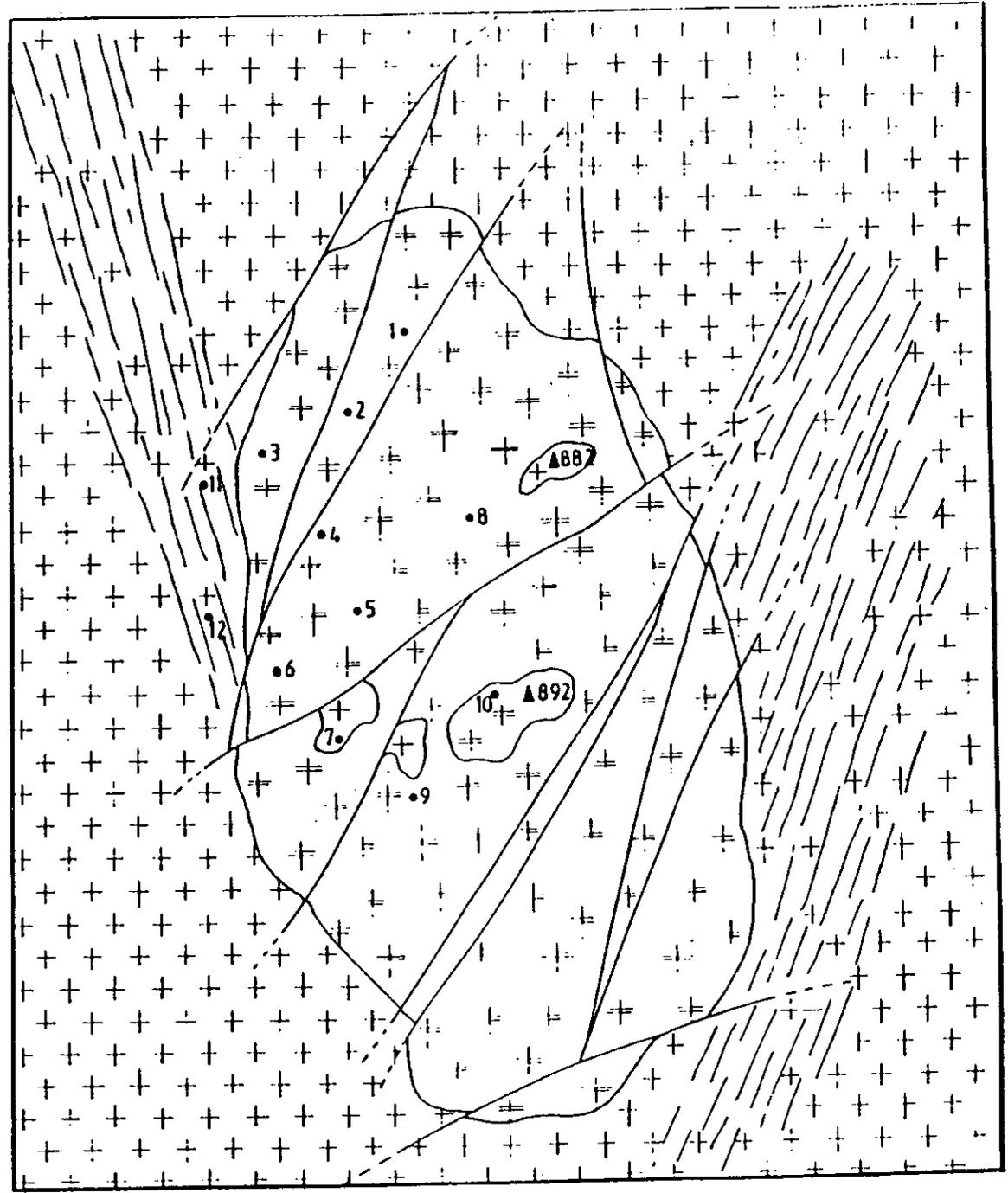
Tout le massif de Bahouinet sud est disséqué par un système de failles orientées N40° dont le rejeu horizontal est peu important. La forme elliptique du massif est acquise pour une part lors du mouvement post-magmatique du système de failles. Certains fractures sont occupées par des filons de quartz stérile blanc et parfois de couleur rosâtre, aucune minéralisation n'y a été observé.

-  Granite altéré à biotite et muscovite du Hoggar Central
-  Champ filonien de diorite et de granodiorite
-  Granite calco-alcalin du massif Bahouinet Sud
-  Zones de reliefs dans le granite calco-alcalin
-  Faille

Fig.3.

Carte géologique schématique du complexe granitique de Bahouinet Sud.

(In Thèse de Zaimen, 1994)



### **3- LA ZONE D'AOUILÈNE**

le massif granitique d'Aouilène se situe au Sud-Sud-Ouest de Tamanrasset, 50 km environ au Nord-Est du massif granitique de (Abankor) et 60 km au nord du massif granitique de Bahouinet nord. Sa localisation géographique est 4°50' de longitude E et 21°50' de latitude N, Visible de loin, car il s'élève à 150 m au dessus d'un plateau à 760 m d'altitude en moyenne, son sommet principal à 893 m constitue l'un des meilleurs repères topographiques du Hoggar.

Le complexe d'Aouilène (fig.4) s'est installé dans la batholite calco-alcalin de Timg'aouine, constitué par des faciès ocellés, des migmatites, des quartzites et des niveaux basiques. L'ensemble est recoupé par le granite grossier d'Aouilène à mégacristsaux de feldspath alcalin, dont les affleurements sont généralement altérés. La mise en place du batholite a été datée par la méthode U/Pb sur zircon entre 630 Ma et 580 Ma (Bertrand et al., 1987).

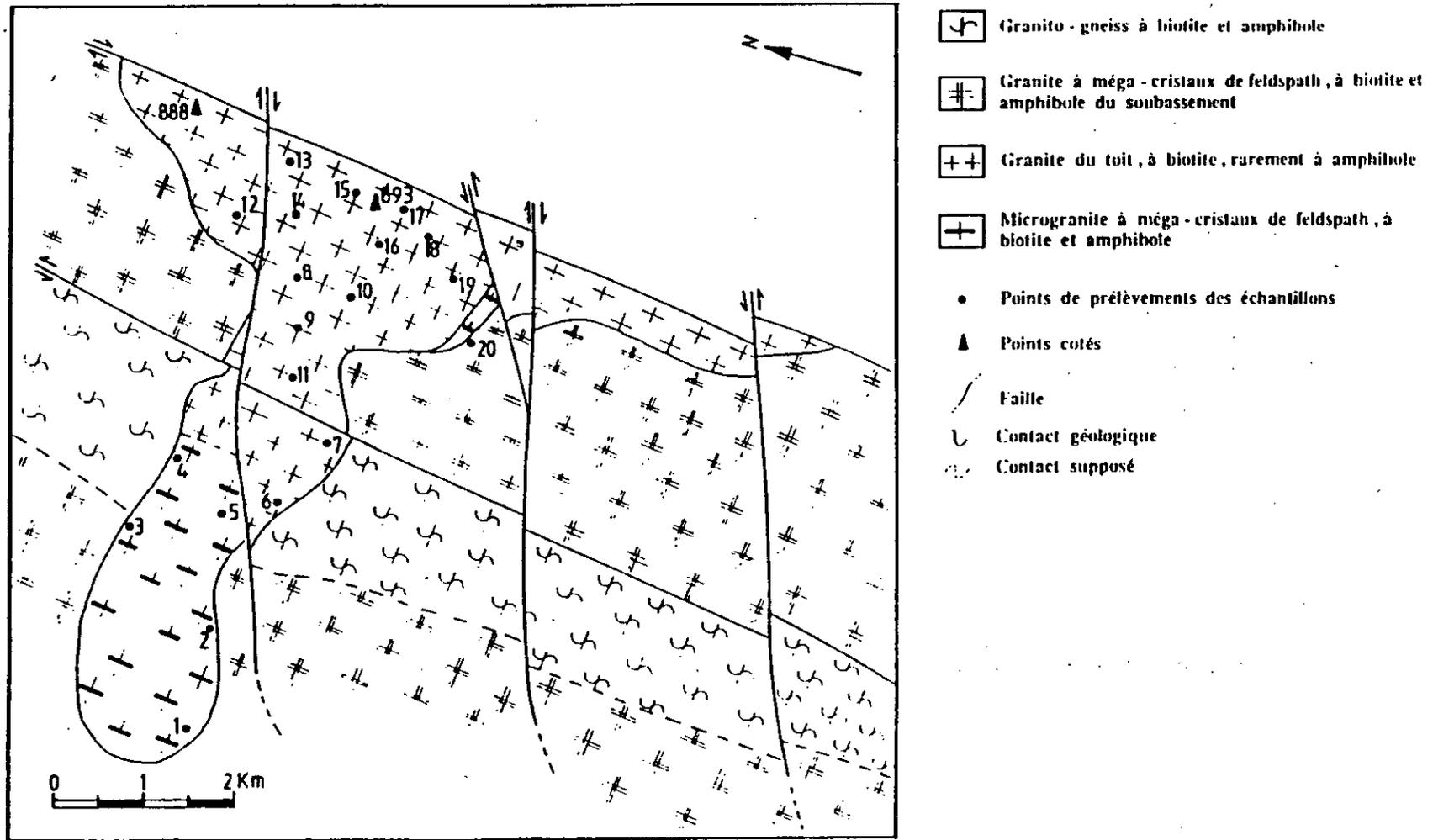
D'allongement Est-Ouest, le massif granitique d'Aouilène a allure d'un grand sill de 7 km de long enraciné à l'Est le long de la faille 4°50' et large de 2,5 à 3 km. Le long de la dislocation 4°50', il forme de hauts reliefs sur une dizaines de km du Nord au Sud. La bordure orientale du massif est faillée et fortement mylonitisée.

D'après Byramjee (1956), les diverses variétés granitiques du massif s'empilent les unes au-dessus des autres en donnant des « calottes superposées ». Le pendage des contacts entre les différents granites est variable dans le détail, parfois vertical à certains endroits, mais souvent subhorizontal.

Le massif granitique d'Aouilène est affecté par un réseau de failles sub-méridiennes et Est-Ouest. Le système de failles NNE-SSW correspond à la remobilisation de zones de cisaillement créées par la tectonique tangentielle profonde (Bertrand et al., 1986) conduisant à la déformation de vieux gneiss datés à (2075 +ou-30 Ma). Pendant la réactivation tectonique, des granites se sont mis en en place sous forme de feuilletés ou de laccolites (Anfeg, Amsel, Torsonounine, orthogneiss de Tinef). L'âge de ces granitoïdes, obtenu par la U-Pb sur zircon, titanite et monazite, s'échelonne entre 629 et 578 Ma (Bertrand et al., 1986 ; Lapique et al., 1986). Le massif granitique d'Aouilène a la même morphologie et sa mise en place est probablement contrôlée par ce système de failles. La déformation de la partie orientale du massif Aouilène montre qu'il s'est mis en place le long de la faille 4°50' au cours du cisaillement dextre.

Quelle est la signification des failles verticales d'orientation méridienne ? Lelubre (1952) a montré qu'elles jouent un rôle fondamental dans la structure du Hoggar. Leur importance est bien apparente sur la carte géologique au 1/1 000 000° du Hoggar (1972), établie à partir des travaux de Bertrand (1974), Caby 1970, Latouche (1975) et Vitel (1974, 1975). La structure actuelle du Hoggar est compartimentée par les accidents majeurs 4°50' et 8°30' qui délimitent respectivement le Hoggar occidental, le Hoggar central et le Hoggar oriental.

Fig.4. Carte géologique schématique du massif granitique d'Aouilène (In Thèse de Zaimen, 1994)



S'agit-il de cassures anciennes ? Lelubre (1952) les a considérées comme responsable de l'apparition des bassins où s'est faite la sédimentation pharusienne et a insisté sur l'ampleur des décrochements. Le déplacement latéral atteint ou dépasse la centaine de kilomètres pour certains d'entre eux (Caby, 1968). Par ailleurs, ces grands accidents ont rejoué après le précambrien jusqu'au quaternaire (Biro et Dresch, 1955 ; Conard, 1968).

L'individualisation du système de failles Est-Ouest est tardive dans l'histoire géologique du Hoggar et peut être contemporaine de la mise en place des granites de type Taourirt (Boissonas, 1974 ; Vitel, 1975) (cf. plus loin à propos du massif de Bahouinet nord). La géométrie des fractures transverses et leurs sens de déplacement impliquent un champ de contraintes  $\sigma_3$  orienté Nord-Sud .

Le massif granitique est composé de trois ensembles pétrographiques :

- Un granite assez grossier à tendance porphyroïde forme un batholite qui s'étend sur une cinquantaine de Km environ et occupe tout le plateau d'Aouilène . Cette roche forme le soubassement du massif.
- Le granit du toit, hololeucocrate à grain moyen parfois porphyroïde , constitue sans doute une variante du granite grossier mais forme une intrusion indépendante . Le contact avec le granite grossier est sub-horizontale.
- Un micro granite porphyrique , à phénocristaux de feldspath alcalin bien développé et montrant une fluidalité linéaire d'orientation WSW-ENE , forme deux affleurements principaux : l'un au sud de l'Adrar Aouilène , l'autre émergeant du reg à l'extrémité Ouest du granite grossier . Le microgranite est nettement intrusif dans les granites précédents : il renferme des enclaves de granite grossier et le contact est vertical ou subvertical .

#### **4- REGION DE L'AGHEFSA**

Elle est limitée au nord et à l'ouest par des contacts tectoniques majeurs et au sud par des granites tardi à post-tectonique et par les grès ordoviciens. Cette région de forme triangulaire est caractérisée par la présence à l'affleurement de puissantes unités volcano-détritiques et terrigènes lardées par un plutonisme important en volume. Ces unités sont affectées d'un métamorphisme faible, mis à part l'extrême Nord (faciès amphibolite) et quelques zones restreintes liées aux granites, et présentent une structuration tectonique monocyclique, caractérisée par la présence d'une seule surface de schistosité (S1) qui affecte une stratification sédimentaire souvent reconnaissable.

Ces terrains correspondent au pharusien type de Kilian (1932) et Lelubre(1952). C'est en effet dans l'oued Sersouf que fut définie la discordance stratigraphique classique entre le suggarien et le pharusien. Le Suggarien a été défini par Kilian (1932), à la suite de la découverte de conglomérats métamorphiques sur la rive droite de l'oued Sersouf, entre Amane Haggarnine et Aït-Oklane près de la limite nord de la région étudiée. Ces conglomérats lui permirent de distinguer deux termes dans l'antécambrien du Hoggar : le pharusien et le suggarien. "Le suggarien est le *ou terme le plus ancien et correspond au précambrien qui a fourni ces conglomérats, au précambrien qui lui est contemporain*

antérieur». Le pharusien correspond au «*précambrien contemporain de ces conglomérats ou postérieur*» (in Lelubre 1952).

Les observations de terrain nous montrent qu'en réalité les gneiss du « suggarien » et les formations volcano-détritiques sont toujours en contact tectonique (nappe de charriage) avec accordance des schistosités et que nulle part il n'a été observé de discordance stratigraphique. Les conglomérats métamorphiques qui forment, d'après Kilian (1932) et Lelubre (1952), la base du pharusien constituent en réalité des niveaux interstratifiés dans une unité volcano-détritique (cf. plus loin). L'argument principal pour ces autres est qu'une grande partie des galets de ce conglomérats est de composition minéralogique identique à celle du granite de Tiledenine attribué au cycle suggarien. Or, le contact sécant est localement subvertical de ce granite avec le faciès volcano-détritiques (qu'on retrouve aussi en galets dans le conglomérats) a montré un net métamorphisme de contact. De plus des observations au contact ouest de ce granite de Tilédinine ont confirmé que ce dernier recoupe à l'emporte pièce l'ensemble schistes volcano-détritiques et conglomérats identiques, qui localement présentent un pendage faible de 20° vers l'Ouest. Lelubre a soupçonné cela en écrivant dans sa thèse : « *En certains points on a l'impression que le granite métamorphise ces laves, mais ce n'est là qu'une apparence les laves ayant probablement recouvert un granite fissuré en affleurement* ». Ainsi on retrouve dans ce conglomérat aussi bien des galets de granites (d'âge ?) que de roches volcaniques environnantes. Il ne peut donc représenter la base du pharusien (inconnue dans la région) tel que l'a admis Lelubre. Ce conglomérat forme une grande lanière discontinue qui se suit dans sa configuration actuelle (NS à NW-SE) à travers une grande partie du domaine de l'Aghefsa. Suite à ces observations nous proposons d'abandonner les termes de Suggarien et de pharusien dans leur définition première qui est remise en cause. Cependant les géologues du Hoggar ont eu tendance ces dernières années à généraliser ces termes aux deux grands cycles orogéniques reconnus actuellement et qui correspondent respectivement à l'Eburnéen et au Pan-africain.

Dans l'extrême sud de ce domaine, cet ensemble volcano-détritique qui se suit en continu du nord vers le sud montre une déformation très faible caractérisée par une verticalisation des coulées et l'absence de schistosité pénétrative. Les structures volcaniques primaires sont préservées. Sur ce complexe volcano-détritique repose en discordance angulaire un conglomérat polygénique à galets de roches volcanique essentiellement et très hétérométrique. Le contact de ce conglomérat est une surface de ravinement. Vers l'ouest, toujours dans l'Adrar Issouagh, ce conglomérat, qui présente un pendage de 40° au NW, est associé à des alternances métrique de grès lithiques plus ou moins riches en débris et de conglomérats. Au dessus on rencontre de puissantes brèches volcaniques qui sont très développées plus au Nord-Ouest près de l'oued Afara Héouhine. Dans cette zone les brèches volcaniques et les conglomérats sont affectées par les plis ouverts droits subméridiens.

Partant de l'Adrar Issouagh, on passe vers le nord-est après un accident tardif N290° à un ensemble volcanique peu déformé : affecté seulement d'une schistosité de fracture non pénétrative (50-50° au N270°). Sur cet ensemble repose en discordance angulaire un conglomérat identique au précédent. Ces volcanites associés à des niveaux shisto-gréseux passent en continu à des volcanites de plus en plus déformées vers le contact tectonique majeur avec le socle (région de l'Ouguellah).

## **5- LA REGION DE SILET**

Dans la zone de Silet Les formations sédimentaires et volcaniques du Ph I, sont recoupés par un important complexe calco-alcalin, représenté par le batholite de Tin Tekadeouit auquel sont rattachés le granite à chlorite et le batholite granitique de Taklet plus tardif (Caby et al;1982).

a- Le batholite de Tin Tekadeouit est constitué par une bande N-S à N20°E, large de 15 à 30Km; il ne comprend au Nord de Silet que des faciès calco-alcalins à amphibole, biotites, allant des diorites aux granodiorites. La partie centrale du corps plutonique constituée par des granodiorites à grain grossier, riches en sphène et en allanite mais pauvre en zircon.

b- Le batholite de Taklet: à l'Est du puits de Tin-Dahar à Silet, le batholite est représenté par un granite riche en feldspath potassique. Le granite renferme des xénolites de diorites et de diorites quartziques orientés et des gneiss amphibolitiques. Le granite est porphyroïde rose peu orienté à quartz déformé mais non cristallisé à orthose perthitique, oligoclase altéré, biotite cristallisée et envahie d'épidote secondaire, sphène, apatite, allanite et, zircon.

## **6- LA ZONE TIMGAOUINE**

La zone de Timgaouine est localisée juste au Sud de la zone de Silet. A l'Est elle longe le grand accident 4°50', limite occidentale du Hoggar centrale polycyclique, tandis qu'à l'Ouest elle est limitée par l'immense pluton d'Imézzarène. Au Nord elle constitue le prolongement de Silet. La région de Timgaouine est recouverte par différents types de roches magmatiques, qui appartiennent au cycle pan-africain. Parmi elles : syénites, granodiorites, adaméllites et granites.

### **Les syénites**

Forment un massif allongé, qui jalonne la bordure Ouest du bassin d'Abankor. Au Sud, elles passent graduellement aux monzonites et monzo-diorites quartziques. Au Nord et à l'Ouest, les syénites sont recoupées par les adaméllites à biotite et muscovite, de couleur rouge à blanche, la roche est grenue, cataclasée et recoupée par de nombreux filons de diabase et de rhyolites de direction NS et NS-SW, apparemment antérieures aux premiers bancs de lave du pharusien II, Les syénites ont une texture monzonitique et sont composées de pyroxène (salite-augite), d'amphibole calcique (hornblende magésienne), de biotite, de très peu de plagioclase, de mésoperthite et de beaucoup de microcline et d'orthose.

### **Les granodiorites**

Elles font suite à l'Ouest aux syénites précédemment décrites. Leur relation est difficile à observer sur le terrain. Elles sont caractérisées par des variations dans la composition minéralogique et dans la taille des grains, la granodiorite est en général à gros grain, de couleur rose-blanchâtre, parfois à amphibole et biotite. Elle évolue d'une part vers une granodiorite à biotite sans amphibole non foliée, de couleur blanche qui forme le plateau de Timgaouine et, d'autre part vers une adaméllite porphyroïde pauvre en amphibole ou à biotite de couleur rosâtre.

La granodiorite de couleur rose-rouge, occupe l'Ouest de la « petite Afrique »; elle forme de petits massifs allongés parfois mylonitisés.

La granodiorite forme de grosses boules émergeant du plateau de sable qui recouvre parfois l'Ouest. La roche est composée de phénocristaux de microcline pouvant atteindre 4 à 5 centimètres, de quartz, d'amphibole et de biotite et parfois de muscovite; ce qui confère à la roche une légère tendance alumineuse.

### Les adamellites

Se subdivisent en adamellites à hornblende et/ou à biotite, en adamellites à riebeckite et aegyrine de texture hypersolvus et à méso-perthites, et en adamellites à muscovite primaire (alumineuse) à texture subsolvus.

L'adamellite à biotite et à muscovite :

Cette roche se divise en deux faciès : le premier sera biotite dominante avec peu ou pas de muscovite; le second est à muscovite. L'adamellite à biotite dominante est en général à gros grain, parfois porphyroïde souvent de couleur blanche ou rose; il est orienté et cataclaté. Son contact avec la granodiorite et l'adamellite à muscovite est difficile à observer.

L'adamellite à amphibole:

Affleure en grands blocs et en dalles en mélange avec l'adamellite à biotite. Elle peut acquérir un aspect de gneiss ocellé. C'est une adamellite qui probablement a subi une déformation pan-africaine.

L'adamellite à biotite :

De couleur rougeâtre, elle est très grossière, porphyroïde et passe à des granites à petits grains blancs, riches en biotite qui forment le relief du plateau granitique d'Imézzarène. Elle occupe toute la grande surface de ce plateau, recoupé par des filons de quartz, de pegmatite et d'aprites. Ce granite est surtout en bordure Est où il acquiert une foliation plus accusée. Des filonnets aplo-pegmatitiques et des veines granitiques recourent l'encaissant en formant des plis ptygmatisés.

Elle forme aussi des massifs allongés de direction NS ou NE-SW. Elle est associée à des granites alcalins. Cette adamellite, déformée en gneiss ocellé et en blastomylonites, est recoupée par des filons d'aprites.

L'adamellite à aegyrine et riebeckite :

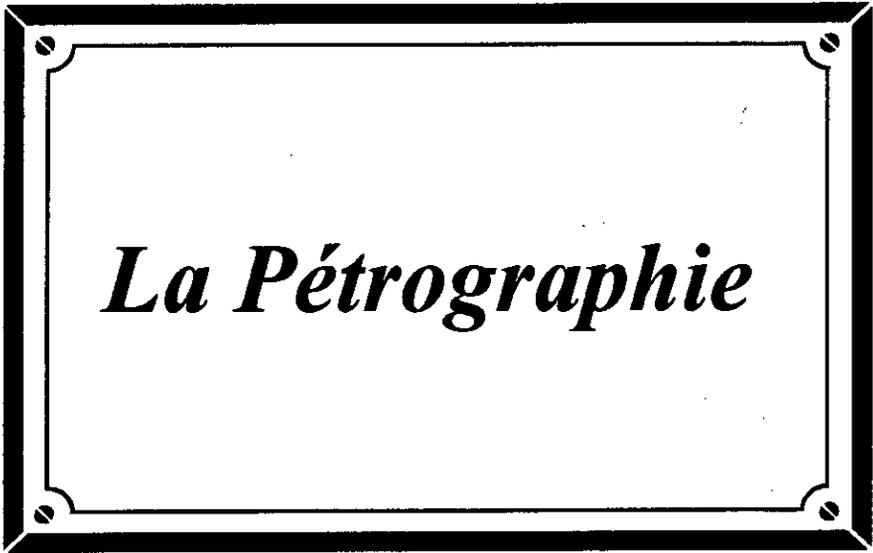
Ce faciès forme une bande allongée qui suit le décro-chauvauchement (linéament) de Timgaouine. Elle est peralcaline, en général de couleur grise-blanc, peu altérée et se présente sous forme de grosses boules métriques passant au Sud et à l'Est de la zone de Tin-Effeï, à un granite rouge altéré, dont on remarque l'absence de l'amphibole-sodique et de l'aegyrine, la présence de beaucoup d'opacités. Les oxydes de fer sont disséminés dans tous les minéraux de cette adamellite et surtout le feldspath, ce qui donne à l'adamellite la couleur rouge.

### Les granites

Le granite à biotite :

Ce granite alcalin a une texture hypersolvus. Cependant, il est plus déformé et plus mylonitisé. Ceci a probablement favorisé la disparition d'amphibole et son remplacement par le sphène et l'épidote. Par ailleurs, on remarque que le plagioclase est très rare.

# Chapitre III



*La Pétrographie*

## 1 LA ZONE GRANITIQUE DE BAHOUINET NORD ET SUD

### A- LA REGION BAHOUINET NORD

#### 1- Le monzonite du centre

C'est un granite gris-rosé, parfois franchement rose, calco-alcalin monzonitique, à texture grenue porphyroïde. Les schlieren de biotite sont très abondants. Les principaux minéraux sont le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz et la biotite. Les minéraux secondaires sont représentés par la fluorine, la muscovite, la chlorite. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

\* Le plagioclase (32 % du mode) forme des mégacristaux d'oligoclase (cœur de composition  $An_{26}$  déterminé optiquement), automorphes de 1 cm de long en moyenne, maclés polysynthétiques, parfois zonés de façon oscillatoire ou en taches. Les mégacristaux peuvent être légèrement altérés avec des plages à séricite et fluorine. Il forme également de petits cristaux automorphes de 1 mm de long, en inclusions dans le feldspath potassique.

\* Le feldspath potassique (26 % du mode) forme des cristaux de taille variable, subautomorphes à xénomorphes, souvent pertithiques et maclés Carlsbad. Plutôt que la macle du microcline, ils présentent un moirage quadrillé. Les pertithes se présentent en taches et en filaments. Le feldspath potassique s'altère en séricite.

\* La biotite (7 % du mode) brun-vert, en cristaux généralement xénomorphes, tantôt intact, tantôt chloritisés, contient des inclusions de zircon ainsi que d'apatite. Elle s'altère en muscovite et chlorite avec accumulation d'oxydes le long des clivages.

\* Le quartz, très abondant (34 % du mode), forme de grandes plages xénomorphes.

\* Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite, tous deux précoces, les minéraux opaques (oxydes de Fe-Ti) en cristaux automorphes inclus dans la biotite et en cristaux secondaires le long des clivages, la titanite en cristaux inclus dans la biotite et pouvant entourer les cristaux automorphes d'oxydes, et la fluorine tardive et interstitielle.

La séquence de cristallisation est la suivante :

\* Les premiers minéraux à apparaître au liquides sont l'apatite, le zircon et une première génération de minéraux opaques.

\* La biotite, puis le plagioclase commencent de cristalliser. Le milieu devient progressivement oxydant avec apparition de titanite, pour partie aux dépens de la première génération d'opaques.

\* La phase majeure de cristallisation voit la succession : plagioclase -> feldspath potassique -> quartz, ces trois minéraux cristallisant ensemble au solidus.

\* Le stade subsolidus succède rapidement au stade magmatique. Il est responsable de la cristallisation d'épidote et de fluorine xénomorphes, de la saussuritisation du

plagioclase, de l'apparition de la muscovite et des opaques secondaires aux dépens du plagioclase et de la biotite.

Huit analyses modales ont été réalisées pour le complexe Bahouinet Nord. Sur le diagramme QAP (fig.1) de Streckeisen (1976), les roches de la zone périphérique correspondant aux alaskites se situent dans le domaine des granites alors que celles du centre sont des monzogranites.

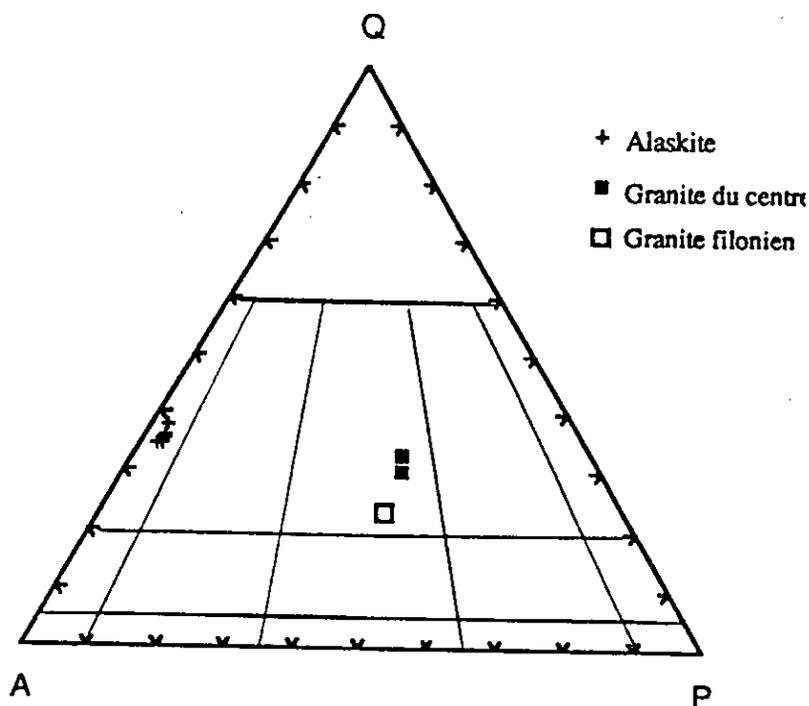


Fig.1 : Diagramme modal Q-A-P (Streckeisen, 1974, Lameyre et Bowden, 1982) Massif Bahouinet Nord.

## 2- L'alaskite de la couronne

Les granites de la couronne dessinent la structure annulaire du massif et forment les plus hauts reliefs. La texture est grenue équante à grain moyen. Ce sont des granites alcalins roses, parfois jaunâtres, de type alaskite dont la minéralogie révèle :

- \* Le feldspath alcalin mésopertithique(45 %) forme de grands cristaux en général subautomorphes et entourés d'une frange d'albite et de quartz secondaires (environ 20 % du mode). Il contient en inclusions de petits cristaux automorphes d'oligoclases  $An_{25}$ .

- \* La biotite est rare (1 à 2 % du mode), sous deux variétés : une première brune et la deuxième vert-clair avec développement de facules d'oxydes de fer. Le mica blanc forme quelques cristaux d'origine secondaire.

- \* Le quartz (30 % à 35 du mode) forme des cristaux globuleux isolés ou groupés en amas.

- \* Les minéraux accessoires sont représentés par la fluorine violacée, le zircon et de rares cristaux de titanite.

## 3- Enclave de gabbro

Sa texture est grenue poecilitique.

- \* le plagioclase en cristaux automorphes maclés polysynthétiques, rarement zonés, faiblement altérés, constitue la phase minérale cumulus.

- \* le clinopyroxène, xénomorphe, remplit les espaces entre les cristaux de plagioclase et constitue la phase intercumulus. Parfois associé à des minéraux opaques, il est fortement altéré en amphibole fibreuse de type actinote-trémolite.

## B- LA REGION BAHOUINET SUD

Le granite du massif de bahouinet Sud est un monzogranite gris rosé, parfois franchement rose, à texture grenue porphyroïde, identique au granite du complexe Bahouinet Nord. Les schlieren de biotite sont abondants. La composition minéralogique révèle plagioclase, feldspath potassique, quartz et biotite qui constituent les minéraux principaux.

Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite, tous deux précoces, et une première génération de minéraux opaques (oxydes de Fe-Ti), en cristaux automorphes inclus dans la biotite et en cristaux secondaires xénomorphes le long de clivages.

Les minéraux tardifs sont représentés par la fluorine en position interstitielle, la muscovite qui se développe surtout aux dépens des feldspaths, l'épidote, la chlorite et la titanite qui entoure généralement les cristaux automorphes d'oxydes.

Les analyses modales effectuées au compteur de points ont été reportées dans le diagramme QAP(fig.2) les points se placent dans le champ des monzogranites.

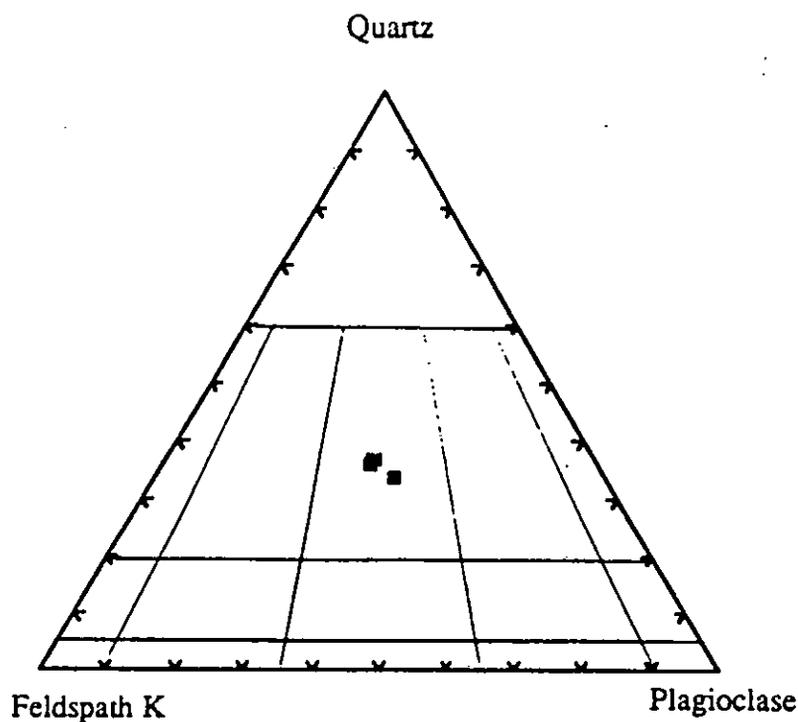
La séquence de cristallisation est la suivante :

\* les premiers minéraux à apparaître au liquidus sont l'apatite, le zircon et une première génération de minéraux opaques.

\* La biotite, puis le plagioclase commencent de cristalliser.

\* La phase majeure de cristallisation voit la succession : plagioclase -> feldspath potassique -> quartz. Ces trois minéraux cristallisent ensemble au solidus.

\* Le stade subsolidus succède rapidement au stade magmatique. Il est responsable de la cristallisation d'épidote et de fluorine xénomorphe, de la saussuritisation du plagioclase et de la biotite. Le milieu devient progressivement oxydant avec apparition de titanite, pour partie aux dépens de la première génération d'opacés.



**Fig.2** : Position des échantillons du complexe Bahouinet Sud dans le diagramme Q.A.p (Streckeisen, 1974).

## **2 LA ZONE GRANITIQUE D'AOUILENE**

### **a- Le granite du soubassement**

Le granite gris-rosé, parfois franchement rose, calco-alkalin monzonitique, à texture grenue porphyroïde. Les principaux minéraux sont le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz, la biotite et l'amphibole. Les minéraux secondaires sont représentés par l'épidote, le quartz, la séricite, la titanite, la fluorine, les opaques et la chlorite, tandis que les accessoires sont le zircon, l'apatite, les minéraux opaques et l'allanite.

\* Le quartz (33 % du mode) montre de grandes plages rarement limpides avec une extinction onduleuse, les petits cristaux sont en position interstitielle. Les inclusions sont fréquentes et variées.

\* Le plagioclase (34 % du mode) forme de grands cristaux automorphes à subautomorphes de type oligoclase (cœur de composition  $An_{23}$  déterminée optiquement), parfois fortement altérés en séricite + épidote + quartz. Le cœur est généralement plus altéré que la bordure. Les grands cristaux sont souvent maclés polysynthétique, rarement zonés avec microlinisation de certains individus. Quand il se présente en petits cristaux, le plagioclase est souvent en inclusion dans les autres phases minérales, particulièrement dans les cristaux de feldspath alcalin.

\* Le feldspath alcalin ( 26 % du mode ) forme des cristaux automorphes à xénomorphes de grande taille, le cœur est très altéré, plus que la bordure, avec souvent albitisation bien développée. Les perthites se présentent en taches et en filaments. Les inclusions sont nombreuses : il s'agit surtout de petits cristaux automorphes de plagioclase et de quartz.

\* L'amphibole ( 3 % du mode ) se présente en cristaux automorphes à subautomorphes de couleur vert foncé à vert pâle, légèrement zonés, souvent maclés et associés parfois aux cristaux de biotite. A noter des inclusions de minéraux opaques provenant essentiellement de la déstabilisation de l'amphibole.

\* La biotite ( 3 % du mode ) se présente en amas ou en lamelles isolées ou associées à l'amphibole. Les lamelles de couleur brune, fortement pléochroïques et parfois plissées en forme de kinks, sont souvent altérées en chlorite. On y observe de nombreuses inclusions d'apatite, de zircon et d'opaques qui proviennent de la déstabilisation de la biotite.

\* Les minéraux accessoires ( 1 % du mode ) sont le zircon (produisant un halo pleochroïque), l'apatite, la titanite secondaire (leucoxène), l'allanite, des minéraux opaques provenant surtout de déstabilisation des minéraux ferromagnésiens et la fluorine tardive et interstitielle.

### **b- Les gneiss granitiques d'Aouilène**

Leur protolite est un monzogranite à biotite et hornblende. Leur déformation, très hétérogène, se marque par la déformation plastique du quartz la cataclase des feldspath et la recristallisation de la biotite. Localement, des mylonites à biotite ont été observées à l'échelle métrique, le quartz forme alors des rubans très allongés, les feldspaths deviennent plus ou moins arrondis. De nombreuses lentilles de pegmatites déformées, parfois mylonitiques, sont associées aux gneiss granitiques.

### c- Le granite du toit

C'est un granite à une teinte grisâtre, les phénocristaux de feldspath alcalin, oligoclase et hornblende sont généralement bien développés. La biotite et l'amphibole sont plus rares.

### d- Le microgranite porphyrique

La roche a une teinte grisâtre, les phénocristaux de feldspath alcalin, oligoclase et hornblende sont généralement bien développés. La biotite, plus rare, perd sa couleur brune, devient verdâtre et s'encombre d'oxydes de fer, parfois quelques cristaux de mica blanc se développent. Les cristaux de biotite forment des structures complexes en synneusis. De fines baguettes de plagioclases entourent les phénocristaux et constituent la mésostate. On note parfois une véritable texture fluidale.

La séquence de cristallisation est la suivante :

\* les premiers minéraux à apparaître au liquidus sont l'apatite, le zircon, l'allanite et une première génération de minéraux opaques.

\* la biotite, l'amphibole, puis le plagioclase commencent de cristalliser. Le milieu devient progressivement oxydant avec apparition de titanite, pour partie aux dépens de la première génération d'opacités.

\* la phase majeure de cristallisation voit la succession : plagioclase -> feldspath potassique -> quartz, ces trois minéraux cristallisant ensemble au solidus.

\* succédant rapidement au stade magmatique, le stade subsolidus est responsable de la saussuritisation du plagioclase, de la cristallisation d'épidote et de fluorine xénomorphes et de l'apparition d'opacités secondaires aux dépens des minéraux ferromagnésiens.

Nous avons reporté le résultat des analyses modales effectuées au compteur de points dans le diagramme QAP. Les points représentatifs du granite du soubassement et du microgranite porphyrique se placent dans le champ du monzogranite et des granodiorites, alors que le granite du toit occupe le champ du granite alcalin (fig.3)

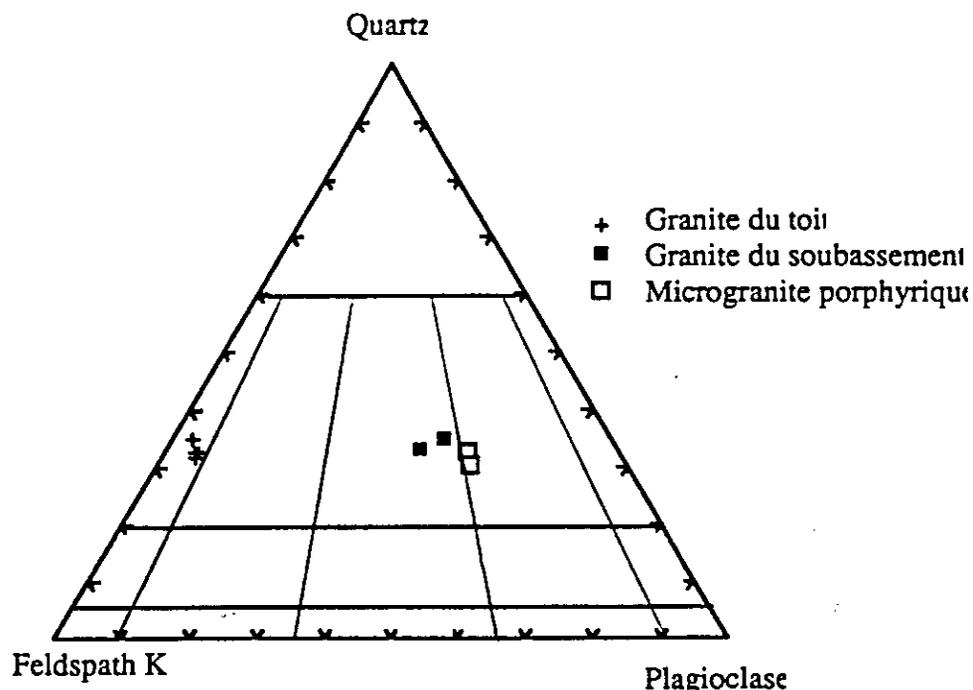


Fig 3 : Position des échantillons du complexe d'Aouilène dans le diagramme Q. A. P. (Streckeisen, 1974).

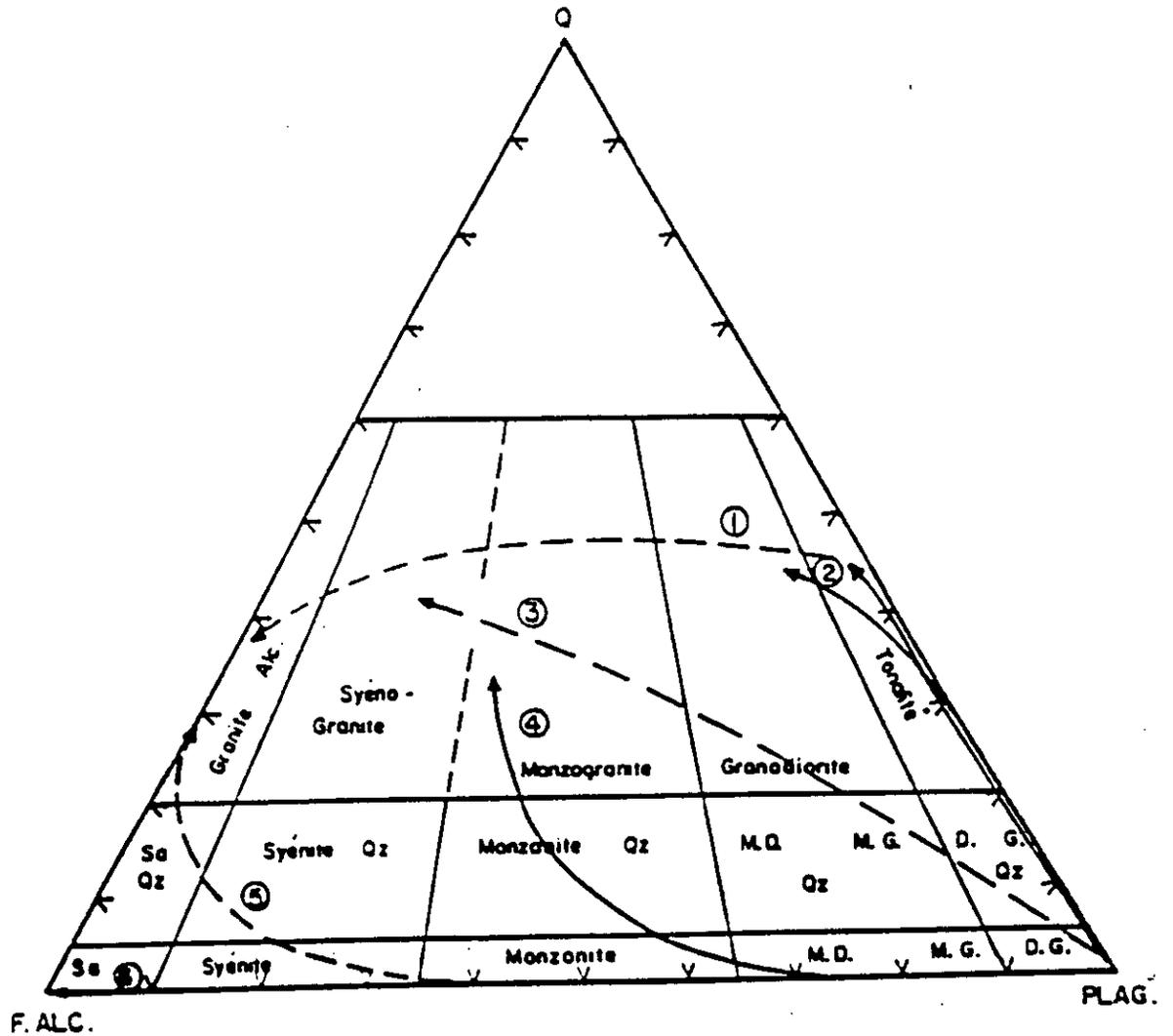


Fig.3. b Diagramme de référence.Q.A.P Tendances moyennes de quelques séries.

SA= syénite alcaline

D= Diorite

G= Gabbro

MD= monzodiorite plutoniques.

MG= monzogabbro

1.séries tholéitiques

2.séries calco-alcalines trondhjémiques.

3.séries calco-alcalines granodioritiques

4.séries monzonitiques

5.séries alcalines saturées en silice

(D'après Lameyre et Bowden, 1982)

### **3 LA REGION D'AGHEFSA**

#### **le plutonisme**

##### **1- Le plutonisme pré à syntectonique**

Ce groupe est affecté par une tectonique tangentielle importante à vergence nord. Il est représenté (fig.4) essentiellement par les grands massifs de granitoïdes mis en place dans des plans de cisaillement au cours du fonctionnement de ces derniers. En effet, ils présentent une géométrie en feuillets épais à bords parallèles à la foliation régionale de l'encaissant. De même l'observation à l'échelle de l'affleurement a montré localement ( Assendjef Nord ) une foliation magmatique marquée par l'arrangement planaire des phénocristaux de FK et d'enclaves basiques plus ou moins ovoïdes allongées parallèlement à la foliation tectonique dans l'encaissant. A cette foliation magmatique se surimpose une foliation tectonique qui induit une gneissification dans les zones de cisaillement. Ces massifs forment sur le terrain les grandes étendues planes ( localement dénommées regs ) avec de petits reliefs résiduels en boules typique des granites. Ils sont aisément cartographiables grâce à leur couleur claire et le contraste de reliefs avec l'encaissant.

On a du Nord vers le Sud les massifs suivant :

- Le massif d'In lefsaouène affleure dans l'extrême nord de l'Aghefsa et forme des pointements lenticulaires kilométriques allongés E-W (fig.4). Il est constitué d'un faciès homogène leucocrate à muscovite et grenat et d'un cortège aplito-pegmatitique plissé de même composition.

- Le massif de Ti Messlel intrude la base de l'unité Immedeghdaghène et forme un feuillet épais à l'interface cette dernière et l'unité In Lefsaouène. C'est un massif homogène formé d'un faciès monzogranitique à biotite et amphibole à grain moyen de couleur rose.

- Le massif d'Assendjef nord affleure en dôme allongé NNW-SSW sous l'unité Assendjef. Les observations effectuées ont montré une foliation magmatique (feldspath k et enclaves basiques ) subhorizontal au centre et parallèle à la foliation de l'encaissant sur les bords où elle est accentuée par la foliation tectonique. C'est un massif composite où on observe deux faciès : (i) un faciès syénogranitique gris, à grain moyen à grossier, porphyroïde à biotite et amphibole et un faciès à grain fin à tendance granodioritique à biotite. On note par endroits de rares enclaves basiques, décimétriques, à grain fin aplaties dans le plan de foliation tectonique marquée par la fracturation des porphyroïdes de feldspaths. Ce massif est recoupé nord par une intrusion granitique homogène de couleur rouge à rose qui est rapportée au groupe syntectonique.

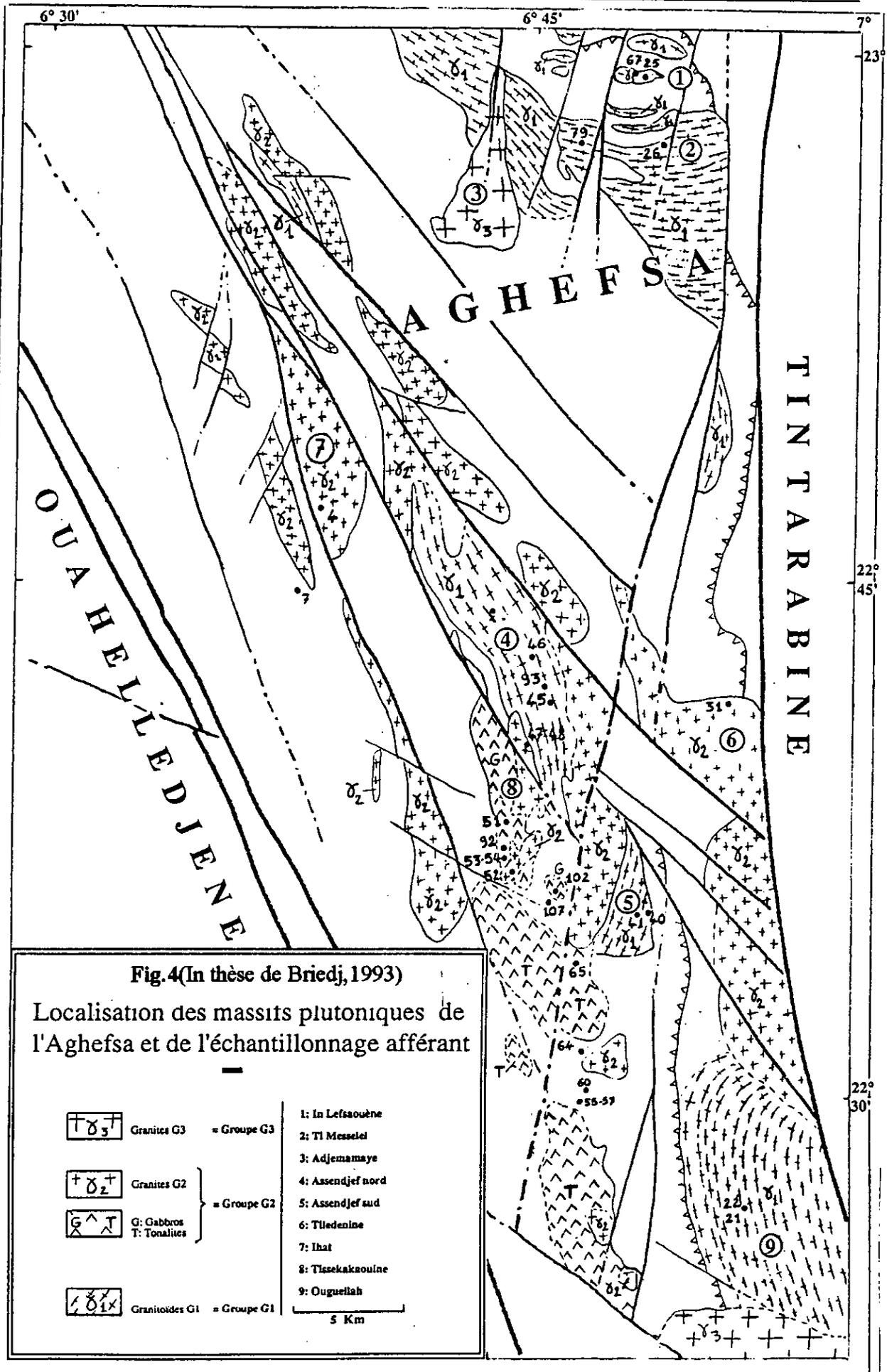


Fig.4(In thèse de Briedj, 1993)

Localisation des massifs plutoniques de l'Aghefsa et de l'échantillonnage afférant

	Granites G3	= Groupe G3	1: In Lefsaouène
	Granites G2	} = Groupe G2	2: TI Messelei
	G: Gabbros		3: Adjemamaye
	T: Tonalites		4: Assendjef nord
	Granitoides G1	= Groupe G1	5: Assendjef sud
			6: Tledenine
			7: Ihat
			8: Tisekakrouline
			9: Ouguellah
			5 Km

- Le massif d'Assendjef Sud, de dimensions modestes ( 4 à 5 km de long) par rapport aux autres massifs est intimement associé à des faciès basiques ( gabbro-diorites ) à grain fin à moyen. Le passage de ces derniers aux termes acides se fait par un changement de couleur progressif. Le granite est homogène, à grain fin à moyen et à biotite. On constate par rapport aux autres massifs de ce groupe, l'abondance des termes basiques et la taille plus petite des grains. Il montre une foliation tectonique de plus en plus forte vers le contact avec l'unité volcano-détritique (à l'Est) qu'il chevauche ( fig.5). De même que le massif d'Assendjef Nord celui-ci est recoupé à l'Ouest par un massif granitique lenticulaire attribué au groupe syntectonique.

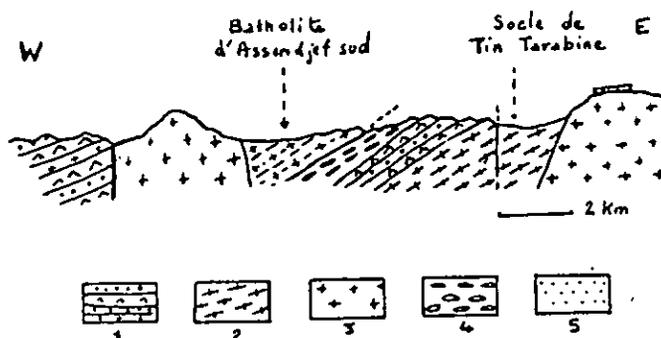


Fig.5 - coupe géologique schématique au niveau du massif d'Assendjef sud (In thèse de Briedj, 1993).

1=Unité Assendjef, 2=Gneiss de Tin tarabine, 3=Granite G2, 4=conglomérat interstratifiés dans l'unité Assendjef, 5=Grés ordoviciens. : contact tectonique

- Le massif d'ouguellah, au sud, a probablement une géométrie en feuillet (fig.6) suggérée par l'identité de pendage de la foliation (20 à 30° au N270°) à l'ouest (unité volcano-détritique d'Assendjef) et à l'est (gneiss du « socle ») ; dans le batholite lui même, la foliation tectonique est subhorizontale. A la bordure ouest du massif, on observe de nombreux filons de granites (à déformation mylonitique) et des lentilles de gabbro-diorites à grain moyen. C'est un massif composite dans lequel on rencontre deux faciès importants : un faciès monzogranitique gris clair, à grain moyen à biotite ( $\pm$  muscovite) et un faciès monzogranitique à biotite et amphibole à grain moyen de couleur grise. On notera aussi la présence par endroits de mobilisants « fantômes » à peine visibles : matérialisés par des filonnets pegmatoïdes plissés et diffus dans le granite (nébulites) qui suggèrent localement une fusion anatexique in situ, probablement contemporaine de l'événement tectonique majeur. La forme en feuillet épais, la présence des faciès à biotite et biotite-amphibole, la présence des nébulites et le caractère syntectonique rappellent beaucoup de batholite d'Azrou N'Fad (région de l'Oua Hellédjène).

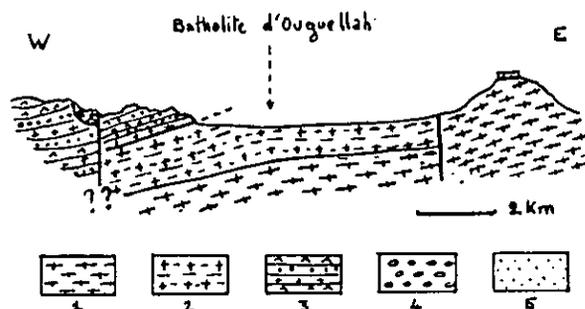


Fig.6 - Coupe géologiques schématique au niveau du massif d'ouguellah (In thèse de Briedj, 1993).

1=gneiss indifférenciés, 2=granite G1, 3=unité de l'Assendjef, 4=conglomérats molassiques discordants, 5= grés ordoviens. : contact tectonique

### Caractéristiques pétrographique

Les granites G1 constituent environ 20% des affleurements de l'Aghesfa. L'échantillonnage sélectif a porté sur les différents plutons (fig.4) et leur étude a permis de dégager trois ensembles distincts : (i) des syénogranites à monzogranites à biotite et amphibole, (ii) des monzogranites à biotite seule et (iii) des leucogranites à muscovite et grenat. Quelques minéraux index (hornblende, biotite) ont fait l'objet d'analyses à la microsonde et d'observations au MEB pour le zircon.

### Les syénogranites à monzogranites à biotite et amphibole

c'est l'ensemble le plus répandu à travers les divers massifs en particulier dans le Ti Messelel et l'Assendjef Nord et à un degré moindre dans le massif de l'Ouguellah.

A l'affleurement ce sont des roches grises plus ou moins claires, à grain moyen et parfois porphyroïdes (Assendjef Nord), plusieurs échantillons ont été prélevés dans ces massifs. Au niveau de l'affleurement et sur l'échantillon on peut distinguer une foliation assez bien marquée par l'orientation grossière de la biotite/hornblende suivant des plans réguliers et la fracturation par endroits des feldspaths. En lame mince, ils montrent des feldspaths K sous deux formes: orthose perthitique en gros cristaux subautomorphes et microcline limpide et xénomorphe. Les plagioclases se présentent aussi sous deux habitus: subautomorphes et xénomorphe (i) en grande majorité ils sont subautomorphes en grands cristaux fortement altérés, avec un développement de calcite dans les clivages. les grands cristaux de plagioclases montrent parfois des associations en syneusis (Vance 1969). Les rares plages saines dans ces plagioclases donnent une composition d'oligoclase ( $An_{15-20}$ ); (ii) les plagioclases xénomorphes sont en petits cristaux limpides ( $An_{10-12}$ ) en LN.

Les feldspaths K sont plus ou moins abondants et dans le massif d'Assendjef Nord ils sont largement prédominants sur les plagioclases donnant à ces faciès une tendance syénitique. La biotite est plus ou moins abondante (5 à 10 %), en paillettes subautomorphes, quelques fois déformées (flexueuses) de couleur brun verdâtre et chloritisées par endroits. Elle est en intercroissance symplectique avec l'hornblende ou en ilots de paillettes isolées. La hornblende de couleur vert olive à vert clair est en prismes automorphes (0,1 à 1 mm) parfois altérés en assemblage de chlorite, épidotes et opaques. Le quartz est abondant sous deux formes : (i) en assemblage de quelques individus à contour polygonaux et contacts rectilignes ou (ii) en petits cristaux à contours dentelés et aplatis avec une extinction ondulante qui attestent d'une recristallisation dynamique. On notera aussi que les syénogranites de l'Assendjef Nord sont plus riches en ferromagnésiens (biotite et hornblende) que les autres massifs échantillonnés à tendance monzogranitique. Ainsi ces faciès ont souvent des textures magmatiques : contacts rectilignes entre les cristaux de quartz, associations en syneusis des plagioclases, toutefois celles-ci sont modifiées par les recristallisation dynamiques (quartz, microcline). Les minéraux accessoires sont : le sphène qui est relativement abondant, en prismes losangiques, craquelés et quelques fois (secondaire ?) avec des inclusions de microcline ou de hornblende ; l'épidote (allanite) automorphe parfois zonée semble primaire, le zircon est en petites inclusion dans la biotite (où il présente des halos pléochroïques) et dans les feldspaths ; l'apatite est automorphe, en prismes limpides et les opaques sont plus ou moins abondants. Les minéraux secondaires, déjà signalés plus haut pour la plupart, développés aux dépens des ferromagnésiens et des feldspath sont la chlorite, la calcite, des épidotes secondaires, des plagioclases acides et microcline.

### Les monzogranites à biotite

Il sont plus répandus que les faciès à biotite et amphibole auxquels ils sont associés dans les massifs composites d'Ouguellah et d'Assendjef Nord et forment aussi un massif monzogranitique homogène de taille relativement modeste (Assendjef Sud). Nous n'avons pas observé le passage entre les deux faciès (à biotite et à biotite + amphibole) dans les massifs composites. A l'œil nu les faciès à biotite sont de couleur grise et en général à grain plus fin que les faciès à amphibole avec toutefois une tendance porphyroïde par endroits. La foliation est souvent bien marquée par la biotite en petites paillettes orientés régulièrement. En lame mince on observe beaucoup de feldspaths K sous deux formes : orthose et microcline. L'orthose est maclée Carlsbad et montre souvent des inclusions de plagioclases automorphes et altérés. Le microcline est présent en plages xénomorphes, limpides en LN, développées aux dépens des plagioclases et de l'orthose. Les plagioclases se présentent aussi sous deux habitus (i) souvent en grands cristaux subautomorphes, d'aspect trouble parfois zonés et groupés en synneusis ; (ii) par endroits en liserés limpides d'albite ? autour des feldspaths K et des grands plagioclases à aspect trouble en LN. Ces feldspaths (K et Na-Ca) montrent parfois des fractures remplies de quartz, de biotite et muscovite secondaires. La biotite de couleur brun-verdâtre est soit en paillettes souvent à contours déchiquetés ± bien orientée dans le plan de foliation ou en plages poeicilitiques à inclusions de quartz dans les fractures des feldspaths ou traverses par rapport à la biotite précédente. Les accessoires sont : l'allanite omniprésente, automorphe et parfois avec une belle zonation; l'apatite assez rare et par des endroits associée (et secondaire?) à la calcite; le zircon est peu abondant, le sphène est présent dans certains roches en petits prismes losangiques associé à la calcite, de l'apatite et de la séricite. Les minéraux secondaires, (en plus de la biotite néoformée dans les fractures des feldspaths) sont représentés par la muscovite, omniprésente qui est en paillettes

poecilites aux dépens des feldspaths et de la biotite et dans les fractures; la chlorite dérivant de la biotite; la séricite et la calcite sur les plagioclases et le quartz fortement recristallisé. Ces faciès à biotite sont proches sur le plan minéralogique, cependant ils se distinguent entre eux soit par la richesse en plagioclases et en biotite pour LH5 qui lui donne une légère tendance vers les granodiorites, soit par la pauvreté en biotite LH6.

Ces compositions minéralogiques (syénogranitiques et monzogranitiques) tant pour les minéraux cardinaux que pour les accessoires sont très proches de celles décrites dans le batholite d'Anféq où les faciès principaux sont à biotite  $\pm$  amphibole (Moulahoum 1988).

### Les leucogranites à muscovite et grenat

Ils sont confinés dans l'extrême Nord de la région étudiée, où ils affleurent en pointements lenticulaires, kilométriques ou en lames peu épaisses (décamétriques) parallèles à la foliation dans l'encaissant micaschisteux. Ces granites montrent une foliation bien réglée soulignée par l'orientation des micas. A l'affleurement ce sont de roches homogènes de couleur blanche où les grenats apparaissent en petits grains rouges millimétriques. En lame mince elles montrent des plagioclases ( $\cong$  30 %) subautomorphes (An non mesurable), fracturés par endroits. Les feldspaths ( $\cong$  30 %) sont représentés par l'orthose perthitique subautomorphe et le microcline souvent xénomorphe et intersticiel ou à contour persilé dans les plagioclases qu'il envahit. Le quartz est soit en grands cristaux (1 à 2 mm), soit en plages de petits cristaux dentelés ou encore en inclusions dans la muscovite secondaire. celle-ci est présentée ( $\cong$  10 %) sous plusieurs habitus: en îlots de quelques individus en lattes subautomorphes, en association avec des restes de biotite (rare) où elle montre des granules d'opaques dans les clivages, et sur les plagioclases en plages amiboïdes à inclusions de quartz où elle résulterait de la transformation des feldspaths. le grenat automorphe est plus ou moins abondant, inclus quelquefois dans les feldspaths. Les minéraux secondaires sont essentiellement la muscovite décrite plus haut associée au quartz et le microcline, les épidotes sont rares.

## 2- Le plutonisme syntectonique

### Caractéristiques pétrographiques

#### Les faciès gabbroïques et dioritiques

Ils affleurent en massifs plurikilométriques dans la partie Sud de l'Aghefsa. Nous avons cartographié (fig.4) un massif gabbroïque (Tissekkaouine) et des massifs dioritiques plus au Sud (Issouagh Nord).

#### Le massif gabbroïque de Tissekkaouine

Il forme, de même que les massifs granitiques G2 auxquels il est associé spatialement, une lentille allongée NS (8 à 10 km de long). Les contacts entre les granites et les gabbros sont marqués par endroits par des faciès de la transition assez particuliers dont nous décrivons un aspect plus loin. Plusieurs échantillons ont été prélevés parmi les roches sombres à patine noirâtre qui constituent ce massif gabbroïque. En lame mince elles montrent une abondance des amphiboles (60 à 65 %). Celles-ci sont de trois types : (i) une amphibole brune automorphe à pléochroïsme plus ou moins intense ; (ii) une hornblende verte subautomorphe interpénétrée avec la précédente (l'une incluant l'autre et réciproquement)

avec des contacts rectilignes qui indiqueraient un caractère synchrone ; (iii) une amphibole fibreuse (actinote) qui se développe sur celles-ci. L'amphibole brune est en sections limpides ou associée à des opaques automorphes tandis que l'amphibole verte montre systématiquement d'innombrables vermicules d'opaques qui font penser à une exsolution. En effet, les amphiboles vertes et brunes sont toutes les deux calciques, cependant les brunes sont relativement plus riches en Mg, Ti, K et plus pauvres Al total,  $Fe^{3+}$  et Na. Les plagioclases sont abondants (30 à 35 %) souvent altérés en séricite, chlorite, épidotes et calcite ; les individus peu altérés ont donné des teneurs en anorthite estimées de l'ordre de 30 à 40 %. Un échantillon de couleur moins sombre (LH) montre une abondance de plagioclases (50 à 60 %) qui lui donne une tendance cumulative. Parmi les accessoires, mis à part des ilménites subautomorphes, on observe de rares cristaux de sphène et d'apatite. L'épidote est secondaire. On notera que ces gabbros plus ou moins altérés par le développement de chlorite sont affectés d'une déformation marquée par la fracturation des plagioclases, à l'intérieur de laquelle se développe de l'épidote. Par ailleurs, en ce qui concerne les deux variétés de hornblende (verte et brune), il est difficile de concevoir deux amphiboles apparemment synchrones (contacts rectilignes) avec un chimisme aussi différent, aussi il est probable que l'hornblende verte, qui présente d'innombrables vermicelles d'opaques, résulte de la transformation d'un pyroxène.

### Les massifs tonalitiques de l'Issouagh Nord

Ils affleurent sur de grandes surfaces (fig.4) et forment des lentilles plurikilométriques, à allongement subméridien identique à celui des granites G2 et des gabbros décrits ci-dessus. Ils montrent un faciès homogène à grain moyen à grossier, d'une couleur vert clair et à patine gris-clair qui les distingue nettement sur le terrain. Ils sont aussi associés spatialement aux granites G2 de même que les gabbros. A l'œil nu on peut distinguer une foliation par l'orientation grossière des ferromagnésiens et la fracturation des feldspaths par endroits. En lame mince ces roches montrent une abondance de plagioclases (55 à 65 %) automorphes fortement altérés en chlorite, épidote et calcite. La basicité de ces derniers n'a pas été mesurée (altération importante). De la hornblende verte automorphe ( $\approx 10\%$ ) est présente, souvent pseudomorphosée en assemblage de petits cristaux de biotite, chlorite, épidote, quartz et des plagioclases. La biotite en paillettes automorphes est associée à l'hornblende. Le quartz ( $\approx 30\%$ ), xénomorphe est en cristaux fortement engrenés avec des extinctions en bandes obliques. Les accessoires sont représentés par des opaques et de l'apatite. La déformation est marquée par la biotite fléchueuse, la migration des sous-joints du quartz et les fractures des plagioclases. L'absence des feldspaths K et la présence du quartz permettent de les classer parmi les diorites quartzites. On notera aussi la rétomorphose importante de ces roches marquée le développement abondant des épidotes et de la chlorite.

### Les faciès granitiques (G2)

Ils sont très développés à travers la région où ils forment un volume aussi important que celui des granitoïdes G1. Ils affleurent en plusieurs massifs lenticulaires plurikilométriques et montrent des faciès très homogènes à grain moyen à grossier et de couleur rouge à rose. Nous décrivons avec ces granites un faciès particulier échantillonné entre ces granites et les masses gabbroïques dans le massif de Tissekakaouine.

### Les faciès rouges

Ils forment l'essentiel des granites G2 et se distinguent nettement sur le terrain par leurs reliefs imposants et leur patine rouge brique. Ils sont à grain moyen à grossier sauf parfois en bordure où on peut rencontrer des faciès à grain fin. En lame mince les échantillons prélevés (fig.4) à travers différents massifs (Ihat, Tiledenine, Tissekakaouine et Assendjef Nord) montrent une composition très voisine : de grands cristaux d'orthose perthitique du type mésoperthite (0,2 à 6 mm) abondants (60 à 70 %), et subautomorphes ; parfois envahis par du microcline xénomorphe. Le plagioclase est relativement rare (5 à 10 %) sous deux habitus : (i) en grands cristaux subautomorphes souvent altérés et transformés en microcline sur les bords, et (ii) en petits cristaux limpides autour des orthoses et dans les fractures. La biotite aussi se présente sous deux formes : (i) en lattes sub-automorphes souvent altérées en chlorite avec, dans les clivages, des granules d'opacques et des feldspaths K en petites lamelles ; (ii) en petites paillettes microscopiques chloritisées, associées à des opacques, calcite, quartz, épidotes et plagioclases formant des assemblages polygonaux qui forment des sections comparables à celles d'amphiboles dont ils dériveraient. Parmi les accessoires on notera la présence de la fluorine, automorphe et localement abondante, de l'apatite, du zircon et des opacques. La déformation dans ces granites est bien marquée par la fracturation des feldspaths. Dans ces fractures cristallisent de l'albite et du quartz ou de la chlorite et de la biotite avec le quartz. L'abondance des mésoperthites qui indique un caractère hypersolvus et la présence de la fluorine sont typiques des granites alcalins.

### Le faciès de transition de Tissekakaouine

C'est un faciès peu répandu, qu'on observe entre les gabbros-diorites et les granites où il forme des « liserés » de 10 à 20 m de large. Il est à grain moyen, de couleur gris-ombre. Il est décrit avec les granites en raison de la présence de l'orthose abondante et des plagioclases abondants associés au quartz et de la biotite. Tous ces minéraux montrent des limites de cristaux fortement engrenées entre elles (en particulier le quartz fortement dentelé) indiquant des déplacements des limites de grains. Le quartz montre des extinctions ondulantes. La biotite abondante, en petites paillettes subautomorphes, se développe dans les fractures des feldspaths et en amas associée aux opacques, à la pistachite, la calcite, le quartz et l'albite. Les accessoires présents sont le zircon, bien développé en cristaux automorphes, de l'apatite, des opacques et l'allanite. Les minéraux secondaires cités ci-dessus, sont la biotite abondante, la calcite, la pistachite, associées en amas à des opacques, du quartz et des plagioclases limpides. Ces amas résulteraient de la déstabilisation de ferromagnésiens (hornblende ?). Cette recristallisation intense marquée par les contours persillés des feldspaths et la cristallisation importante de la biotite suppose un effet thermique post-magmatique très important, synchrone d'une déformation marquée par la fracturation des feldspaths et la recristallisation dynamique du quartz fortement dentelé.

### 3 - Le magmatisme Tardi à post-tectonique

Dans ce groupe (G3) sont classées les dernières manifestations magmatiques liées au cycle orogénique pan-africain. Il a été cartographié, uniquement dans l'Ouguellah, des filons (non échantillonnés) nettement affectés par les décrochements dextres, subméridiens. Ces granites n'ont pas été échantillonnés et l'un d'entre eux, de composition peralcaline, (massif de l'Adjmamaye) a fait l'objet d'une datation Rb/Sr sur minéraux et roche totale qui a donné un âge de  $510 \pm 15$  Ma interprété comme un âge minimum de mise en place (Boissonas et al 1970). Au Sud de l'Adrar Issouagh un autre massif granitique (non étudié, noté G3 sur la carte géologique) recouvert par les dépôts paléozoïques des Tassilis est supposé appartenir à ce groupe post-tectonique du fait de son caractère sécant et non déformé. Les filons échantillonnés et décrits ci-dessus sont verticaux, à tracés rectilignes sur des kilomètres, bien visibles sur les photos aériennes et sans déformation pénétrative, mis à part des réseaux de diaclases  $\pm$  importantes. Ces filons sont particulièrement développés dans la région de l'Ouguellah, de l'Assendjef et de l'Oued Temat. Ils sont de différente nature essentiellement de composition intermédiaire (monzonitiques) et acide (rhyolites).

#### Caractéristiques pétrographiques

##### les filons monzonitiques

A l'affleurement ils forment des filons d'épaisseur métrique (0,5 à 3 m), verticaux et de directions variées. A l'œil nu on observe une pâte de couleur rose à rouge sombre et des phénocristaux sombre et clairs. En lame mince ils montrent souvent une texture microgrenue porphyrique intersertale.

- Les roches à texture porphyrique montrent au microscope des phénocristaux de plagioclases altérés (An. non mesurable), automorphes, parfois maclés albite et d'orthoses maclées Carlsbad. La mésostate est formée de petits cristaux d'orthoses, de plagioclases, quartz et calcite xénomorphe. Les accessoires sont des opaques peu abondants et le sphène. Les minéraux secondaires assez abondants sont : la chlorite, la calcite, la séricite et la pistachite. Ces faciès montrent ainsi des structures magmatiques plus ou moins altérés et indemnes des déformations. Ils sont classés parmi les monzonites.

- Les roches à texture doléritiques montrent en lame mince un assemblage d'orthoses et de plagioclases très altérés, de chlorite et du quartz interstitiel. On observe de rares lamelles de biotite dans la chlorite qui envahit presque entièrement cette dernière. Parmi les minéraux accessoires seuls des opaques sont visibles. Les minéraux secondaires sont : la calcite abondante, la chlorite et de rares cristaux de fluorine.

##### Les rhyolites

Ils forment de puissants réseaux NS à N 30°, en particulier dans la zone de l'Oued Ihat. A l'affleurement on peut distinguer par endroits des structures fluidales contournées. En lame mince il présente une pâte felstique finement cristallisée où on distingue le quartz et le plagioclase légèrement altéré (An. non mesurable) en quelques cristaux un peu plus grands que la matrice. De la muscovite rare, à léger pléochroïsme dans les tons vert-délavés est disséminée en petites paillettes et de rares opaques ponctuent la roche. De rares filonnets de quartz d'épaisseur millimétrique sont visibles. Ces roches, de même que les faciès précédents ne montrent aucune trace de déformation.

## **4 LA REGION DE SILET-TINGAOUINE**

Cette région est composée de plusieurs massifs granitoïdes variés par les faciès et par la mise en place .

### **A- LA ZONE DE SILET**

dans la zone de silet Les formations sédimentaires du Ph I , sont recoupés par un important complexe calco-alcalin associé au volcanites, représenté par le batholite de Tin Tekadeouit auquel sont rattachés le granite à chlorite et le batholite granitique de Taklet plus tardif (Caby et al;1982).

a) Le batholite de Tin Tekadeouit est constitué par une bande N-S à N20°E, large de 15 à 30Km; il ne comprend au Nord de Silet que des faciès calco-alcalins à amphibole, biotites, allant des diorites aux granodiorites. La partie centrale du corps plutonique constituée par des granodiorites à grain grossier, riches en sphène et en allanite mais pauvre en zircon.

b) Le batholite de Taklet: à l'Est du puits de Tin-Dahar à Silet, le batholite est représenté par un granite riche en feldspath potassique. Le granite renferme des xénolites de diorites et de diorites quartziques orientés et des gneiss amphibolitiques. Le granite qui a été prélevé pour la datation est un granite porphyroïde rose peu orienté à quartz déformé mais non cristallisé à orthose perthitique, oligoclase altéré, biotite cristallisée et envahie d'épidote secondaire, sphène, apatite, allanite et, zircon.

### **B- LA ZONE DE TIMGAOUINE**

La région de Timgaouine est localisée dans la partie Est du rameau orientale du Hoggar occidental . A l'Est elle longe le grand accident 4°50', limite occidentale du Hoggar centrale polycyclique, tandis qu'à l'Ouest elle est limitée par l'immense pluton d'Imézzarène. Au Sud elle est prolongée par la région de Tin-Rehroh. La région de Timgaouine est recouverte par différents types de roches magmatiques, qui appartiennent au cycle pan-africain. Parmi elles : syénites, granodiorites, adamellites et granites.

### Les syénites

forment un massif allongé, qui jalonne la bordure Ouest du bassin d'Abankor. Au Sud, elles passent graduellement aux monzonites et monzo-diorites quartziques. Au Nord et à l'Ouest, les syénites sont recoupées par les adamellites à biotite et muscovite.

De couleur rouge à blanche, la roche est grenue, cataclasée et recoupée par de nombreux filons de diabase et de rhyolites de direction NS et NS-SW, apparemment antérieures aux premiers bancs de lave du pharusien II.

Les syénites ont une texture monzonitique et sont composées de pyroxène (salite-augite), d'amphibole calcique (hornblende magésienne), de biotite, de très peu de plagioclase, de mésoperthite et de beaucoup de microcline et d'orthose.

### Les granodiorites

Elles font suite à l'Ouest aux syénites précédemment décrites. Leur relation est difficile à observer sur le terrain. Elles sont caractérisées par des variations dans la composition minéralogique et dans la taille des grains.

La granodiorite est en général à gros grain, de couleur rose-blanchâtre, parfois à amphibole et biotite. Elle évolue d'une part vers une granodiorite à biotite sans amphibole non foliée, de couleur blanche qui forme le plateau de Tingaouine et, d'autre part vers une adamellite porphyroïde pauvre en amphibole ou à biotite de couleur rosâtre.

La granodiorite de couleur rose-rouge, occupe l'Ouest de la « petite Afrique »; elle forme de petits massifs allongés parfois mylonitisés.

La granodiorite forme de grosses boules émergeant du plateau de sable qui recouvre parfois l'Ouest. La roche est composée de phénocristaux de microcline pouvant atteindre 4 à 5 centimètres, de quartz, d'amphibole et de biotite et parfois de muscovite; ce qui confère à la roche une légère tendance alumineuse.

### Les adamellites

se subdivisent en adamellites à hornblende et/ou à biotite, en adamellites à riebeckite et aegyrine de texture hypersolvus et à méso-perthites, et en adamellites à muscovite primaire (alumineuse) à texture subsolvus.

L'adamellite à biotite et à muscovite :

Cette roche se divise en deux faciès : le premier sera biotite dominante avec peu ou pas de muscovite; le second est à muscovite. L'adamellite à biotite dominante est en général à gros grain, parfois porphyroïde souvent de couleur blanche ou rose; il est orienté et cataclasé. Son contact avec la granodiorite et l'adamellite à muscovite est difficile à observer.

L'adamellite à amphibole : Affleure en grands blocs et en dalles en mélange avec l'adamellite à biotite. Elle peut acquérir un aspect de gneiss oillé. C'est une adamellite qui probablement a subi une déformation mylonitique.

Adaméllite à biotite :

De couleur rougeâtre, elle est très grossière, porphyroïde et passe à des granites à petits grains blancs, riches en biotite qui forment le relief du plateau granitique d'Imézzarène. Elle occupe toute la grande surface de ce plateau, recoupé par des filons de quartz, de pegmatite et d'aprites. Ce granite est surtout en bordure Est où il acquiert une foliation plus accusée. Des filonnets aplo-pegmatitiques et des veines granitiques recoupent l'encaissant en formant des plis ptigmatiques.

Elle forme aussi des massifs allongés de direction NS ou NE-SW. Elle est associée à des granites alcalins. Cette adaméllite, déformée en gneiss oillé et en blastomylonites, est recoupée par des filons d'aprites.

L'adaméllite à aegyrine et riébeckite :

Ce faciès forme une bande allongée qui suit le décro-chauvauchement (linéament) de Timgaouine. Elle est peralcaline, en général de couleur grise-blanc, peu altérée et se présente sous forme de grosses boules métriques passant au Sud et à l'Est de la zone de Tin-Effeï, à un granite rouge altéré, dont on remarque l'absence de l'amphibole-sodique et de l'aegyrine, la présence de beaucoup d'opagues. Les oxydes de fer sont disséminés dans tous les minéraux de cette adaméllite et surtout le feldspath, ce qui donne à l'adaméllite la couleur rouge.

### Les granites

Le granite à biotite :

Ce granite alcalin a une texture hypersolvus. Cependant, il est plus déformé et plus mylonitisé. Ceci a probablement favorisé la disparition d'amphibole et son remplacement par le sphène et l'épidote. Par ailleurs, on remarque que le plagioclase est très rare.

## **5 LA ZONE D'ABANKOR :**

### **a- Les roches magmatiques de la région d'Abankor :**

Le massif granitique d'Abankor est allongé suivant une direction N-S sur environ une dizaine de km et large de 2,5 à 3 km. Il constitue les plus hauts sommets de la région (964 m pour le point culminant, se dressant au-dessus des plateaux à 630 m de moyenne). Il est constitué de roches fortement mylonitisées et affecté par le linéament de Tin-Di-Eiffeï qui délimite la bordure et du terrain exotique d'Iskel.

Bien qu'aucun contact n'ait pu être observé sur le terrain, la partie orientale du massif recoupe le bord occidental du batholite calco-alcalin situé entre Aouilène et Timg'ouine. Le batholite a livré des âges U-Pb sur zircon de  $629 \pm 5$  Ma et sur sphène de  $614 \pm 6$  Ma (Bertrand et al., 1987), interprétés comme l'âge de la tectonique tangentielle qui affecte l'ensemble de la région. La partie occidentale du massif est en contact tectonique avec les formations volcano-sédimentaires de la série verte.

A 1 km NE du massif, affleure un gabbro formant un massif plus ou moins circulaire de 2 à 2,5 km de diamètre, intrusif dans le batholite de Timg'ouine-Aouilène par un contact subvertical et apparaissant dans le relief comme un ensemble de filons circulaires

jointifs. Cette morphologie peut être l'effet de l'érosion. Le gabbro ne montre aucune trace de déformation ou d'altération.

### **b- Le granite alcalin d'Abankor :**

Le granite est gris et devient plus sombre par endroits en raison de l'état d'oxydation des minéraux ferromagnésiens. Il a une structure foliée hypidiomorphe, qui en fait un orthogneiss, et une texture grenue à tendance porphyroïde. Le quartz, monocristallin ou en agrégats recristallisés, a un aspect gris blanc et on peut y distinguer des inclusions automorphes, conférant la texture porphyroïde. Les autres minéraux, très déformés, soulignent la foliation.

### **c- Le granite-microgranite rose :**

Cette roche occupe le plateau compris entre le batholite d'Aouilène et l'Adrar timgaouine. A proximité de l'Adrar timgaouine, il montre une forte déformation qui s'atténue vers l'Est. Le contact avec le batholite calco-alcalin d'Aouilène n'a pu être observé à cause de vastes étendues de sable. Le feldspath alcalin de couleur rouge brique donne la coloration à la roche et les minéraux ferromagnésiens altérés forment des taches largement étendues responsables de l'aspect sombre de la roche.

\* Le feldspath alcalin mésoperthitique est représenté par des plages larges et isolées de microcline perthitique.

\* Le quartz forme des cristaux xénomorphes à extinction ondulante et parfois recristallisés en mosaïque.

\* Le plagioclase forme de petits cristaux automorphes ( $An_{4-13}$  déterminé optiquement) en inclusions dans le microcline.

\* La biotite se présente en lamelles déformés et souvent associées à l'amphibole.

Parfois, elle est complètement transformée en muscovite. Les inclusions de minéraux accessoires sont très fréquentes (zircon, apatite, opaques).

\* l'amphibole forme des cristaux bleu-vert, subautomorphes et plus rarement xénomorphes. Elle est souvent associée à la biotite et encombrée de minéraux opaques issus de sa déstabilisation.

\* Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon en gros cristaux, l'apatite et une première génération de minéraux opaques.

\* les minéraux secondaires sont constitués de fluorine, épidote et une deuxième génération de minéraux opaques.

\* Les minéraux secondaires sont constitués de fluorine, épidote et une deuxième génération de minéraux opaques provenant de la déstabilisation de minéraux ferromagnésiens.

**d- Le granite porphyroïdes à biotite et amphibole du batholite d'Aouilène :**

Le batholite s'étend sur une cinquantaine de km environ de l'Ouest vers l'Est et plus de 100 km du Nord au Sud. Il est limité à l'Est par l'accident 4°50' où il forme de soubassement du massif d'Aouilène. A l'Ouest, il est limité par le granite-microgranite rose mais le contact n'a pas été observé.

**e- Le gabbro à olivine :**

Le gabbro à olivine recoupe les granites du batholite de Tingaouine-Aouilène et ne montre aucune déformation. Les échantillons sont d'une fraîcheur remarquable, en particulier les cristaux d'olivine, pourtant réputée pour son instabilité. Il correspond au dernier épisode magmatique de la région. La texture est cumulative. Comme l'orthopyroxène est plus abondant que le clinopyroxène, il s'agit en toute rigueur d'une norite.

\* L'olivine apparaît sous forme de cristaux limpides et globuleux, entourés ou traversés de bandes rougeâtres d'iddingsite qui contiennent également des minéraux opaques.

\* Le clinopyroxène (augite) forme de gros cristaux automorphes à subautomorphes. Des inclusions de minéraux opaques sont très fréquentes.

\* L'orthopyroxène forme des cristaux présentant souvent un troisième clivage fin et régulier. Il est légèrement pléochroïque : vert clair à brun.

\* L'amphibole brune, en cristaux souvent xénomorphes, occupe les interstices.

\* La biotite, de couleur brun foncé, se présente sous forme de plages souvent poeicilitiques, fortement pléochroïques, à extinction onduleuse et contour esquilleux.

\* Le plagioclase, optiquement labrador ( $An_{55-67}$ ), forme des cristaux allongés sans zonation visible.

\* Le minéral accessoire essentiel est l'apatite en inclusions dans la biotite et les pyroxènes.

\* Les minéraux opaques sont représentés par l'ilménite et la magnétite provenant surtout de la déstabilisation de la biotite.

L'olivine et le clinopyroxène sont entourés par l'orthopyroxène et l'amphibole brune englobe souvent ces trois minéraux. De même, le plagioclase peut former de grandes plages qui contiennent l'ensemble des minéraux mafiques.

# Chapitre IV



*La Géochimie*

## Introduction

Une classification naturelle, cohérente et exhaustive des roches ignées et de leurs séries est un préalable indispensable à toute cartographie des domaines cristallins, à toute recherche sur la genèse et l'évolution des magmas, à tout essai de corrélation entre magmatisme et phénomènes géodynamiques ou potentialités métallifères et, d'une manière générale, à tout dialogue sur *le plutonisme ou le volcanisme*. Toutefois, il faut souligner la difficulté qui existe pour aboutir à une classification approuvée.

La classification proposée par Debon et Le fort (1983), repose principalement sur un traitement de données chimiques (éléments majeurs) dans un ensemble simple et cohérent de trois diagrammes chimico-minéralogique.

De ce fait, nous avons choisis la méthode proposée par Debon et Le fort (1983), basée sur les données quantitatives (éléments majeurs) de l'ensemble des roches magmatiques.

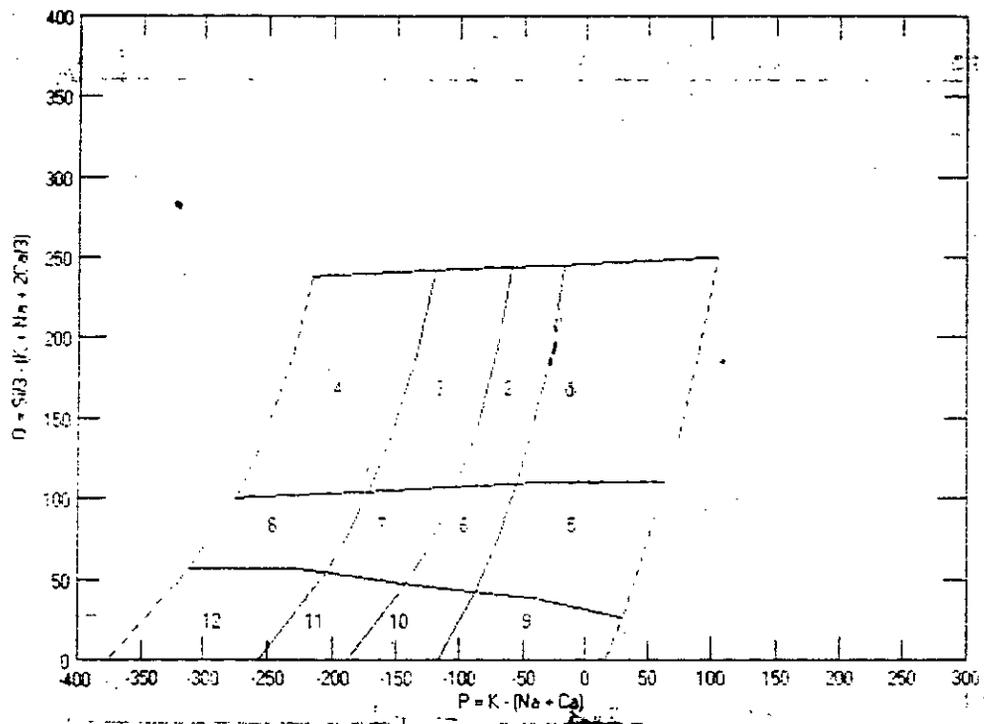
On dispose de plusieurs analyses chimiques sur les roches (éléments majeurs et autres), pour l'ensemble des formations granitiques des zones d'études.

La détermination des caractères chimico-minéralogiques de chaque série plutonique sera basée sur les diagrammes suivants :

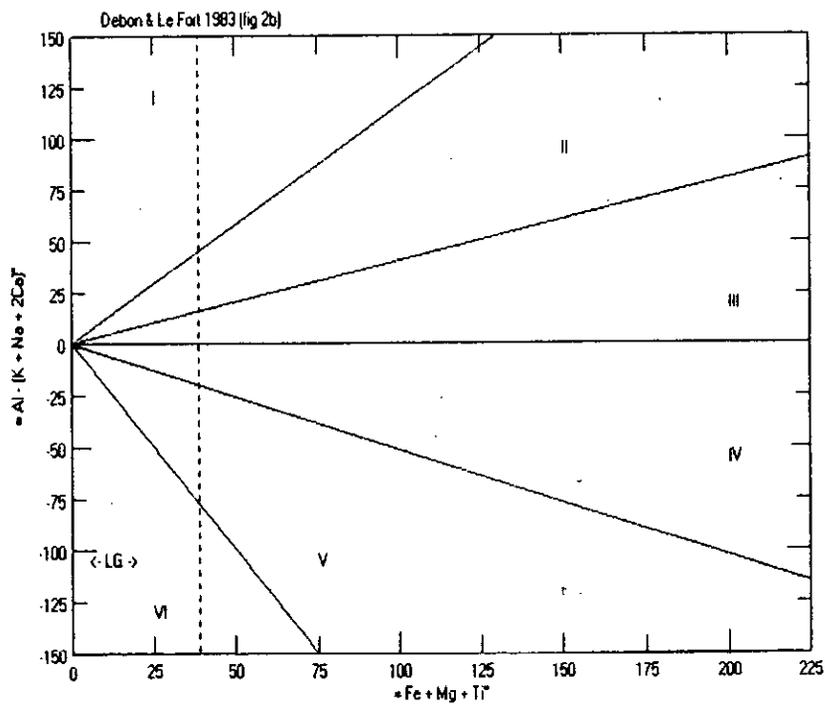
### - Pour les éléments majeurs

\* Le diagramme de nomenclature Q - P de Debon et Le Fort ( 1983 ), dont  $Q = [ Si / 3 - ( K + Na + 2 Ca / 3 ) ]$  fonction de  $P = [ K - ( Na + Ca ) ]$ . Son paramètre Q est proportionnel à la charge pondérale en quartz des roches ignées communes. Le quartz, le feldspath potassique et les plagioclases s'y distribuent aux trois sommets d'un triangle, ce diagramme apparaît bien adapté à l'établissement d'une nomenclature basée sur les éléments blancs. A ce diagramme a été superposée une grille de classification dont chaque case ( 1 à 12 ) correspond à un nom de roche plutonique. 1-rhyolite; 2- dacite;.....12- basalte. ( 1- granite; 2- granodiorite; .... 12- gabbro).

\* Le diagramme des minéraux caractéristiques qui associe deux paramètres  $A = [ Al - ( K + Na + 2 Ca ) ]$  fonction de  $B = Fe + Mg + Ti$ . Sa moitié supérieure ( A positif ) correspond au domaine des roches et des minéraux peralumineux et sa moitié inférieure à celui des métalumineux. Il permet d'appréhender très rapidement la nature et les proportions relatives des principaux minéraux caractéristiques susceptibles d'être présentés dans une roche. Il est divisé en six secteurs - numérotés de I à III dans le domaine peralumineux et de IV à VI dans l'autre- par des demi-droites issues de l'origine. Ainsi on peut considérer que les roches localisées dans son secteur I sont à deux micas, avec muscovite > biotite; secteur II = roches à deux micas, avec biotite > muscovite; secteur III = roches à biotite; secteur IV = roches à biotite, amphibole +/- pyroxène; secteur V = roches à clinopyroxène, amphibole,...; secteur VI = seules des roches exceptionnelles (carbonatites par exemple) devraient s'y rencontrer.

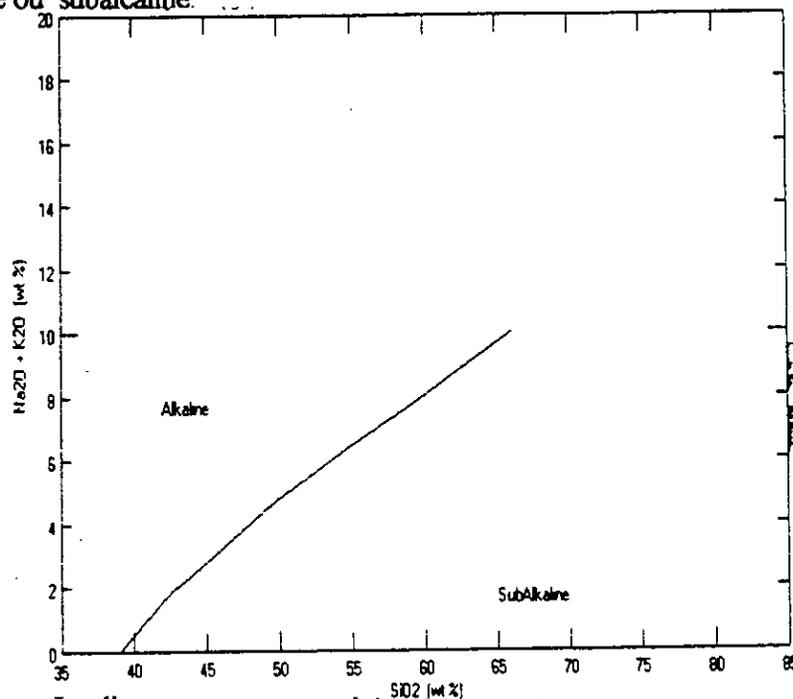


Le diagramme de nomenclature de Debon et Le Fort

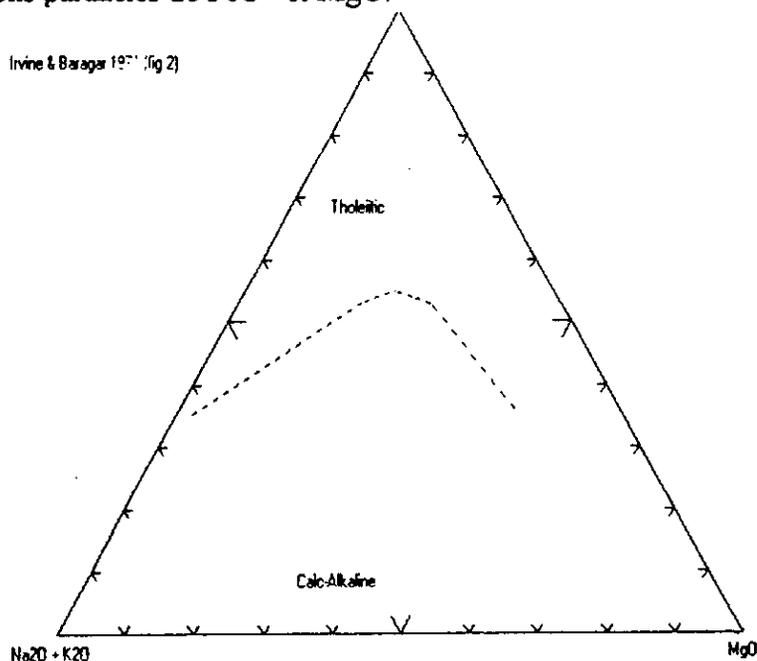


Le diagramme des minéraux caractéristiques

\* Le diagramme rectangulaire d'Irvine et Bargar (1971) des alcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs  $\text{SiO}_2$ . A l'aide d'une droite ne passant pas par l'origine mais par l'axe des abscisses ( au point de coordonnées  $\text{SiO}_2 = 39\%$  et  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0\%$ ) et divisant le rectangle d'Irvine et Bargar en deux secteurs supérieur et inférieur, nous pouvons alors savoir qu'il s'agit respectivement d'une série alcaline ou subalcaline.

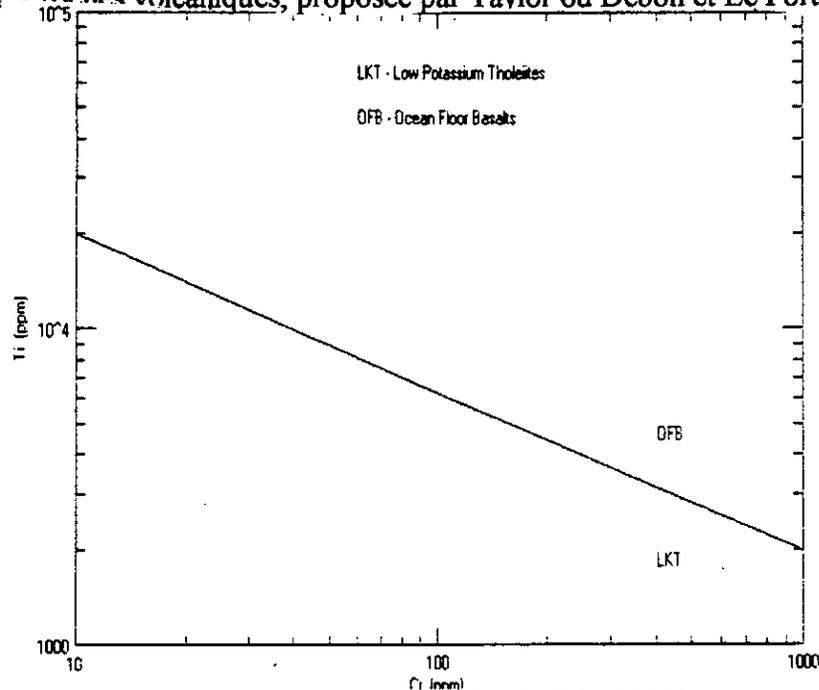


\* Le diagramme triangulaire d'Irvine et Bargar (1971) associe trois paramètres  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Ce diagramme marque la limite entre les séries tholéitiques et calco-alcalines par un trait interrompu. La série tholéitique évolue vers le pôle  $\text{FeO}^*$ , c'est-à-dire qu'elle est caractérisée par un enrichissement en fer, tandis que la série calcoalcaline évolue directement en direction du pôle  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  : enrichissement en alcalis ( et  $\text{SiO}_2$  ) avec diminutions parallèles de  $\text{FeO}^*$  et  $\text{MgO}$ .



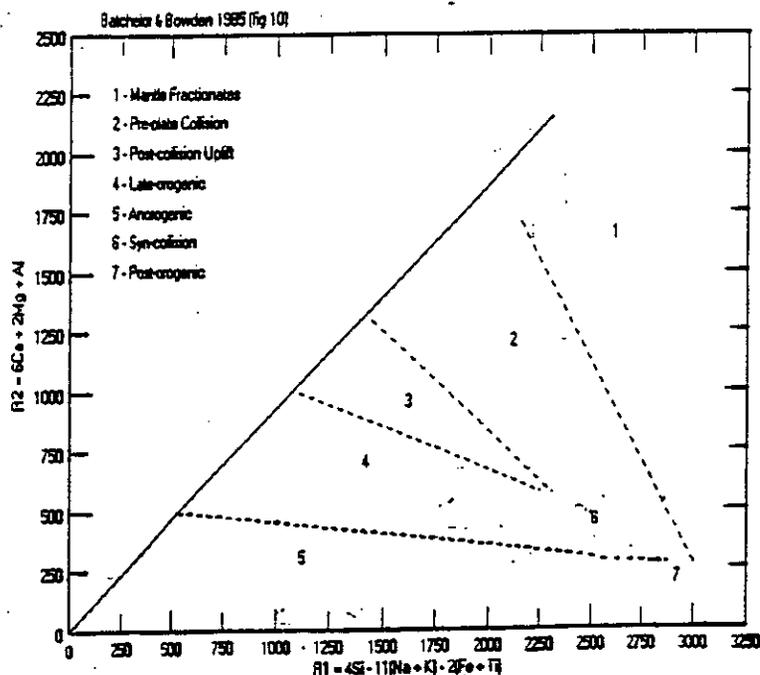
Le diagramme triangulaire d'Irvine et Bargar (1971)

\* Le diagramme rectangulaire de Gill (1981) permet d'analyser la tendance potassique pour chaque roche; faible, moyenne ou forte en K (potassium). Ce diagramme a été modifié par Le Maître (1989), et peut servir comme appui pour confirmer la classification des roches volcaniques, proposée par Taylor ou Debon et Le Fort.



Le diagramme rectangulaire de Gill (1981)

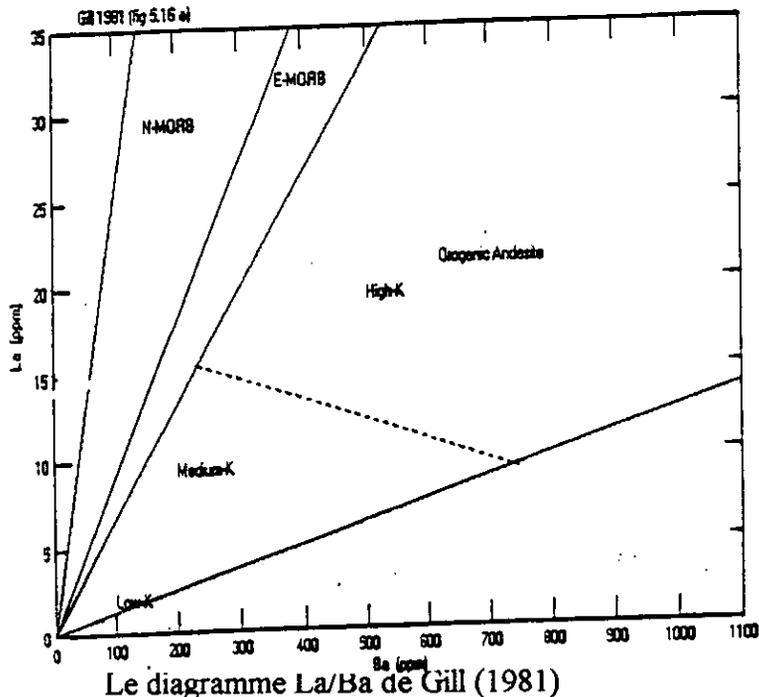
\* Le diagramme rectangulaire de Batchelor et Bowden (1985)  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$  en fonction de  $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ , comporte six domaines tectono-magmatiques numérotés de 1 à 7. Dans ce type de diagramme les séries évoluent parallèlement à l'évolution orogénique en changeant de composition, au fur et à mesure du déroulement des différents événements de l'orogénèse.



Le diagramme rectangulaire de Batchelor et Bowden

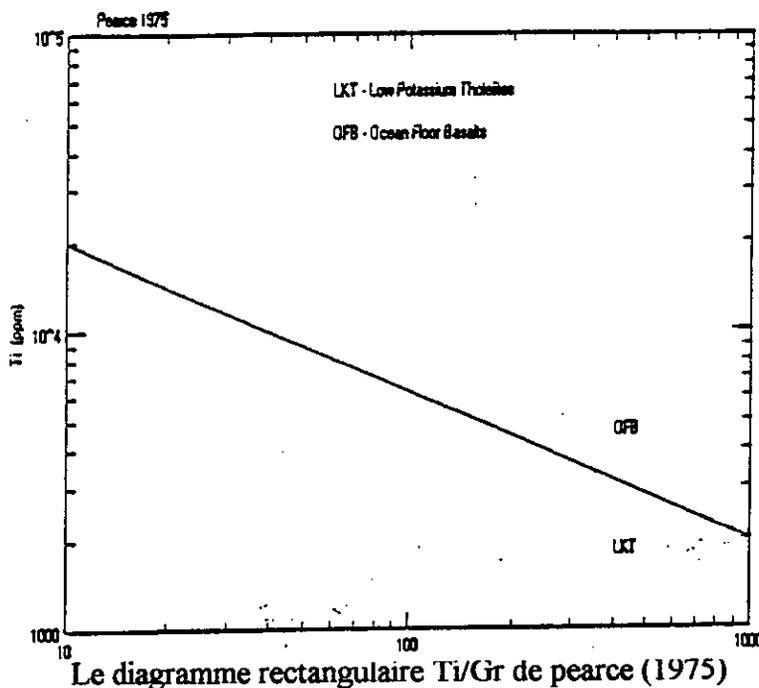
**- Pour les éléments en traces :**

\* Le diagramme La/Ba de Gill (1981) est divisé en plusieurs secteurs, parmi eux : E-MORB ( Basaltes des rides médio-océaniques d'Island ), N-MORB ( Basaltes des rides médio-océaniques normalisées ) et orogénic andésites. Ce dernier est lui même subdivisé en trois sous-secteurs suivant que la composition de la roche est faible, moyenne ou forte en K.



Le diagramme La/Ba de Gill (1981)

\* Le diagramme rectangulaire Ti/Cr de Pearce (1975). Le rectangle de Pearce est divisé par une droite inclinée vers la droite en deux domaines, LKT (Low Potassium Tholeiites) et OFB ( Ocean Floor Basalts ).



Le diagramme rectangulaire Ti/Cr de Pearce (1975)

\* Le diagramme araigné (spiderdiagram) : Ce diagramme permet d'avoir la comparaison effective d'un spectre des éléments en traces d'une roche magmatique étudiée avec par exemple, un basalte normal du dorsale océanique (N-MORB). La normalisation met en évidence les différences ou les similitudes entre cette roche et le basalte.

\* les éléments en traces sélectionnés sont incompatibles dans les minéraux de lherzolite du manteau, ils se concentrent dans le magma liquide au cours du processus de fusion, et sont classés selon leur degré d'incompatibilité (par ordre d'incompatibilité croissant de la droite vers la gauche) dans les diagrammes normalisés, les spectres des magmas basaltiques devraient présenter une forme régulière.

On constate que ce n'est pas le cas de certains éléments d'incompatibilité voisine ayant des valeurs normalisées très différents.

Selon les travaux de Pearce (1983) les caractères des diagrammes araignés pour les différents groupes sont :

1- différenciation magmatique :

les diagrammes araignés représentent des anomalies négatives en (Sr, Ti, P), et l'abondance des éléments K, Rb, Ba, Th.

2- zone de subduction :

on constate des anomalies négatives en Nb, Ta.

3- Arc-insulaire :

teneurs positives en Sr, ± Eu.

4- source mantellique :

$y, y_b > 1$ .

5- marge active :

$y, y_b < 1$ , avec une teneur plus basse.

### **Rem :**

pour les éléments en trace, nous utiliserons les spiderdiagrammes, parce que ils sont plus représentatifs.

**- Pour les terres rares:**

Les terres rares sont des éléments peu sensibles à l'altération et au métamorphisme. Par contre, au cours de processus magmatiques, elles se fractionnent beaucoup et leurs spectres peuvent caractériser le mode de genèse et les matériaux sources des roches ignées. Théoriquement au cours des phénomènes de cristallisation magmatique, les terres rares s'enrichissent dans le liquide résiduel par rapport au solide. De plus, on observe souvent un fractionnement à l'intérieur de la série des terres rares, en particulier les légères se concentrent davantage que les lourdes dans le liquide.

L'étude des terres rares nous permet de préciser la typologie exacte des roches magmatiques dont la cristallisation lente et profonde implique qu'elle ne peut être considérée comme un système fermé.

Les éléments incompatibles ( terres rares légères, Thorium, Uranium, et à un degré moindre, terres rares lourdes, Rb ), doivent théoriquement se concentrer dans le liquide formé, lors d'une fusion partielle.

Le comportement théorique des terres rares peut être totalement modifié ou bien contrôlé par la présence de minéraux accessoires très riches en ces éléments (zircon, allanite. ).

L'anomalie négative en europium est liée au fractionnement des feldspaths et plus particulièrement des plagioclases au cours de l'évolution de la cristallisation des magmas.

Les spectres des terres rares seront normalisées avec la norme PRIM, c'est-à-dire avec un magma primaire.

**1- Le massif Bahouinet nord :**

Le diagramme de la nomenclature :

$$Q = (si/3 - [K+Na+2Ca/3]).$$

$$P = K - [Na+Ca].$$

( fig1-1) indique que le granite de Bahouinet Nord se subdivisent en 02 groupes :

1°- Granites : B1, B3, B7, B15.

2°- Adamellites : B2, B4, B5, B6, B8, B9, B10, B11, B12, B13, B14, B16 Bp, Bc.

Selon le diagramme de minéraux caractéristiques (fig1-2), ces roches sont toutes péralumineuses et se localisent dans le secteur I (B2, B6, B10) à deux micas et muscovite > biotite; secteur II (B1, B5, B9, B13, Bp, Bc) à deux micas, avec biotite > muscovite et secteur III (B3, B4, B7, B8, B11, B14, B15, B16) à biotite.

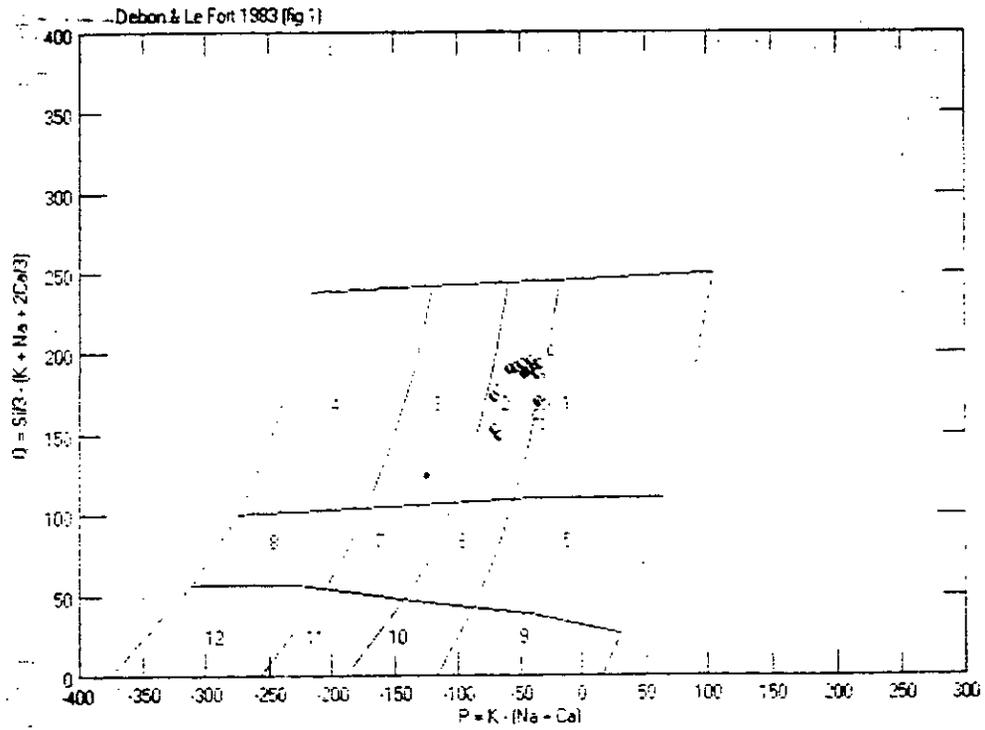


Fig1-1

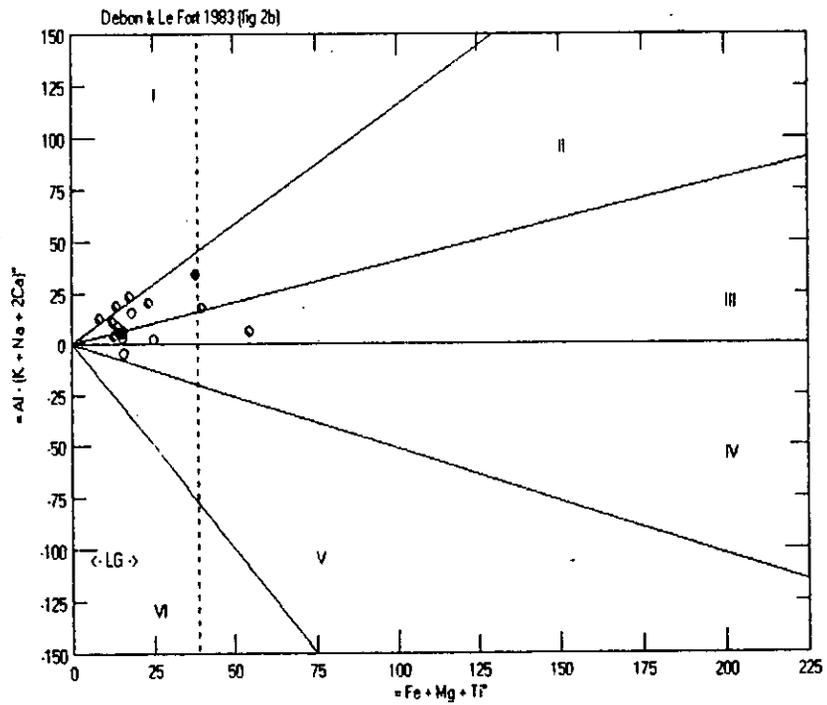


Fig1-2

Le diagramme triangulaire d'Irvine et Baragar (1971) permet de dire que les roches sont sub-alkalines (fig1-3). Et de nature calco-alkaline (fig1-4).

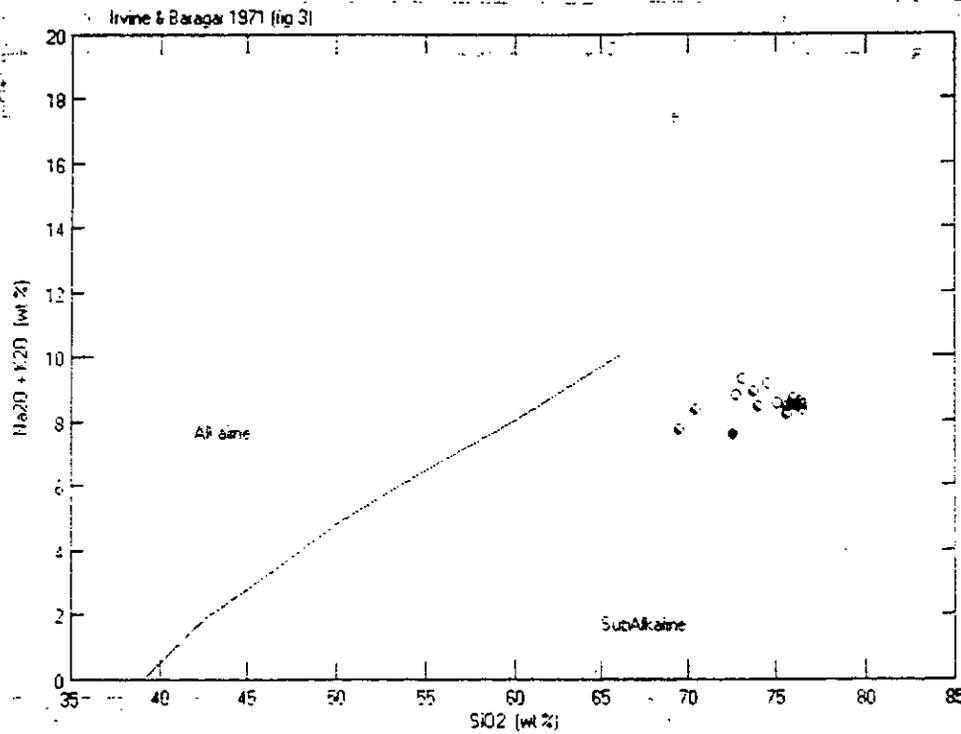


Fig 1-3

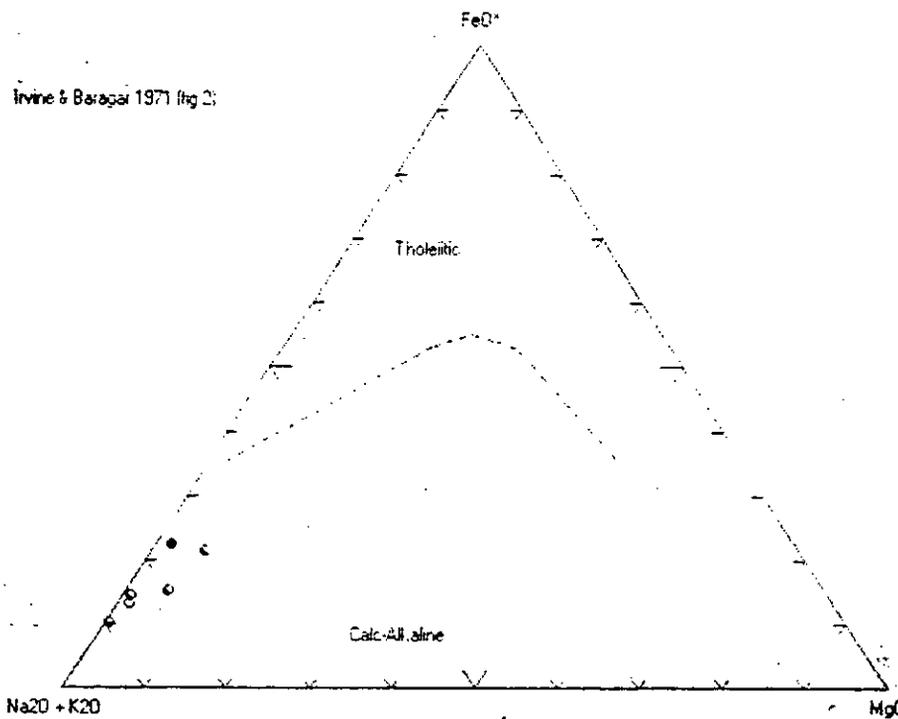


Fig 1-4

Selon le diagramme de Le Maître 1989 les formations granitiques sont fortement potassiques (Fig 1-5)

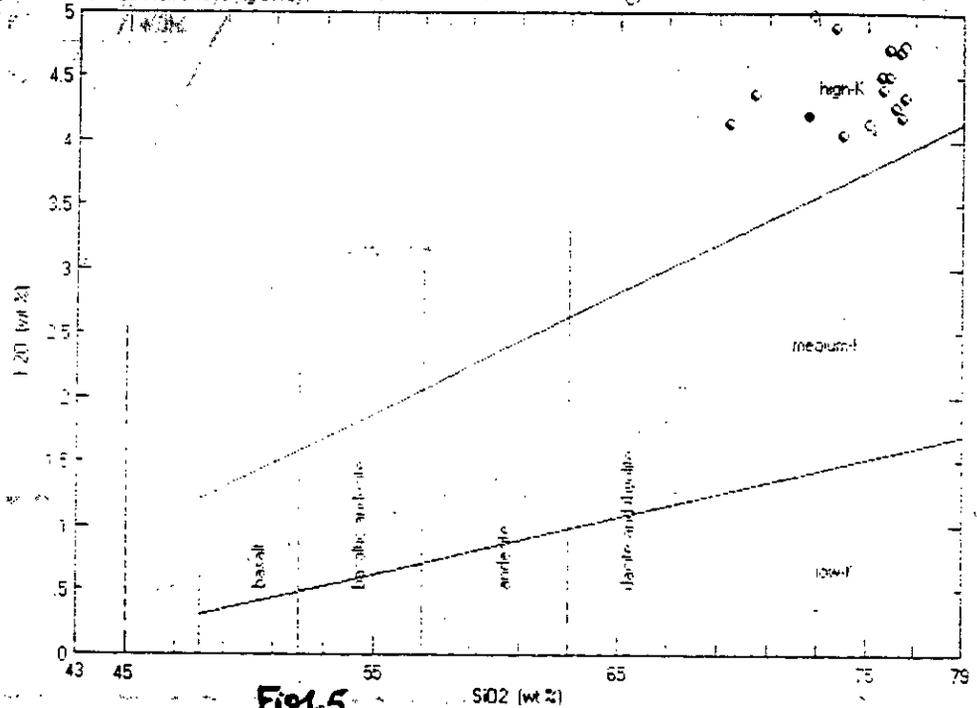


Fig 1-5

D'après le diagramme de Batchelor & Bowden on remarque que ces formations soient mise en place pendant l'orogénèse ou post-orogénique (Fig 1-6).

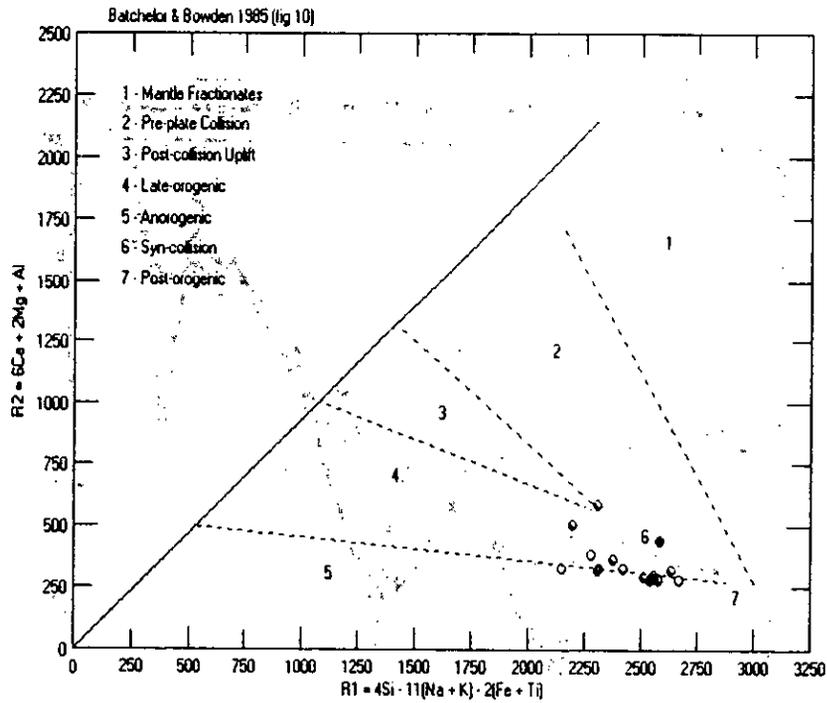
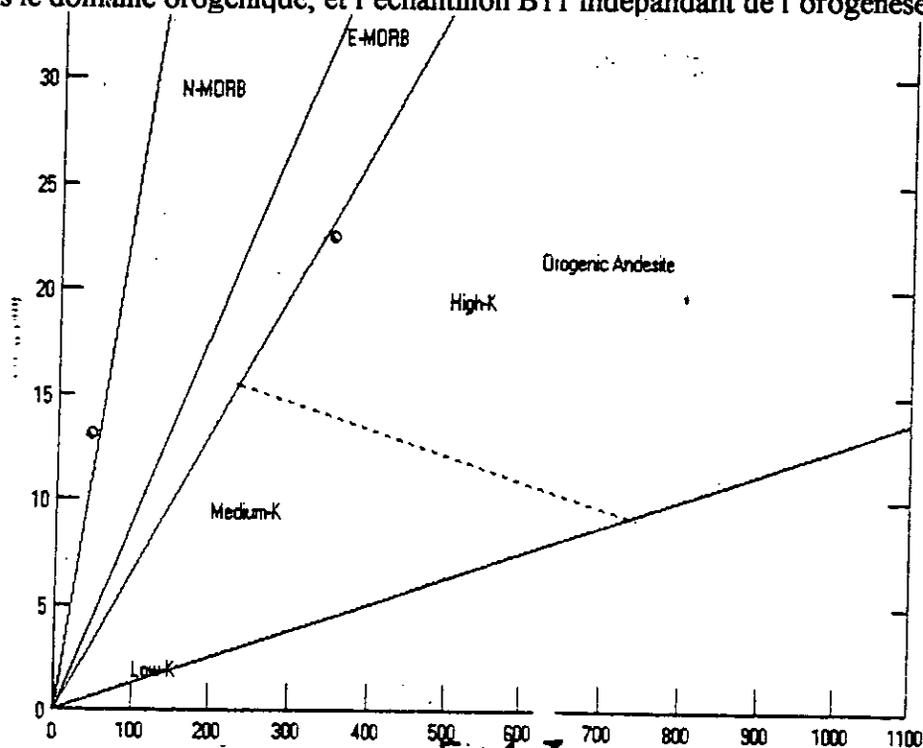


Fig 1-6

D'après le diagramme La vs Ba (Fig.1-7) on trouve que l'échantillon B12 qui se situe dans le domaine orogénique, et l'échantillon B11 indépendant de l'orogénèse.



Le report des échantillons de Bahouinet Nord dans le diagramme des éléments araignés (fig.1-8), on constate des fortes teneurs négatives en Sr, Ti, et abondance K, Rb, Ba, Th.

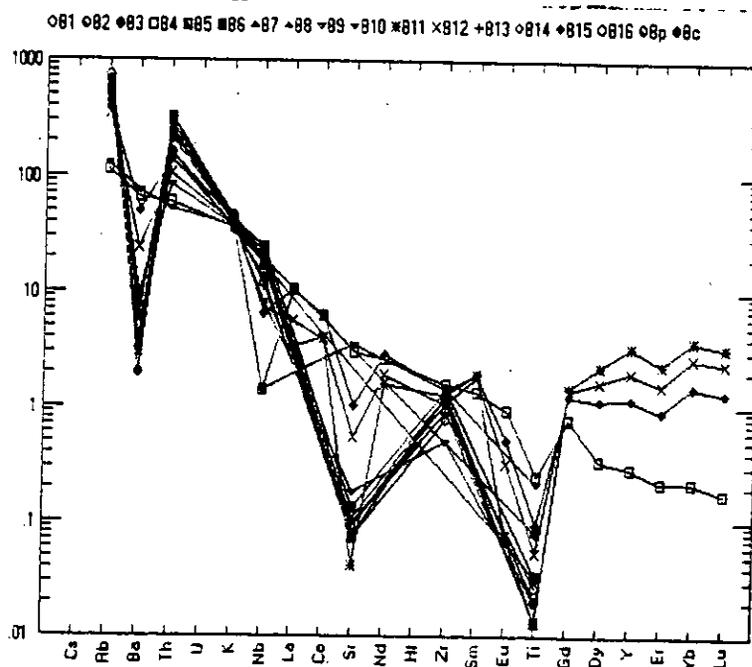


Fig.1-8

D'après le diagramme de terres rares on constate que les échantillons (B11, B12, B15), sont caractérisés par des spectres peu inclinés avec une forte teneur négative en Eu, par contre l'échantillon B4 est incliné vers la droite donc très riche en terres rares légères mais relativement déprimés en lourdes. Fig1-9.

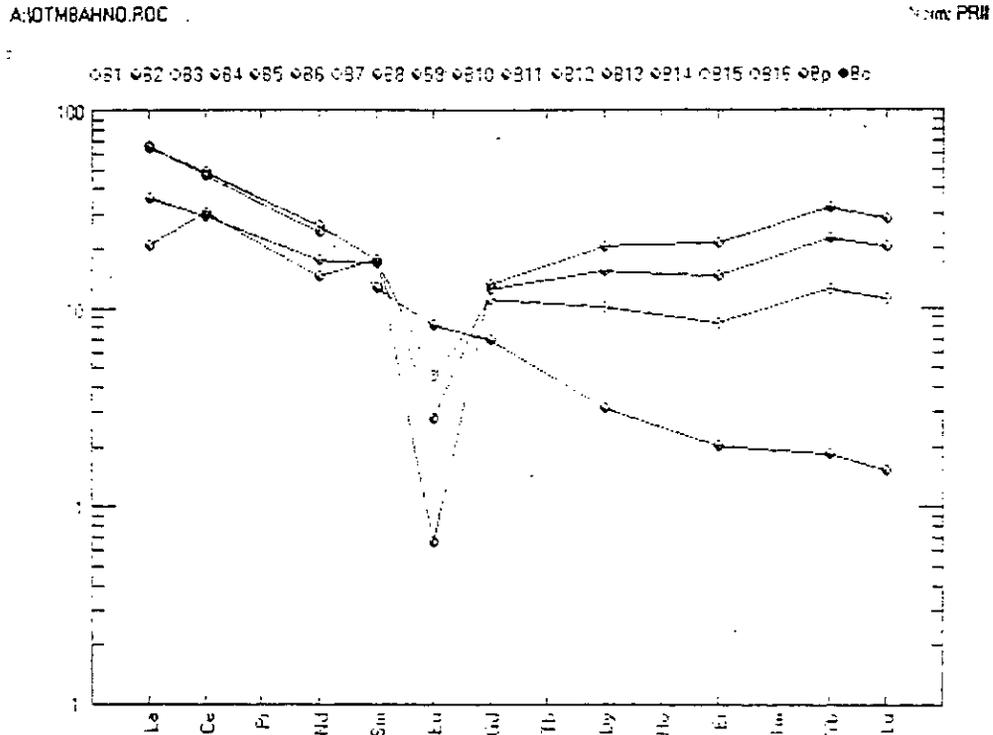


Fig 1-9

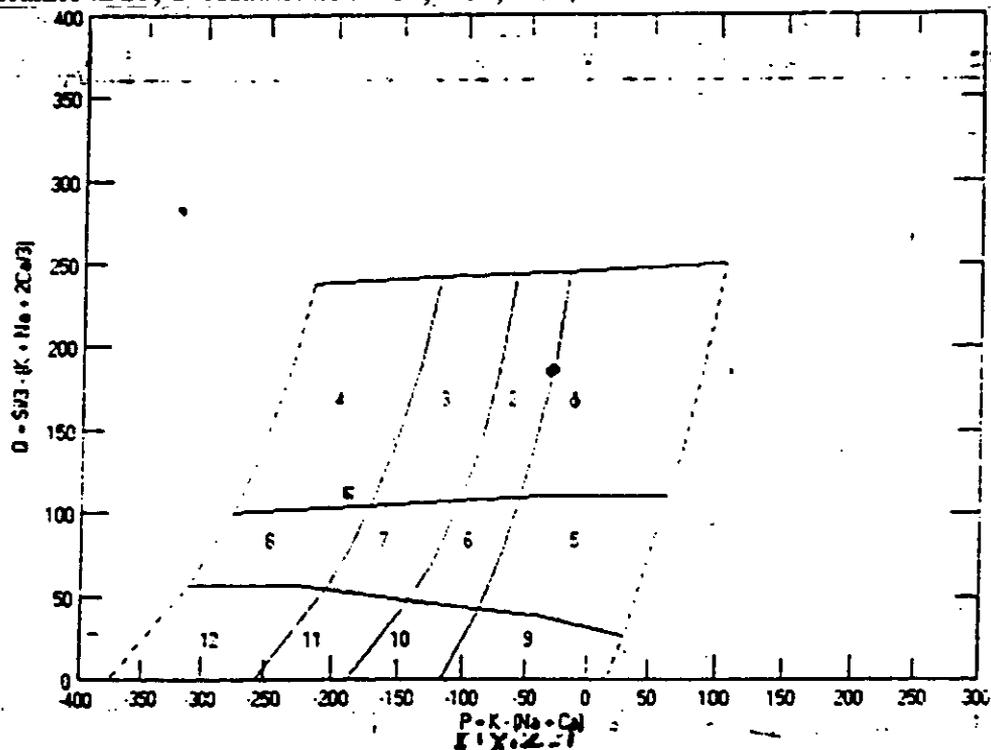
**conclusion :**

Le massif de Bahouinet Nord est composé de deux types de roches : des granites et des adamellites ; à un caractère péralumineux et d'une nature calco-alcaline avec une teneur élevée en potassium, d'une composition pétrographique de : plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite pour les minéraux principaux , les minéraux secondaires sont représentés par la muscovite et la chlorite ; et le zircon, l'apatite pour les minéraux accessoires.

2- Le massif de Bahouinet Sud :

Le diagramme de nomenclature (Fig.2-1) montre que les roches de Bahouinet sud se composent de :

Granite : BS3, d' Adamellite : BS1, BS2, BS4, et de Tonalite : BS5.



Selon le diagramme des minéraux caractéristiques Debon et Le Fort (Fig.2-2) ces roches sont péralumineuses (biotite + hornblende + clinopyroxène), à métalumineuses (hornblende ± clinopyroxène ± olivine).

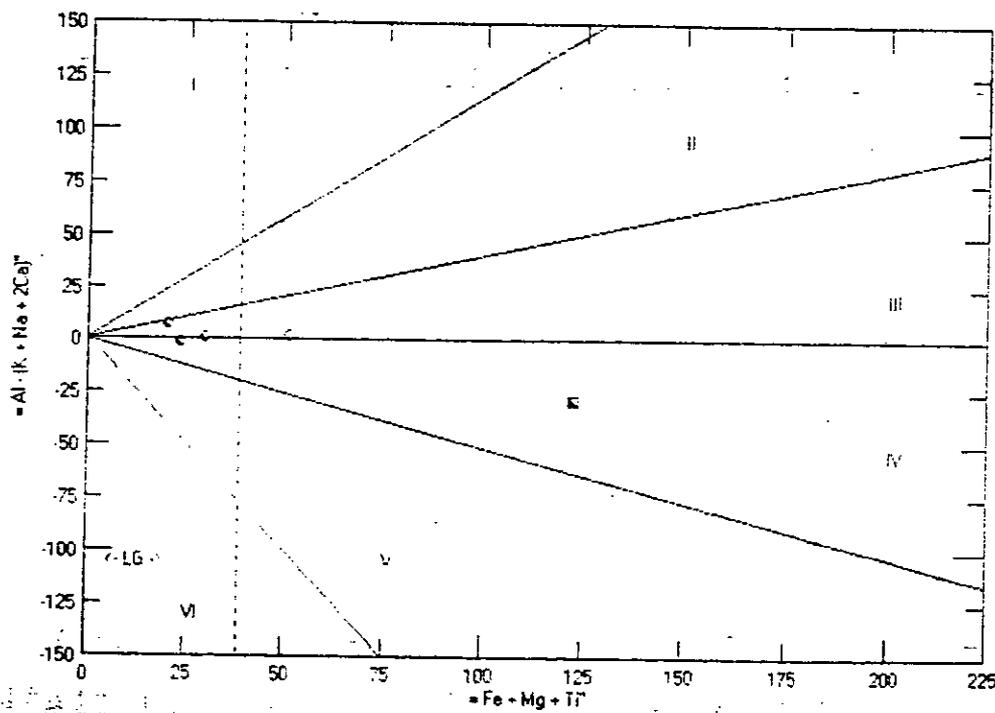


Fig.2-2

D'après Irvine & Baragar 1971 (Figure 3), (Fig.2-3) on observe que les roches sont situées dans ce domaine sub-alkalin et se sont de nature calco alcaline (fig.2-4)

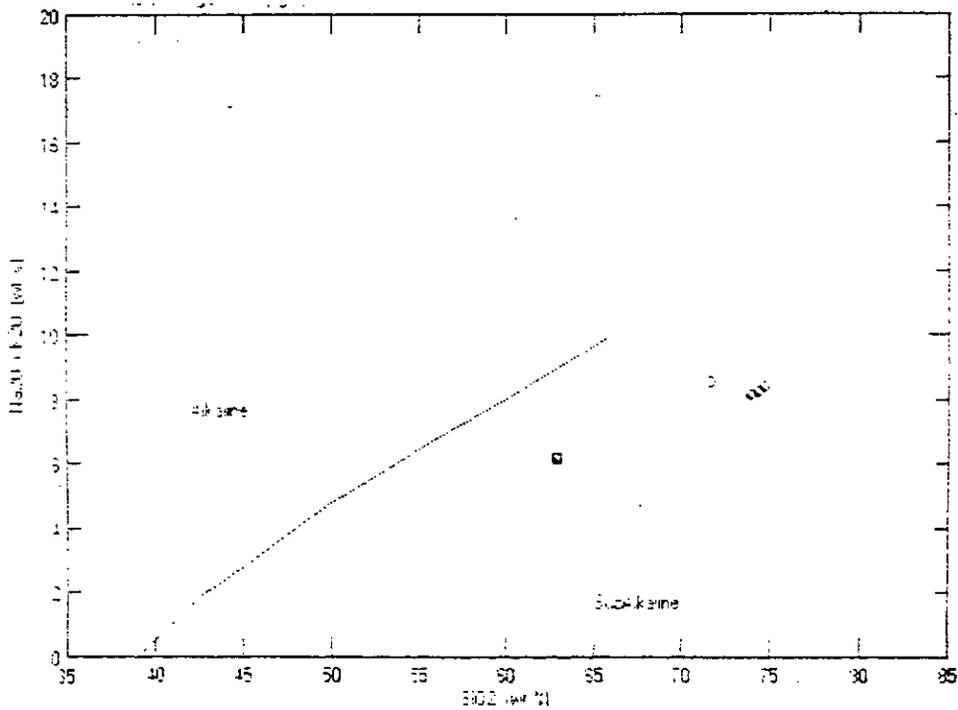


Fig.2-3

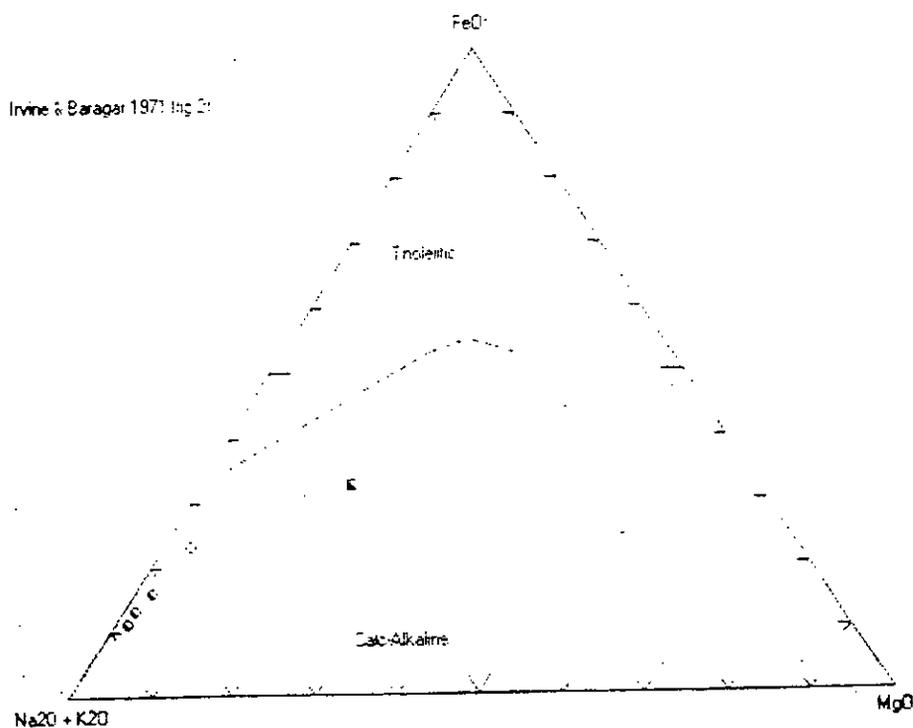


Fig.2-4

Suivant Le Maître 1989 (Fig.B15) les roches sont fortement potassiques (Fig.2-5)

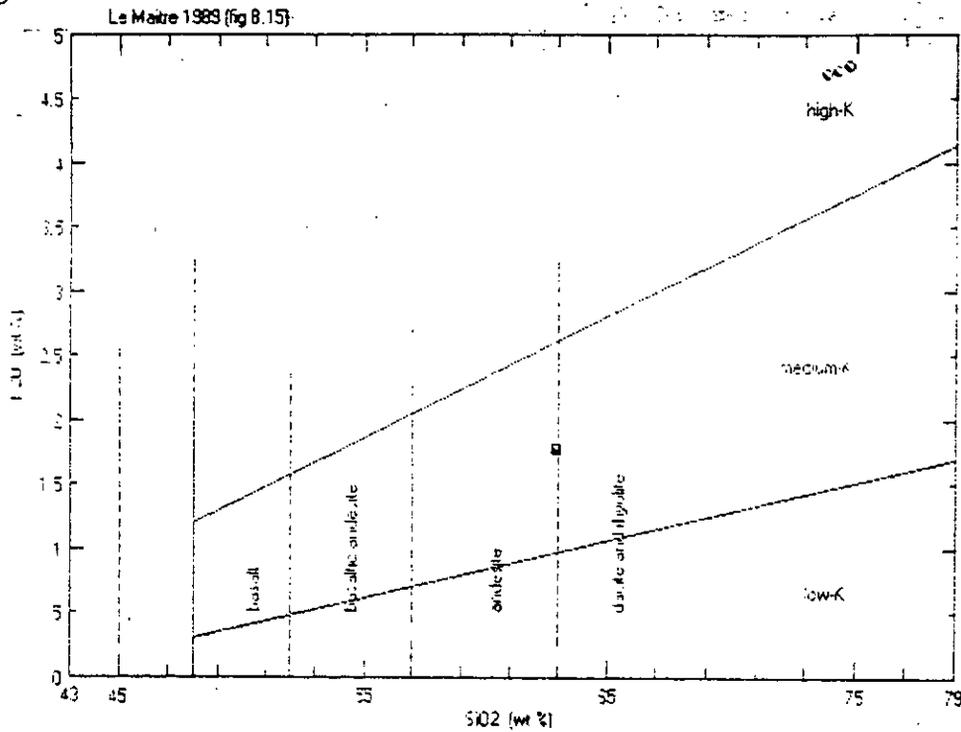


Fig.2-5

Selon le diagramme (Batchelor & Bowden 1985) (Fig. 10), les roches se sont mis en place au cours d'une phase orogénique ou collision pré-tectonique (Fig.2-6).

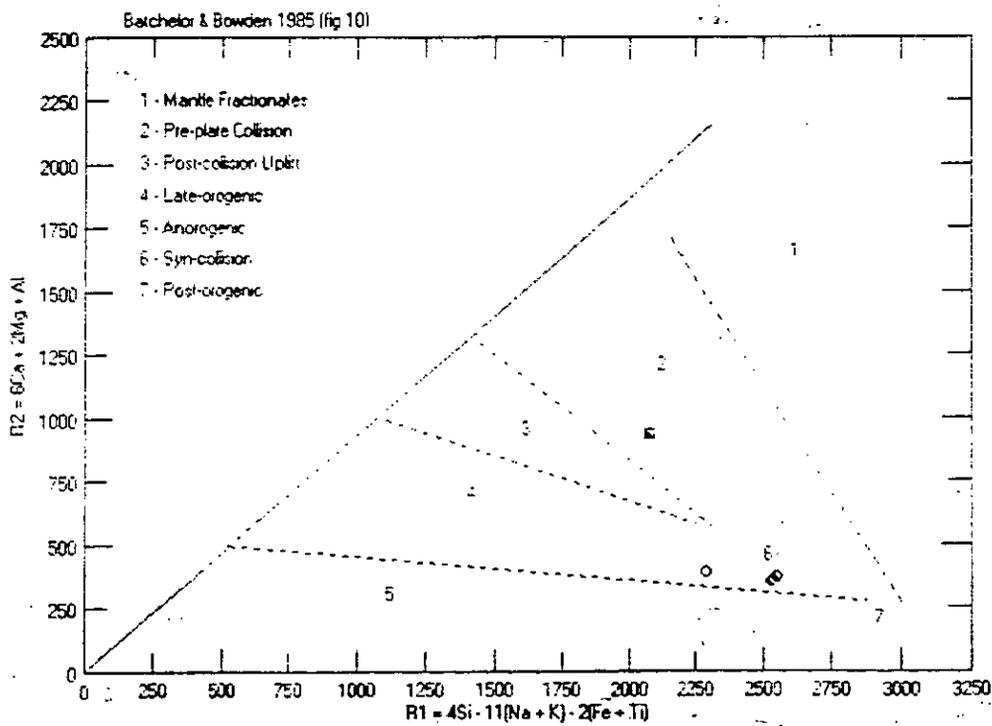


Fig.2-6

D'après le diagramme des éléments araignés fig.2-7 on constate une forte teneur négative en Ti, Sr ; et l'abondance de k, Rb, Ba et Th pour cette zone, On remarque aussi une teneur positive en Sr, ± en Eu .

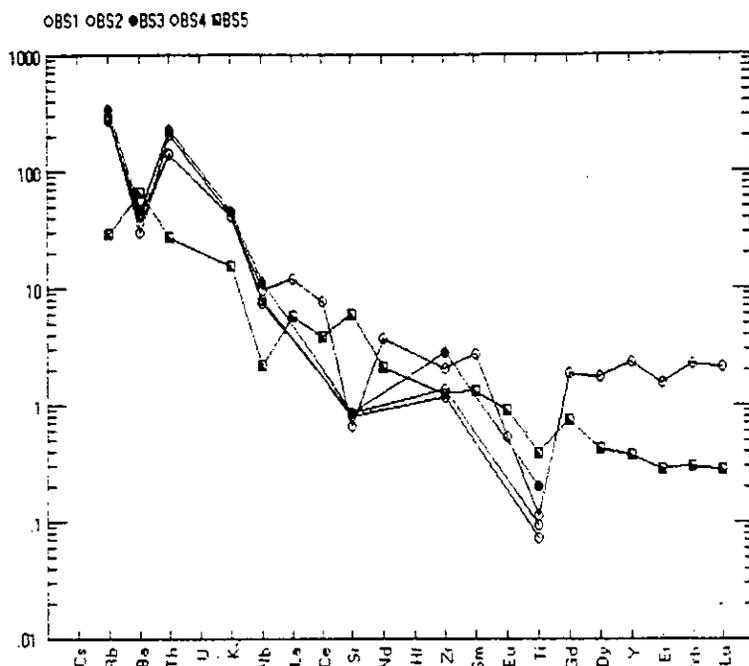


Fig.2-7

Les profils de terre rares montrent que les échantillons BS2, BS5 sont très riches en terres rares légères mais relativement déprimés en lourde et l'échantillon BS2 à une forte teneur négative Fig.2-8.

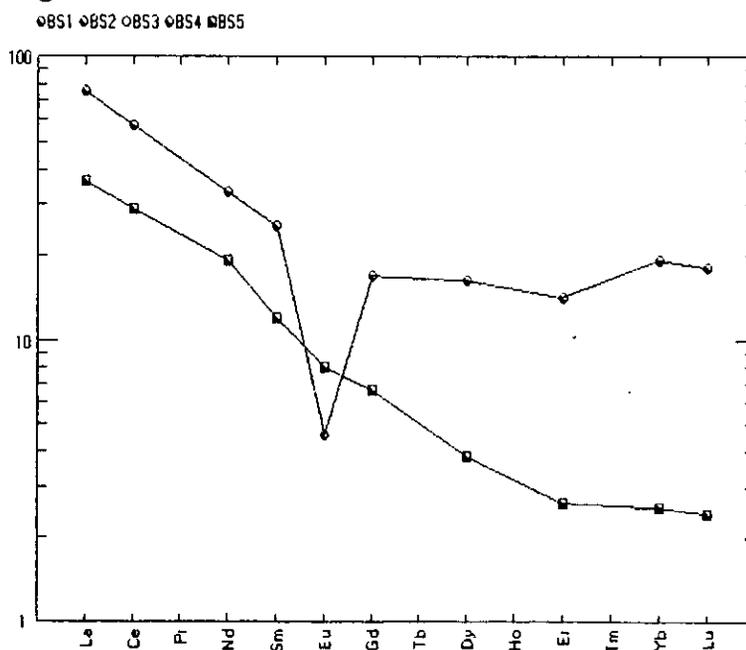


Fig2-8

**Conclusion :**

La zone de Bahoiunet Sud est composé de trois types des roches : Granites, Adamellites, et des Tonalites. Ces roches sont péralumineuses à bi + Hb + cpx ; à métalumineuses (Hb + Cl + Ol).

**3- la zone d'Aouilène :**

D'après la grille de classification de Debon et le Fort (**fig3-1**) les granites d'Aouilène se subdivisent en :

1°- groupe : Granite (A3, A4, A11).

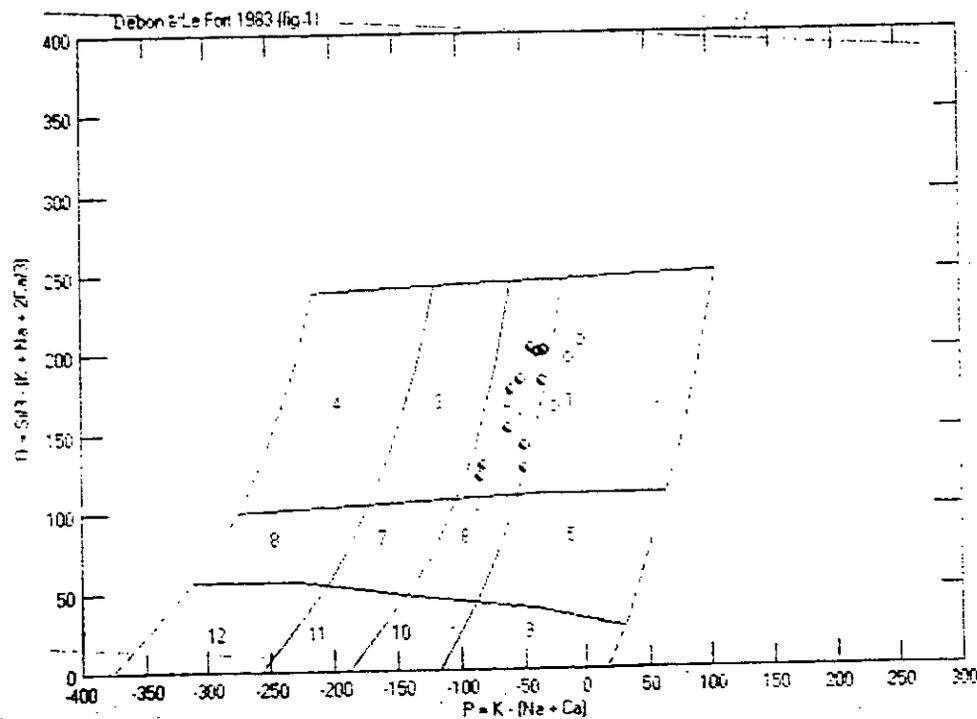
2°- groupe : Adamellite (B1, B2, B3, A2; A5, A6, A7, A8, A9, A10, A12).

3°- groupe : Quartz monzonite (A1).

Toute fois :

pour le diagramme des minéraux caractéristiques A,B (**fig3-2**) les échantillons (A5, A6, A7, A8, A9, A11, A12) se localisent dans le domaine péralumineux secteur III,

à biotite. Et d'autres se sont métalumineux , tel que les échantillons (A1, A3, A10, B1, B2, B4) localisés dans le secteur IV, à biotite ,amphibole, et pyroxène ; et les échantillons (A2, A4) dans le secteur V à clinopyroxène, amphibole.



**Fig.3-1**

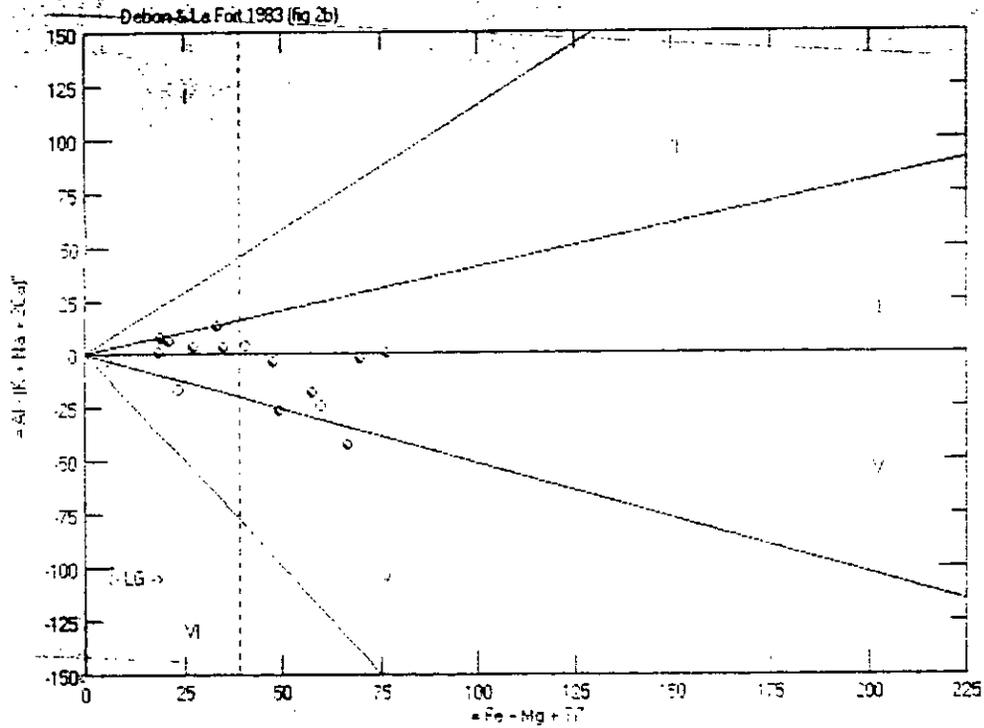


Fig.3-2

D'après le diagramme (d'Irvine et Bargar 1971) (fig2), (fig3). Les échantillons sont localisés dans le domaine sub-alkalin fig.3-3, à une nature calco-alkaline fig3-4.

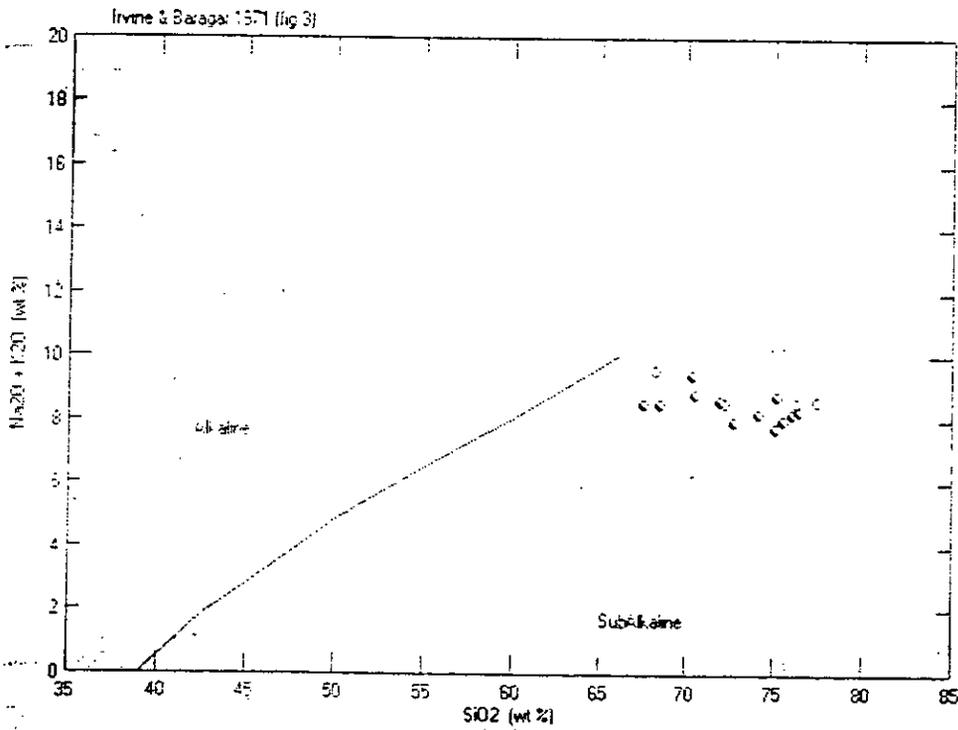


Fig3-3

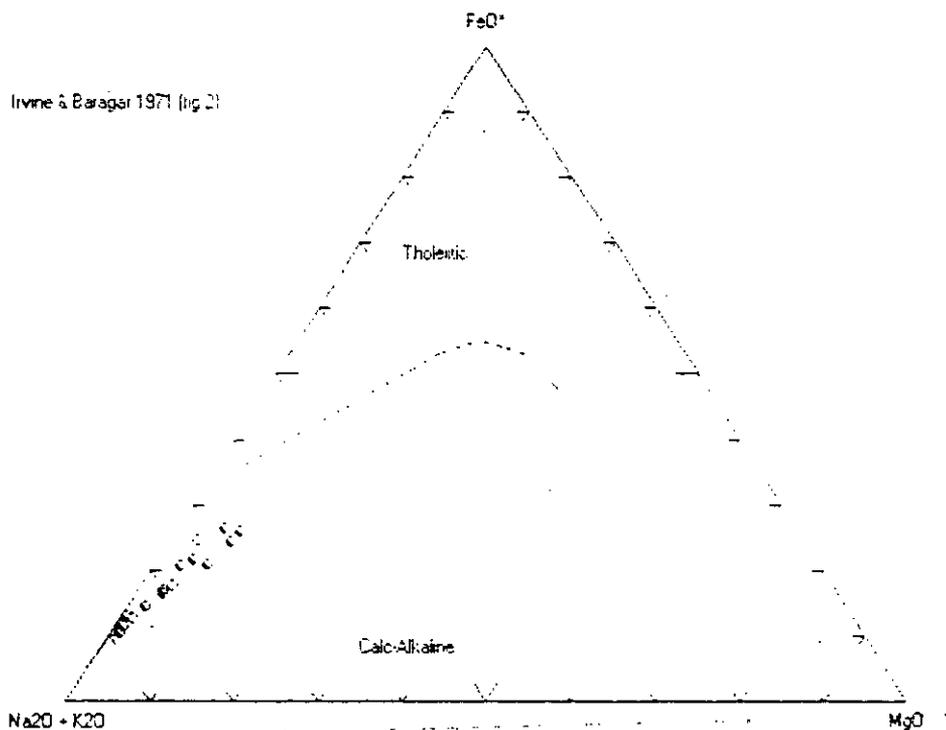


fig3-4

Suivant Le Maître 1989 (fig B.15), les échantillons sont fortement potassiques, (fig.3-5).

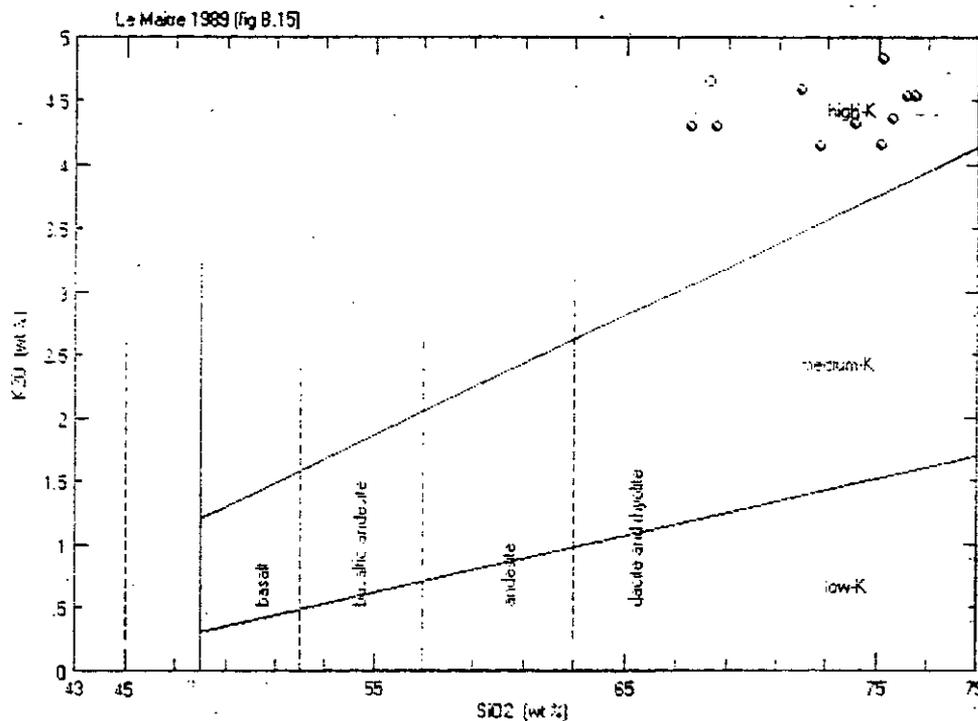


Fig.3-5

Le diagramme R1,R2 (Batchelor et Bowden,1985) ces roches sont soit syn-orogéniques à tardi-orogéniques. **Fig3-6**

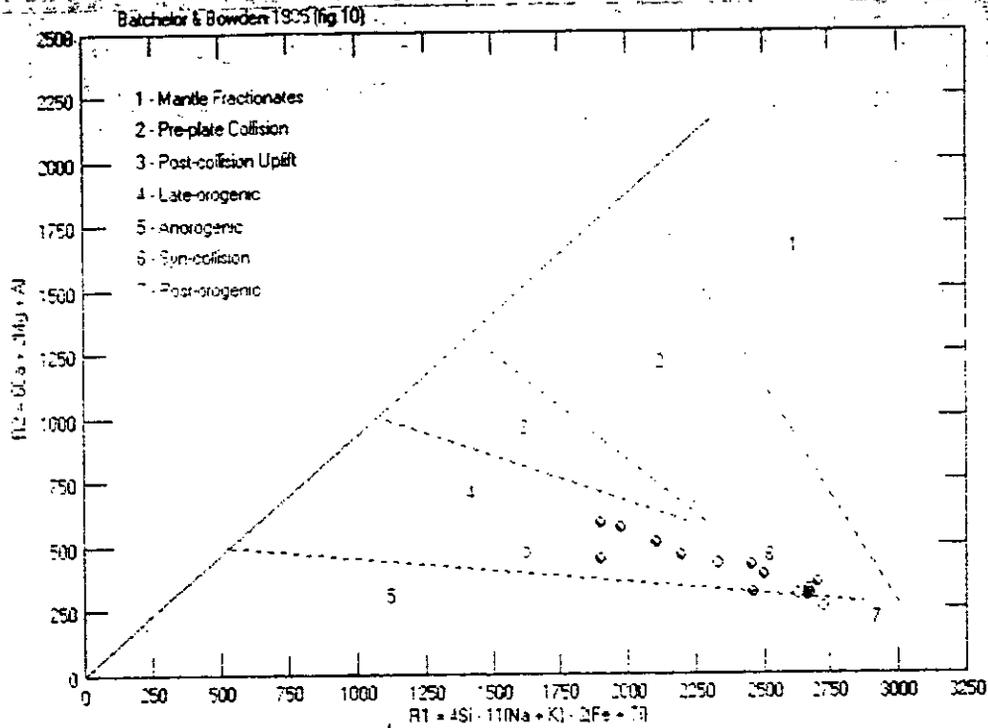


fig3-6

Dans le diagramme des éléments araignés (fig.3-7) on remarque des fortes teneurs négatives en Ti, Sr.

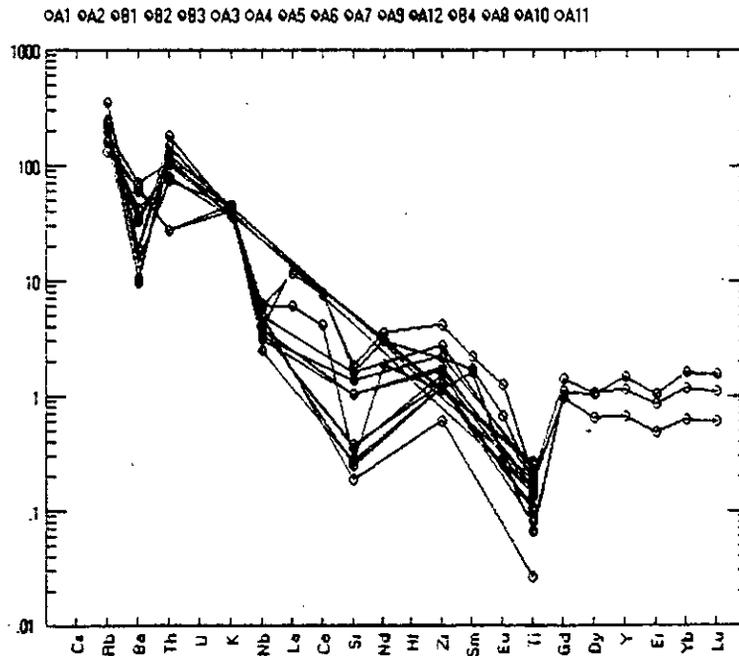


Fig.3-7

Les profils de spectres de terres rares des échantillons (A1, A7, A11) sont inclinés vers la droite ce qui implique un enrichissement de terres rares légères par rapport aux lourdes, on remarque aussi une anomalie négative en Eu pour (A7, A11) et une anomalie positive pour (A1) en Gd. Fig3-7.

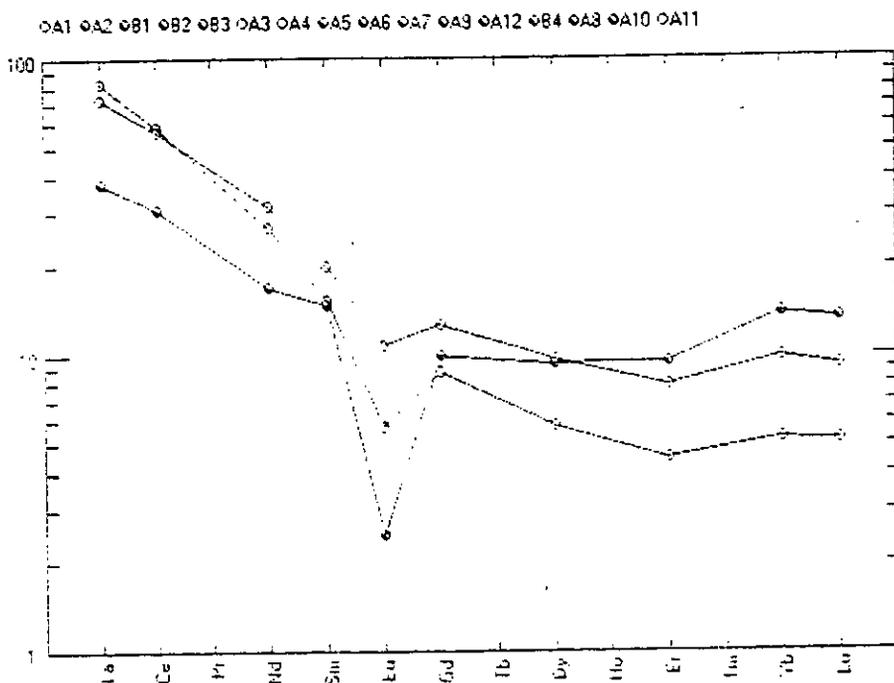


Fig3-7

**Conclusion :**

Comme résumé on peut dire que le massif d'Aouilène est composé de trois types des roches : Granites, Adamellites et quartz monzonite à caractère péralumineux, sont sub-alcalins de nature calco-alcaline, On peut noter aussi que ces roches sont mis en place dans un contexte syn-orogénique à tardi-orogénique c'est à dire dans une phase de decompression.

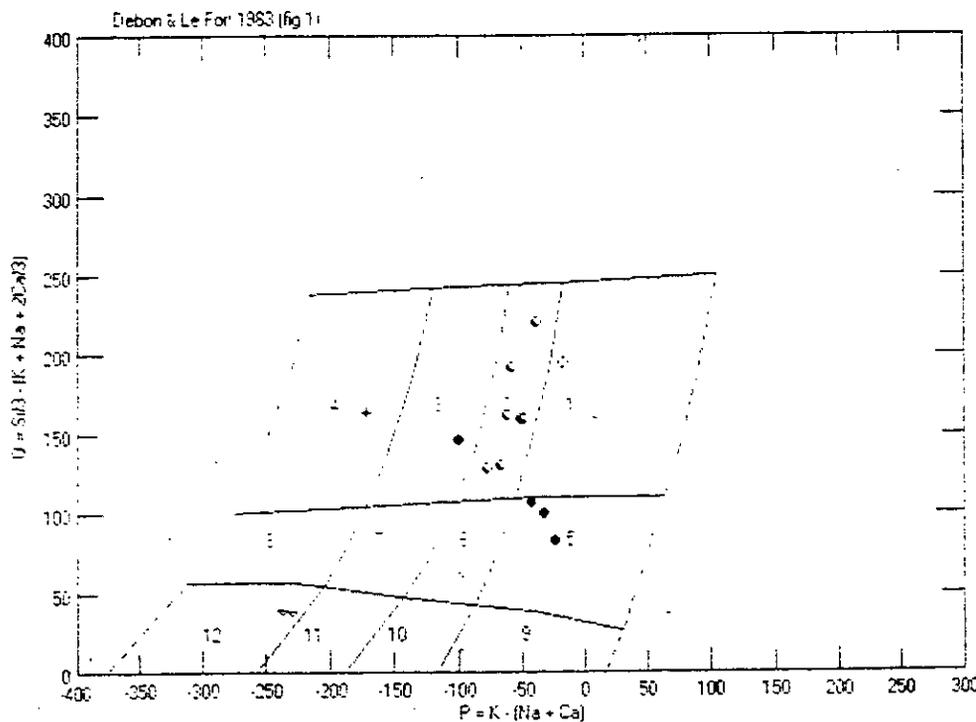
Ces roches sont composées en général de : biotite, amphibole, pyroxène, clinopyroxène.

#### 4- La zone d'Aghefsa :

D'après le diagramme de nomenclature (fig4-1) il s'agit de :

- 1°- Granite (LH13).
- 2°- Adamellite (LH1, LH2, LH6, LH7, LH8, LH12, LH16).
- 3°- Granodiorites (LH5).
- 4°- Tonalite (LH11).
- 5°- Quartz syénite (LH3, LH4, LH15).
- 6°- Quartz monzonite (LH14).

D'après le diagramme des minéraux caractéristiques (Debon et le Fort 1982) (fig4-2), une partie des roches est péralumineuses, où (LH1) se localise dans le secteur I, à micas, avec une domination de muscovite par rapport au biotite ; et (LH5, LH12, LH15, LH16) dans le secteur III, à biotite, d'autre sont métalumineuses (secteur IV, V) avec une composition pétrographique à  $Hb \pm Px \pm ol \dots$



**Fig4-1**

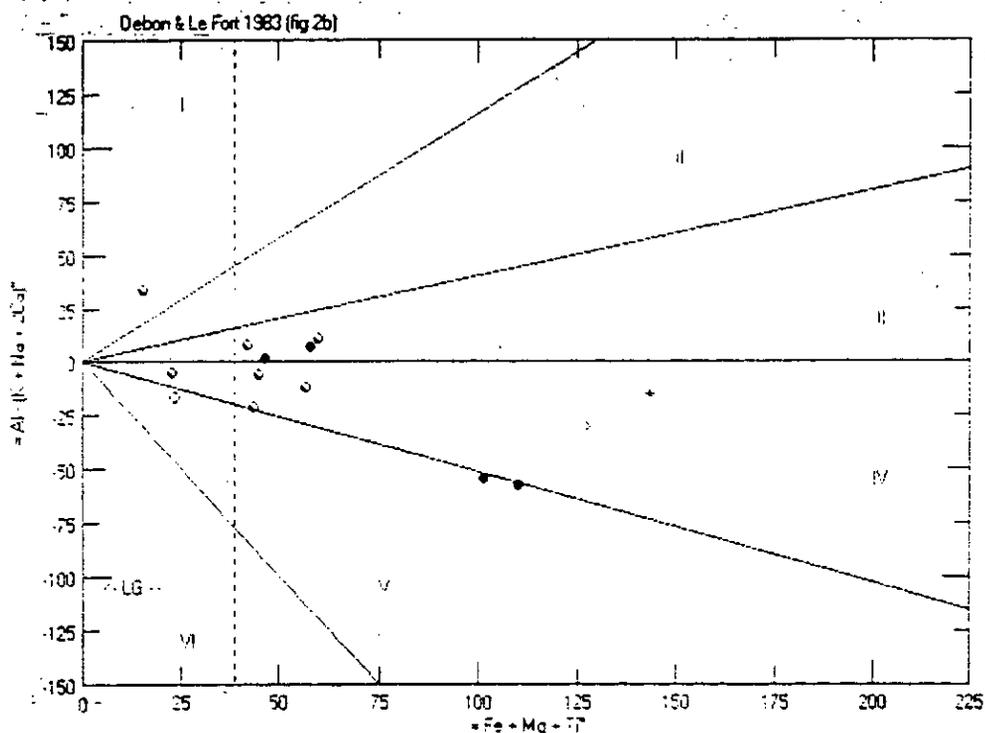


Fig4-2

Selon le diagramme d'Irvine & Baragar 1971 (fig3), (fig.4-3) on peut noter que les échantillons (LH3, LH10, LH14) sont alcalins ; tandis que (LH1, LH2,...) sont sub-alcalins à une nature calco-alcaline, à part l'échantillon (LH9) à une nature tholeiitique (fig.4-4).

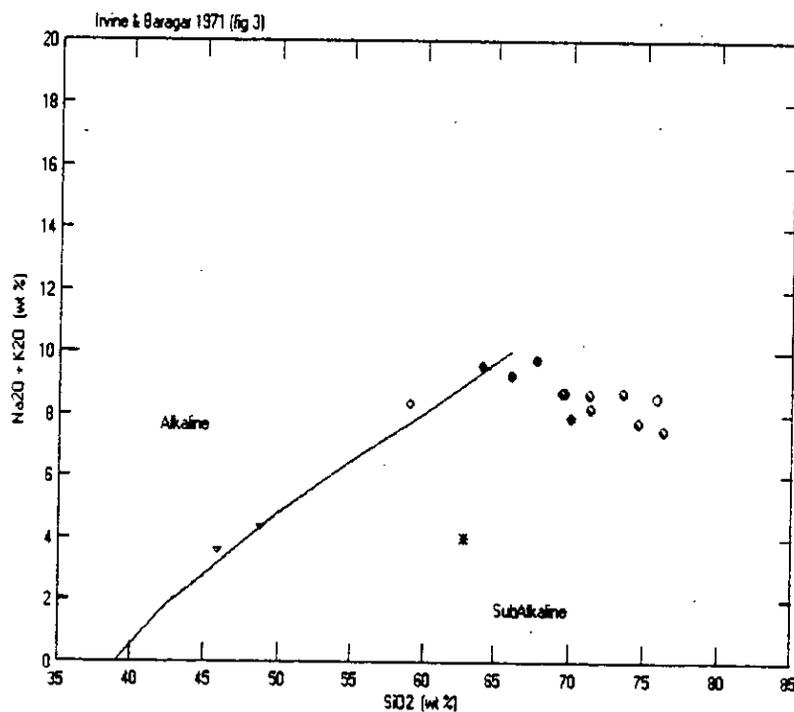


Fig4-3

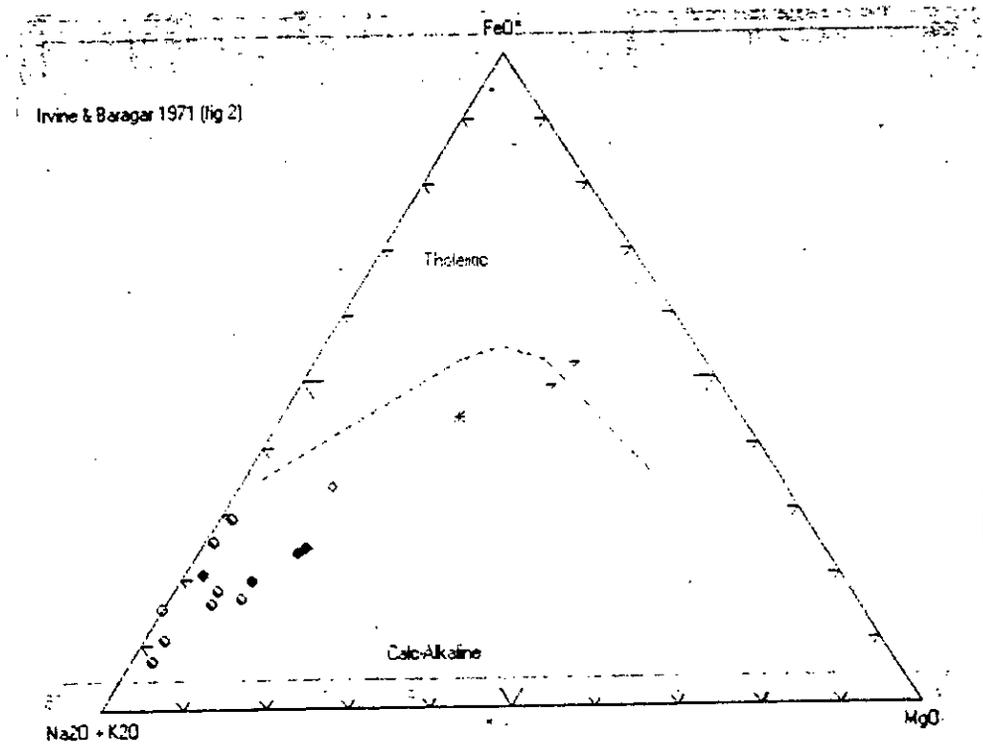


Fig4-4

Selon le diagramme de Le Maitre 1989 (fig B.15) on peut constater que les échantillons sont moyennement potassiques à fortement potassiques (fig4-5).

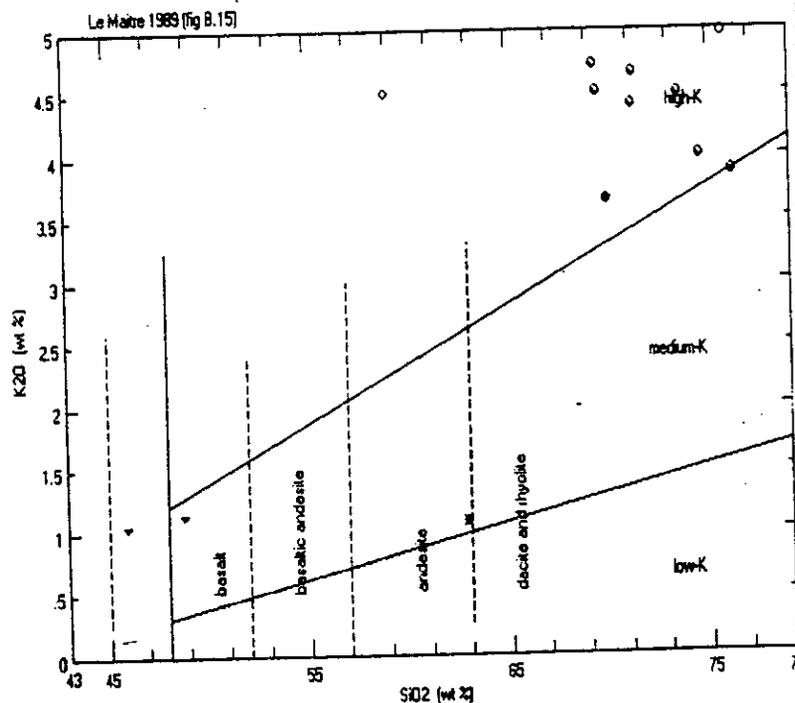
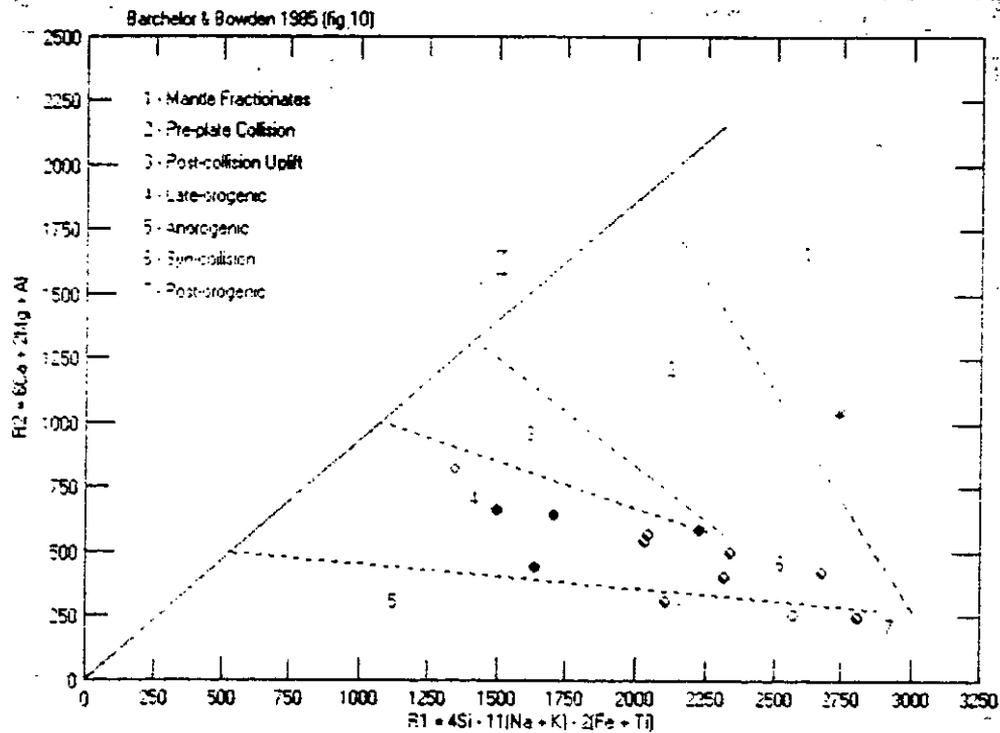


Fig4.5

Suivant le diagramme de (Batchelor & Bowden, 1985) (fig 10), (fig.4-6) les roches se mis en place comme suit :

- 1- Tardi-orogénique (LH2, LH3, LH4, LH5, LH7, LH14, LH15).
- 2- Syn-collision (LH1, LH6, LH8).
- 3- post-orogénique (LH12, LH13, LH16).
- 4- anorogénique (LH9, LH10).



**Fig4-6**

D'après le diagramme des éléments araignés (fig.4-7) on constate des teneurs négatives en Ti, Sr et une abondance de Th, Rb, Ba et K, d'autre part on remarque une teneur positive en Sr, ± Eu., on remarque aussi une teneur négative en Nb.

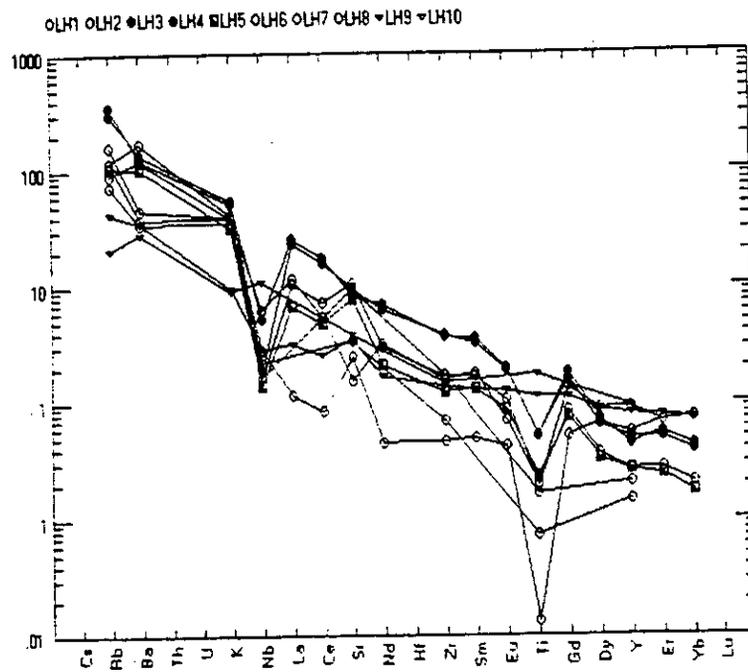


Fig.4-7

les profils de spectres de terres rares fig.4-8 des échantillons (LH2, LH3, LH4, LH5) sont inclinés vers la droite indiquant un enrichissement de terres rares légères, pour les échantillons (LH6, LH10, LH12, LH13, LH15) avec une forte teneur négative en Eu.

pour (LH1) montre une appauvrissement en terres rares légères et une enrichissement en terres rares lourdes.

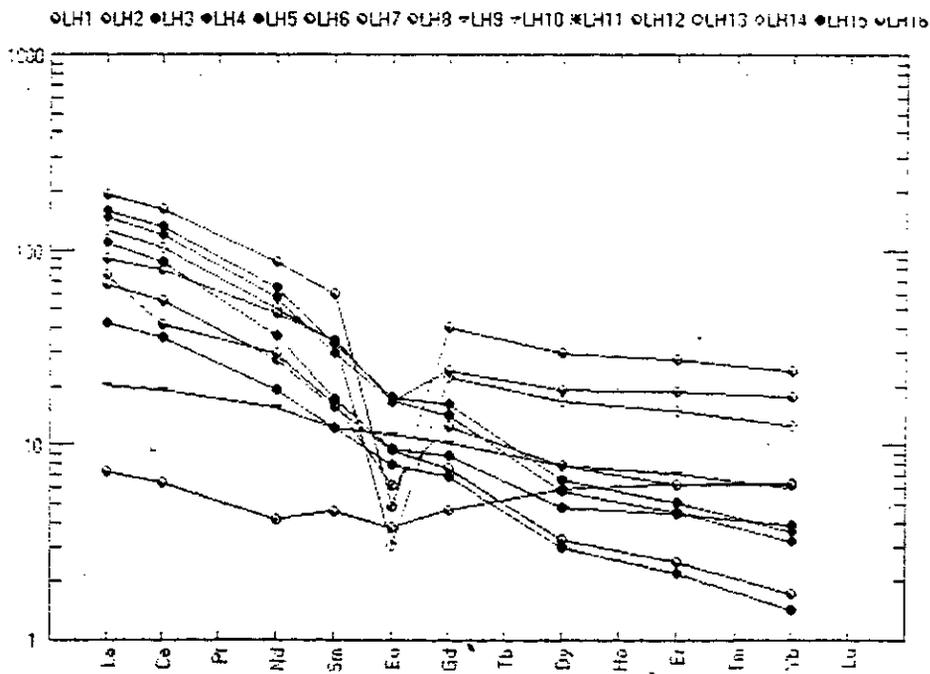


Fig.4-8

**Conclusion :**

Le massif d'Aghesfa est composé en général d'adamellites et des syénites péralumineuses de micas avec une domination de muscovite, riches en terres rares légères. La mise en place de ce massif est en général dans un contexte orogénique.

**5- La région d'Abankor**

Le diagramme choisis pour désigner une roche plutonique dit le diagramme de nomenclature tel que :

$$Q = [Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)]$$

$$P = K - [Na + Ca]$$

à partir de ce diagramme les échantillons ont été répartis en 04 groupes (fig.5-1) :

- groupe(1) : granite (ab1).
- groupe(2) : adamellite (ab2, ab3, ab4, abd1, abd2, abd3, ab5, ab6).
- groupe(3) : quartz diorite (quartz gabbro, quartz anorthosite), (ab7, abd4)
- groupe(4) : gabbro (diorite, anorthosite), (ab8).

Pour le diagramme des minéraux caractéristiques A fonction de B (fig.5-2), on peut constater que les échantillons sont métalumineux, d'autre part les échantillons (abd1, abd2, ab3) se localisent dans le secteur IV, tandis que les échantillons (ab1, ab2, ab4, abd3, ab5, ab6) se sont dans le secteur V c'est à dire à clinopyroxène, amphibole.....

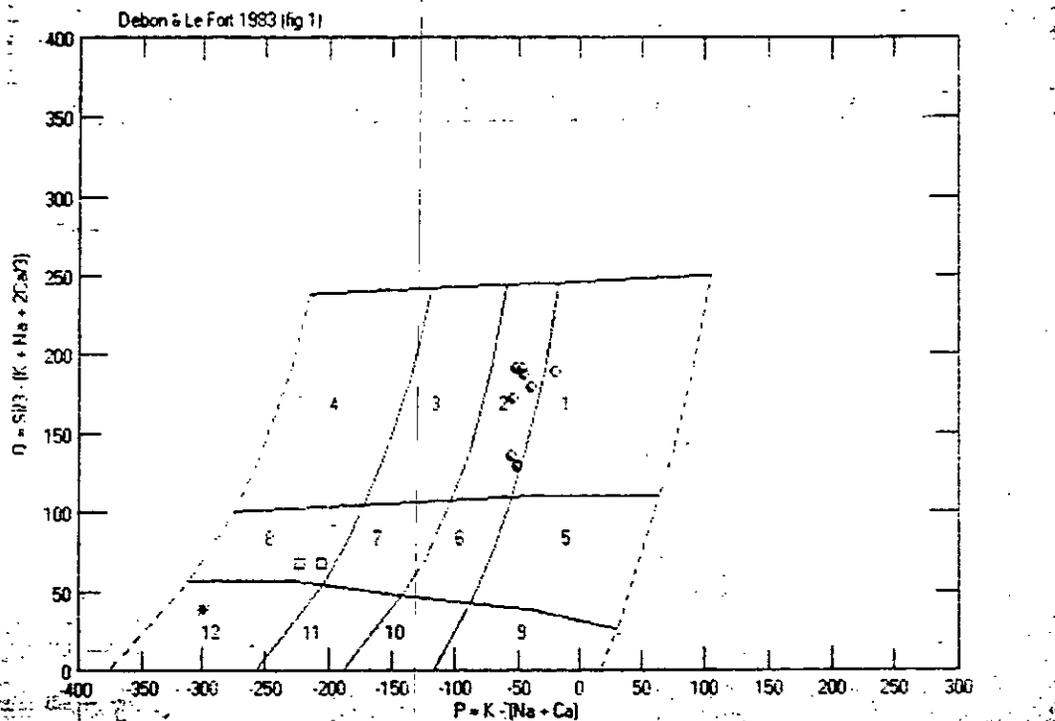


fig.5-1

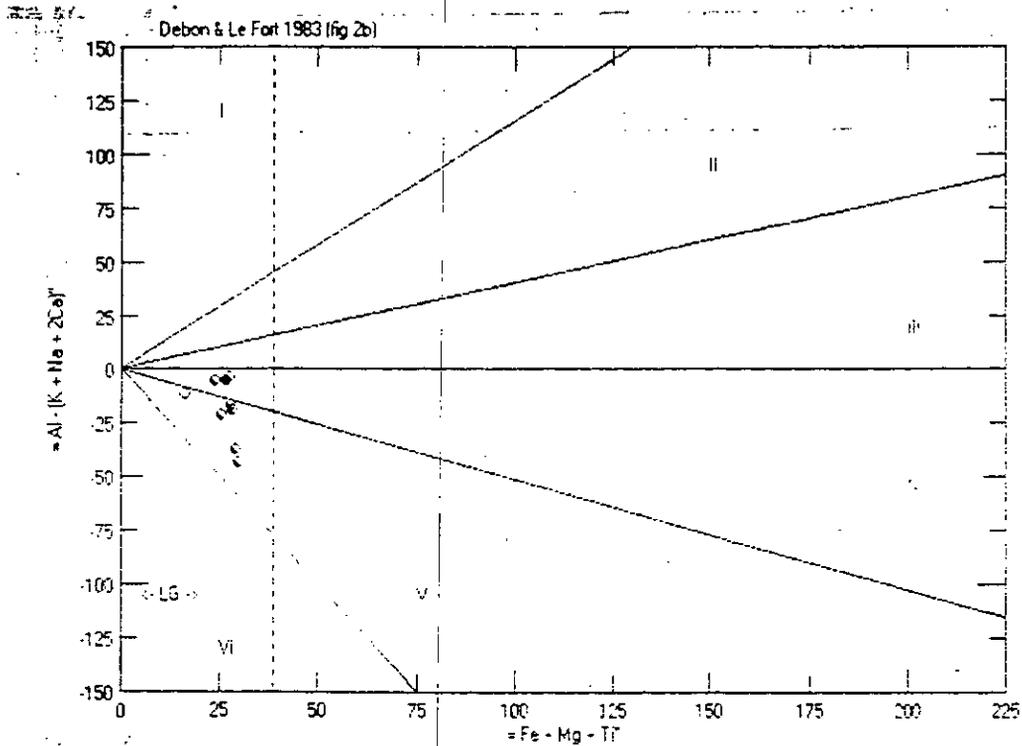


Fig.5-2

D'après le diagramme d'Irvine et Bargar (1971), fig.5-3, les échantillons sont sub-alcalins, d'autre part d'après le diagramme d'Irvine & Bargar 1971(fig2), fig.5-4, les échantillons : ab7, ab8, abd4, se sont tholeïtiques, alors que ab1, ab2, ab4, abd3, ab5, ab6 sont calco-alcalines.

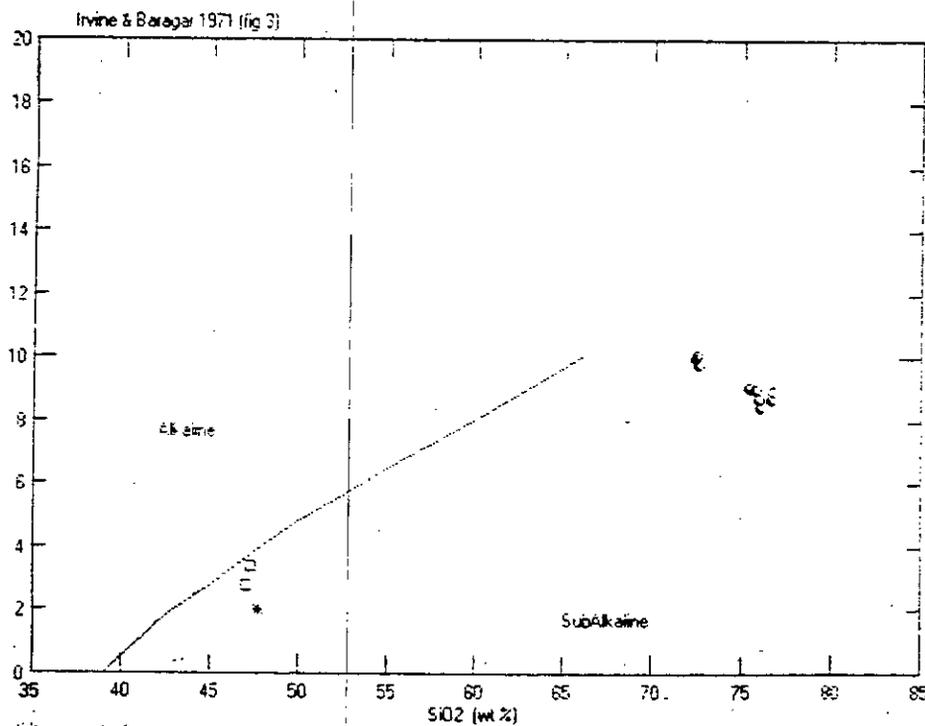


Fig.5-3

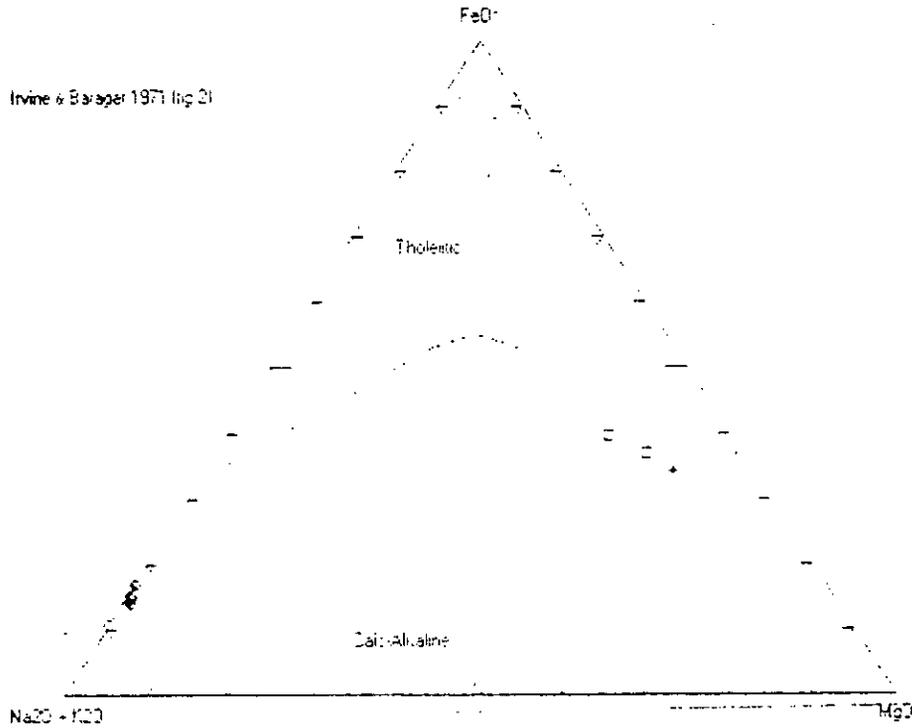


fig.5-4

D'après le diagramme de Le maître (1989), les échantillons sont fortement potassiques, (fig.5-5).

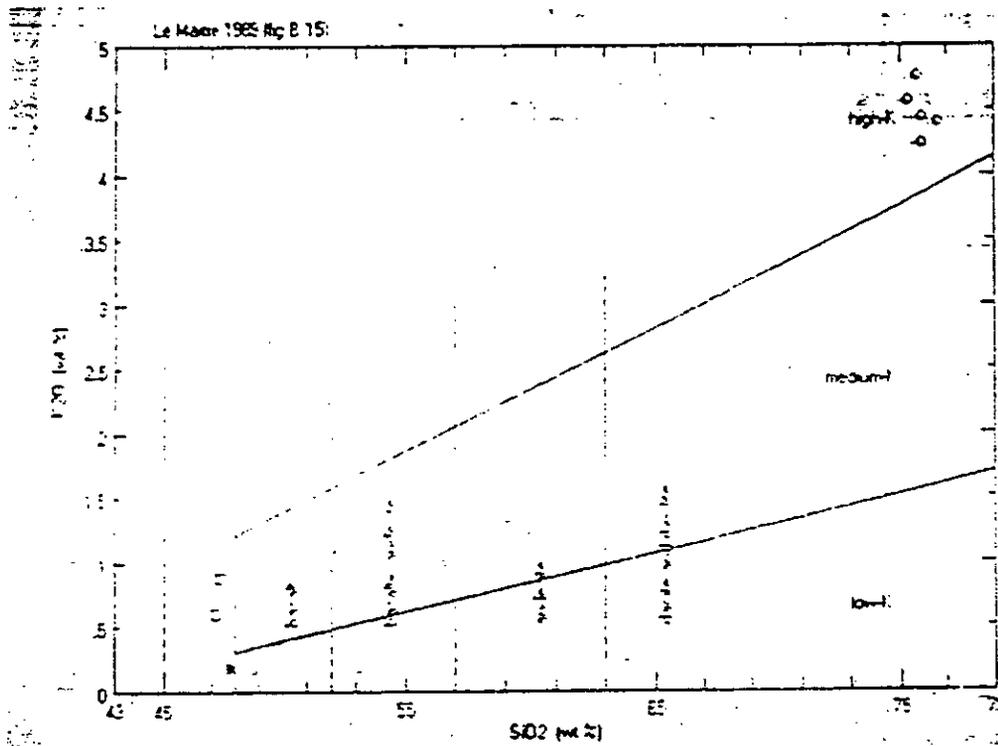


Fig.5-5

Suivant Batchelor & Bowden 1985 (fig 10), on peut conclure que ces formations sont mise en place soit à la limite entre post-orogéniques et anorogénique ou an-orogénique c'est à dire n'ont aucune relation avec l'orogénèse (Fig.5-6).

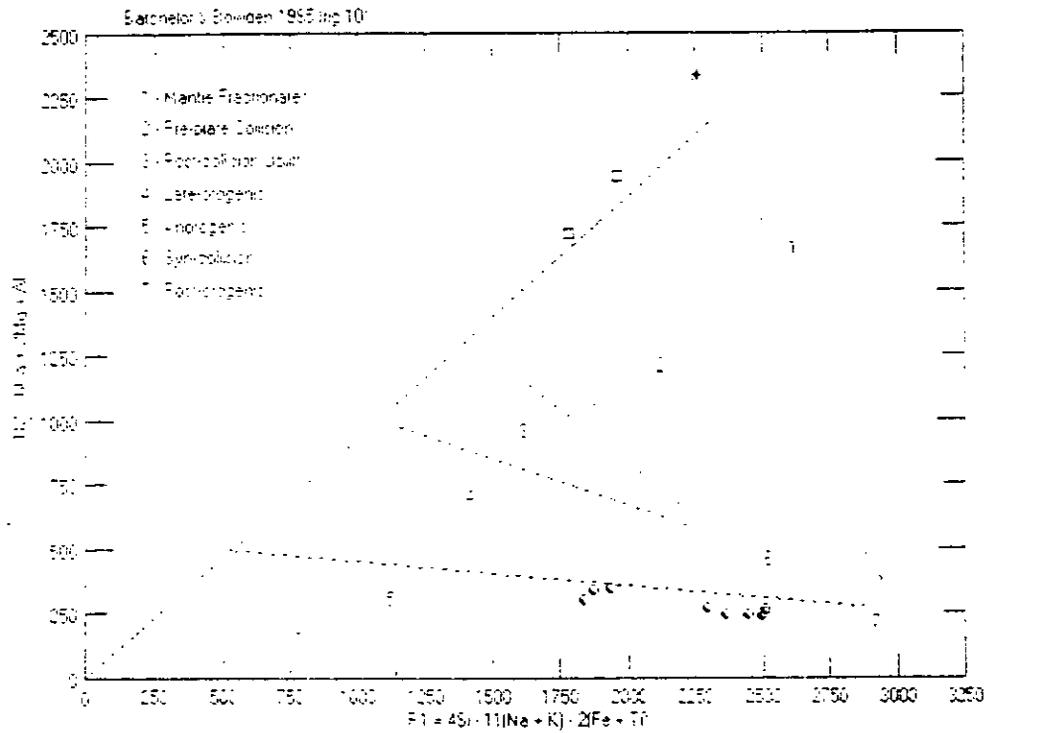


Fig5-6

D'après le diagramme des éléments araignés (fig.5-7) on constate des teneurs négatives en Sr, Ti et l'abondance de K, Rb, Ba, Th.

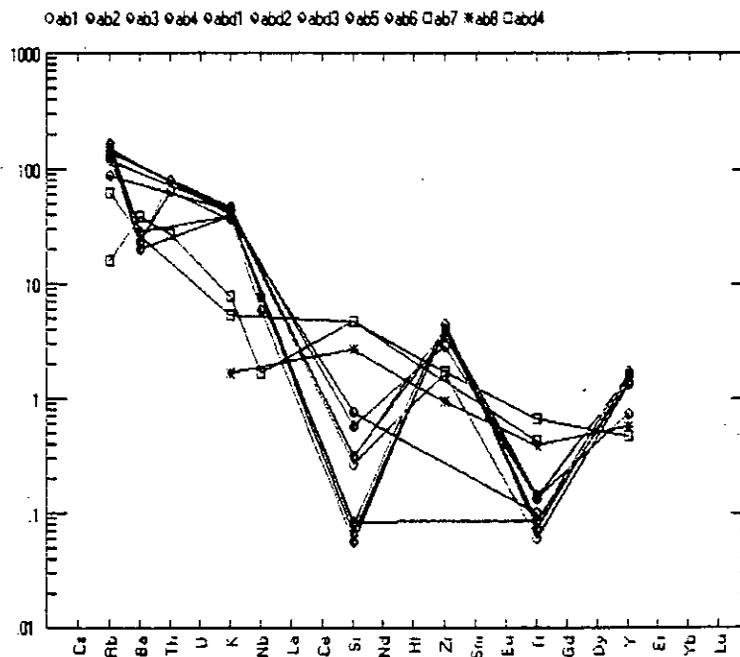


Fig.5-7

**Conclusion :**

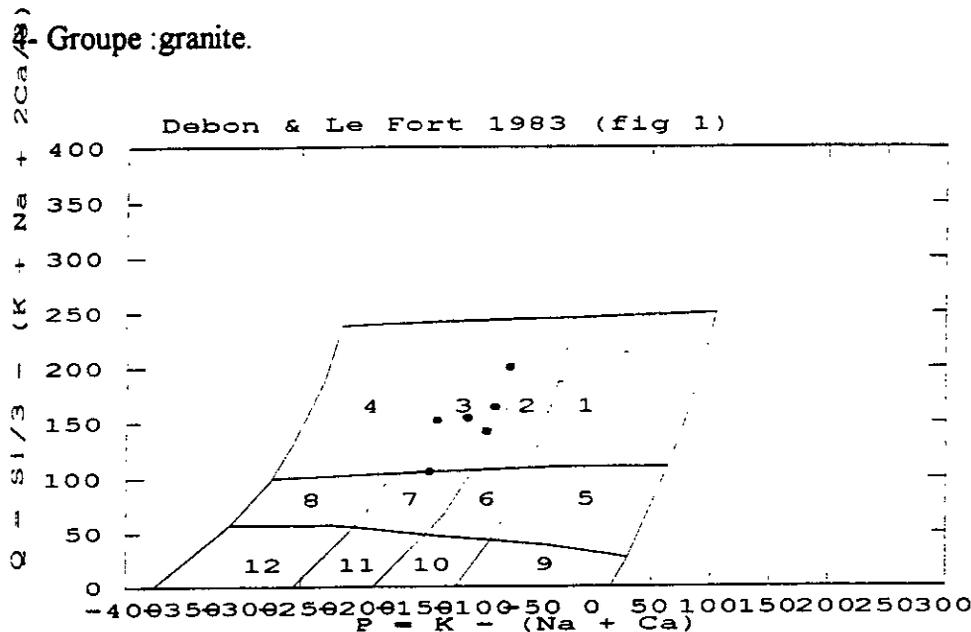
on remarque dans cette zone une domination des adamellites à caractère métalumineux, composées de : clinopyroxène, amphibole...avec un enrichissement en potassium.

d'autre part la mise en place est dans un contexte anorogénique, dont la composition pétrographique : feldspath perthitique, reibeckite, aegyrine.

**6- La zone de silet-Timgaouine :**

Selon le diagramme de nomenclature de Debon et Le Fort, Les roches plutoniques de la région de Timgaouine sont subdivisées en quatre groupes ( fig.6-1) :

- 1- Groupe : granodiorites;
- 2- Groupe : adamellites;
- 3- Groupe : syénites,
- 4- Groupe : granite.

**[1] Groupe des granodiorites**

A l'exception d'une seule roche métalumineuse ( Ech., 303 ) localisée dans le secteur IV, les autres sont peralumineuses localisées dans les secteurs III ( Ech. 153, 286 ), II ( Ech. 54, 216 ) et I ( Ech.125 ). Le secteur I est celui des roches à muscovite > biotite, trémolite et cordiérite (fig6-2).

**[2] Groupe des adamellites**

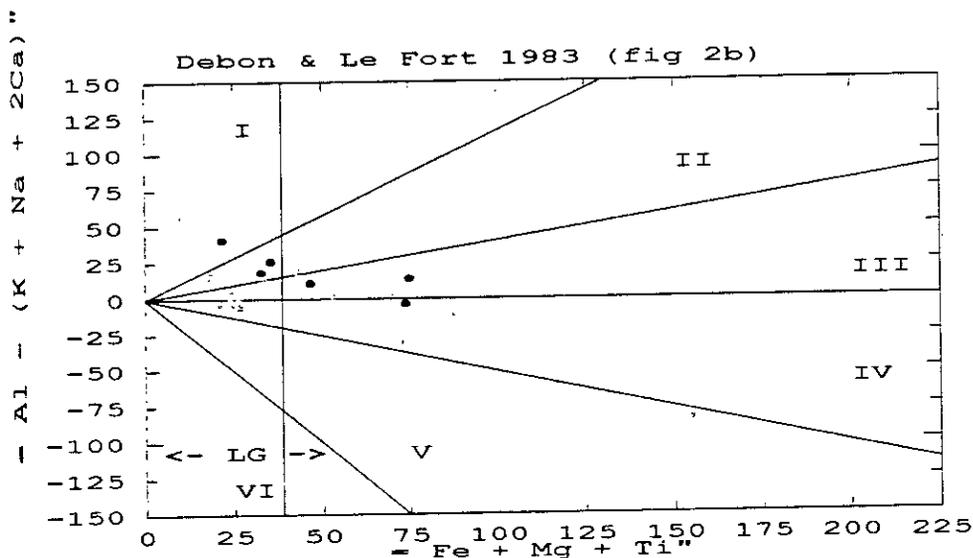
Ce groupe est constitué de roches peralumineuses et de roches métalumineuses respectivement localisées dans le secteur III ( Ech,217, T1, 187, 47, 215 ) et le secteur IV ( Ech, 162, 163, C2, 287, 302 ). Ce dernier est celui des roches à biotite, hornblende, orthopyroxène, clinopyroxène, épidoite primaire et sphène (fig.6-2).

[3] Groupe des syénites

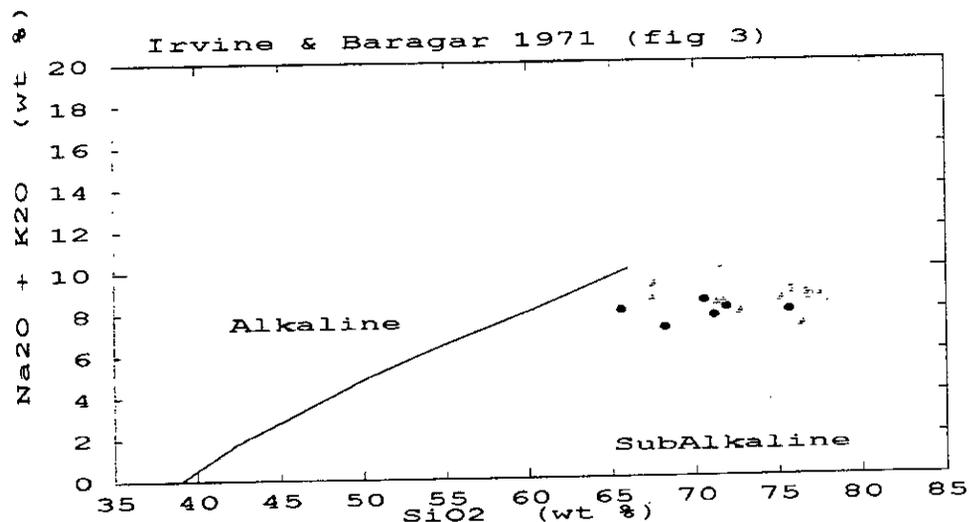
Ce groupe est constitué de roches métalumineuses qui sont localisées dans le secteur IV ( Ech : 144, 149 ) ( fig.6-2 ).

[4] Groupe des granite

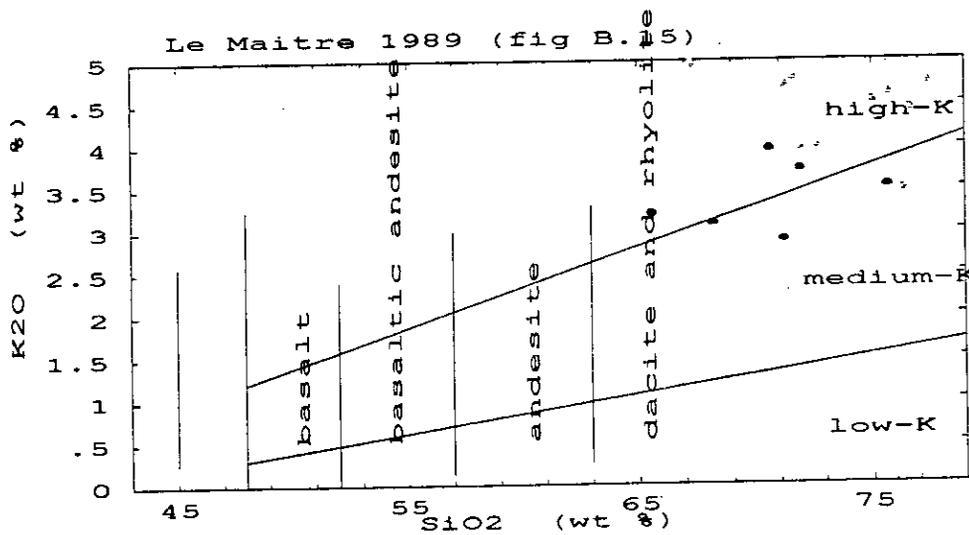
Les roches de ce groupe, toutes peralumineuses, sont localisées soit dans le secteur II ( Ech., 180, 186 ) c'est -à-dire celui des roches à deux micas avec biotite > muscovite soit, dans le secteur III ( Ech. 219B ) c'est- à-dire celui des roches à biotite. Effectivement nous remarquons, d'après la pétrographie, que ces granites sont composés de quartz, de feldspaths ( microcline ou/et orthose ), de biotite, de l'amphibole ( Hb ) ( fig.6-2).



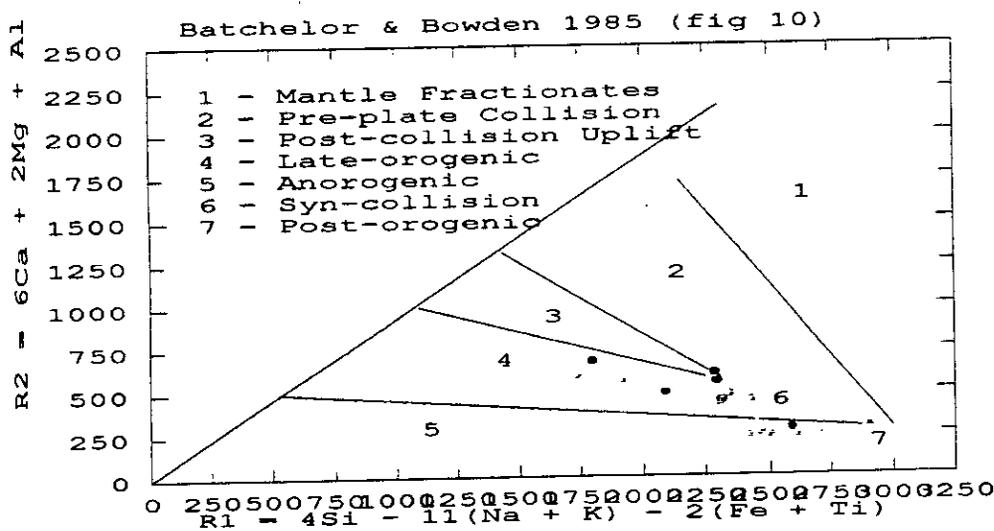
Les syénites du quatrième groupe se situent dans le domaine alcalin, contrairement aux autres roches localisées dans le subalcalin et dont la nature est calco-alcaline (fig.6-3).



Le groupe des granodiorites est moyennement ( Ech., 153, 216, 125 ) à fortement potassique ( Ech, 303, 286, 54 ). Cependant, celui des adamellites est fortement potassique ( fig.6-4).



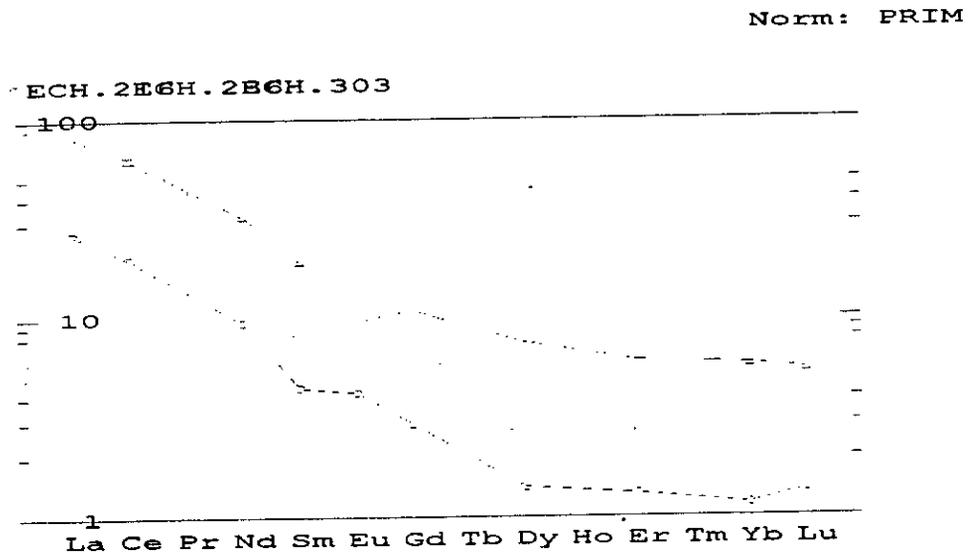
Sur le diagramme rectangulaire de Batchelor et Bowden ( 1985 ), les syénites sont formées probablement pendant l'orogénèse tardive. Cependant, la majorité des plutonites de Timgaouine a été mise en place pendant la phase de collision. ( fig.6-5).



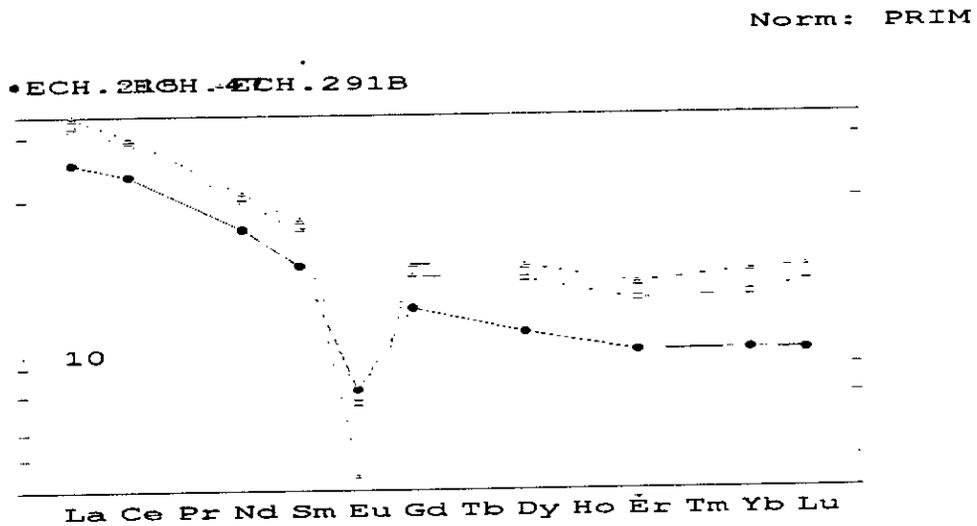
Pour l'étude des éléments en traces, il nous a été impossible de voir leur variations sur les diagrammes choisis ( La vs Ba et Ti vs Cr ) vu que les teneurs en Ba des plutonites de Timgaouine dépassent parfois 1100 ppm ( et que les valeurs de Ti, Cr et La sont inférieures à cette valeur; c'est pour ça que nous allons reproduire les résultats obtenus par Meriem.D.E ( 1987 ).

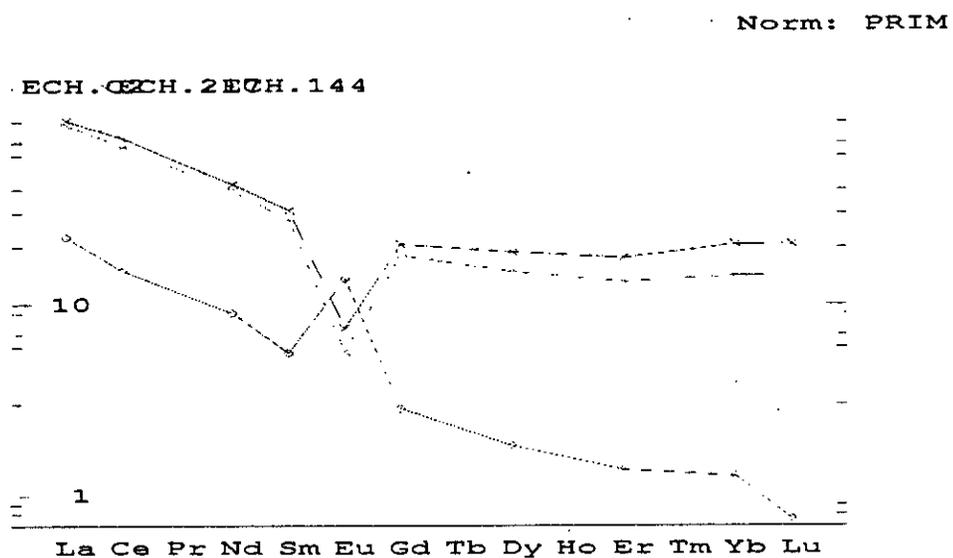
Les syénites du pharusien I ont des teneurs élevées en Ba et Sr. Les granodiorites sont riches en Ba et assez souvent aussi en Sr. Le Rb présente des teneurs variables souvent inférieures à la normale. Les adamellites ont des teneurs en Rb les plus élevées des granites de la région en question.

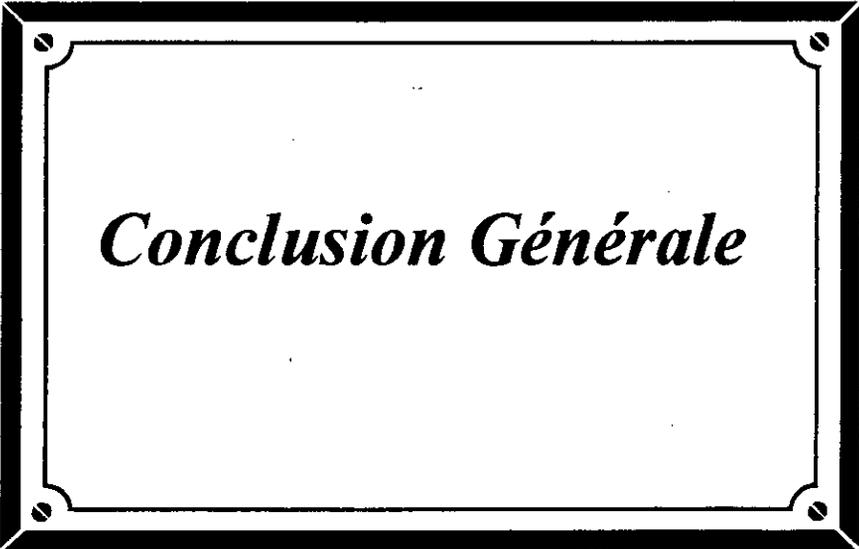
Les profils des terres rares montrent que les échantillons 303, 286 et 216 ont pratiquement les mêmes spectres, ils sont donc très riches en terres rares légères mais relativement déprimés en lourdes ( fig.6-6 ).



Les adamellites peralcalines ( 219B, 47 et 215 ) sont caractérisées par des spectres peu inclinés avec une forte teneur négative en Eu; et de même pour les adamellites peralcalines ( 217 et C2 ). Par contre les syénites ( 144 ) ont une forte teneur positive en Eu et un spectre très incliné vers la droite ( fig.6-7 ).







*Conclusion Générale*

## *Conclusion générale*

L'orogénèse pan-africaine (900-500 Ma) a engendré la mise en place important baholites et massifs granitoides, dont les plus importants sont (Bahouinet Nord et Sud, Aouilène, Aghefsa, Silet-Timgaouine, Abankor) occupent une superficie considérable des zones d'étude.

L'utilisation des diagrammes de Debon et Le Fort nous a permet d'invidualiser deux séries magmatiques:

1- La série calco-alkaline : est représentée par les massifs Bahouinet Nord et Sud, Aouilène, Aghefsa, (Ouguellah, Assendjef), et Silet-Timgaouine, ce sont pour la plupart composés de : granidiorites, adaméllites, et des granites, avec des faciès extrêmement variables, migmatitiques, se rapprochent tantôt des diorites, tantôt des granites alcalins.

Ils sont de nature calco-alkaline et contiennent des microclines, parfois, des orthoses, des amphiboles, des biotites, des zircons, des apatites et de temps en temps à autre d'allanite primaire et de fluorite.

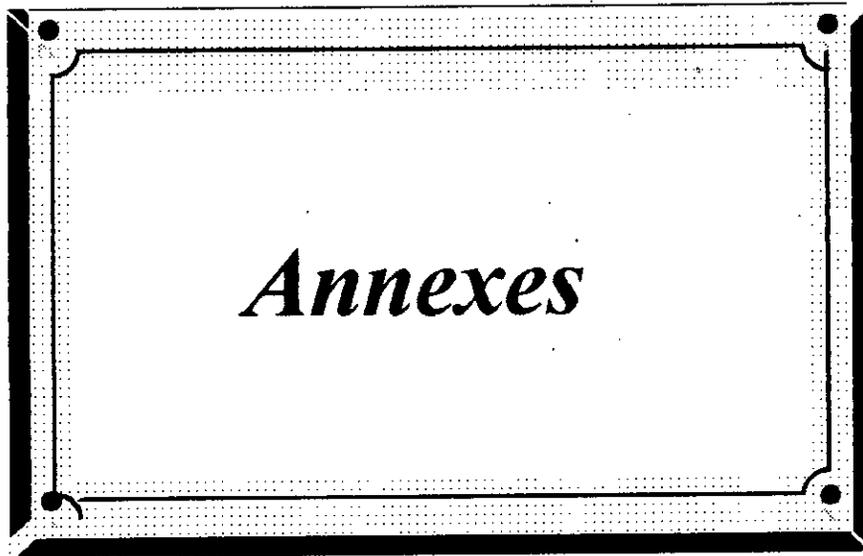
pour les éléments en traces on remarque des fortes teneurs négatives en Ti, Sr et l'abondance de Rb, Ba, et Th; tandis que les spectres de terres rares montrent des profils très inclinés vers la droite ce qui implique une enrichissement en terres rares légères et appauvrissement en terres rares lourdes.

La mise en place est généralement dans un contexte orogénique.

2- La série alcaline : est représentée par la zone d'Abankor et quelques massifs d'Aghefsa (Adjemamaye, Issouagh) ; composée de granite, adaméllite, quartz diorite, gabbro, à amphibole sodique et micropertthites associés à des rhyolites et des ignimbrites aboutissant avec une différenciation sous-saturés en silice à des types syénitiques et trachytiques.

Les spectres de terres rares montrent que ces massifs sont très riches en terres rares légères.

La mise en place s'est faite en général dans un contexte post à anorogénique, probablement liée à une phase de distension.



*Annexes*

File Name	A:\OTMBAHNO.ROC									
Sample	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10
SiO <sub>2</sub>	73.12	75.56	74.56	69.43	75.90	73.71	76.52	76.18	70.43	76.54
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.02	0.38	0.02	0.05	0.02	0.03	0.32	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.08	12.91	13.96	15.07	12.88	13.96	12.21	12.60	15.31	12.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.06	1.20	2.56	0.96	1.33	1.21	1.12	1.79	0.63
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	-	0.02	-	-	-	0.04
MgO	-	-	-	0.71	-	-	-	-	0.54	-
CaO	0.48	0.30	0.56	2.40	0.48	0.50	0.43	0.44	1.70	0.30
Na <sub>2</sub> O	4.12	3.97	4.00	3.59	4.00	4.00	3.62	4.19	4.00	4.19
K <sub>2</sub> O	5.22	4.50	5.16	4.14	4.50	4.89	4.75	4.26	4.37	4.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.03	0.02	0.13	0.02	0.03	-	0.02	0.10	0.02
Total	98.53	98.37	98.90	98.43	98.76	98.49	98.76	98.84	98.56	98.87
Mg ‡	0.00	0.00	0.00	35.45	0.00	0.00	0.00	0.00	37.40	0.00
Cr	5	6	10	16	8	8	7	5	15	5
Ni	5	8	7	13	5	5	5	5	8	5
Co	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sc	2	1	2	5	1	2	1	2	3	2
V	5	5	5	22	5	5	5	5	13	5
Cu	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zn	101	112	83	61	52	76	71	65	64	32
Rb	821	495	745	128	614	596	631	509	145	775
Ba	56	111	29	945	96	87	40	113	1072	140
Sr	11	11	9	371	9	16	9	13	425	22
Ga	41	37	41	26	37	43	36	38	30	35
Nb	67.0	61.0	78.0	5.0	62.0	89.0	64.0	76.0	5.0	30.0
Zr	108	100	114	146	116	129	115	113	132	45
Y	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-
Th	45.00	39.00	52.00	11.00	43.00	60.00	45.00	48.00	10.00	16.00
La	-	-	-	41.60	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	74.71	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	29.08	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	5.03	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	1.24	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	3.67	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	2.07	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	0.87	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	0.82	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-
Be	4.08	3.00	5.40	1.70	3.50	4.50	6.90	4.58	4.30	9.30
Density	2.31	2.30	2.30	2.35	2.30	2.31	2.30	2.30	2.33	2.30

File Name	A:\OTMBAHNO.ROC							
Sample	B11	B12	B13	B14	B15	B16	Bp	Bc
SiO <sub>2</sub>	75.93	75.62	76.34	76.40	72.81	75.06	74.00	72.60
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.08	0.02	-	0.14	0.04	0.05	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.73	12.55	12.64	12.66	13.71	12.88	14.10	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	1.04	1.08	1.01	1.52	1.21	1.60	2.50
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	-	-
MgO	-	0.05	-	-	0.16	-	0.10	0.20
CaO	0.44	0.68	0.39	0.44	1.04	0.71	0.80	1.40
Na <sub>2</sub> O	3.97	3.79	3.90	4.32	3.83	4.44	4.40	3.40
K <sub>2</sub> O	4.72	4.41	4.69	4.19	4.99	4.14	4.05	4.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.03	-	-	0.05	-	0.07	0.08
Total	98.99	98.27	99.08	99.04	98.28	98.51	99.17	98.90
Mg #	0.00	8.69	0.00	0.00	17.25	0.00	11.01	13.68
Cr	5	5	5	6	9	5	-	-
Ni	7	6	5	5	5	5	-	-
Co	5	5	5	5	5	5	-	-
Sc	1	3	1	1	2	1	-	-
V	5	5	5	5	8	5	-	-
Cu	5	5	5	5	5	5	-	-
Zn	75	96	84	67	61	114	-	-
Rb	605	384	438	455	437	633	-	-
Ba	43	350	132	46	718	101	-	-
Sr	5	67	12	9	125	11	-	-
Ga	37	30	34	38	26	32	-	-
Nb	74.0	26.0	40.0	47.0	23.0	43.0	-	-
Zr	116	95	81	69	128	82	-	-
Y	113	69	-	-	40	-	-	-
Th	53.00	20.00	30.00	26.00	26.00	30.00	-	-
La	13.09	22.54	-	-	40.89	-	-	-
Ce	48.03	46.30	-	-	77.19	-	-	-
Nd	17.68	21.07	-	-	31.83	-	-	-
Sm	6.99	6.68	-	-	6.98	-	-	-
Eu	0.10	0.42	-	-	0.68	-	-	-
Gd	7.07	6.61	-	-	5.89	-	-	-
Dy	13.59	10.06	-	-	6.72	-	-	-
Er	9.21	6.21	-	-	3.64	-	-	-
Yb	14.19	9.83	-	-	5.55	-	-	-
Lu	1.87	1.34	-	-	0.74	-	-	-
Be	4.90	6.58	7.00	5.90	21.70	6.50	-	-
Density	2.30	2.30	2.30	2.30	2.31	2.30	2.31	2.33

File Name	A:\OTMBAHS.ROC				
Sample	BS1	BS2	BS3	BS4	BS5
SiO <sub>2</sub>	74.28	73.84	71.59	74.67	62.89
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.17	0.30	0.11	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	12.71	13.13	13.10	16.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.77	2.99	1.21	4.62
MnO	0.02	0.03	0.07	0.03	0.06
MgO	0.14	0.22	0.40	0.14	2.32
CaO	1.08	1.04	1.06	0.86	4.69
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.45	3.27	3.66	4.41
K <sub>2</sub> O	4.72	4.69	5.29	4.76	1.79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.07	0.04	0.19
Total	98.16	97.96	98.17	98.58	97.83
Mg #	16.24	19.75	20.94	18.64	49.86
Cr	10	8	7	6	35
Ni	8	7	8	5	19
Co	5	5	5	5	10
Sc	3	3	5	2	11
V	6	8	15	6	91
Cu	5	5	5	5	12
Zn	45	106	111	53	71
Rb	306	338	385	330	33
Ba	604	438	663	525	941
Sr	104	82	105	97	742
Ga	23	25	27	21	24
Nb	27.0	35.0	41.0	29.0	8.0
Zr	124	184	257	104	111
Y	-	80	-	-	13
Th	26.00	38.00	42.00	26.00	5.00
La	-	47.44	-	-	23.06
Ce	-	91.64	-	-	46.31
Nd	-	40.62	-	-	23.16
Sm	-	10.03	-	-	4.77
Eu	-	0.69	-	-	1.21
Gd	-	9.01	-	-	3.55
Dy	-	10.71	-	-	2.56
Er	-	6.13	-	-	1.14
Yb	-	8.51	-	-	1.13
Lu	-	1.18	-	-	0.16
Be	6.50	5.58	5.90	7.50	1.10
Density	2.31	2.31	2.33	2.31	2.41

File Name	A:\OTMAO10L.ROC									
Sample	A1	A2	B1	B2	B3	A3	A4	A5	A6	F
SiO <sub>2</sub>	68.25	70.29	67.50	68.50	70.50	77.43	76.28	76.39	76.06	75.14
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.28	0.40	0.38	0.28	0.04	0.16	0.12	0.15	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.66	13.86	15.60	15.30	14.10	11.58	11.60	12.41	12.35	12.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.62	2.83	3.70	3.40	2.80	0.40	1.41	1.21	1.37	1.16
MnO	0.07	0.05	-	-	-	-	0.03	-	0.02	0.03
MgO	0.43	0.40	1.00	0.90	0.75	-	0.15	0.10	0.07	0.11
CaO	1.54	1.47	2.20	2.10	1.85	0.28	0.68	0.50	0.60	0.59
Na <sub>2</sub> O	4.89	4.16	4.20	4.20	3.80	3.37	3.40	3.75	3.64	3.91
K <sub>2</sub> O	4.66	5.25	4.30	4.30	5.00	5.23	5.16	4.54	4.55	4.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.15	0.07	0.09	0.07	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05
Total	98.62	98.74	98.97	99.17	99.15	98.38	98.95	99.08	98.87	98.70
Mg #	19.04	21.87	34.86	34.39	34.66	0.00	17.40	14.07	9.19	15.81
Cr	7	5	-	-	-	5	5	11	11	11
Ni	5	5	-	-	-	5	5	10	8	6
Co	5	5	-	-	-	5	5	5	5	5
Sc	4	4	-	-	-	1	1	2	2	2
V	14	15	-	-	-	5	5	6	6	5
Cu	23	12	-	-	-	28	5	26	12	5
Zn	62	76	-	-	-	18	40	24	42	31
Rb	150	177	-	-	-	272	264	185	284	398
Ba	928	869	-	-	-	210	268	144	138	277
Sr	219	194	-	-	-	23	46	34	36	34
Ga	8	5	-	-	-	5	5	21	22	25
Nb	21.0	18.0	-	-	-	18.0	13.0	9.0	15.0	22.0
Zr	372	250	-	-	-	54	113	105	107	103
Y	39	-	-	-	-	-	-	-	-	50
Th	5.00	5.00	-	-	-	14.00	23.00	28.00	28.00	34.00
La	46.03	-	-	-	-	-	-	-	-	23.73
Ce	90.66	-	-	-	-	-	-	-	-	48.94
Nd	38.46	-	-	-	-	-	-	-	-	20.41
Sm	7.90	-	-	-	-	-	-	-	-	5.85
Eu	1.61	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37
Gd	6.70	-	-	-	-	-	-	-	-	5.33
Dy	6.40	-	-	-	-	-	-	-	-	6.17
Er	3.42	-	-	-	-	-	-	-	-	4.08
Yb	4.34	-	-	-	-	-	-	-	-	6.08
Lu	0.61	-	-	-	-	-	-	-	-	0.88
Be	3.70	3.20	-	-	-	4.00	4.80	6.50	6.08	8.30
Density	2.34	2.33	2.36	2.35	2.34	2.29	2.30	2.30	2.30	2.30

File Name	A:\OTMA01UL.ROC					
Sample	A9	A12	B4	A8	A10	A11
SiO <sub>2</sub>	75.06	75.54	71.90	74.09	72.68	72.18
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.20	0.22	0.22	0.34	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.66	12.28	12.50	13.13	13.07	13.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.82	1.56	3.70	1.88	2.57	2.16
MnO	0.04	0.02	-	0.03	0.04	0.03
MgO	0.29	0.20	0.70	0.32	0.45	0.40
CaO	0.86	0.76	1.70	1.04	1.38	1.29
Na <sub>2</sub> O	3.59	3.65	4.00	3.87	3.79	3.44
K <sub>2</sub> O	4.16	4.37	4.60	4.33	4.15	5.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.06	0.06	-	-	0.08
Total	98.72	98.64	99.38	98.91	98.47	98.73
Mg #	23.99	20.25	27.26	25.21	25.75	26.83
Cr	5	9	-	9	5	10
Ni	5	8	-	5	5	9
Co	5	5	5	5	5	5
Sc	2	2	-	3	4	4
V	14	10	-	15	21	19
Cu	5	7	-	5	5	6
Zn	5	45	-	14	5	37
Rb	224	239	-	178	180	217
Ba	504	150	-	479	602	1010
Sr	124	43	-	126	169	195
Ga	19	19	-	24	21	23
Nb	11.0	13.0	-	14.0	12.0	14.0
Zr	148	136	-	157	197	192
Y	-	-	-	-	-	23
Th	22.00	21.00	-	19.00	15.00	20.00
La	-	-	-	-	-	52.22
Ce	-	-	-	-	-	93.54
Nd	-	-	-	-	-	32.62
Sm	-	-	-	-	-	6.11
Eu	-	-	-	-	-	0.86
Gd	-	-	-	-	-	4.67
Dy	-	-	-	-	-	3.83
Er	-	-	-	-	-	1.94
Yb	-	-	-	-	-	2.31
Lu	-	-	-	-	-	0.34
Be	8.19	4.50	-	7.50	6.40	2.00
Density	2.31	2.31	2.33	2.32	2.33	2.32

File Name A:\OTWAGHFS.ROC

Sample	LH1	LH2	LH3	LH4	LH5	LH6	LH7	LH8	LH9	LH10
SiO <sub>2</sub>	74.55	69.37	64.02	66.00	69.97	71.25	69.50	73.53	45.90	48.77
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.29	0.77	0.77	0.35	0.30	0.25	0.11	2.67	1.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	14.91	14.26	14.03	15.39	13.96	14.61	13.73	14.86	15.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	2.22	4.19	3.84	2.43	2.18	2.00	1.21	13.26	11.66
MnO	0.12	0.02	0.06	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.19	0.24
MgO	0.22	1.01	1.93	1.75	0.93	0.55	0.61	0.24	7.29	6.65
CaO	1.20	2.12	2.72	2.66	2.22	1.87	2.15	1.18	9.46	8.78
Na <sub>2</sub> O	3.77	3.99	3.34	3.39	4.27	3.54	4.19	4.23	2.56	3.22
K <sub>2</sub> O	4.00	4.72	6.23	5.89	3.65	4.66	4.51	4.49	1.04	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.12	0.46	0.34	0.20	0.14	0.17	0.11	0.44	0.26
Total	99.09	98.77	97.98	98.72	99.44	98.49	98.01	98.86	97.67	97.99
H <sub>2</sub> O	0.67	0.61	0.84	0.72	0.96	0.96	0.64	0.87	1.62	1.76
Mg #	37.38	47.40	47.70	47.44	43.12	33.32	37.66	28.20	52.13	53.04
Cr	11	28	57	45	19	12	13	14	284	179
Ni	5	15	35	26	5	10	13	5	115	57
Rb	83	133	337	392	121	182	102	133	23	48
Ba	486	2473	1935	1766	1461	641	1719	534	402	502
Sr	302	1312	1165	999	949	187	1170	420	473	435
Nb	10.0	6.0	7.0	19.0	5.0	22.0	6.0	8.0	39.0	10.0
Zr	42	156	346	337	114	145	158	64	137	128
Y	19	9	17	15	9	31	7	5	32	27
La	4.57	42.13	92.78	100.45	26.93	46.75	-	-	-	12.84
Ce	10.21	88.02	192.73	209.89	57.23	66.45	-	-	-	30.73
Nd	5.04	32.91	70.01	78.53	23.19	35.61	-	-	-	18.73
Sm	1.83	6.17	11.82	13.32	4.88	6.49	-	-	-	4.83
Eu	0.56	1.40	2.52	2.61	1.17	0.92	-	-	-	1.68
Gd	2.47	4.06	7.61	8.57	3.64	6.57	-	-	-	5.48
Dy	3.92	2.17	3.87	4.35	1.97	5.24	-	-	-	5.25
Er	2.70	1.10	1.98	2.22	0.96	2.71	-	-	-	3.07
Yb	2.82	0.77	1.43	1.59	0.63	2.76	-	-	-	2.69
Density	2.31	2.34	2.37	2.37	2.35	2.33	2.34	2.31	2.60	2.56

File Name	A:\OTMAGHFS.ROC					
Sample	LH11	LH12	LH13	LH14	LH15	LH16
SiO <sub>2</sub>	62.79	71.22	75.80	59.02	67.72	76.18
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.32	0.10	0.88	0.20	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	13.01	11.13	16.63	15.26	10.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.84	4.05	1.73	5.75	2.90	2.93
MnO	0.11	0.07	0.02	0.08	0.04	0.02
MgO	2.61	0.20	0.01	1.77	0.30	0.11
CaO	5.65	0.40	0.40	3.83	1.22	0.24
Na <sub>2</sub> O	2.91	4.24	3.57	3.83	4.25	3.62
K <sub>2</sub> O	1.08	4.40	4.97	4.51	5.51	3.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.12	0.06	0.39	0.10	0.08
Total	97.01	98.03	97.79	96.69	97.50	98.24
H <sub>2</sub> O	2.64	0.87	0.59	2.71	1.03	0.68
Mg #	46.95	8.91	1.13	37.87	17.00	6.92
Cr	32	16	11	11	21	30
Ni	17	11	5	8	10	5
Rb	24	68	201	116	133	82
Ba	651	977	37	3188	2051	88
Sr	425	84	7	1485	704	37
Nb	5.0	78.0	27.0	14.0	13.0	64.0
Zr	92	636	237	238	290	1000
Y	17	78	66	21	17	111
La	-	57.11	79.52	-	68.95	120.66
Ce	-	124.90	165.48	-	139.57	257.15
Nd	-	57.07	60.67	-	43.87	105.54
Sm	-	13.72	13.45	-	6.86	23.66
Eu	-	2.49	0.46	-	1.42	0.72
Gd	-	12.90	11.78	-	4.72	21.55
Dy	-	12.68	11.14	-	3.19	19.72
Er	-	8.09	6.43	-	1.91	11.76
Yb	-	7.86	5.56	-	1.72	10.58
Density	2.43	2.33	2.30	2.41	2.33	2.31

File Name	A:\OTMPFE.ROC									
Sample	ab1	ab2	ab3	ab4	abd1	abd2	abd3	ab5	ab6	ab7
SiO <sub>2</sub>	76.63	75.72	75.93	75.34	75.90	76.59	72.42	72.34	72.55	47.39
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.13	0.12	0.11	0.15	0.13	0.21	0.20	0.20	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.71	11.42	11.91	12.10	11.82	11.72	12.61	12.70	13.54	17.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	1.80	2.06	2.06	1.97	1.76	1.95	1.98	1.80	10.21
MnO	0.01	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07	0.05	0.07	0.06	0.13
MgO	0.01	0.05	-	0.02	-	-	0.08	0.09	0.12	10.64
CaO	0.21	0.18	0.28	0.32	0.13	0.07	0.50	0.81	0.70	8.05
Na <sub>2</sub> O	3.86	4.27	4.24	4.50	4.28	4.30	4.78	4.63	4.68	2.50
K <sub>2</sub> O	5.11	4.76	4.24	4.57	4.44	4.41	5.29	5.35	5.08	0.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.02	0.02	-	-	0.04	0.02	0.04	0.34
Total	98.87	98.43	98.87	99.11	98.78	99.05	97.93	98.19	98.77	98.15
Mg #	1.62	5.21	0.00	1.89	0.00	0.00	7.51	8.26	11.66	67.36
Cr	-	-	7	5	-	-	-	-	-	394
Ni	-	-	13	9	-	-	-	-	-	272
Co	-	-	5	5	-	-	-	-	-	55
Sc	-	-	4	4	-	-	-	-	-	16
V	-	-	5	5	-	-	-	-	-	123
Cu	-	-	6	5	-	-	-	-	-	17
Zn	-	-	99	128	-	-	-	-	-	103
K	42420	39314	35196	37936	36856	36607	43912	44410	42169	7305
Rb	136	169	146	179	183	171	158	158	97	18
Ba	-	-	333	326	408	289	-	-	-	548
Sr	32	10	7	8	91	10	38	38	70	574
Ga	-	-	27	26	-	-	-	-	-	24
Nb	-	-	21.0	28.0	-	-	-	-	-	6.0
Zr	142	394	359	348	-	-	357	308	253	152
Ti	340	779	737	659	899	779	1259	1199	1199	5995
Y	45	59	47	54	-	-	55	56	25	16
Th	-	-	12.00	15.00	-	-	-	-	-	5.00
Be	-	-	3.40	3.70	-	-	-	-	-	1.00
Density	2.29	2.30	2.30	2.30	2.30	2.36	2.31	2.31	2.31	2.59

File Name	A:\OTMPFE.ROC	
Sample	ab8	abd4
SiO <sub>2</sub>	47.80	47.15
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	16.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.09	10.07
MnO	0.16	0.16
MgO	12.02	12.66
CaO	13.65	9.31
Na <sub>2</sub> O	1.86	2.17
K <sub>2</sub> O	0.19	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.26
Total	98.50	99.36
Mg ‡	74.64	71.34
Cr	-	-
Ni	-	-
Co	-	-
Sc	-	-
V	-	-
Cu	-	-
Zn	-	-
K	1577	5064
Rb	-	70
Ba	-	377
Sr	324	571
Ga	-	-
Nb	-	-
Zr	85	-
Ti	3537	3897
Y	19	-
Th	-	-
Be	-	-
Density	2.63	2.61

- La région de Silet-Timgaouine

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES (TIMGAOUINE)

Sample Name	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	K	Rb	Ba	Sr	Tl	Th	U	La
ECH.162	75.64	0.21	11.61	1.82	0.08	0.03	0.00	4.21	4.61	0.01	0.47	38269	191	353	18	1259	14.52	3.98	0.00
ECH.163	77.31	0.16	11.45	1.33	0.04	0.08	0.00	3.95	4.73	0.09	0.58	39265	239	69	10	959	10.51	2.75	0.00
ECH.180	76.80	0.15	12.17	1.08	0.03	0.12	0.13	2.85	5.76	0.00	0.52	47815	153	161	55	899	5.41	1.54	0.00
ECH.302	67.30	0.68	14.55	4.64	0.09	0.79	2.16	3.60	4.96	0.01	0.56	41174	200	1032	167	4077	0.00	0.00	0.00
ECH.186	78.11	0.19	11.73	1.16	0.02	0.03	0.24	2.86	5.32	0.00	0.48	44163	133	409	75	1139	4.49	2.12	0.00
ECH.287	67.40	0.38	15.68	2.93	0.05	0.84	2.29	4.12	5.17	0.00	0.89	42918	129	1477	756	2278	0.00	0.00	0.00
ECH.187	71.85	0.30	14.80	2.12	0.06	0.49	1.53	4.10	3.97	0.00	0.67	32956	69	770	212	1799	0.00	0.00	0.00
ECH.125	75.64	0.21	13.42	1.52	0.03	0.00	0.11	4.46	3.51	0.01	6.00	29138	109	248	10	1259	3.69	1.02	0.00
ECH.136	76.28	0.11	13.48	0.62	0.02	0.00	0.28	3.82	3.46	0.03	0.58	28722	223	293	37	659	7.32	2.02	0.00
ECH.153	68.19	0.18	14.94	3.34	0.08	1.24	2.31	4.08	3.08	0.22	1.16	25568	55	898	359	1079	0.00	0.00	0.00
ECH.149	59.89	0.38	18.53	4.82	0.11	1.11	2.90	4.68	6.44	0.29	0.78	53460	71	2000	949	2278	0.39	0.01	0.00
ECH.54	71.85	0.17	14.73	1.72	0.08	0.47	1.20	4.39	3.71	0.06	0.97	30798	91	678	145	1019	0.00	0.00	0.00
ECH.T1	71.14	0.32	14.51	1.86	0.04	0.24	1.50	3.60	4.71	0.00	0.76	39099	166	1064	225	1918	0.00	0.00	0.00
ECH.47	71.53	0.28	13.52	2.77	0.04	0.53	1.22	3.58	4.79	0.17	0.72	39763	185	492	45	1679	0.00	0.00	47.44
ECH.144	62.08	0.28	19.16	3.65	0.10	0.82	2.47	4.75	6.35	0.19	0.50	52713	109	2000	947	1679	0.00	0.00	14.14
ECH.215	72.56	0.42	13.43	2.95	0.06	0.41	1.44	3.92	3.99	0.18	0.70	33122	88	782	73	2518	0.00	0.00	34.68
ECH.216	71.13	0.26	15.88	1.69	0.04	0.33	2.12	4.85	2.88	0.00	0.63	23908	37	1365	821	1559	0.00	0.00	16.60
ECH.217	74.99	0.26	11.95	1.77	0.05	0.03	0.18	4.03	4.51	0.16	0.71	37439	185	696	10	1559	0.00	0.00	57.25
ECH.286	70.54	0.33	15.24	2.85	0.06	0.27	1.65	4.52	3.95	0.35	0.52	32790	75	1237	172	1978	0.00	0.00	62.78
ECH.291B	75.78	0.11	12.74	1.66	0.03	0.08	0.44	3.90	4.99	0.00	0.46	41423	370	212	23	659	36.90	14.14	52.74
ECH.303	65.58	0.51	16.53	3.86	0.11	0.77	2.94	4.82	3.20	0.00	0.77	26564	76	1253	371	3057	0.00	0.00	51.96
ECH.C2	76.59	0.13	11.72	1.76	0.07	0.00	0.07	4.30	4.41	0.00	0.47	36609	171	289	10	779	0.00	0.00	54.39

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES (TIMGAOUINE) suite

Sample Name	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
ECH.162	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.163	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.180	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.302	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.186	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.287	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.187	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.125	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.136	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.153	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.149	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.T1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ECH.47	105.68	47.99	12.09	0.98	10.77	12.91	7.01	7.53	1.25
ECH.144	23.92	10.94	2.23	2.05	1.52	1.21	0.59	0.56	0.05
ECH.215	78.43	37.24	8.88	1.10	8.08	8.07	4.44	4.58	0.68
ECH.216	31.43	11.47	1.78	0.63	1.57	0.93	0.56	0.51	0.09
ECH.217	117.40	51.31	12.33	1.13	11.01	12.40	7.59	9.11	1.37
ECH.286	108.42	34.96	5.27	1.18	3.76	2.25	1.19	1.11	0.19
ECH.291B	110.92	51.09	13.31	0.51	12.00	14.65	8.16	9.32	1.44
ECH.303	100.43	39.32	7.68	1.44	5.82	4.94	2.63	2.56	0.36
ECH.C2	106.18	47.58	11.01	0.85	9.63	9.81	5.66	6.28	0.93

## **BIBLIOGRAPHIE**

### **Allegre et Caby (1972) :**

Chronologie absolue de l'Ahaggar occidental. C.R. Académie Sci. Paris , 275p.

### **Baja A. (1984).**

Caractérisation pétrographique et géochimique des volcanismes pharusien I et II du Hoggar occidental (Algérie) : implication géodynamiques. DEA, université de Nancy; 26 p.

### **Bertrand J.M.L. (1986).**

Nouvelles données de l'âge de la tectonique panafricaine dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne ( région de Timgaouine, Hoggar, Algérie ). C.R. Académie des sciences, Paris II; 440 p.

### **Blaise (1967) :**

Le précambrien de Tazat, Pub. Centr. Rech. Zone Arides . 8,pp/ 257-258.

### **Bonhomme .M . (1962).**

Contribution à l'étude géo-chronologique de la wazzu plate forme de l'Ouest Africain ; Ann. Fac, Sci; Univer. Clermont-Ferrand, N°5 , Fasc.5 .

### **Boullier A.M.**

L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. . Bul. Serv. Géol. France. 20, 877-882.

### **Boukhalfa L. (1987).**

Diversité et signification géodynamique des complexes ultrabasiques et basiques d'âge protérozoïque supérieur du rameau pharusien de la chaîne panafricaine ( Hoggar, Algérie ). Thèse, Université de Nancy; 279 p.

### **Boullier A.M et al. (1978).**

L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain , précoce Bull. Soc.Géol. France 20 , 877-882 .

### **Briedj Moussa (1993).**

Etude géologique de la région de Tahifet (Hoggar central, Algérie) implications géodynamiques. These d'université de Nancy I, 201p.

**Debon F. et Lefort P. (1983)**

Classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes de leurs associations. Méthodes et Applications. C.R.P.G Nancy, 26 p.

**Ferrara et Gravelle , (1969) :**

Radiometric ages from Western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the west African craton - Earth. Plan. Sci. Letters, 1, 319-324.

**Foucault A. (1984).**

Dictionnaire de géologie. Edition MASSON Paris, 347 p.

**Zaimen F. (1994) :**

Mise en évidence de plusieurs suites magmatiques dans la partie occidentale du terrain de Laouini (Hoggar, Algérie). Thèse d'Université de Paris-Sud ; 175p.