

2/97

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE

العلوم والدراسات  
BIBLIOTHEQUE - المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique  
ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT: GENIE MINIER

PROJET DE FIN D'ETUDE

Pour l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état

Sujet

**TOPOLOGIE DES VOLCANITES PANAFRICAINES DE LA  
REGION DE L'AGHEFSA ET DU RAMEAU OCCIDENTAL  
D'APRES LA METHODE DE DEBON ET LEFORT (1983).  
(Hoggar, Algérie)**

Proposé par:

Dr: D. E. MERIEM

Etudié par:

YOUCEF MEGUEDDEM

Dirigé par:

Dr: D.E. MERIEM

Promotion: Juin 1997.

E.N.P, 10 Avenue Hacen Badi, EL HARRACH, ALGER .

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE

المكتبة  
SCIENTIFIQUE  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT: GENIE MINIER

PROJET DE FIN D'ETUDE

Pour l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état

Sujet

**TOPOLOGIE DES VOLCANITES PANAFRICAINES DE LA  
REGION DE L'AGHEFSA ET DU RAMEAU OCCIDENTAL  
D'APRES LA METHODE DE DEBON ET LEFORT (1983).  
(Hoggar, Algérie)**

Proposé par:

Dr: D. E. MERIEM

Etudié par:

YOUCEF MEGUEDDEM

Dirigé par:

Dr: D.E. MERIEM

Promotion: Juin 1997.

E.N.P, 10 Avenue Hacén Badi, EL HARRACH, ALGER .

## Remerciements

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

Je saisis l'occasion qu'est m'est offerte pour exprimer ma reconnaissance à mon promoteur Monsieur: **Meriem D. E**, et salue son sens de la responsabilité. Toujours encourageant, il n'a cessé de me prodiguer ses conseils pour faire aboutir ce travail. Je le remercie profondément d'avoir accepté de diriger mon travail.

Je tiens à remercier tous ceux qui acceptèrent d'évaluer mon travail.

Enfin, je remercie aussi toutes les personnes qui, ne serait ce que d'une parole d'encouragement, m'ont aidé dans la réalisation de cette thèse.

## Sommaire

<b>Introduction</b> .....	01
 <b>Première partie: Géologie</b>	
I- Généralités .....	02
II- Géologie de l'Afrique de l'Ouest .....	03
III- Contexte géologique du Hoggar .....	05
A- Hoggar Occidental .....	07
B- Hoggar Central .....	10
C- Hoggar Oriental .....	12
IV- Géologie des régions d'étude .....	14
1- La région de l'Aghefsa (H. Central) .....	14
2- La région de Tassendjanet-Ougda et Gara-Akofou (H. Occidental) .....	21
 <b>Deuxième partie: Pétrographie</b>	
I- Les volcanites de l'Aghefsa .....	28
II- Les volcanites de Tassendjanet-Ougda et de Gara-Akofou .....	38
 <b>Troisième partie: Géochimie</b>	
I- Généralités .....	41
II- Interprétation des données .....	51
 <b>Conclusion Générale</b> .....	 78
 <b>Annexe: Tableaux des analyses chimiques</b>	
 <b>Bibliographie</b>	

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

## *Introduction*

# Introduction

L'objectif recherché dans cette étude , dont l'intérêt est varié, est:

- \*- Caractérisation des roches volcaniques des régions d'études,
- \*- Détermination de leur caractères pétrographiques et géochimiques,
- \*- Détermination géodynamique de leur mise en place, et leur genèse, par la méthode de DEBON et LEFORT (1983).

Le phénomène volcanique doit successivement être considéré aux différents points de vue, d'une part de l'origine et de la pétrographie des roches, et d'autre part du géodynamisme magmatique, géochimique et pétrologique. De ce fait, l'étude concernant les roches volcaniques de la région de l'Aghefsa (Hoggar Central), et les zones de Tassendjanet-Ougda et de Gara-Akofou (Hoggar Occidental) est basées sur des données récoltées des travaux antérieurs. Elles nous permet de comprendre l'évolution géologique de cette région durant l'événement Pan-Africain.

A la lumière des ces travaux nous sommes intéressés par les complexes volcaniques du Hoggar Occidental appartenant à la chaîne Pan-Africaine (~ 600 Ma) et du Hoggar Central, pour mieux comprendre la mise en place de ces roches volcaniques.

***Première partie: Géologie***

## Première partie: Géologie

### I- Généralités:

Le continent Africain est stabilisé dans sa majeure partie depuis 600 Ma. D'après CAHEN et SNELLING (1966), HURLEY et COLL (1967), CLIFFORD (1970), les principaux événements responsables de la cratonisation du continent Africain se répartissent en quatre groupes d'âges:

- les âges supérieurs à 2300 Ma, ou orogénèse Libérienne,
- les âges voisins de 2000 Ma, ou orogénèse Eburnéenne,
- les âges voisins de (1200-1300) Ma, ou orogénèse Kibarienne,
- les âges de 650 à 500 Ma, ou orogénèse Panafricain.

\*- L'orogénèse Libérienne a été définie par HURELEY et RAND (1968) et HURLEY et COLL (1970) au Liberia et en Sierra Leone. Elle correspond à des âges de 2700 Ma. L'Archéen a été reconnue au Hoggar (môle In-Ouzzal); isochrones recalculées sur roches totales de 2960 + ou - 100 Ma (G.FERRARA § GRAVELLE, 1966) et de 3230 Ma (ALLEGRE et CABY, 1972). Des âges de même ordre, obtenus en Aleksod et dans Gours Oumelalen, indiquent la possibilité de l'existence d'un vieux socle Archéen, encore mal établi stratigraphiquement (série rouge de Gour Oumelalen), (LATOUCHE, 1972, 1973). Par ailleurs, les gneiss rubanés d'Ouadenki, d'âge voisin de 2300 Ma, correspondraient à un matériel anté-éburnéen, comme le suppose GRANT (1970) pour les facies équivalents du Nigeria.

\*- L'orogénèse Eburnéenne a été définie en Côte d'Ivoire (BONHOMME, 1962) comme l'intervalle de temps nécessaire pour la granitisation de la chaîne birrimienne (2400 à 2050 Ma), (VACHETTE, 1964). L'âge de la série Birrimienne elle même serait compris entre 2400 et 2000 Ma. En Cote d'ivoire et dans le bouclier Reguibat, le cycle éburnéen s'est terminé par la mise en place en plusieurs épisodes de masses considérables de granites (ROCCI, 1965; VACHETTE et COLL., 1973). Au Hoggar, l'extension géographique de matériel d'âge éburnéen paraît considérable et correspond, en première approximation, aux séries gneissiques de même âge (série de Tassendjenet) au Nord-Ouest du Hoggar et au de l'Adrar des Iforas et il en existe probablement dans le fossé pharusien central (Horst de Timgaouine), ainsi dans le Hoggar Central et Orientalou des âges à 2000 Ma ont été signalés.

Des âges Rb-Sr supérieurs à 1000 Ma ont été signalés dans les boucliers Touareg et au Nigéria ( GRANT et al., BERTAND et LASSERRE, 1976; OGEVZI, 1977; TURNER, 1983; FITCHES et al., 1985), définissent l'orogénèse Kibarienne. Mais sont aujourd'hui considérés comme des âges mixtes et il semble que l'événement Kibarien n'existe pas (?) au Hoggar mais uniquement au Nigéria.

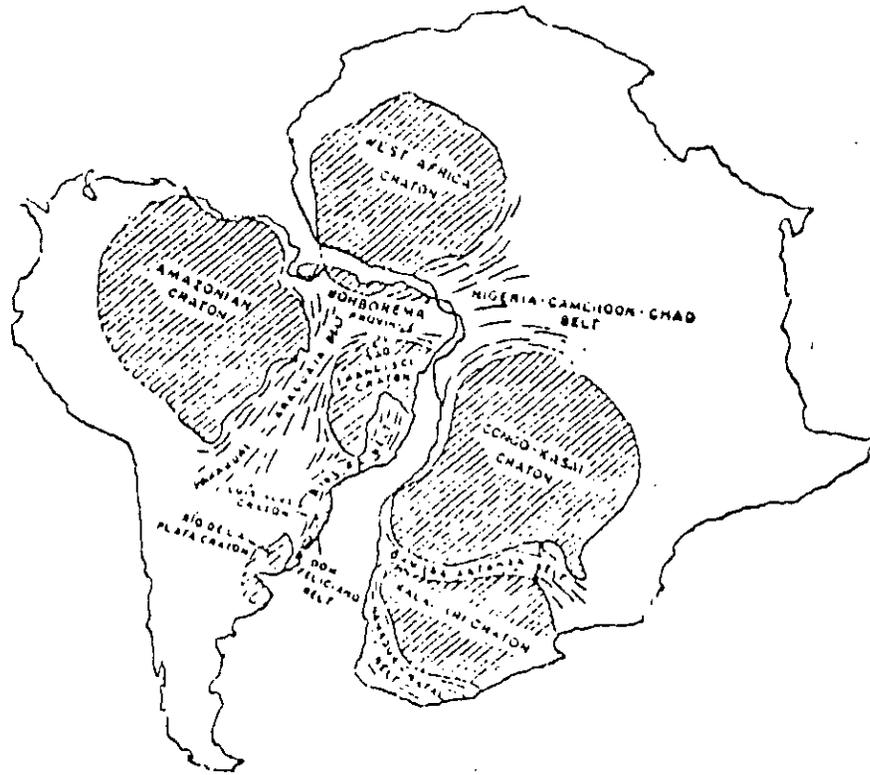
\*- L'orogénèse Pan-Africain a été définie par KENNEDY (1964) comme un événement thermotectonique majeur. Sa signification a fait l'objet de controverses, certains auteurs (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1971) pensant qu'il s'agit d'un rajeunissement, c'est -à-dire la réactivation de complexes lithologiques plus anciens. Toutefois, l'idée que le Pan-Africain consisterait une orogénèse à part entière s'est fait jour rapidement sur des bases structurales et stratigraphiques (BLACK, 1967; ALLAN, 1968; CABY, 1970).

Le Pan-Africain fut intégré dans un modèle de tectonique de plaques, d'abord proposé dans la zone Béninoise (BURKE et DEWEY, 1973), puis établi dans l'Adrar des Iforas (BLACK et al., 1979; LIGEOISE et al., 1981). Il apparaît maintenant clair que l'orogénèse panafricain est une chaîne mobile d'importance majeure et ramifiée dans le mode entier (BLACK, 1978): Avalonien dans le NE de l'Amérique du Nord, Brasiliano en Amérique du Sud, Beardmorien en Antarctique, Adelaidien en Australie, Baikalien en Sibérie et Cadomien en Europe.

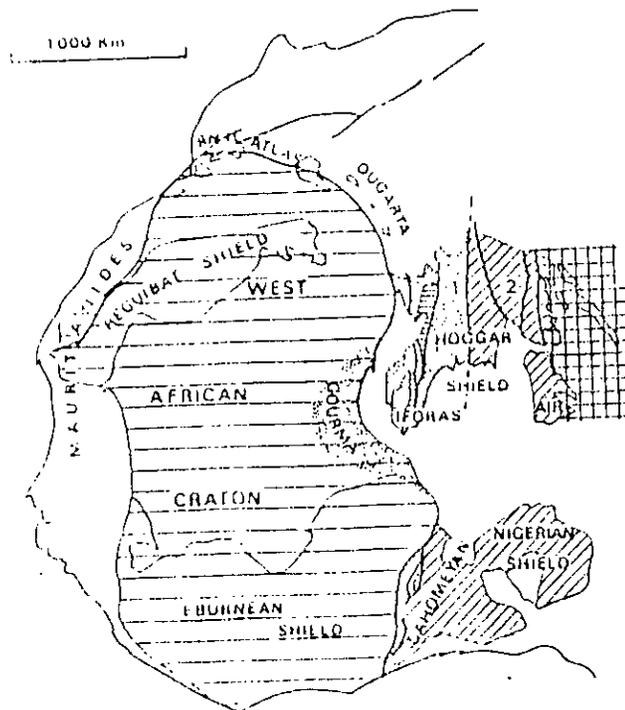
Il existe en Afrique quatre cratons stabilisés avant le Pan-Africain (Fig: 1) les cratons Ouest africain, du Congo, du Kalahari et du Nil. L'extension de ce dernier est mal défini car, jusqu'à présent, il n'a été reconnu qu'à Uweinat en Libye (KLERKX & DEUTSCH, 1977; KLERKX, 1979). Entre ces cratons, l'orogénèse Pan-Africain affecte le reste du continent et englobe de nombreux noyaux-reliques remaniés d'âges variés. Actuellement l'orogénèse Pan-Africaine au Hoggar est considérée étant comme un ensemble des blocs hétérogènes collés les uns à côté des autres par collissage, c'est la théorie des terranes (BLACK et al., 1996).

## **II- L'Afrique de l'Ouest:**

Elle est subdivisée en deux zones dont l'histoire au cours du Pan-Africain est différente: le craton Ouest Africain et le bouclier Touareg (Fig: 2).



**Fig: 1** Carte des différents craton de l'Afrique et de l'Amérique Latine.  
(D'après T.N CLIFFORD, 1970)



**Fig: 2** Carte de situation generale: craton Oest Africain, bouclier Touareg (Hoggar, Aïr, Iforas). (D'après BERTRAND et CABY, 1978)

## **1- Le craton Ouest Africain:**

Il comprend un socle stabilisé après l'orogénèse éburnéenne (2050 + / - 150 Ma) vers 700 Ma et recouvert par des bassins carbonifères légèrement subsidentes (bassins du Taoudeni, de Tindouf et des Volta). Au Protérozoïque supérieur, la bordure orientale du craton comporte une zone subsidente, le bassin du Gourma (REICHEL, 1972). Ce dernier, plissé et métamorphisé au cours de l'orogénèse Pan Africaine, est interprété comme un aulacogène constituant le bras avorté d'un point triple (MOUSSINE-POUCHKINE § BERTRAND-SARFATI, 1978). Le Craton Ouest Africain s'est comporté comme un bloc rigide lors de sa collision avec le bouclier Touareg et il est chevauché à l'Est par des nappes, après une zone de subduction dirigée vers l'Est (CABY, 1979).

## **2- Le bouclier Touareg:**

IL à été entièrement façonné par l'orogène Pan-Africain (750 - 550 Ma). Cette dernière reprend des terrains Archéens, Proterozoïque inférieur et a affecté des terrains d'âge protérozoïque supérieur et terminal (800- 600 Ma). Au cours de ce cycle Pan-Africain, il y'a une production de nouveau matériel (granite et ensemble volcano-sédimentaire).

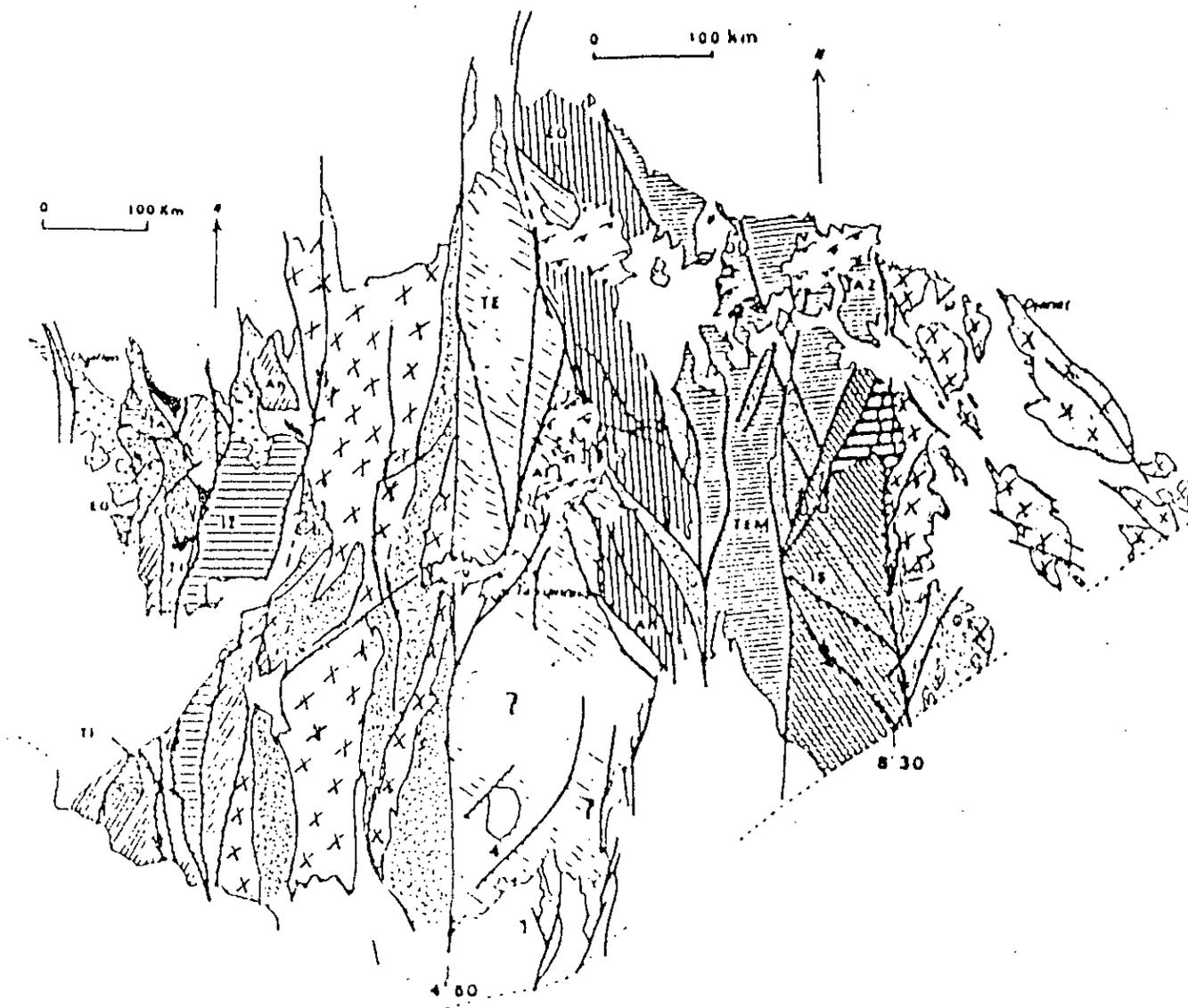
Le bouclier Touareg comprend les massifs suivants:

- Le Hoggar en Algérie
- L'Adrar d'Iforas au Mali
- L'Aïr au Niger

## **III- Contexte géologique du Hoggar:**

Depuis les travaux de KILIAN (1932) et LELUBRE (1952), le Hoggar est globalement subdivisé en trois domaines, différents du point de vue structural et lithologique, délimités par des accidents majeurs submeridiens. Ces domaines sont d'Ouest en Est (Fig: 3):

- Hoggar occidental (ou chaîne pharusienne),
- Hoggar central (ou polycyclique),
- Hoggar oriental (ou chaîne Tiririnienne).



- |   |   |   |                     |
|---|---|---|---------------------|
|  | 1- Volcanisme récent  |  | 9- Domaine Aleksod  |
|  | 2- Dépôts molassiques supérieurs (série pourprée)             |  | 10- Môle d'Issalène |
|  | 3- Dépôts molassiques inférieurs (série volcano-sédimentaire) |  | 11- Môle In Ouzzal  |
|  | 4- Série de Tiririne  |   |                     |
|  | 5- Granitoïdes calco-alcalins                                 |   |                     |
|  | 6- Roches basiques et ultrabasiques                           |   |                     |
|  | 7- Série de plate-forme                                       |   |                     |
|  | 8- Socle éburnéen   |   |                     |

**Fig: 03** Schéma géologique du Hoggar.

(D'après BERTRAND et CABY, 1978)

### **III-1 Le Hoggar occidental (chaîne pharusienne):**

Il est limité à l'Ouest par la suture Est du craton Ouest Africain et à l'Est par l'accident majeur 4°50'. Ce domaine est essentiellement composé d'une superposition de différentes séries volcano-sédimentaires et détritiques d'âge Protérozoïque supérieur, avec lesquelles sont associées des corps de roches basiques et ultrabasiqes et des batholites de granitoïdes, de nature tholeïto-calco-alkaline à subalkaline. Il comporte également par endroits des lambeaux de roches métamorphiques du socle anté-panafricain d'âge Protérozoïque inférieur probable. Ce domaine est lui même subdivisé en deux rameaux occidental et oriental, séparés par le môle granulitique d'In Ouzzal d'âge probablement Archéen (LELUBRE., 1966).

#### **A- Le rameau occidental:**

Dans ce rameau CABY (1970) a mis en évidence trois séries volcano-sédimentaires superposées de bas en haut :

##### **\*- Le socle Eburnéen (PR<sub>1</sub>):**

Il est représenté par le socle de Tassendjanet, composé de quartzites, amphibolites, cipolins et gneiss.

##### **\*- La série à stramatolite (PR<sub>3</sub>):**

Elle est constituée d'une alternance de quartzites, de métapélites et de marbres à stramatolites. Des sills et des coulées basaltiques et amphibolitiques s'intercalent souvent dans cette série.

##### **\*- La série verte (Ec inf):**

Elle repose en discordance structurale sur la précédente par l'intermédiaire de conglomérats polygéniques et elle est composée essentiellement de grauwackes, de

métapélites. Des coulées de laves essentiellement andésitiques type Gara Akfou et Mondrart s'intercalent au sommet de la série.

**\*- La série pourprée ( Ec sup - C ):**

Cette série est composée de conglomérats polygéniques et poudings à cachet fluvio - glacière ( tillite? ) et d'arkoses rouges pourpres.

Ces formations reposent en discordance stratigraphique sur les formations de la série verte et, recouverte en discordance par grès ordovicien du Tassili.

De ce fait la subdivision stratigraphique ainsi que le contexte géodynamique des formations volcanique et plutonique pharusiennes de ce domaine reste à résoudre.

**B- Le rameau oriental:**

Il comprend principalement des formations méta-sédimentaires et métavolcaniques épizonales, et un grand volume de granites (>50%). M.Lelubre considérait cette zone comme appartenant au cycle pharusien correspondant au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse, avec discordance de base conservée à ses bordures et au voisinage de quelques horsts, et à son évolution tectono-métamorphique.

Ses limites occidentale et orientale sont en fait deux fractures majeures multiples qui les séparent du môle In Ouzzal à l'Ouest et du Hoggar central polycyclique à l'Est .

Dans le rameau Oriental on distingue les formations suivantes:

**\*- Le socle Eburnéen (PR<sub>1</sub>):**

Le socle Eburnéen est probablement représenté sous la forme de gneiss remobilisés dans le faciès amphibolites. Cependant il n'a été caractérisé que dans la région de Timgaouine. Dans cette région, il forme le soubassement de la série carbonatée à stromatolites qui est localement conservée et comprend des gneiss, quartzites, marbres et, des amphibolites affectés par un métamorphisme ancien, probablement éburnéen.

**\*- La série du pharusien I ( PR<sub>1</sub>) (série à stromatolites):**

Elle est l'équivalent de la série à stromatolites du rameau Occidental, composée d'une alternance de quartzites, de métapélites alumineux et de marbres à stromatolites. Des niveaux de basaltes parfois en pillow-lavas et d'andésites s'intercalent dans la série. Les termes inférieurs de cette série ont été considérés comme équivalents de la série à stromatolites du NW du Hoggar

Il convient de souligner la présence d'une série grésopélitique, composée de conglomérats, de grés, de pélites et de grauwackes.

**\*- La série du pharusien II ( Ec inf ) (série volcano-sédimentaire):**

Cette série est l'équivalent de la série verte du rameau Occidental, repose en discordance stratigraphique par un niveau de conglomérats sur le pharusien I. Elle est composée d'une alternance de pélites avec parfois des niveaux de marbres surmontés par des coulées de laves essentiellement dacitiques et rhyolitiques avec leurs termes pyroclastiques.

Les deux séries pharusiennes ont été considérées comme représentant des formations de deux cycles orogéniques (CABY R et al, 1981; BERTRAND J.M. et al, 1986; LAPIQUE F et al, 1986; DUPONT, 1987). Par contre d'autres travaux ont été menés sur cette région ont abouti à des idées nouvelles, et que le pharusien I et le pharusien II ne représentent que des phases d'évolution d'une seule chaîne orogénique panafricaine (BOUKHALFA L, 1987; MERIEM D.E, 1987).

**\*- La série intermédiaire (Ec sup):**

Dans le rameau oriental il existe de nombreux lambeaux de formations détritiques à caractère molassique, composés de conglomérats polygéniques, d'arkoses, de brèches et tufs, des laves ignimbritiques puis des arkoses et des poudings de couleur pourpre. Les lambeaux sont attribués aux formations de la série pourprée. Néanmoins il existe des formations volcano-sédimentaires attribuées au pharusien qui peuvent être considérées comme des formations des molasses inférieures.

## **C- Le môle d'In Ouzzal:**

Il est constitué par des roches archéennes ( FERRARA et GRAVELLE, 1969; ALLEGRE et CABY., 1972 ) à faciès granulite d'âge Eburnéen ( LANCELOT et al, 1975 ), par des gneiss à pyroxène, des charnockites, des marbres, des carbonatites d'amphibolites et par des leptynites. Ce môle sépare tectoniquement les deux rameaux.

La conservation d'un graben de basalte et d'andésite peu métamorphiques du pharusien, implique qu'au moins dans sa partie Nord, le môle a échappé au rétro-morphisme et aux déformations panafricaines, et a été pénéplainé avant le dépôt de la série pourprée discordante. Tandis qu'au Sud, le môle sur lequel repose en discordance la formation sédimentaire de la série à stromatolite du PR<sub>3</sub>, a été affecté, à des degrés divers, par les déformations et les effets thermiques panafricains. Les granulites d'In Ouzzal représenteraient au Sud de la frontière Algéro-Maliènne une grande nappe de charriage d'âge panafricain précoce ( BOULLIER A.M et al, 1978 ).

Les granulites d'In Ouzzal ont été datés par la méthode U/Pb sur zircons à 2120 M.a ( LANCELOT et al, 1975 ). Cet âge est interprété comme repère probable de l'âge du métamorphisme.

Il faut noter que des isochrones Rb/Sr ont donné des âges voisins de 3000 M.a (FERRARA et GRAVELLE, 1969 ; ALLEGRE et CABY., 1972 ).

## **2- Le Hoggar Central ( polycyclique ):**

Il est limité par deux accidents majeurs NS: 4°50' à l'Oest et 8°30' à l'Est. Ce domaine est constitué de roches Eburnéennes réactivées pendant le Pan - Africain et recoupées par des granitoïdes Pan - Africains. Les roches Eburnéennes sont constituées de deux séries superposées de bas en haut:

### **a- La série Arechchoum :**

Elle est essentiellement constituée d'une alternance monotone de gneiss quartzo-feldspathique avec de rares intercalations de quartzites, amphibolites et marbres. Dans la région de l'Erg Tihodaine et de Gour Oummellalen, des gneiss rouges et des gneiss rubanés ont été datés de 2500 Ma à 2000 Ma, ( BERTRAND J.M, 1974; LATOUCHE et VIDA., 1974; BERTRAND et LASSER, 1976; VIOLETTE et VITTEL, 1979 ).

#### **b- La série Egéré-Aleksod:**

Elle est composée de métasédiments représentés par des quartzites, métapélites, marbres, para et ortho amphibolites. Cette série a été subdivisée en trois assises : inférieure, intermédiaire et supérieure (KATCHEVSKI et al, 1980; ITSKOV et al, 1985).

L'assise supérieure surmonte les deux premières en discordance stratigraphique marquée par un niveau de conglomérats ou/et par une croûte d'altération (ITSKOV, 1985). Par contre FOMINE et al, 1990, ont subdivisé la série d'Aleksod en deux assises (inférieure et supérieure) séparées par une discordance stratigraphique ou / et tectonique.

L'ensemble de l'assise supérieure d'Aleksod déterminée par ITSKOV et al, 1985 et FOMINE et al, 1990 et la série quartzique est appelée la série de Tazat (BLAISE, 1967). Cette dernière repose en discordance stratigraphique ou/et tectonique sur les formations d'Arechchoum et d'Aleksod, qui est attribuée aux formations du PR<sub>1</sub> (BERTRAND et al, 1968).

Les gneiss rubanés d'Ouandenki et les gneiss plagioclasiques associés à la formation métasédimentaire de la gelta d'Ouandenki, ont été respectivement datés à 2205 ± 92 M.a et 2195 ± 150 M.a. En Aleksod les gneiss ocellés et gneiss granitique homogène du Tallet Mellet ont été datés à 2050 ± 25 M.a (isochrone Rb/Sr) (BERTRAND, 1974 ).

Le métamorphisme éburnéen a affecté ces formations, les paragenèse ne sont pas conservées à cause de recristallisations ultérieures, sauf dans l'Oumellalen où le faciès granulites est plutôt du type basse pression, et dans les gneiss de la série d'Arechchoum, où les migmatites sont compatibles avec le type à basse pression. L'âge des granulites d'Ihérane est de 2075 ± 20 M.a ( BERTRAND, 1986 ).

#### **c- La série volcano-sédimentaire (PR<sub>3</sub>):**

Il existe également dans ce domaine de nombreux grands bassins volcano-sédimentaires pan-Africains d'allongement NNW à NNE c'est le cas du bassin de Tin Djedj ( Feuille d'In Takalkeba ), d'In Ouzzof ( Feuille d'Issalane ), d' In Abegui, de Tahifet et d' Arefsa oriental. Ces bassins sont constitués essentiellement de trois séries séparées par une discordance stratigraphique ou / et structurale et qui se succède de bas en haut:

**\*- La série inférieure:** est composée d'une alternance monotone de micaschiste avec intercalation de niveaux d'amphibolite et rarement de quartzites alumineux et de marbres skarnifiés. Cette série est déformée avec des plis isoclinaux d'axes NNW, réalisés dans les conditions de faciès amphibolites.

**\*- La série intermédiaire:** repose en discordance structurale sur la précédente. Elle est constituée d'une alternance monotone de pélites, de grès intercalés avec des niveaux de conglomérats intraformationnelles et de marbres recoupés par des sills de rhyolites et d'ignimbrites qui passent graduellement au granodiorites calco-alcalins.

**\*- La série supérieure:** représente un dépôt molassique sous forme de lambeaux résiduels. elle est composée de conglomérats polygéniques, d'arkoses et de grès arkosiques. Cette série est recoupée par de nombreux dykes et filons de dolérites et de sills de gabbros.

### **3- Le Hoggar Oriental:**

Ce domaine est situé au delà de la faille 8°30' Est et, est caractérisé par l'opposition de deux socles séparés par un rameau linéaire très étroit. Il est subdivisé en trois domaines:

#### **a- La zone de Taffassasset-Djanet:**

Elle diffère du môle d'Issalène par l'abondance de termes volcano-détritiques et, un énorme développement de granodiorites tardi-téctoniques.

#### **b- Le môle d'Issalène:**

Il est formé de métasédiments, quartzites, marbres, pélites, leptynites rubanées et, d'orthoigneiss alcalin d'âge inconnu.

### **c- La chaîne Tiririnienne:**

Elle se développe au long de l'accident 8°30', la sédimentation de cette série souligne des caractères molassiques (grande part d'arkoses, de conglomérats ). Elle est recoupée par des sills de dolérites (ou diabases ), de micro-granodiorites et, de microgranites.

Dans le domaine Oriental on distingue globalement trois séries panafricaines séparées par des discordances stratigraphique et structurale qui se succèdent de bas en haut:

#### **\*- La série de plate-forme:**

Elle est constituée de conglomérats à galets de quartz, de schistes à micas, des calcaires à stromatolites de métapélites carbonneuses intercalées dans des sills de metabasaltes et parfois de métarhyolites.

#### **\*- La série volcanique:**

Elle est essentiellement une accumulation de laves de rhyodacites, rhyolites et leurs divers pyroclastites. Les rhyolites passent par endroits aux granodiorites porphyriques calco-alcalines, ce qui indique que cette série est composée de formations volcano-plutoniques type cordillère.

#### **\*- La série molassique de Tiririne:**

Elle repose en transgression sur les formations précédentes, elle est composée de conglomérats polygéniques et poudings et d'une alternance de grès, de pélites et d'arkoses avec des niveaux de marbres.

## **IV- Géologie des régions d'étude:**

Les zones d'étude sont localisées en général dans le Hoggar central et occidental (rameaux occidental) où se sont développées plusieurs assises volcaniques d'âge Pan-Africain en forment quelques zones importantes.

### **1- Les zones d'étude du Hoggar central:**

La région de l'Aghefsa est limitée au Nord, à l'Est et à l'Oest par des contacts tectoniques majeurs et au Sud par des Granites tardi à post-tectoniques et par des 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 présentes une structuration tectonique monocyclique, caractérisée par la présence d'une seule surface de schistosité qui affecte une stratification sédimentaire souvent reconnaissable.

Sur la base de données lithologiques et structurales, la région de l'Aghefsa est subdivisée en quatre unités. Du nord vers le sud, au dessus du contact tectonique majeur avec les gneiss de Tin Trabine, on a: (Fig: 4)

- 1- Une unité de micaschistes à biotite et / ou muscovite et grenat dans la région de l'oued In Lefsaouène.
- 2- Une unité de schistes ardoisiers dans la région de l'oued Immedéghdaghène.
- 3- Une unité volcano-détritique dans la région de l'Oed Assendjef.
- 4- Une unité molassique dans l'Issouagh.

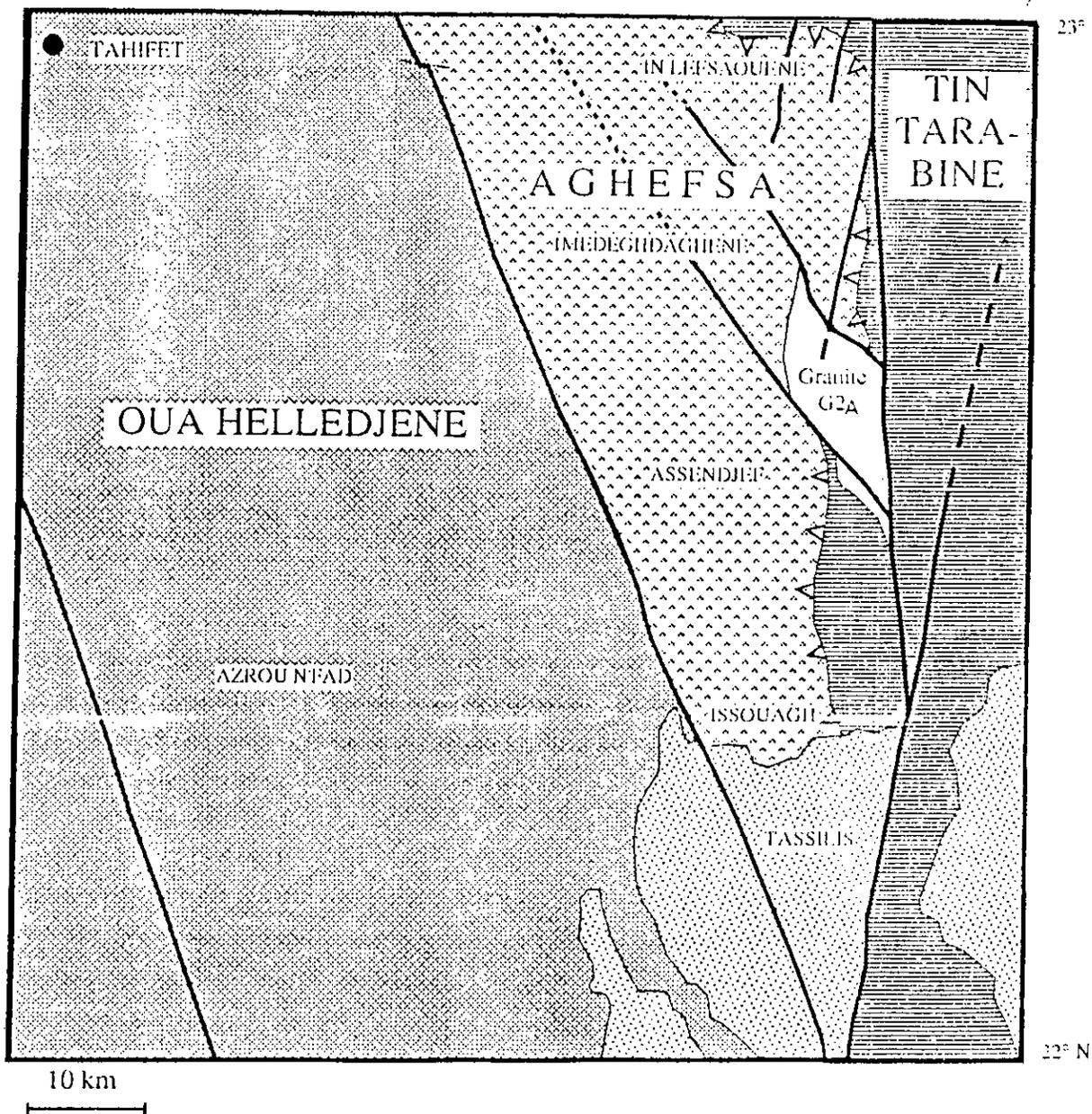
#### **A- L'unité d'In Lefsaouène:**

Elle affleure uniquement sur une bande de quelques Km de large dans la partie Nord de l'Aghefsa en accordance tectonique sur les gneiss du domaine de Tin tarabine et grenats (500 m environ de puissance apparente), de micaschistes à biotite et grenat

6° E

NF 32 XIII

7°



**Fig:4** Carte schématique de situation des différents domaines de l'Aghefsa. (D'après BRIEDJ. M, 1993)

(Fig:5). Elle est constituée essentiellement de micaschistes à mucosité dominant, biotite (100 à 300 m d'épaisseur apparente), et de marbres en plusieurs niveaux métriques (2 à 5m) interstratifiés. Ils sont souvent rubanés, de couleur gris bleutée a texture saccharoïde. Les micaschistes sont largement envahis d'amphibolites qui montrent une concordance parfaite avec les micaschistes et pourraient correspondre à des coulées.

Les amphibolites, de même que l'encaissant, sont recoupées par des filons puissants de granites qui constituent des digitations des plutons précoces (G1) intrudés dans la région.

L'épaisseur totale de cette unité est difficile à estimer du fait de la tectonique tangentielle très intense, cependant l'épaisseur apparente totale est de l'ordre de 1 Km. Ce problème d'épaisseur se pose pour toutes les formations rencontrées.

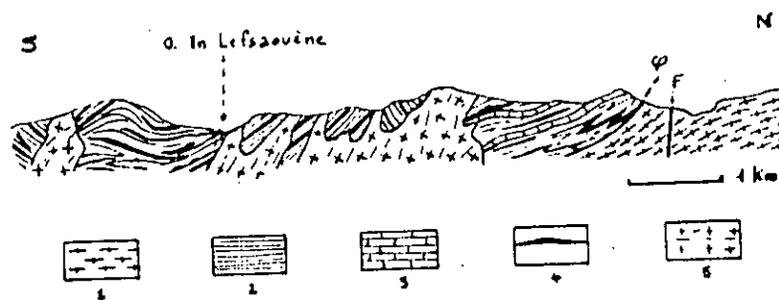
On notera dans cette unité l'absence des Quartzites et l'abondance des amphibolites, aussi il n'est pas envisageable de corréler avec l'ensemble métasédimentaire de l'Oua Helledjène ou l'on observe une abondance des quartzites et qui est séparée de celle-ci par le méga-accident de l'oued Afara Héouhine.

## **B- L'unité d'Immedéghdaghène:**

Vers le Sud, l'unité d'In Lefsaouène est recouverte en contact tectonique (mylonites) par une unité essentiellement terrigène qui comprend des assises de pélites épaisses (variant de 500 à 1000m), des schistes gréseux, des rares niveaux de marbres (1 à 3 m d'épaisseur) et beaucoup de matériel, volcanique basique intercalé dans ces terrains. Cette unité occupe plus de tiers Nord du bassin de l'Aghefsa (zone de l'oued Immedeghdaghène) et atteint 2 à 3 Km d'épaisseur apparente. Les faciès volcaniques acides n'ont pas été observés.

Elle est affectée d'un métamorphisme du faciès schistes vert de bas degré sauf près des massifs de granites ou des faciès à staurotide et grenat ont été observés.

On remarquera, en faisant abstraction des distinctions d'ordre minéralogique, la similitude de ces faciès avec l'unité In Lefsaouène: dépôts terrigènes et rares niveaux de marbres, un magmatisme essentiellement basique, et l'absence de quartzites.



1: Gneïss indifférenciés; 2: Micaschistes; 3: Marbres et calcsilicates; 4: Amphibolites  
5: Granites.

**Fig:5** Coupe géologique schématique dans le Nord de l'Aghefsa

(D'après BRIEDJ. M, 1993)

### **C- L'unité de l'Assendjef:**

Au Sud, l'unité terrigène d'Immedeghdaghène semble passer progressivement à une unité volcano-détritique d'épaisseur apparente de 1,5 à 2 Km , ou dominent les roches volcaniques (basaltes, andésites et rhyolites). Associées à ces volcanites elle contient des intercalations de grés massifs ou versicolores ( affectés de phénomènes hydrothermaux), des schistes gréseux avec des niveaux à dragées de quartz, des grés marneux et des niveaux épais (200 à 300 m) de conglomérats interstratifiés (Fig:6) Les dépôts carbonatés sont absents dans cette unité. Elle présente des états de déformation et de métamorphisme variables. Très peu déformée au Sud dans l'Adrar Issouagh ou les structures volcaniques sont préservées, elle montre des gradients positifs de déformation et de métamorphisme vers l'Est et vers le Nord . On passe ainsi sur quelque Kilomètres du domaine de l'Issouagh très peu déformée et métamorphisme à des mylonites dans le faciés amphibolite au contact avec le socle gneissique de l'Ouguellah. Les relations de cette unité Assendkef avec l'unité d'immedéghdaghène ne sont pas clairement établies en raison de la géométrie complexe des roches magmatiques (coulées et filons) et de la tectonique intense qui les affecte. Sur la carte géologique le passage d'une unité à l'autre est indiqué par un trait discontinu qui délimite grossièrement les limites des affleurements respectifs.

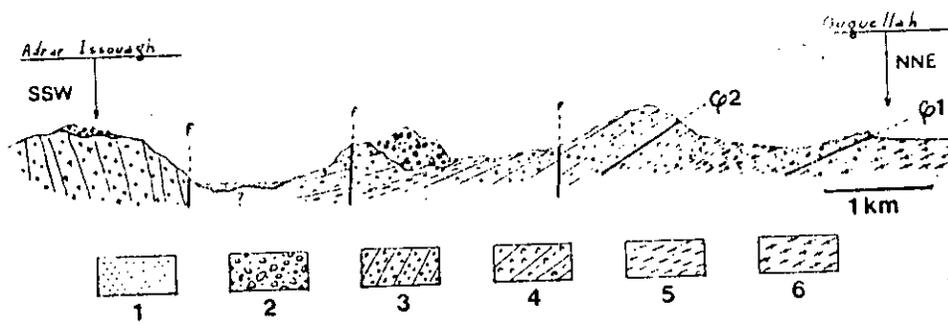
### **D- L'unité molassique d'adrar Issouagh:**

Elle est bien développée au niveau de l'adrar Issouagh (Sud de la région) et affleure partiellement ailleurs dans l'Aghefsa, en lambeaux Kilométrique plus au Nord-Ouest, près de l'oued Héouhine. Elle en discordance angulaire sur l'ensemble des séries décrites plus haut. Elle est faiblement déformé au Sud (basculement vers le Nord-Ouest) et près de l'oued Afara Héouhine, elle est affectée par les plis droits subméridiens.

La discordance est très nette dans l'adrar Issouagh où on observe des conglomérats polygéniques (peu déformés) associés à des brèches volcaniques à pendage subhorizontal reposant sur des roches volcaniques (filons et coulées) à pendage subvertical. Les brèches volcaniques de composition hétérogène n'ont pas fait l'objet d'une attention spéciale.

Cette unité molassique comprend de bas en haut: des conglomérats polygéniques, des

grés lithiques à stratification entrecroisée par endroits et des brèches volcaniques très épaisses (centaines de mètres) interstratifiées avec les conglomérats. Cependant à l'oeil nu elles montrent des éléments anguleux centimétriques de roches volcaniques noires à verdâtres dans une pâte vert clair. L'épaisseur totale apparente de cette unité est de l'ordre de 1 Km dans l'Issouagh.



1: Dépôts alluvionnaires récents; 2: Conglomérats de l'unité molassique; 3: Volcanites acides; 4: Volcanites basiques; 5: Niveaux schisto-gréseux; 6: Massif de l'Ouguellah.

**Fig:6** Coupe géologique schématique entre l'Adrar Issouagh et l'Ouguellah. (D'après BRIEDJ. M, 1993)

## **2- Les zones d'étude du Hoggar occidental:**

### **A- La zone Tassendjant- Ougda:**

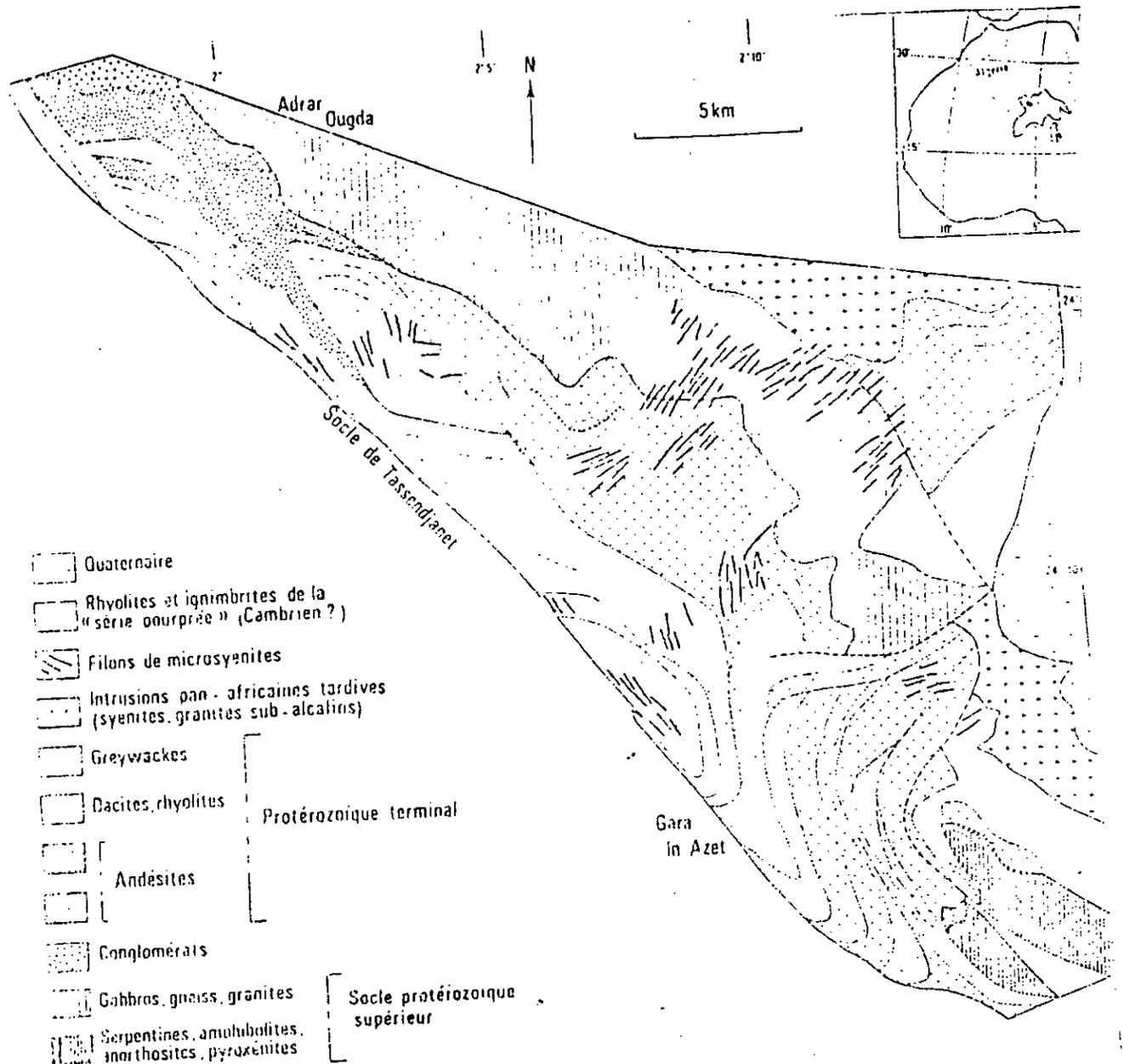
#### **a- structure:**

Cette zone se caractérise plus particulièrement par le développement des roches volcaniques. Située dans la partie centrale septentrionale du rameau Occidental, à l'Ouest de l'Adrar Taoudrat, le complexe volcanique de la zone Tassendjanet- Ougda présente les roches les moins tectonisées et les moins métamorphiques connues dans la chaîne pharusienne . Il affleure sur une surface de plus de 400 Km<sup>2</sup> dans un large synclinal orienté NW-SE , limité sur sa marge occidentale par un décrochement sénestre qui , serait pour CABY (1970) de l'ordre de 50 Km. Le complexe présente de nombreuses discontinuités internes et semble ainsi être constitué d'un empilement de plusieurs ensembles (Fig:7). Les pendages observés sont souvent très élevés (70 à 80) et l'épaisseur totale du complexe est comprise entre 3000m au Nord et 6000m au Sud.

Le complexe repose, parfois par l'intermédiaire d'un mégaconglomérat, polygénique évoquant une tillite, sur les roches basiques et ultrabasiques du lapolite de l'Adrar Ougda , intrudent la série quartzique et carbonatée du protérozoïque supérieur (série à stromatolite). Ce substratum basique affleure largement à l'Est du complexe volcanique.

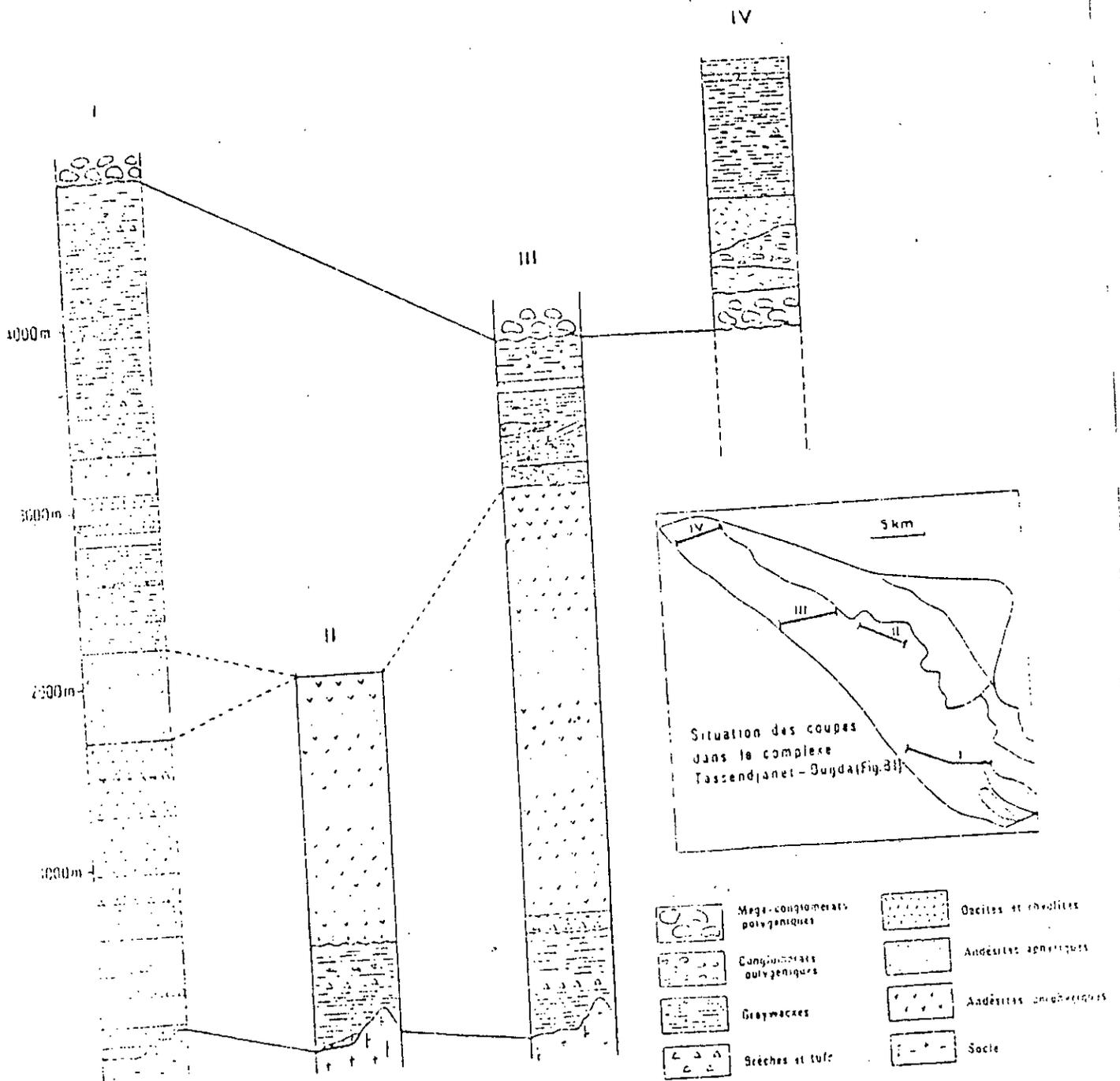
En conclusion , en l'absence de données géochronologiques, l'âge des roches volcaniques peut être estimé dans l'intervalle 790-625Ma. La limite d'âge supérieure correspondant à celui de début de l'orogénèse pan -africaine daté par les granites syntectoniques calco-alcalins.

Plusieurs coupes , représentées schématiquement dans la (Fig: 8), ont été effectuées à travers le complexe volcanique dans ses parties méridionales, centrale et septentrionale (Chikhaoui, 1981). Toutes les coupes mentionnent une succession lithologique perturbée par des discontinuités internes plus ou moins marquées par des discordances angulaires et des niveaux conglomératiques



**Fig:07** Schéma géologique du complexe volcanique de la zone de Tassandjanet- Ougda (Hoggar Nord-Occidental).

(M. CHIKHAOUI et R. CABY, 1981)



**Fig:08** Différentes coupes géologiques du complexe Tassendjanet- Ougda.

(d'après M. CHIKHAOUL, 1981)

## **b- Stratigraphie:**

Nous décrivons brièvement la coupe (D'après, CHIKAOUI 1981) qui montre la série la plus complète et la moins perturbée située dans les environs de Gara In Azet (partie méridionale du complexe).

Dans la zone de Gara In Azet (Fig:8, I), la série débute par une coulée andésitique d'une centaine de mètres de puissance, reposant sur des gneiss amphibolitiques par l'intermédiaire d'un conglomérat polygénique à blocs, atteignant de 3 m, de socle et à caractère de tillite. Les andésites porphyriques de base sont surmontées par une succession de plus de 3000 m, ou l'on rencontre, de bas en haut :

- 1)- Des coulées d'andésites aphyriques fluidales (500 m).
- 2)- Des coulées de rhyodacites et rhyolites « rouge chocolat » à grenat dans lesquelles s'interstratifient des horizons de brèches dacitiques grenatifères et de brèches andésitiques (350 m).
- 3)- Une coulée régulière épaisse de (250 m) d'andésite sombre fluidale que l'on peut suivre sur une dizaine de kilomètres.
- 4)- Une importante série andésitique porphyrique intercalée de niveaux bréchiques (700 m).
- 5)- (500 m) de dacites porphyriques sombres.
- 6)- Un ensemble volcano-détritique formé de brèches, poudingues et greywackes, avec quelques intercalations andésitiques (600 m).
- 7)- (500 m) de coulées d'andésites séparées par des horizons conglomératiques divers (brèches et poudingues).

La coupe de Gara Inazet se termine par plus de 1500 m de roches détritiques et volcano-détritiques ( conglomérats polygéniques, tufs, greywackes). La partie supérieure de cette coupe a donc un faciès molassique net et diffère peu des faciès rouges de la série pourprée.

Outre la disparition du niveau andésitique de base et l'existence de discontinuités internes plus ou moins nombreuses, autres coupes incomplet en d'autre endroits montrent les différences suivantes avec celles de Gara Inzet .

a)- Dans la partie centrale du complexe ,il existe une série inférieure composée de roches à faciès de kéraatophyres et greywackes reposant soit directement sur le substratum soit par intermédiaire d'un niveau discontinu d'andésites (Fig:8, II), viennent

polygénique à éléments variés (galets d'andésites et de greywackes notamment) au dessus duquel repose une unité de 600 à 700 m de greywackes à faciès typique de (série verte) intercalés de termes volcaniques acides et recoupés par des filons d'andésites porphyriques (Fig:8, III).

b)- Dans la partie septentrionale du complexe , dans la zone de l'Adrar Ougda , on observe , au-dessus de mégaconglomérat polygénique qui couronne la série dans la zone de Gara Inzet , des coulées de laves acides (dacites et rhyolites) dans lesquelles s'interstratifie un niveau de 100 à 300 m de conglomérat polygénique à éléments volcaniques et débris de phénocristaux. Le tout est surmonté par 800 m de greywackes et tufs acides au sommet desquels s'intercale une coulée d'andésite (Fig:8, IV).

## **B- La zone de Gara Akofou:**

Elle est constituée par des différentes formations d'âge varié, le socle Eburnéen (~2000 M.a) reposante en discordance les formations Pan- Africaines dont fait partie la zone de Gara Akofou.

### **a- Structure :**

Situé dans la partie externe Orientale du rameau Occidental de la chaîne pharusienne, le complexe volcanique de Gara Akofou affleure sur une surface d'environ 50 km<sup>2</sup>. Il est conservé dans un demi-graben reposant sur la partie Nord du môle In Ouzzal (Fig: 9) . Il s'agit d'un ensemble de coulées essentiellement andésitiques formant une structure monoclinale à pendage NW généralement faible (5 à 20° maximum). L'épaisseur du complexe varie de 300 à 2000 m , la puissance maximale étant observée dans la partie médiane du graben .

Les roches volcaniques reposent directement sur les granites du môle In Ouzzal et sont recoupées à l'Est par des granites hypovolcaniques anté- (série pourprée). Elles sont aussi recoupées, comme le complexe Tassendjanet- Ougda, par de très nombreux dykes acides rouges . Les conglomérats fluvio-glaciaires de la base de la (série pourprée) viennent les recouvrir en discordance .

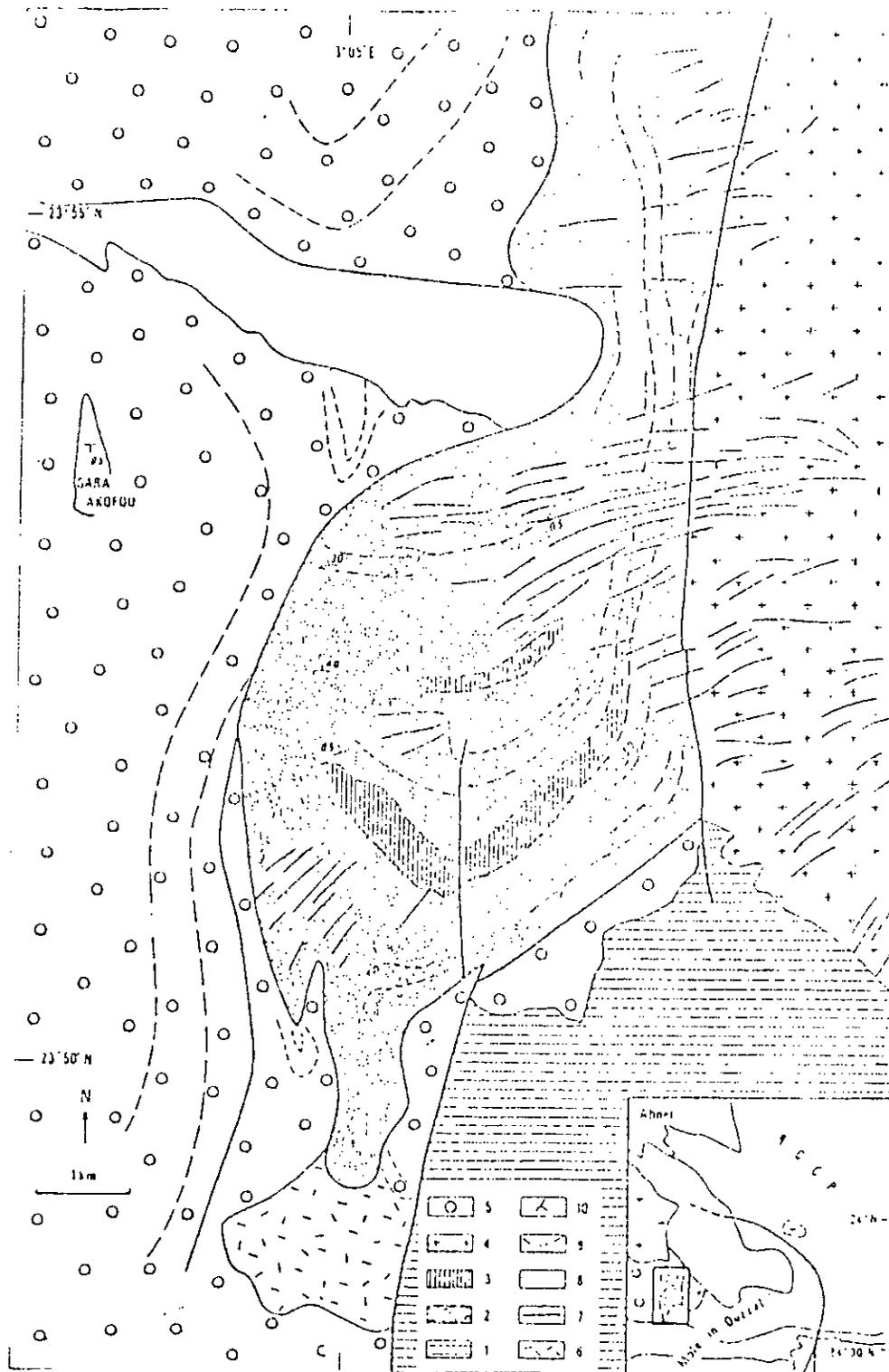
A la série volcanique de Gara Akofou peuvent être rapportés les nombreux filons d'andésite porphyrique qui sont abondant dans la partie Centrale du môle In Ouzzal .

Les similitudes avec le complexe Tassendjanet- Ougda tant au point de vue lithologique que de la composition structurale , nous permettent à titre d'hypothèse de rattacher les deux ensembles au même épisode volcaniques de Gara Akofou aux environs de 700 Ma .

#### **b- Lithologie:**

Une coupe effectuée de SE au NW transversalement à la structure montre autant que les conditions d'affleurement le permettent , une succession monotone de coulées de laves sombres , parfois intercalées de niveaux pyroclastiques . La base visible de la série est représentée par une épaisse coulée (100 m) de roches basiques aphanitiques .

Vient ensuite une série de 500 à 600 m de coulées de basaltes et d'andésites alternativement aphanitiques et porphyriques. Le niveau le plus élevé de l'ensemble est représenté par des andésites porphyriques à gros cristaux de pyroxène . la série est recouverte, en discordance, par le conglomérat polygénique (tillite) de la (série pourprée).



1: Roche granulitique du môle In Ouzal; 2: Andésites; 3: Coulées basaltiques; 4: Granites intrusifs; 5: Conglomerats de la série pourprée; 6: Rhyolites de la série pourprée; 7: Filons acides; 8: Dunes ; 9 : limites visibles de couches ou de coulées; 10: Pendages.

**Fig: 9** Carte géologique du complexe volcanique de la zone de Gara Akofou. (d'après de M. CHIKHAOUL, 1981)

## *Deuxième partie: Pétrographie*

## **Deuxième partie: Pétrographie**

### **I- Les volcanites de la région d'Aghefsa:**

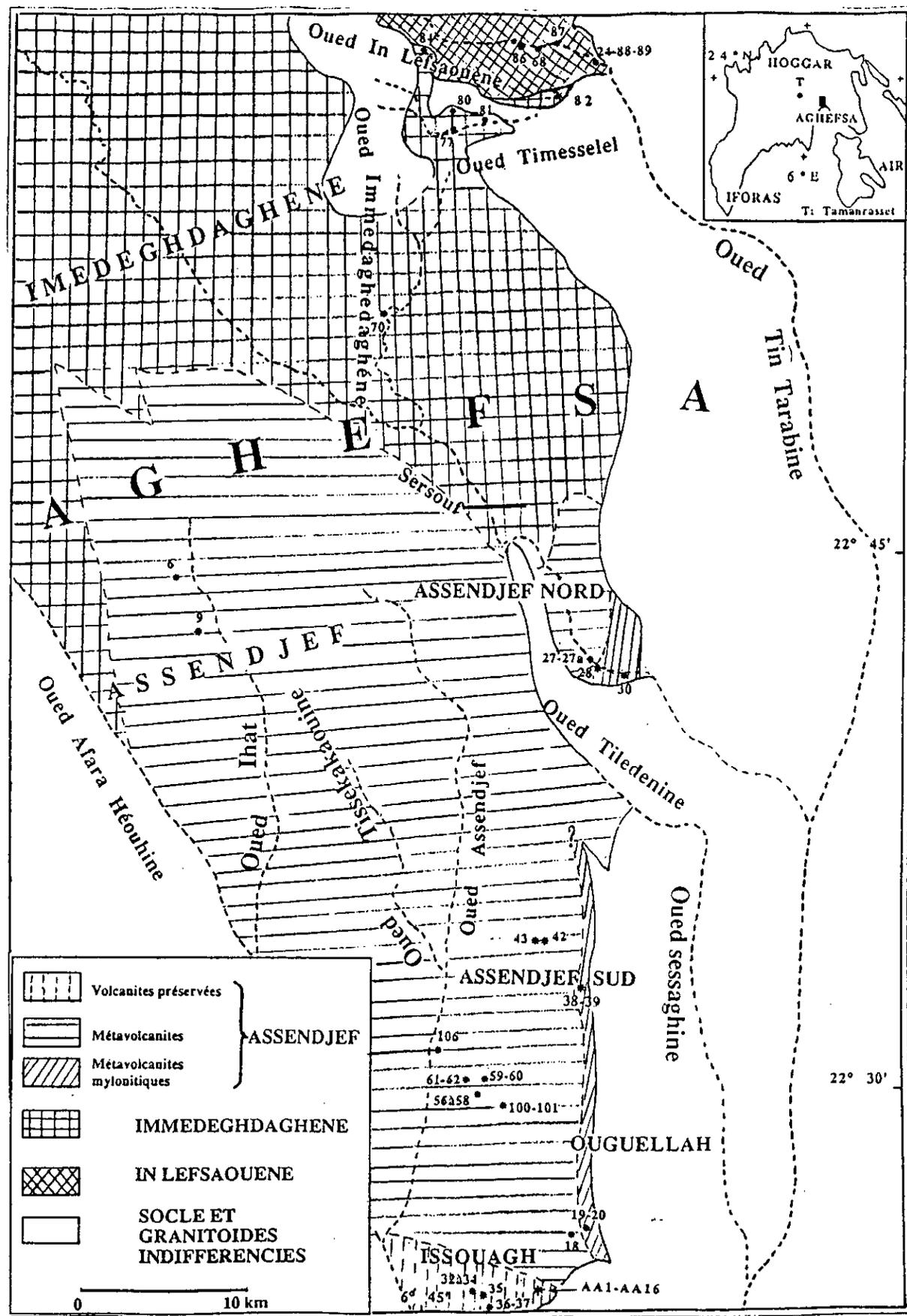
Dans cette région, nous avons décrit précédemment les différentes unités lithostratigraphiques, aux quelles est associé un magmatisme très diversifié. Ces unités sont affectées à des degrés variables, par la déformation et le métamorphisme suivant leur position structurale dans l'édifice et leur âge relatif. Sur la base des relations structurales avec les unités lithostratigraphiques, on distingue sur le terrain trois domaines volcaniques différents (Fig: 10).

#### **1- Le domaine Assendjef:**

Il est bien développé au Sud de l'Aghefsa et caractérisé par l'abondance des rhyolites associées aux basaltes-andésites et dacites. A l'échelle de l'affleurement, les différents termes (basiques et acides) se présentent en "niveaux" métrique à décamétrique, bien distincts par leurs couleurs plus ou moins claires, dont l'ordre chronologique est difficile à établir. En effet ce domaine de l'Assendjef présente des gradients de déformation et de métamorphisme positifs vers le Nord et vers l'Est. On passe ainsi sur quelques km vers l'Est de roches volcaniques (très peu déformées) à texture primaires préservées à des métavolcanites (déformées) où ces textures sont encore discernables puis à des métavolcanites (très déformées) totalement transformées en mylonites près du contact avec le socle gneissique sous-jacent. Aussi nous avons subdivisé les volcanites de ce domaine en trois groupes: volcanites à texture magmatiques préservées, métavolcanites et métavolcanites mylonitiques.

##### **A- Les volcanites à textures préservées:**

Elles affleurent uniquement dans l'Adrar Issough, au Sud, où elles sont recouvertes en discordance par l'unité molassique de même nom. Leur observation en lame mince a permis de constater l'altération importante des minéraux primaires souvent pseudomorphosés, aussi pour la nomenclature de ces roches nous avons combiné les



**Fig:10** Répartition des différents domaines volcaniques de l'Aghefsa et localisation de l'échantillonnage afférant. (D'après BRIEDJ. M, 1993)

observations pétrographiques et les composition chimiques. La déformation est très faible dans ces roches et se manifeste uniquement par quelques fractures dans les plagioclasses et parfois des stylolithes (soulignés par des oxydes) associés à des fentes de tension remplies de quartz, de calcite et parfois de pistachite. La texture est équante sans orientation significative.

Nous avons pu ainsi distinguer quatre sous-groupes: (1) un sous-groupe de basaltes-andésites altérés, (2) un sous-groupe de rhyodacites, (3) un sous-groupe de rhyolites, (4) les granophyres.

#### (1) Les basaltes-andésites:

Ils montrent en lame mince une abondance de phénocristaux de plagioclasses et parfois des agrégats de clinoclore microcristallin et pistachite avec des bordures d'hématite. L'absence des minéraux primaires ne permet pas d'effectuer une nomenclature précise. La distinction entre les basaltes et les andésites se fait seulement sur la base de la rareté des assemblages à chlorite, épidotes et opaques dans les andésites et confirmée par la diminution des teneurs en MgO, Cr et Ni dans ces dernières. Les plagioclasses sont abondants en lattes, très altérés en séricite et calcite. Ces phénocristaux baignent dans une mésostase de microcristaux secondaires: chlorite, plagioclasses, épidotes, quartz et la calcite qui forme des plages abondantes.

#### (2) Les rhyodacites:

A l'oeil nu elles présentent une pâte homogène de couleur grise à mauve avec des phénocristaux blancs. En lame mince, elles montrent des phénocristaux de plagioclasses très altérés en lattes parfois accolés ou en intercroissance. La sanidine est présente sous la forme de quelques individus isolés en baguettes maclées Carlsbad. La mésostase est formée d'un assemblage felsitique clair, plus ou moins cristallisé, à microcristaux de plagioclase abondant et feldspath K qui donnent un aspect trouble en lumière naturelle, d'opaques et de quartz. Les accessoires sont peu représentés mis à part les opaques relativement abondants. Les minéraux secondaires sont la calcite et l'épidote abondante. Cette dernière forme des amas polycristallins souvent associés au plagioclase.

### (3) Les rhyolites:

A l'affleurement elles sont de couleur rouge brique à gris-mauve, avec parfois des structures « litées » à pyrométriques. A l'oeil nu on peut distinguer deux type:

\*- Des rhyolites à phénocristaux de quartz et de l'ortose perthitique dans une matrice finement cristallisée à pyrométries et souvent rubanée (structures d'écoulement).

\*\* - A phénocristaux rares dans une matrice microcristalline sans les pyromérides.

En lame mince les premières montrent des grandes cristaux de quartz automorphe présentant les golfes de corrosion typiques des rhyolites et de l'ortose perthitique automorphe. La mésostase felsitique est parfois en minuscules cristaux d'ortose et de quartz et de sphérolites fibro-radiées d'orthose et de quartz (pyromérides). Les secondes présentent de rares phénocristaux d'orthose perthitique dans une mésostase de micropegmatites graphiques typiques des textures sub-volcaniques. Les opaques sont parfois abondants subautomorphes en cristaux trapus ou en aiguilles. Les minéraux secondaires, mis à part les sphérolites de dévitrification, sont composés de quelques rares paillettes de séricite / muscovite et du quartz dans les fractures des feldspaths.

### (4) Les granophyres:

Ils ont été rencontrés uniquement dans le secteur de l'Adrar Issouagh, où ils sont associés aux faciès volcaniques qu'ils recourent. Ils sont à grain moyen et patine grise. En lame mince on distingue deux faciès différents:

\*- Granophyres à grands cristaux de plagioclase (2 à 3 mm) et hornblende abondants souvent altérés, associés à la biotite peu chloritisée. Ces megacristaux sont englobés dans un « ciment » à gros cristaux de quartz et FK perthitiques interpénétrés qui forment une pegmatite graphique. Les minéraux accessoires sont la sphère, le zircon en cristaux zonés et fracturés, l'apatite et des opaques abondants. Les minéraux secondaires, aux dépens des amphiboles essentiellement sont la chlorite, la calcite, du quartz et du leucoxène (?), des épidotes sont visibles dans les fractures des feldspaths.

Celles-ci sont des indices d'une déformation à l'état solide, de même que la flexuosité des chlorites et les macles lamellaires de la calcite.

**\*\***- Granophyres à grands cristaux globuleux, de FK perthitiques et de rares ferromagnésiens (hornblende ?) complètement pseudomorphosés en assemblages d'opaques, biotite et séricite. Ces phénocristaux sont englobés dans une pâte de micropegmatite graphique. Ces faciés sont indicateurs d'une mise en place subvolcanique caractérisée par l'abondance des textures graphiques.

#### **B- Les méta-volcanites:**

Elles forment l'essentiel de l'unité assendjef mis à part les volcanites présevées de l'Adrar Issouagh au Sud et les méta-volcanites mylonitiques qui affleurent en bordure Est. De même que pour les volcanites préservées on rencontre la même gamme de composition très étendue des basaltes aux rhyolites hypersiliceuses. Nous avons aussi distingué dans ces groupes, où les déformations et le métamorphisme sont significatifs, en fonction des données pétrographiques et des compositions chimiques trois sous groupes: (1) des metabasalts à métadacites, (2) des métarhydacites, (3) des métaryolites.

##### (1) Les metabasalts à métadacites:

Ce sont des roches qui montrent à l'oeil nu une pâte microlitique à finement grenue, de couleur noir-verdâtre où on distingue des phénocristaux de plagioclase ou d'hornblende et parfois des surfaces de cisaillements plus ou moins espacées. En lame mince on peut observer, parmi ces roches basiques à intermédiaires, quatre groupes:

a- metabasalts à phénocristaux d'hornblende + / ou - abondants, b- métadolérites, c- méta-andésites à phénocristaux de plagioclases + / - abondants, d- métadacites à rares phénocristaux de plagioclase.

a/- Les metabasalts à hornblende sont peu répandues. En lame mince la hornblende verte forme des cristaux automorphes isolés ou accolés par 2 ou 3 et pseudomorphosés presque complètement en fibres de trémolites-actinotes. On notera localement la présence d'hornblende brune automorphe interpénétrée avec la hornblende verte et partiellement transformée en actinote. Ces phénocristaux sont dans une mésostase équivalente à microlites

de plagioclases, actinote et chlorite, des opaques et du sphène. La déformation est peu visible sur ces roches et en lame mince, si ce n'est quelque fois de plans de fractures assez réguliers soulignés par l'actinotes. Les amphiboles à caractères optiques d'actinotes, ont donné des composition de hornblende magnésienne. Les plagioclases, analysés à la microsonde ont donné des teneurs en anorthite ( $34 \% \leq An \leq 40 \%$ ). Ces taux d'anorthite faibles pour des roches basaltiques, de même que pour les amphibolites de l'In Lefsaouène.

b/- Les métadolérites semblent correspondre à des filons couchés ou des sills en raison de l'allure des « niveaux » échantillonnés, parallèles aux couches sédimentaires et aux coulées volcaniques associées. Elles sont traitées avec les roches volcaniques du fait que d'après ces relations de terrain elles apparaissent nettement antérieures à l'événement D1 et que nous n'avons pas observé de plutonisme antérieur à cet événement. En lame mince, elles montrent de la hornblende prismatique formant avec les plagioclases une texture « doléritique » bien conservée par endroits. De la biotite existe en petites paillettes (= 0,3 mm) interpénétrées en croissance symplectique avec la hornblende. La mésostase est formée de microcristaux de plagioclase, chlorite, calcite et quartz. La roche est affectée de fractures remplies d'épidote, de quartz et de biotite secondaire en paillettes minuscules (<0,1 mm).

c/- Les méta-andésites à phénocristaux de plagioclases sont répandues parmi ces roches basiques. En lame mince, les minéraux primaires, en l'occurrence les phénocristaux de plagioclase en forme de baguettes altérés en séricite, chlorite, épidote et calcite. La mésostase (0,02 à 0,2 mm) est formée de petits plagioclases à texture intersertale associés à de la biotite, chlorite, opaques, calcite et quartz. Les minéraux accessoires sont le sphène sub-automorphe et l'apatite en petites baguettes dans le plagioclase. Ce dernier est affecté par une fracturation importante avec des réorientations locales près des plans de cisaillements où se concentre de la biotite secondaire et de la chlorite. La biotite existe aussi en plages polycristallins intimement associée à du quartz, la calcite et des épidotes xénomorphes. Ces plages pourraient résulter de la transformation de ferromagnésiens primaires (hornblende ?).

d/- Les métadacites: à l'oeil nu ce sont des roches grises à matrice très finement cristallisée avec des rares phénocristaux de plagioclases, à peine visibles, ce qui les

distingue des méta-andésites où ces derniers sont relativement abondants. On peut voir en lame mince ces rares phénocristaux de plagioclases isolés ou accolés, altérés en séricite, calcite, épidote et muscovite poecilitique en bordure de ces plagioclases. La mésostase est felsitique à microcristaux de feldspaths, de quartz, de la calcite abondante, de la muscovite, de la biotite en petites lamelles et des grains d'épidotes. La déformation se manifeste par une schistosité naissante, soulignée par l'orientation des opaques, de la muscovite associée à la biotite et des fractures remplies de muscovite poecilitique, quartz et calcite.

### (2) Les méta-rhyodacites:

A l'oeil nu on peut distinguer une matrice également très finement cristallisée à gros phénocristaux de feldspaths rouges (0,2 à 0,6 cm) qui les distinguent des métadacites et des méta-andésites. Leur nomenclature entre les dacite et les rhyolites reflète leur composition chimique intermédiaire. En lame mince on observe de nombreux phénocristaux d'orthose perthitique fracturés et morcelés dans une matrice felsitique dans laquelle sont dispersées de petites paillettes de biotite. On notera l'abondance de phénocristaux de quartz et la présence de rares tourmalines vertes en baguettes en partie altérées en chlorite. Les minéraux secondaires sont la muscovite poecilitique au contact des feldspaths K, la biotite partiellement chloritisée qui souligne une faible schistosité, de la calcite, du quartz et des épidotes.

### (3) Les méta-rhyolites:

Elles ont été échantillonnées dans l'oued Sersouf. Elles se distinguent nettement par leur couleur grise à phénocristaux clairs. Elles sont caractérisées en lame mince, demême que les rhyolites de l'Issuagh par les phénocristaux de quartz sub-automorphes, parfois corrodés et par l'orthose souvent perthitique. Le quartz est quelque fois, en amas polycristallin. La mésostase à quartz et feldspaths est marquée par une schistosité assez régulière marquée par l'orientation des opaques en trainées parallèles de microcristaux et la cristallisation de rares paillettes de biotite, de quartz et calcite dans les ombres de pression, au contact de FK. Le quartz présente parfois une extinction en bandes obliques.

## C- Les métavolcanites mylonitiques

Dans ce groupe on peut nettement séparer deux sous-groupes d'après la minéralogie: des amphibolites et des rhyolites mylonitiques. L'absence des termes intermédiaires parmi ce groupe pourrait être imputable à une lacune d'échantillonnage.

### (1) Les amphibolites:

Elles sont développées près du contact avec le socle dans l'Ouguelleh et dans la région de l'oued Sersouf. Elles se présentent en « bancs » métriques à décamétriques de couleur noir-verdâtre à foliation très forte. En lame mince on observe d'abondants prismes d'amphiboles vertes à tendance aciculaire. L'analyse à la microsonde de quelques cristaux a donné des compositions d'hornblende. Les plagioclases sont en petits cristaux polygonaux souvent limpides et altérés par endroit, en particulier près des fractures, en épidote, séricite et calcite. La biotite rare est partiellement chloritisée. Les opaques sub-automorphes sont abondants. La chlorite se développe aussi en petites quantités aux dépens de l'hornblende. La déformation est très importante et se manifeste par la ségrégation de niveaux riches en plagioclase et quelques rares petites prismes d'hornblende et des niveaux à hornblende aciculaire orientée dans des plans parallèles. On note quelques fractures ouvertes à épidote, quartz et calcite. localement cette rétro-morphose est importante et s'exprime par la chlorite abondante ainsi que la pistachite.

### (2) Les rhyolites mylonitiques:

De même que les amphibolites, elles affleurent près du contact tectonique avec le socle gneissique. Les échantillons ont été prélevés dans l'Assendjef. A l'oeil nu ces mylonites de couleur brunâtre présentent un aspect « lité » par l'importance du morcèlement des phénocristaux de feldspath K et recristallisation du quartz en films d'épaisseur millimétrique. Leur observation en lame mince montre des plages polycristallines de feldspaths K ou de quartz très allongées et affectées de plans de cisaillement. Les microcristaux de quartz ont des contours polygonaux et sont parfois très dentelés avec un « aplatissement » importante. La mésostase est entièrement recristallisée en mosaïque polygonale de cristaux de quartz et de feldspaths K engrenés et de même

taille que les microcristaux des amas polycristallins. La muscovite poecilitique est assez abondante, associée souvent à du sphène en petits cristaux xénophores et de l'épidote. Localement les phenocristaux de feldspaths K sont moins abondants, la muscovite est présente sous deux habitus: (i) en paillettes orientées régulièrement dans le plan de foliation mylonitique et (ii) en paillettes poecilitiques non orientées sécantes par rapport à ce plan.

On constate que dans les trois groupes décrits ci-dessus et qui forment l'unité Assendjef (cf lithostratigraphie et pétrographie) on rencontre un volcanisme bimodal avec des variations de compositions comparables. De plus l'encaissant détritique est identique à travers l'ensemble de cette unité (schiste gréseux et grés) aussi il semble que ces groupes se distinguent par leurs états de déformation et de métamorphisme et corespondraient à une même unité volcanique dans des niveaux structuraux différents.

## **2- Le domaine Immedéghdaghène:**

Les volcanites sont ici essentiellement des metabasaltes tandis que les volcanites acides sont absentes. Des filons de granites plissés sont visibles par endroits (oued Oubidif, oued Adjou et près de l'oued Afra héouhine). L'observation à l'œil nu de ces metabasaltes de couleur noir-verdâtre montre une matrice très finement cristallisée.

En lame mince on peut observer beaucoup d'amphiboles (70 à 80 %) en prismes aciculaires avec un pléochroïsme intense dans les tons vert olive à vert clair et en fibres à pléochroïsme faible ou incolores. Localement on peut observer des mégacristaux de hornblende (quelques mm) pseudomorphosés en fibres d'actinotes et de trémolites. Le plagioclase (dépourvus de macles polysynthétiques), souvent limpide, est soit en amas polycristallin à contours polygonaux (0,1 mm), soit en microcristaux (0,05 mm) dans la mésostase associés à de petites baguettes d'amphiboles vertes. La biotite est localement présentée en petites paillettes déchiquetées. La chlorite, développé aux dépens de la hornblende, parfois abondante et parfois associée à des opaques et de l'épidote. Celle-ci, de couleur jaune citron à incolore (pistachite) est en plages subautomorphes à xénomorphes dans les fractures des hornblendes où elle coexiste avec le quartz, la chlorite et la calcite. Les opaques xénomorphes sont abondants par endroits, en plages lenticulaires orientées parallèlement à la foliation qui est bien marquée par les amphiboles. Le sphène est rare dans ces roches, il apparaît en trainées soulignant la schistosité. On

constate dans l'Immedeghdaghène l'abondance de l'actinote, des épidotes, de la chlorite et de la calcite.

### **3- Le domaine In Lefesaouène:**

Les volcanites associées à ce domaine, qui affleure sur 20 à 30 km<sup>2</sup> dans le Nord de l'Aghefsa, forment des niveaux métriques d'amphibolites. Ces amphibolites interstratifiées seraient d'anciennes coulées ou sills. L'ensemble est recoupé par de nombreux filons (d'épaisseur métrique) de granites plissés.

A l'œil nu sont des roches noirâtres à grain fin, souvent très bien foliées. On peut distinguer les cristaux millimétriques de hornblende et les taches blanchâtres de plagioclase. L'observation en lame mince a montré une abondance de hornblende (70 à 85 %) à pléochroïsme intense (vert olive à vert jaunâtre) en prismes automorphes (0,1 à 0,5 mm) souvent trapus à légèrement aciculaires. Elle est fortement orientée suivant un plan de foliation régulier. Des analyses à la microsonde de quelques amphiboles ont donné une composition de hornblende magnésienne à ferrotchermakitique. Les plagioclases souvent limpides, forment des amas polycristallins à contours polygonaux. Ils montrent parfois une légère zonation, dépourvus des macles polysynthétiques de l'albite, et sont partiellement séricitisés dans certaines lames. Des analyses à la microsonde de ces plagioclases ont donné des teneurs en anorthite (30 à 36%). Ces teneurs inférieures à celles des plagioclases rencontrés normalement dans les roches basaltiques sont imputables aux recristallisations métamorphiques. Le quartz rare est souvent à contours polygonaux et déformé (extinction ondulée en bandes étroites). Il est associé au plagioclase. Localement, de la biotite partiellement transformée en chlorite apparaît en paillettes flexueuses associée à la hornblende dans un "niveau" de quelques mm d'épaisseur. L'épidote est très rare, dans quelques fractures ou associée aux opaques et au sphène. Ce dernier est abondant (1 à 3 %) dans les roches (LH68 et 87) et absent dans d'autres (LH86, 88 et 89). Il se présente en amas globuleux en forme d'amandes allongées dans le plan de foliation. Ces amas sont polycristallins et à contours xénomorphes à subautomorphes. Les minéraux opaques sont abondants (3 à 10 %) dans les roches où le sphène est absent et sont rares dans les autres. Ils forment des amas de petits cristaux subautomorphes à xénomorphes formant des lentilles allongées soulignant le plan de foliation. Ces amphiboles se caractérisent par le faible développement de la chlorite, de l'épidote et l'absence de calcite.

## **II- Les volcanites de la région de Tassendjanef-Ougda et Gara-Akofou:**

Les séries volcaniques étudiées sont caractérisées par l'association de basaltes et andésites. Ces différents types pétrographiques sont définis sur l'aspect macroscopiques et microscopiques et de la composition minéralogique.

Les deux zones ont subi, plus ou moins un métamorphisme de bas degré de type basse pression. Celui-ci s'exprime par des recristallisations des verres volcaniques, dans les vacuoles et veinules et par l'existence, dans la plupart des échantillons, de deux assemblages minéralogiques superposés:

\*- Un assemblage primaire magmatique (assemblage I): plagioclase, pyroxène, olivine, minéraux opaques.

\*- Un assemblage secondaire métamorphique (assemblage II): chlorite, épidote, carbonate, séricite, quartz.

Les structures et les textures étant sensiblement les mêmes dans les deux zones étudiées, où on distingue les roches volcanites suivantes:

- Les basaltes à texture microlitique porphyrique montrent au microscope les phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et de minéraux opaques emballés dans une mésostase recristallisée, composée de plagioclase (abondant), de clinopyroxène et de granules opaques.

- Les andésites de même texture sont composées au microscope de phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de minéraux opaques emballés dans mésostase recristallisée composée de plagioclase, de pyroxène, de granules opaques d'apatite.

La composition minéralogiques (minéraux primaires, secondaire et accessoire) sont résumés dans les tableaux 1 et 2.

La liste des abréviations utilisées dans les différents tableaux:

Chl ..... chlorite

Ep ..... épidote

FeMg ..... minéraux ferromagnésiens

Ol ..... olivine

Opx ..... orthopyroxène

Pl ..... plagioclase.  
 Aphan .....aphantique  
 Porph ..... porphyrique  
 Peu porph..... peu porphyrique  
 Q ..... quartz  
 Carb ..... carbonate  
 Cpx ..... clinopyroxène  
 Op ..... minéraux opaques  
 Ser ..... séricite

**Tableau n°: 1 Zone de Tassendjanet-Ougda**

N° Ech	Type de roche	Minéralogie
2769	Basaltes	
2695	Andésites aphan	Pl, Cpx, Opx, Op
2679	Andésite porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx, Op alt, Op
2708	Andésite peu porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx, Op
2661	Andésite porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx, Op
2675	Andésite porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx, Op alt, Op
2686	Andésite porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx, Op
2685	Andésite porph. « fraiche »	Pl, Cpx, Opx

**Tableau N°: 2 Zone de Gara-Akofou**

N° Ech	Type de Roche	Minéralogie
2987	Basalte aphan	Ol, Pl, Cpx, Op
2982	Basalte aphan	Ol, Pl, Cpx, Op
2981	Basalte aphan	Ol alt, Pl, Cpx, Op
2977	Andésites basique porph	Pl, Cpx, Op, (Chl, Carb)
2992	Andésites basique porph	Pl, Cpx, Op, (Chl, Carb)
2991	Andésites basique porph	Opx, Pl, Cpx, Op, (Chl, Ser)
2974	Andésites basique peu porph	Ol alt, Pl, Cpx, Op
2990	Andésites basique peu porph	Pl, FeMg alt, Op, (Chl, Carb, Ser)

2972	Andésites basique porph	Pl, FeMg alt, Op, (Chl, Ep, Ser, Q)
2980	Andésites basique peu porph fluidale	Pl, Cpx, Op, (Chl, Ser, Alb)
2989	Andésites porph fluidale	Pl, Cpx, Op, (Chl, Ep)
2976	Andésites porph	Pl, Cpx, Op, (Ep, Ser)
2993	Andésites peu porph	Pl, Cpx, Op
2979	Andésites porph	Pl, Cpx, Opx, Op
2978	Andésites peu porph	Pl, Cpx, Op
2994	Andésites peu porph	Pl, Cpx, Op, (Carb, Ser))
2983	Andésites peu porph	Pl, Cpx, FeMg alt, Op, (Chl)
2985	Andésites basique porph	Pl, Cpx, Op, (Chl)
2986	Andésites porph	Ol, Pl, Cpx, Op
2975	Andésites peu porph	Pl, Cpx, FeMg alt, Op, (Chl, Ser)
2984	Andésites peu porph	Pl, Cpx, Op, (Chl, Ep, Ser, Q)

Suite du tableau N°: 2

## *Troisième partie: Géochimie*

## Troisième partie: Géochimie

### I- Généralités:

Notre planète est constituée de différentes associations chimiques « C'est une immense usine chimique qui fabrique, détruit, transporte, recombine, dissout, précipite constamment des tonnes de composés chimiques, dans les océans, sur les continents, à l'intérieur de la terre, jusqu'au noyau » (ALLEGRE G. J, 1985).

La répartition des éléments dans les matériaux terrestres obéit à des règles régies par un certain nombre de paramètres, comme la pression, la température, la teneur en eau et le milieu chimique. Selon leur répartition, on distingue trois groupes d'éléments dans les roches terrestres:

- \*- Les éléments majeurs, dont la teneur est exprimée en pourcentage (%).
- \*- Les éléments mineurs, dont la teneur est exprimée en partie par mille (‰).
- \*- Les terres rares, dont la teneur est exprimée en partie par million (ppm), ou en partie par milliard.

En science de la terre, la géochimie a pour objectif de caractériser à l'aide de traceurs naturels les grands réservoirs chimiques de la terre, de détecter les transferts d'éléments dans les processus pétrogénétiques.

Ces traceurs font partie des roches. Ils sont le plus souvent, sauf pour les éléments majeurs, contenus en quantités extrêmement faibles, de l'ordre de ppm.

La classification chimique des séries magmatiques est une tâche préalable et indispensable à toute décision de l'origine, genèse et évolution des magmas, d'où une série magmatique est composée de magma parent accompagné des produits de sa différenciation. Par exemple un magma parent de composition basaltique s'accompagne souvent de roches volcaniques plus acides, c'est-à-dire plus riches en silice, de composition andésitique, dacitique et rhyolitique. L'ensemble constitue une série; Chaque série est engendrée dans des conditions différentes.

On reconnaît trois séries magmatiques principales qui sont caractérisées par des proportions spécifiques de leurs éléments majeurs:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et alcalis ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ),  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ , en particulier.

1- La série Tholéitique.

2- La série Calco-alcaline.

Ces deux séries sont à caractère subalcalin.

### 3- La série Alcaline.

Cette classification peut être complétée et vérifiée en utilisant:

#### \*- Les éléments en traces:

Les éléments de ce type les plus couramment recherchés en géochimie sont les éléments de transition, du Scandium au Zinc, et les lanthanides ou terres rares, du Lanthane au Lutetium.

Ces éléments se répartissent de façon inégale ( on dit qu'ils sont fractionnés ), entre les phases solides, liquides ou gazeuses .

Certains éléments se concentrent de préférence dans les minéraux et les phases solides . On dit alors qu'ils sont compatibles ( avec un coefficient de partage  $D > 1$  ), en plus ils sont en général incorporés à l'un ou l'autre des composants minéralogiques de haute température.

L'évolution de leur concentration permet de les utiliser comme traceurs du fractionnement de ces minéraux. D'autres au contraire se concentrent dans la phase liquide, et sont appelés éléments incompatibles ( avec un coefficient de partage  $D \ll 1$  ).

Coefficient de partage = concentration phase solide / concentration phase liquide.

En fin pour déterminer que les membres de la série dérivent du même magma initial, on utilise la consanguinité, dont les éléments fortement incompatibles n'entrent pas dans les minéraux principaux. Le rapport de deux entre ces derniers reste constant au cours de la différenciation. Dans les différentes fractions liquides dérivant du même magma initial, bien que leurs concentrations respectives augmentent. Par contre le rapport de ces deux éléments est différent dans une autre séquence magmatique .

Les terres rares (REE) constituent un groupe de 14 éléments trivalents allant du La (57) au Lu (71) et qui, en raison de leur comportement géochimique semblable, permettent de caractériser la source des magmas et d'analyser leur évolution ; La taille des atomes diminue régulièrement, du La au Lu. Les analyses des terres rares sont présentées graphiquement en divisant la concentration de l'élément dans la roche ou le minéral par sa concentration moyenne dans les chondrites. Cette procédure de normalisation a pour

effet d'adoucir un profil original en dents de scie, les éléments à nombre pair sont systématiquement plus abondants que ceux à nombre impair. Les profils normalisés des terres rares permettent de constater les différents environnements géotectoniques:

\*- Domaine des dorsales océaniques (NMORB) (moins de 10 fois chondrite, pauvres en REE légères).

\*- Domaine d'arc insulaire (IAB et CAB) (10 à 50 fois chondrite, enrichis en REE légères).

\*- Domaine de rift continental (CRB) (80 à 100 fois chondrite, plus particulièrement enrichis en REE légères).

En utilisant aussi un diagramme araignée (spiderdiagram), qui permet une composition effective d'un spectre d'éléments traces d'une roche magmatique étudiée avec, par exemple, un basalte normal de dorsale océanique (NMORB). La normalisation met en évidence les différences ou similitudes entre la roche étudiée et le basalte NMORB.

Les éléments traces sélectionnés sont incompatibles dans les minéraux de la pyroxène du manteau ; Ils se concentrent donc dans le magma liquide au cours du processus de fusion . Ces éléments sont divisés en deux groupes, les éléments mobiles en solution hydrothermale (Sr, K, Rb, Ba) et les éléments immobiles (difficilement solubles dans l'eau, de Th à Yb).

#### \*- Les isotopes :

Les noyaux atomiques ayant un même nombre de protons mais un nombre différent de neutrons sont des isotopes . Ils ont donc un numéro atomique semblable mais un nombre de masse différent . nous distinguons deux groupes :

1- Les isotopes radiogéniques

2- Les isotopes stables

Les isotopes radiogéniques sont produits par la désintégration d'éléments radioactifs, tandis que les isotopes stables sont formés par fractionnement de masse au cours de réactions chimiques.

L'étude des isotopes radiogéniques s'est développée pour la datation des roches et pour permettre l'établissement d'une échelle d'âges absolus des temps géologiques .

L'étude des isotopes stables (non radiogéniques) permet de caractériser les réservoirs externes et de suivre les transferts d'éléments d'un réservoir à l'autre, (réservoir:

l'atmosphère, l'hydrosphère)

Ces différents éléments géochimique sont projetés sur des différents diagramme, basés sur les données chimico-minéralogique des roches. Ainsi nous avons choisi pour notre région d'étude quelques diagrammes que nous pensons adaptés à bien caractériser leur évolution chimique, a savoir:

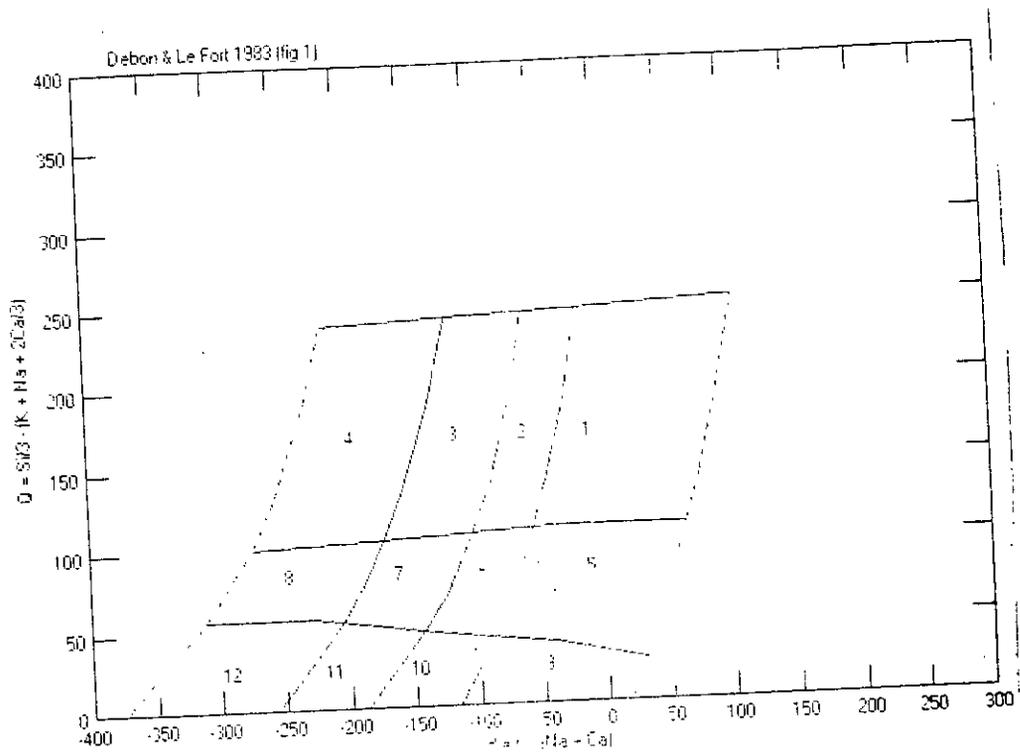
\*- Pour les éléments majeurs:

\*- Le diagramme de nomenclature Q-P de DEBON et LEFORT (1983), (Fig: 11) 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 volcanique (ou plutonique).

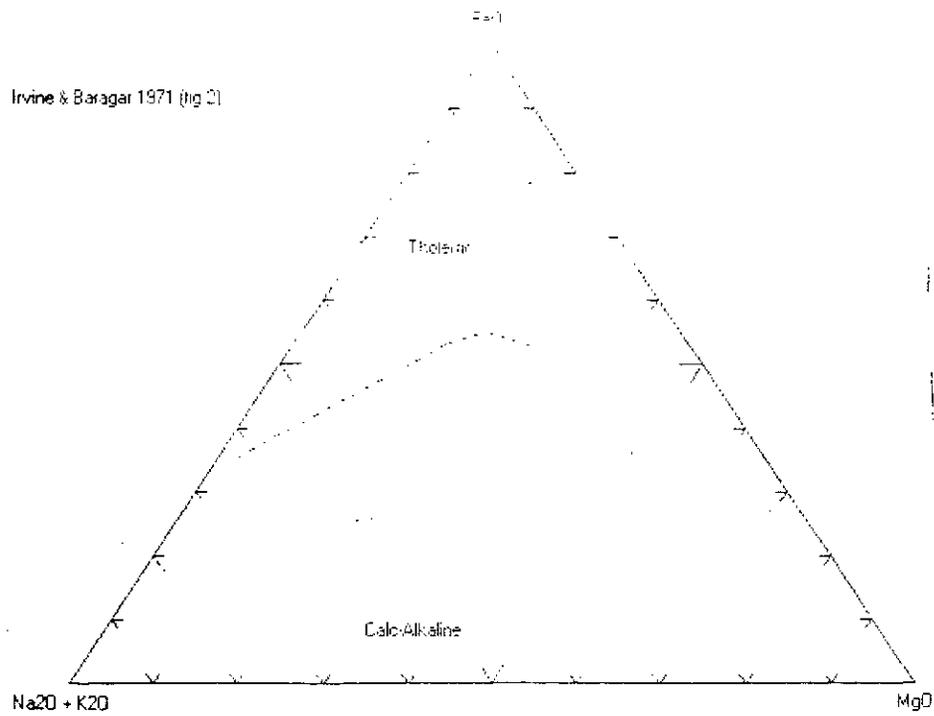
1- Rhyolite, 2- Dacite, ..., 12- Basaltes.

\*- Le diagramme triangulaire d'IVINE et BARGAR (1971), (Fig:12) associe trois paramètres  $FeO^*$ ,  $MgO$  et  $Na_2O + K_2O$ . Ce diagramme marque la discrimine les séries tholéitiques et calco-alkalines par un trait interrompu. La série tholéitique évolue vers le pôle  $FeO^*$ , C'est-à-dire qu'elle est caractérisée par un enrichissement en fer, tandis que la série calco-alkaline évolue directement en direction du pôle  $Na_2O + K_2O$  : enrichissement en alcalis et  $SiO_2$  avec diminutions parallèles de  $FeO^*$  ( $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$ ) et  $MgO$ .

\*- Le diagramme rectangulaire de GILL (1981), (Fig:13) permet d'analyser la tendance potassique pour chaque roche; faible, moyenne ou forte en K (potassium). Ce diagramme a été modifié par Le Maitre (1989), et peut servir comme appui pour confirmer la classification des roches volcaniques, proposée par Taylor ou Debon et Le Fort.



**Fig: 11**



**Fig: 12**

\*- Le diagramme, des minéraux caractéristiques qui associe deux paramètres  $A = [Al - (K + Na + 2 Ca)]$  fonction de  $B = Fe + Mg + Ti$ , (Fig: 14). Sa moitié supérieure (A positif) correspond au domaine des roches 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 présent 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 domaine, et par des demi-droites issus de l'origine. Ainsi on peut considérer que les roches localisées dans le secteur I sont à deux micas, avec muscovite > biotite ; Secteur II= roches à biotite ; Secteur III = roches à biotite, Secteur IV= biotite, amphibole +/- pyroxène, Secteur V= roches à clinopyroxène, amphibole, ... ; Secteur VI= seuls des roches exceptionnelles (carbonatites par exemple) devraient s'y rencontrer.

\*-Le diagramme triangulaire de BATCHELOR et BOWDEN (1985), (Fig: 15),  $R1 = 6Ca + 2Mg + Al$  en fonction de  $R2 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ , comporte six domaine 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 événement de l'orogénèse.

\*- Pour les éléments en traces :

\*- Le diagramme La/Ba de GILL (1981), (Fig: 16)est divisé en plusieurs secteurs, parmi eux : E-MORB ( l'intermédiaire entre N-MORB et basaltes alcalins ), N-MORB ( magmas normaux des dorsales océaniques) et orogénique andésites. Ce dernier est lui même subdivisé en trois sous secteurs suivant que la composition de la roches est faible, moyenne ou forte en K.

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

Les éléments en traces sélectionnés sont incompatible dans les minéraux de l'herzolite 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 croissante de la droite vers la gauche) dans des diagrammes normalisés, les spectres des

magmas basaltiques devraient présenter une forme régulière. On constate que ce n'est pas le cas, certaines éléments d'incompatibilité voisine ayant des valeurs normalisées très différent. Ceci se traduit par des pics correspondant à des anomalies positives ou négatives. Pour cela nous avons basé notre interprétation des résultats obtenus par les diagramme araignée, sur les travaux de PEARCE (1983), qui a proposé un modèle d'interprétation des diagramme araignées pour les basaltes de zone orogénique, car les effets de la cristallisation sont alors négligeables. LIEGEOIS (1988) en a étendu l'utilisation aux roches intermédiaires et acide, en soulignant deux problèmes:

- \*- Le premier lié à la contamination crustales.
- \*- Le second tenant au caractère de différenciation des roches.

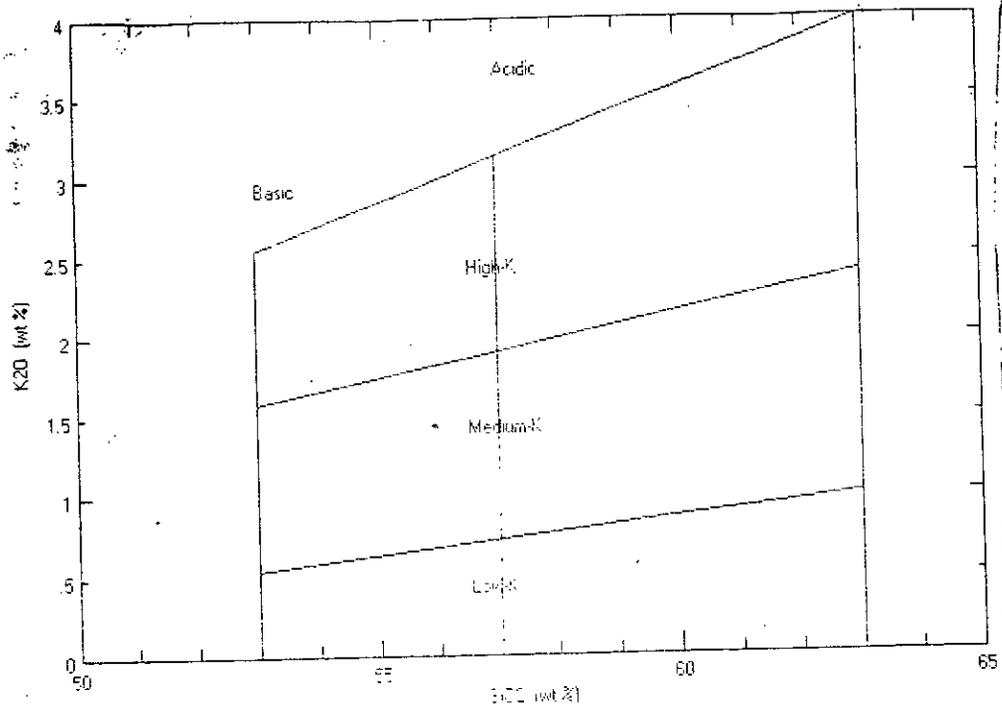
La teneur en ppm au N-MORB (PEARCE, 1983) sont:

Sr	120	P	1200
K	1500	Zr	90
Rb	2	Sm	3.3
Ba	20	Ti	15000
Th	0.2	Y	30
Nb	3.5	Yb	3.4
Ce	10		

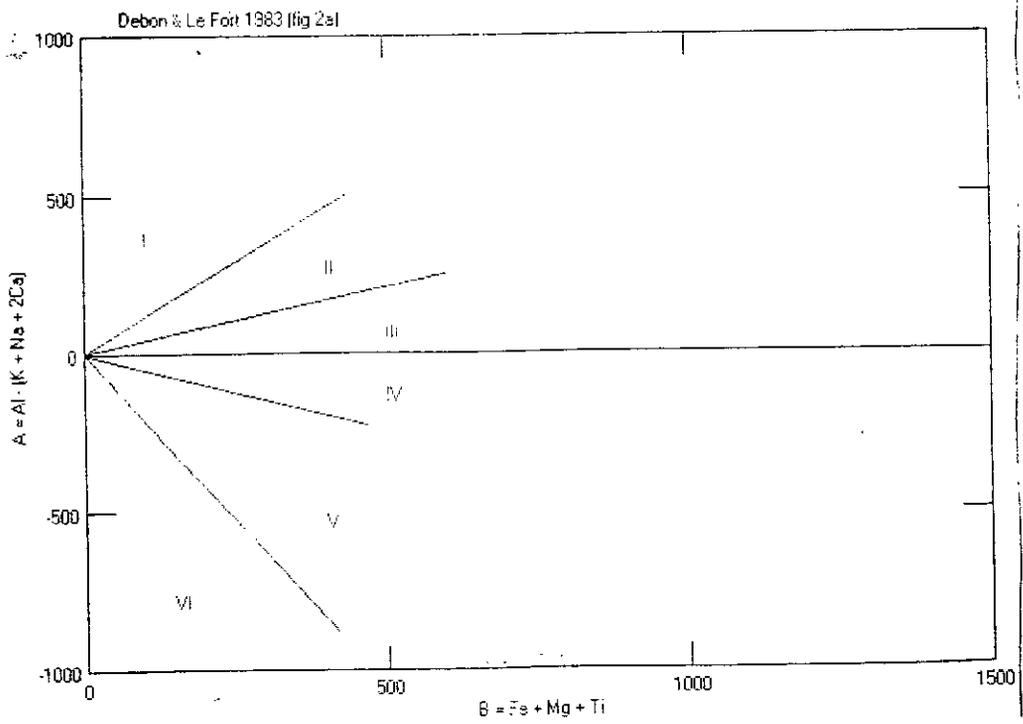
D'après les résultats de PEARCE (1983) les caractères des diagramme araignée pour les différentes roches magmatiques sont:

- 1- Différenciation magmatique: représentée par des anomalies négatives en Sr, Ti et P.
- 2- Effet probable de la subduction: les éléments mobiles K, Rb et Th sont abondants et l'existence des anomalies en Nb et Ta.
- 3- Contamination crustal: affecte en générale préférentiellement le Th est représentée des anomalies très fortes.
- 5- Arc insulaire: on peut le distinguer par ces anomalies positives en Sr et / ou Eu.
- 6- Marge active: les valeurs en Y et Yb sont très basses que le niveau de N-MORB classique et l'abondance des éléments mobiles Sr, K, Rb et Th.
- 7- Source mantelique appauvrie qui a subi une métasomatose par des fluides: abondance des éléments mobiles K, Rb, Ba et Th et de faible teneur en Ti, Y, Sm mais leur teneur est supérieures à N-MORB.

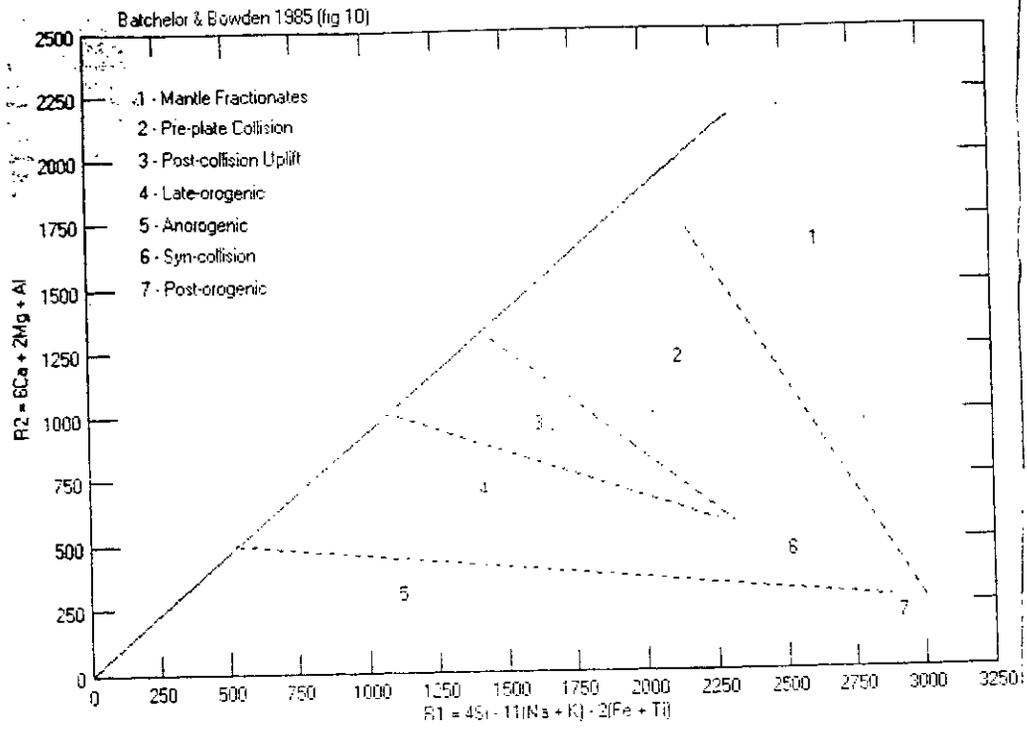
Les valeurs normalisées (rapport roches : N-MORB) sont reportées en ordonnée avec une échelle logarithmique.



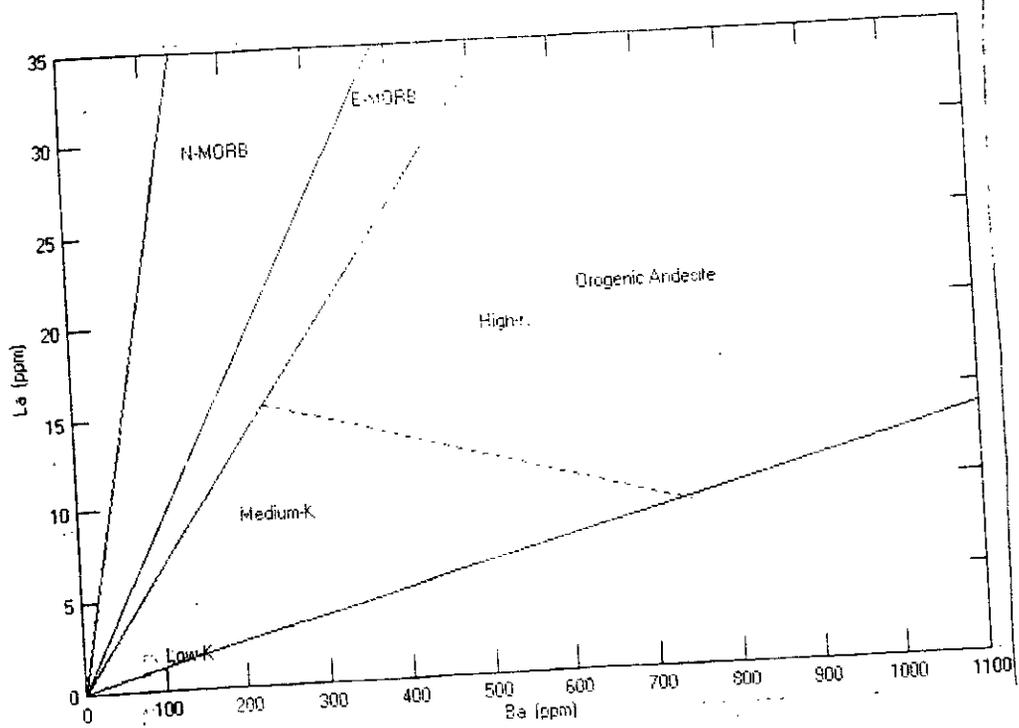
**Fig: 13**



**Fig: 14**



**Fig: 15**



**Fig: 16**

**\*- Pour les terres rares :**

On utilise le diagramme qui montre tous les spectres normalisés avec la norme PRIM (magma primaire).

Dans ces différents diagramme nous avons utilisé pour l'interprétation les symboles suivants:

- Basalte,
- ◉ Andésite,
- ▽ Rhyolite,
- Dellénite,
- Rhyodacite,
- Trachytes quartzite,
- ▲ Lati-basalte,
- Lati-andésites quartzite,
- △ Andésite quartzite,
- X Trachyte.

## II- Interprétation des données:

### II-1- La zone d'Aghefsa (Hoggar Central):

#### A- Le domaine Assendjef:

\*- D'après la grille de classification de DEBON et LEFORT (1983), les volcanites d'Assendjef sont subdivisées en 9 groupes, (Fig: 18).

- 1- Le groupe des rhyolites (secteur 1); Ech: (AA2, AA3, AA4, AA5, AA6, AA7, AA10, AA11, AA12, AA13, AA16, LH18, LH19, LH27, LH27a, LH35).
- 2- Le groupe des dellénites (secteur 2); Ech: (AA8, AA9, LH100).
- 3- Le groupe des rhyodacite (secteur 3); Ech: (AA14, AA15).
- 4- Le groupe des trachytes quartzites (secteur 5); Ech: (AA1, LH36).
- 5- Le groupe des latit-andésites quartzites (secteur 7); Ech: (LH33, LH59).
- 6- Le groupe des andésites quartzites (secteur 8); Ech: (LH42, LH39).
- 7- Le groupe des trachytes (secteur 9); Ech: (LH34).
- 8- Le groupe des latit-basaltes (secteur 11); Ech: (LH62, LH106, LH37, LH101, LH30).
- 9- Le groupe des basaltes (secteur 12); Ech: (LH43, LH61, LH58, LH56, LH28, LH6, LH9).

Remarque: Il convient de souligner la localisation d'un échantillon hors de cette grille (LH20).

\*- D'après le diagramme d'IVINE et BARGAR (1971), (Fig:19) les échantillons de ce domaine sont de nature calco-alcaline, à l'exception des échantillons, rhyolite (LH35), trachyte quartzite (LH36), latibasalte (LH37, LH106), andésites quartzite (LH42) et les basalte (LH43, LH28), qui sont de nature tholeitique.

\*- D'après le diagramme de DEBON et LEFORT (1983), (Fig:20) les échantillons de ce domaine sont métalumineux à peralumineux. les échantillons rhyolitique (AA4, AA5, AA6, AA12), rhyodacite (AA15) sont peralumineux et se concentrent dans le secteur II, qui représente la composition des roches à deux micas, avec biotite > muscovite, les échantillons rhyolitique (AA2, AA3, AA5, AA7, AA8, AA9, AA10, AA11, AA 13, AA16, LH19), rhyodacite (AA14) et basalte (LH56) sont

localisées dans le même domaine, mais dans le secteur III, qui représente la composition des roches à biotite. Alors que les échantillons dellénite (AA8), rhyolite (LH18, LH27), LH27a), lati-basalte (LH37, LH62, LH100), tracyte quartzite AA1 et l'échantillon (LH20) sont des métalumineux et se localisent dans le secteur IV, qui représente la composition suivantes: (Biot +/- Hb +/- Opx +/- Clp +/- Ol...), les échantillons, basalte (LH43), lati-basalte (LH101, LH30) et lati-andésite quartzite (LH59) sont localisées dans le même domaine, mais dans le secteur V qui représente la composition suivantes: (Clp +/- Hb +/- Amp ...).

\*- D'après le diagramme de BATCHELOR et BOWDEN (1985), (Fig: 21) les échantillons, andésite quartzite LH39, LH42 sont dans la zone de subduction, lati-basalte LH37 est dans la zone de soulèvement, trachyte quartzite LH36 est entre la zone de soulèvement et la zone tardi-orogénique, rhyolite LH18, AA10, AA2 lati-andésite LH33, LH59, lati-basalte LH62, LH100, trachyte quartzite AA1 et dacite AA14, AA15 sont localisées dans le secteur tardi-orogéniques, et échantillons dellénite AA8, AA9 et les rhyolites AA6, AA5, AA7, AA11, AA12, AA3, AA4, AA16, LH19 sont des anorogéniques.

\*- D'après le diagramme de GILL (1981), (Fig: 22) les échantillons, lati-andésite LH59, lati-basales LH62 sont fortement potassiques et sont localisées dans le secteur acide pour le premier, et dans le secteur basique pour le deuxième, et les échantillons lati-basales LH37, basaltes LH43, andésites quartzites LH39 sont hors de classification de ce diagramme.

\*- D'après le diagramme de GILL (1981), (Fig: 23) les échantillons lati-basalte LH101, andésite quartzite LH42 et basaltes LH28 sont localisées dans le domaine orogénique, fortement potassique, andésites LH39 est situé dans le secteur N-MORB et le basaltes LH 56 est de type E-MORB.

\*- Selon les diagrammes argianées nous avons:

- Pour les rhyolites (Fig:24) des anomalies négatives en Sr et Ti cela se traduit par une différenciation magmatique, et des anomalies négative en Nb (Ech: LH19, LH27a), démontre l'existence d'une zone de subduction, la même chose pour les dellénite (Fig:25)

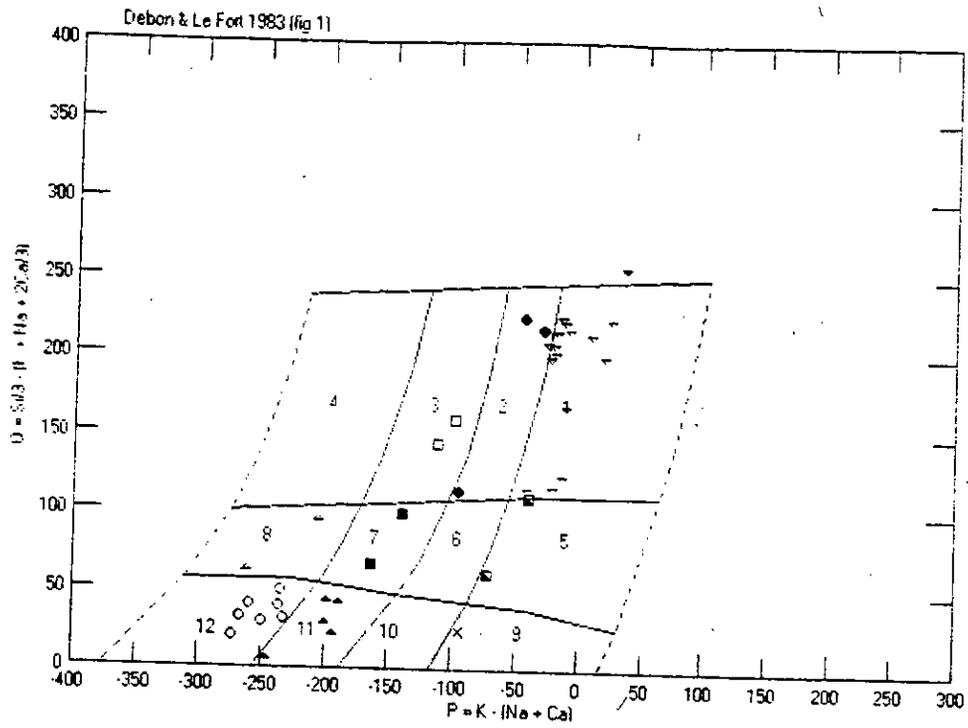


Fig: 18

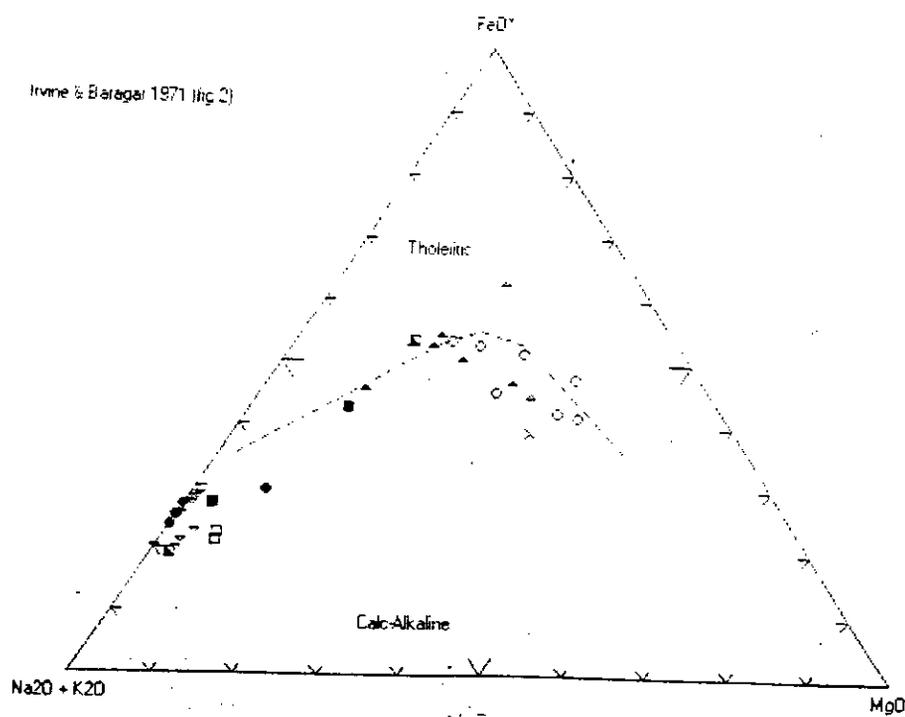


Fig: 19

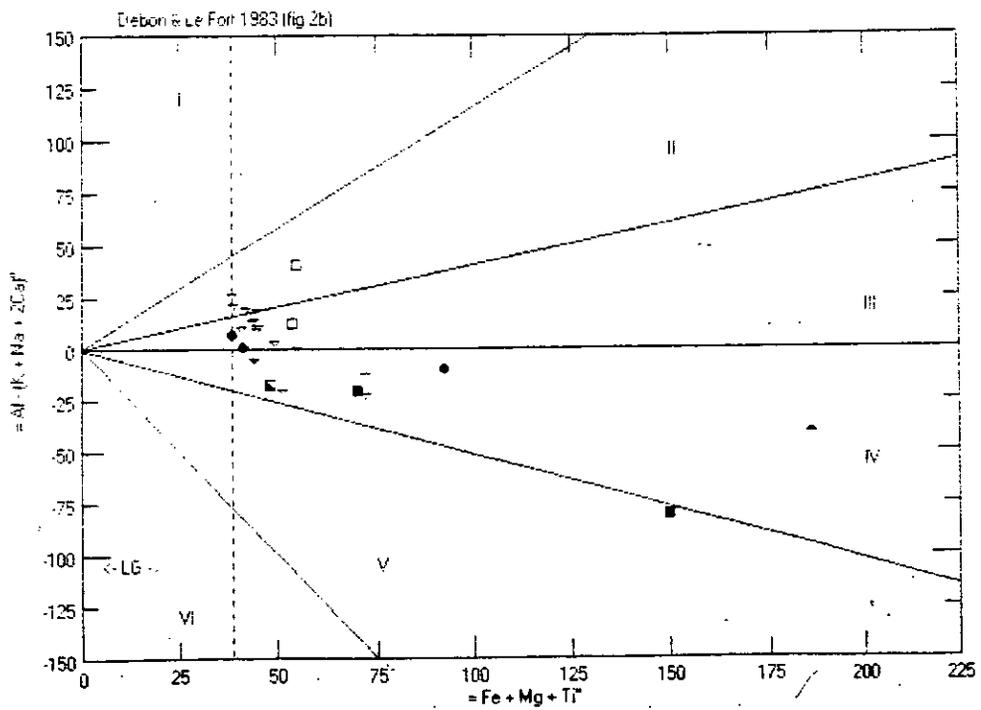
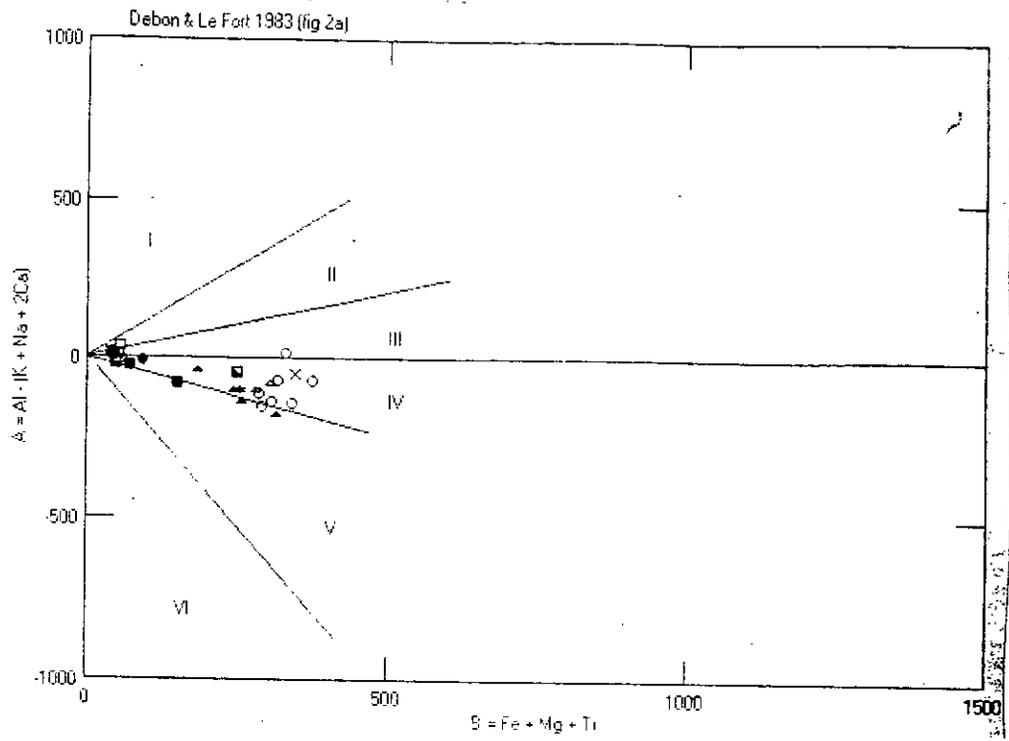
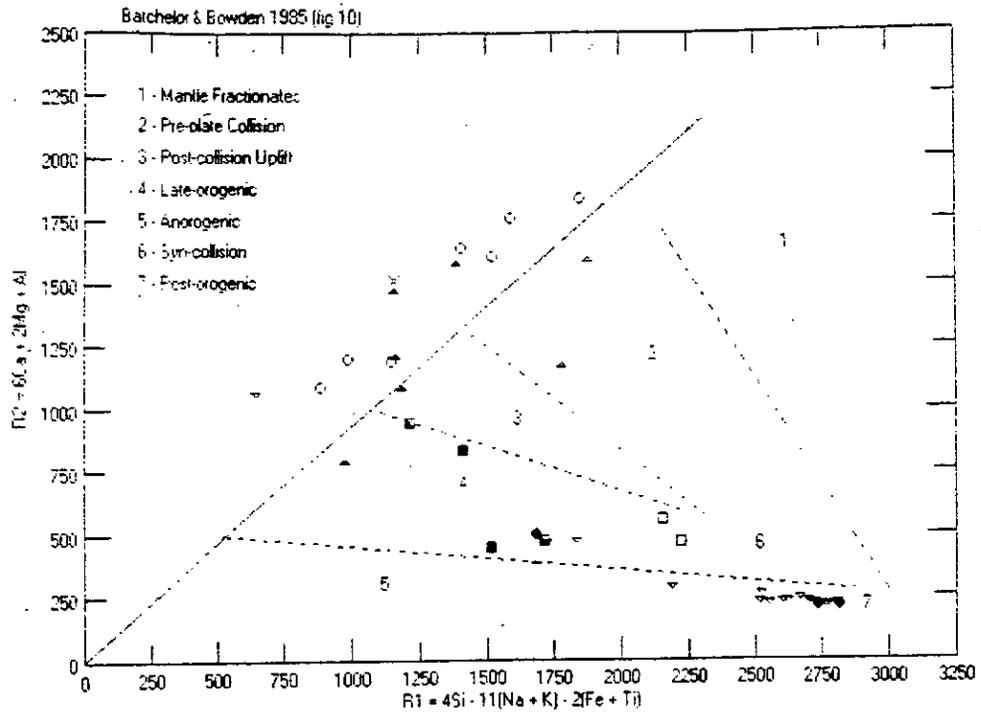
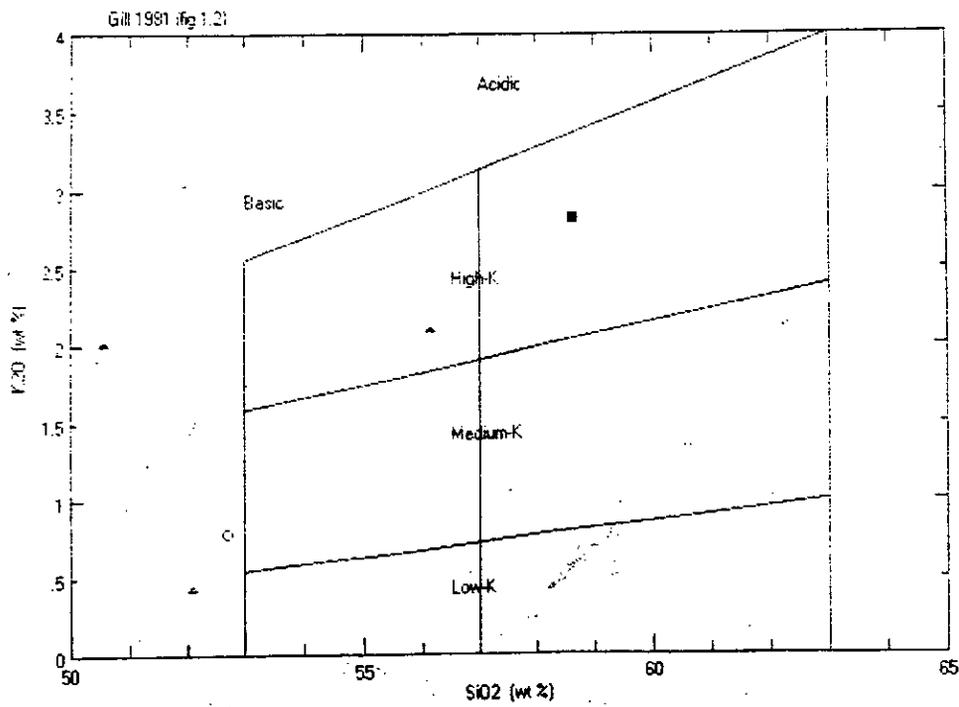


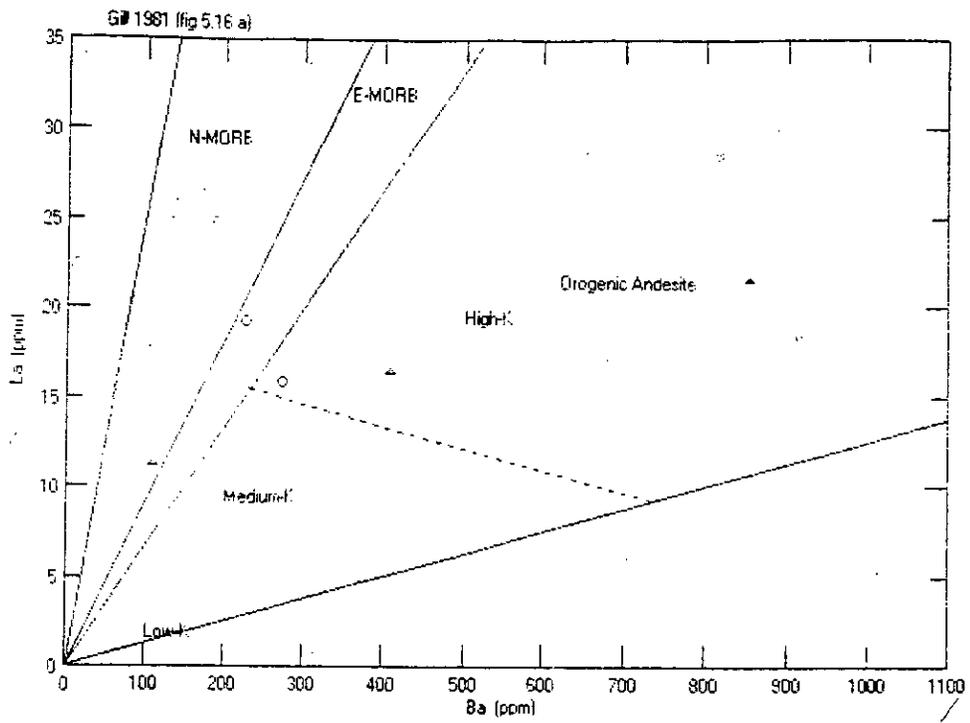
Fig: 20



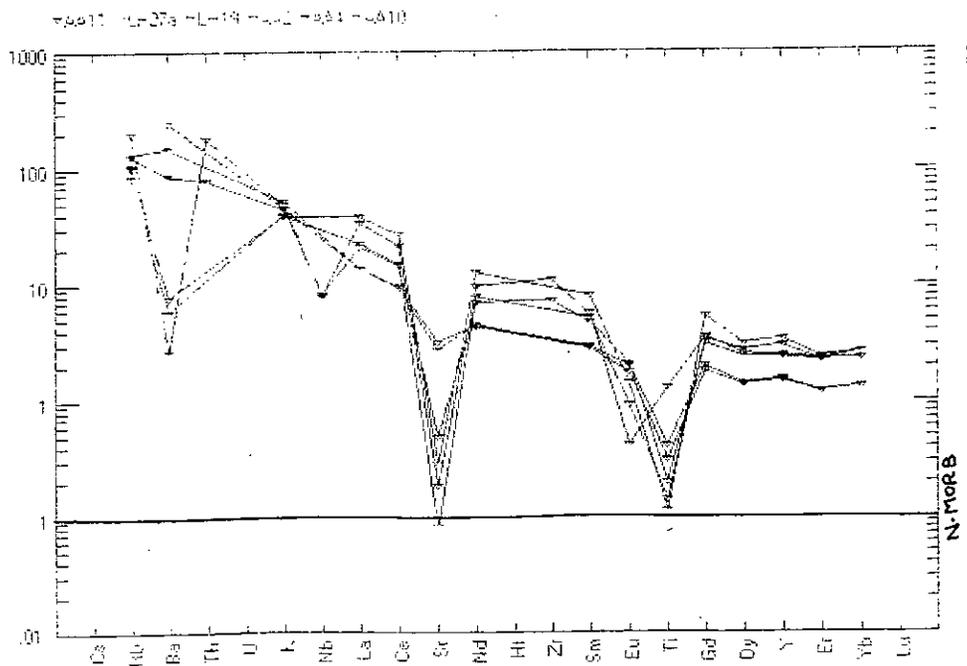
**Fig:21**



**Fig:22**



**Fig: 23**



**Fig: 24**

anomalie négative en Sr et Ti, détermine l'existence d'une différenciation magmatique et une anomalie en Nb (Ech: LH100) zone de subduction.

- Pour les andésites quartzites et lati-basaltes (Fig:26) ont remarqué l'existence des anomalies négatives Nb, donc l'existence d'une zone de subduction, et l'abondance des éléments mobiles K, Ba, Rb, Th avec de faibles teneurs en Y, Yb, Sm caractérise une source mantellique.

- Pour les trachytes, trachytes quartzites et lati-andésites quartzites (Fig:27) on peut dire que les anomalies en Sr caractérisent une différenciation magmatique sauf que l'anomalie en Nb caractérise une zone de subduction.

- Pour les basaltes et les rhyodacites (Fig:28) ont remarqué une anomalie négative en Nb donc l'existence d'une zone de subduction, et des anomalies positives en Sr pour les basaltes se traduisent par l'existence d'un arc insulaire et une anomalie négative en Sr pour les rhyodacites se traduit par une différenciation magmatique.

\*- Les profils des terres rares:

. Les basaltes: ont des spectres inclinés vers la droite, c'est-à-dire un enrichissement relatif en terres rares légères par rapport aux lourdes, (Fig:29), alors que les diorites: montrent des spectres inclinés vers la droite (moins riches en terres rares légères), et ne présentent pas d'anomalie négative en Eu (Fig:30).

. Les rhyolites: montrent des spectres peu inclinés vers la droite, un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux lourdes, et des anomalies très négatives en Eu (Fig:31).

. Les rhyodacites: ont des spectres fortement inclinés vers la droite, enrichissement en terres rares légères, et une légère anomalie en Eu, les trachytes, trachytes quartzites, lati-basaltes, lati-andésites, andésites quartzites: montrent les mêmes spectres, qui sont peu inclinés vers la droite, enrichissement léger en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig:32).

On peut conclure que les roches volcaniques d'Assendjef sont peralumineuses à métalumineuses, composées en général de biotite, cpx, opx, ol, muscovite et hornblende, et ils sont orogéniques c'est à dire qu'ils sont mis en place pendant l'orogénèse Pan-Africaine à l'exception des rhyolites (AA3, AA4, AA5, AA6, AA7, AA11, AA12, AA16, LH19) et des diorites (AA8, AA9) qui sont anorogéniques.

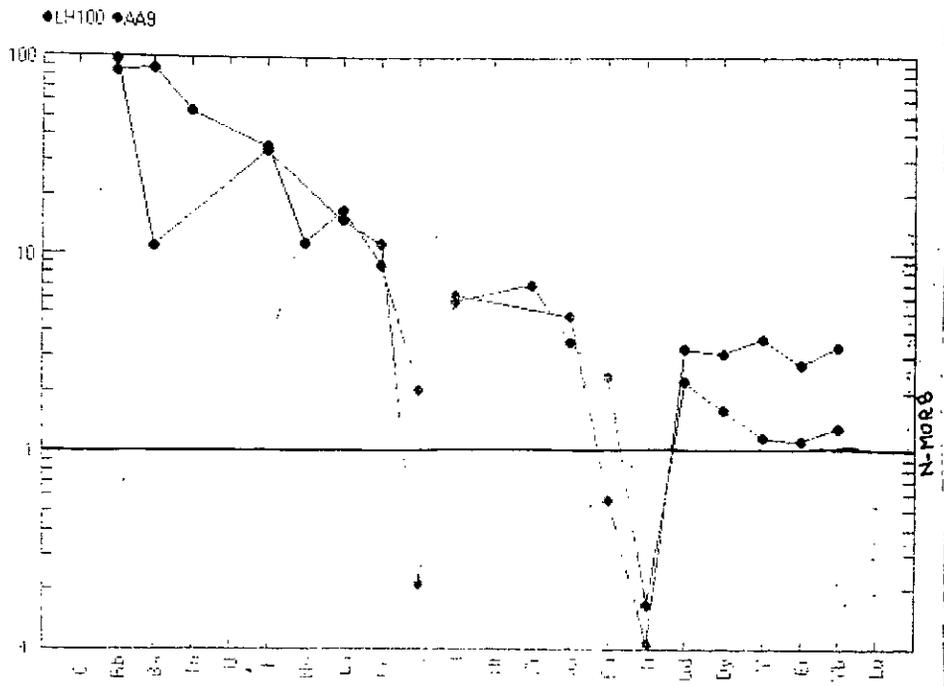


Fig: 25

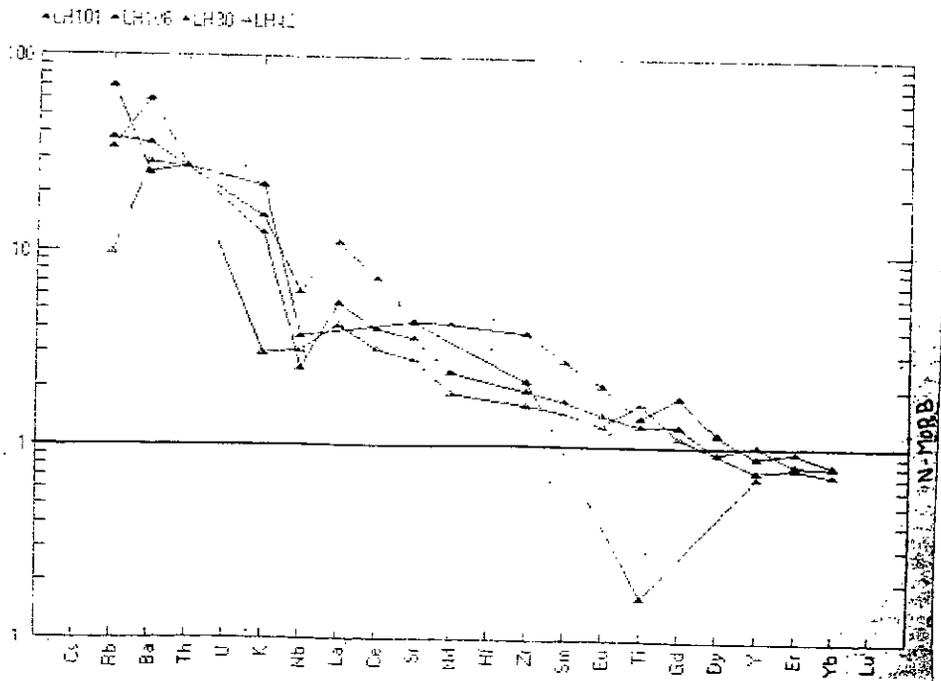


Fig: 26

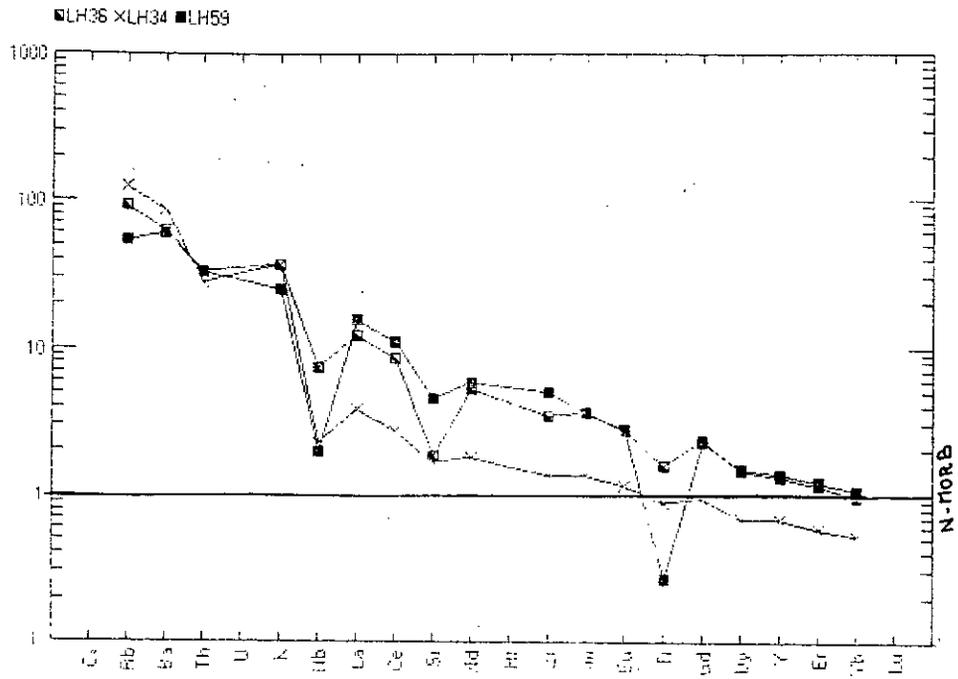


Fig:27

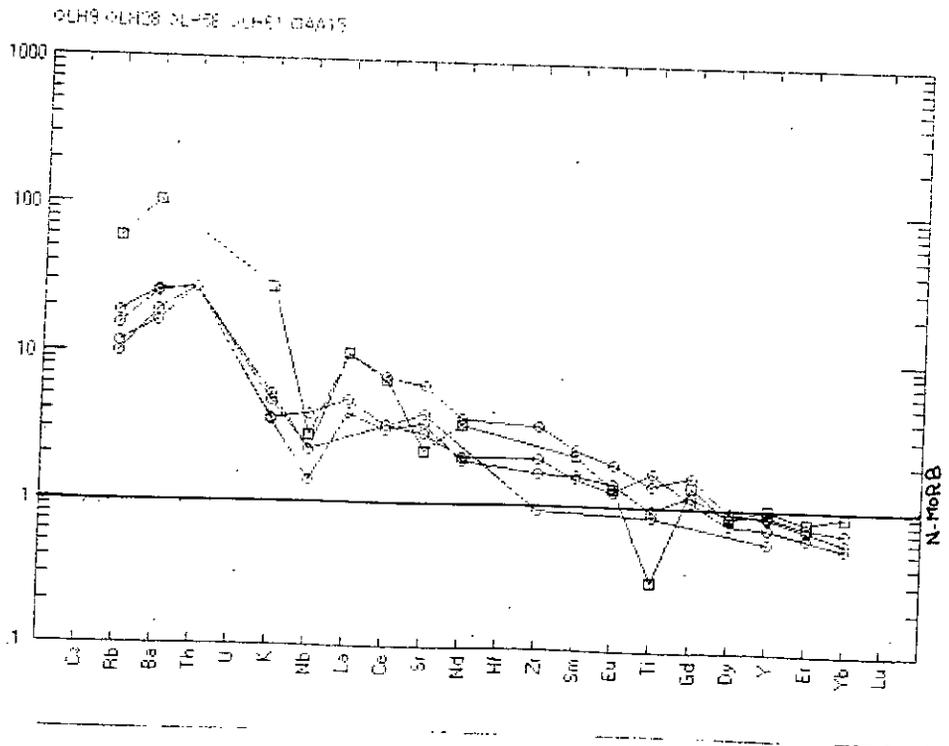


Fig:28

C:\NEWPETASSENDJE.RDC

Norm: PRIM

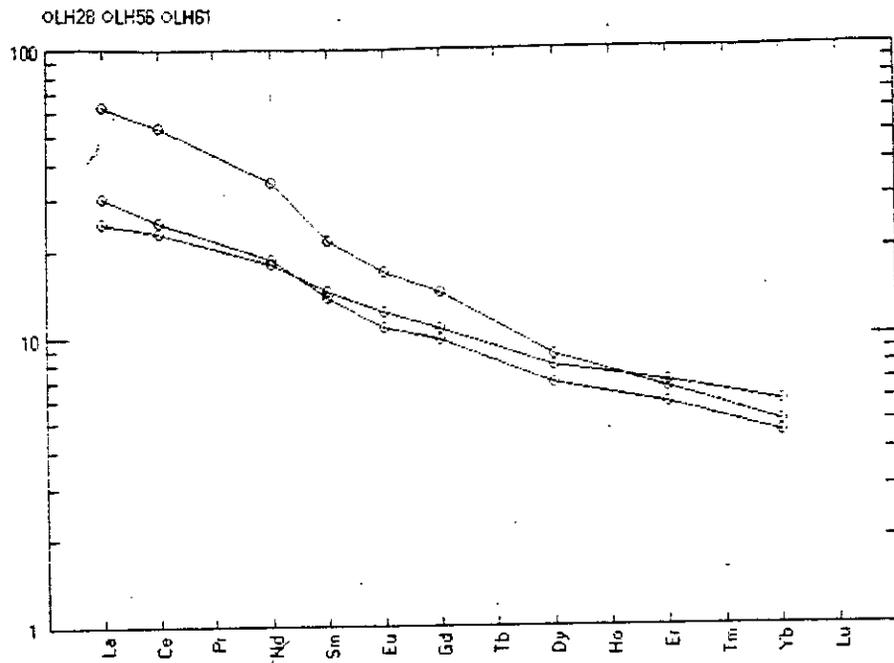


Fig:29

C:\NEWPETASSENDJE.RDC

Norm: PRIM

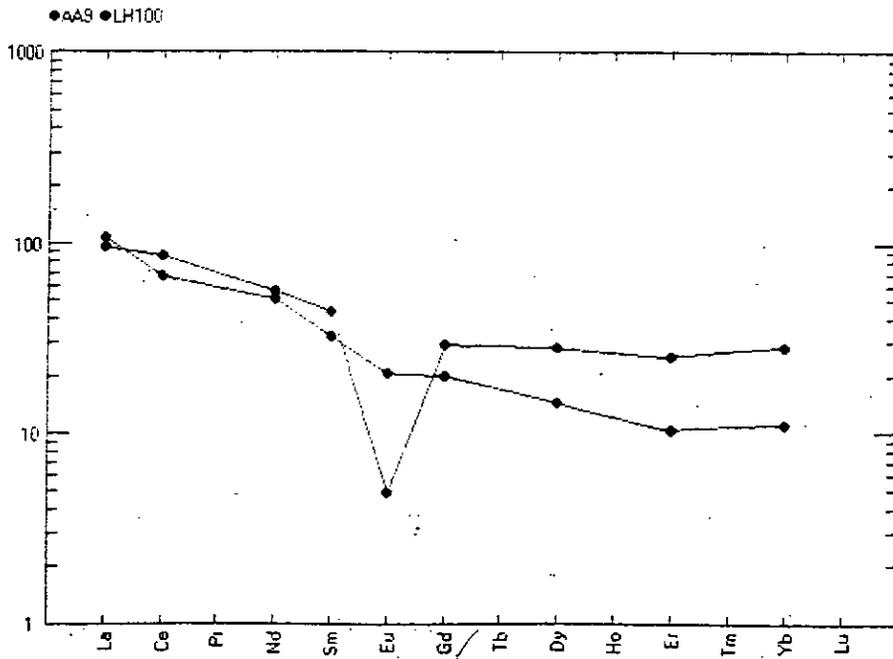


Fig:30

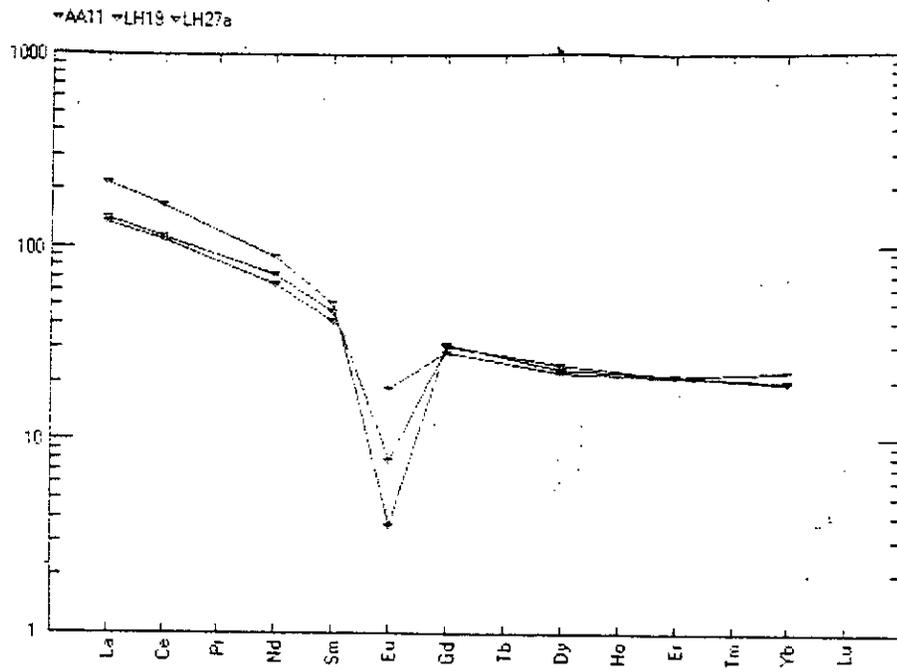


Fig:31

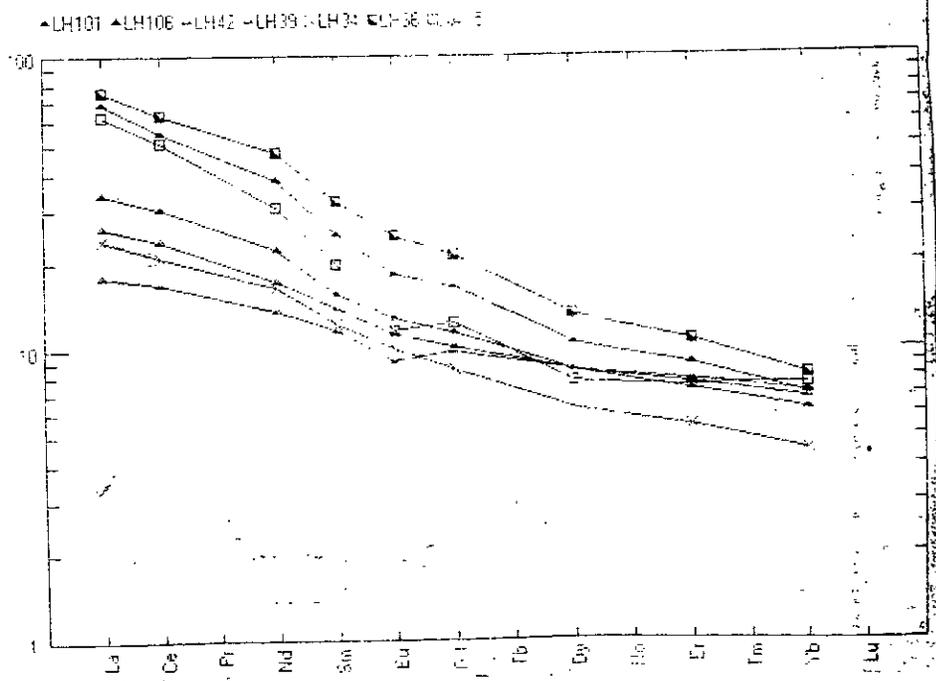


Fig:32

## B- Le domaine In Lefesaouène:

\*- D'après la grille de classification de DEBON et LEFORT (1983), (Fig:33) les volcanites d' In Lefesaouène sont localisés dans le secteur 12 (groupe des basaltes)

\*- D'après le diagramme d'IVINE et BARGAR (1971), (Fig:34) les basaltes de ce domaine se concentre dans le domaine tholéitique, enrichi en fer.

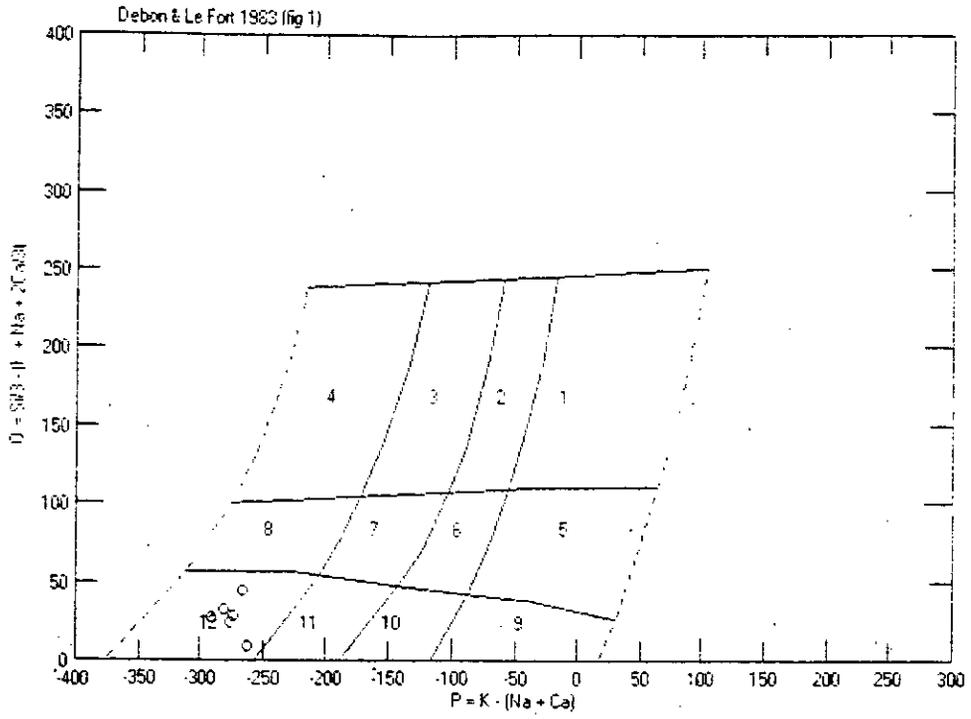
\*- D'après le diagramme de DEBON et LEFORT (1983), (Fig:35), les échantillons d'In Lefesaouène sont métalumineux, se localisent entre le secteur V et le secteur IV, à Hb +/- Cpx +/- Ol.

\*- D'après le diagramme de GILL (1981), (Fig:36) les échantillons varient de position du secteur orogénique à N-MORB en passant par E-MORB.

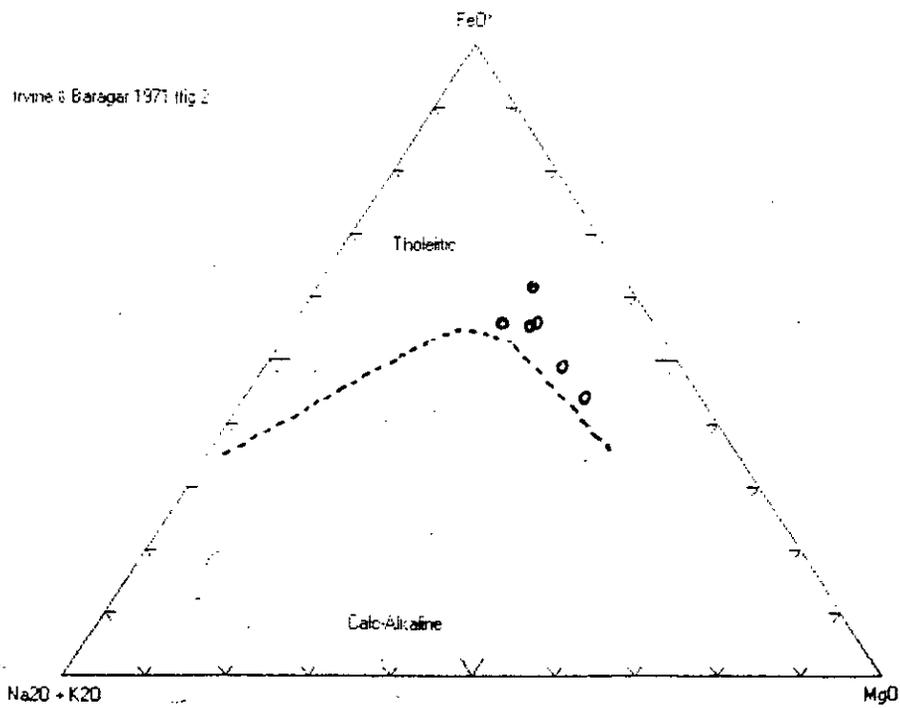
\*- D'après le diagramme ariagnée (Fig:37) les spectres montrent des anomalies positive en Sr donc l'existence d'un arc insulaire et les fortes anomalies en Th sont dues probablement a une continuation crustall.

\*- Les profils des terres rares de cette zone sont plates (appauvrissement en terres rares légères), et une anomalie légèrement négative en Eu, pour Ech (LH68), (Fig: 38).

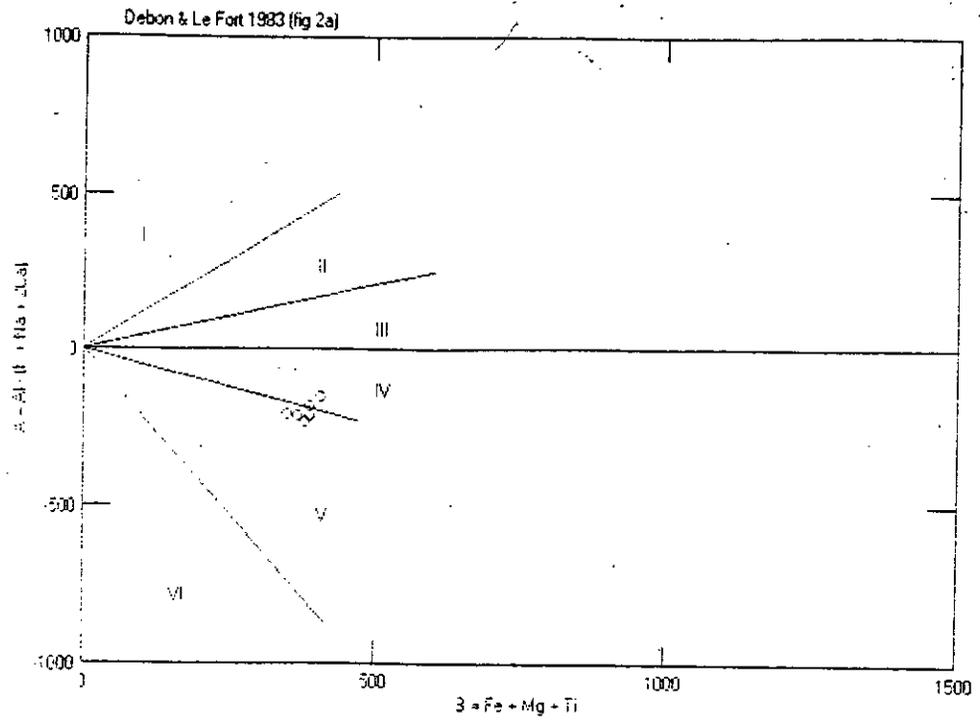
On peut dire en résumé, que les roches volcanites d'In Lefesaouène sont métalumineux, composées de biotite, hornblende, opx et cpx, de nature calco-alcaline, se localisent dans une zone de subduction (arc insulaire).



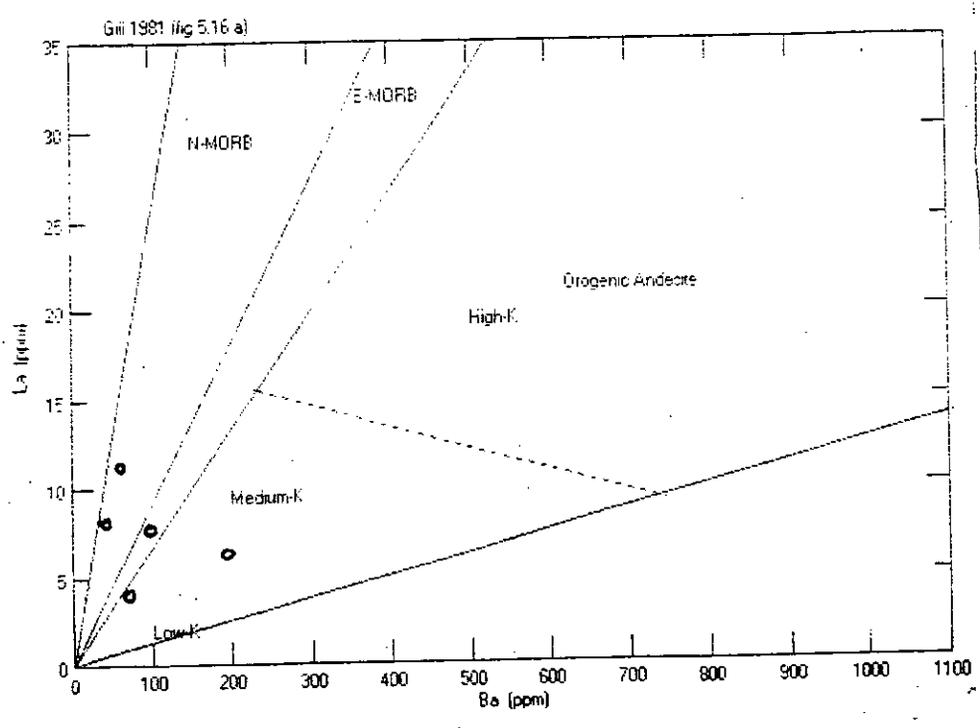
**Fig: 33**



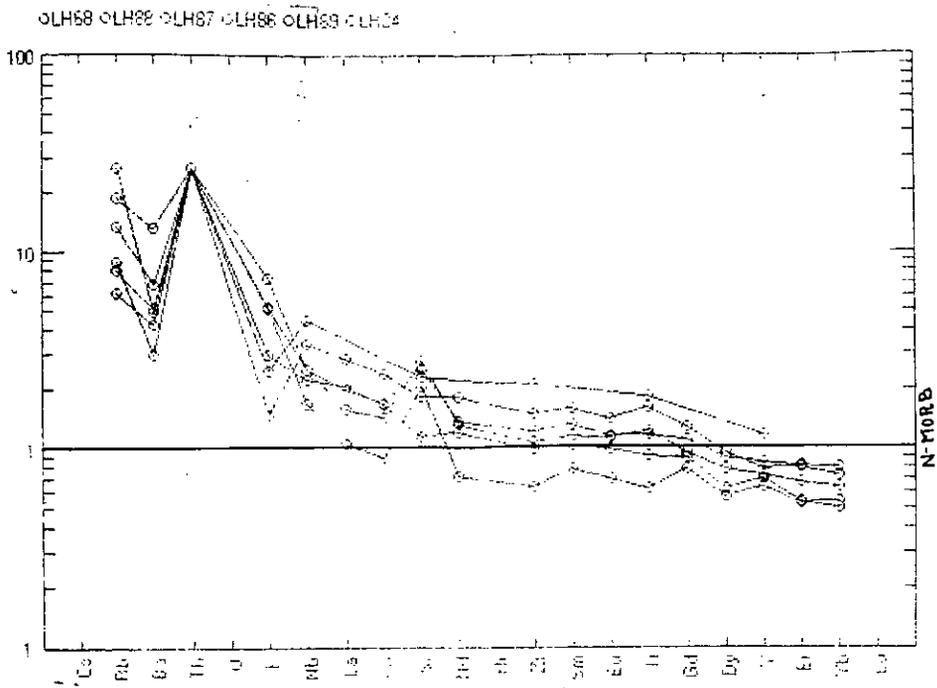
**Fig:34**



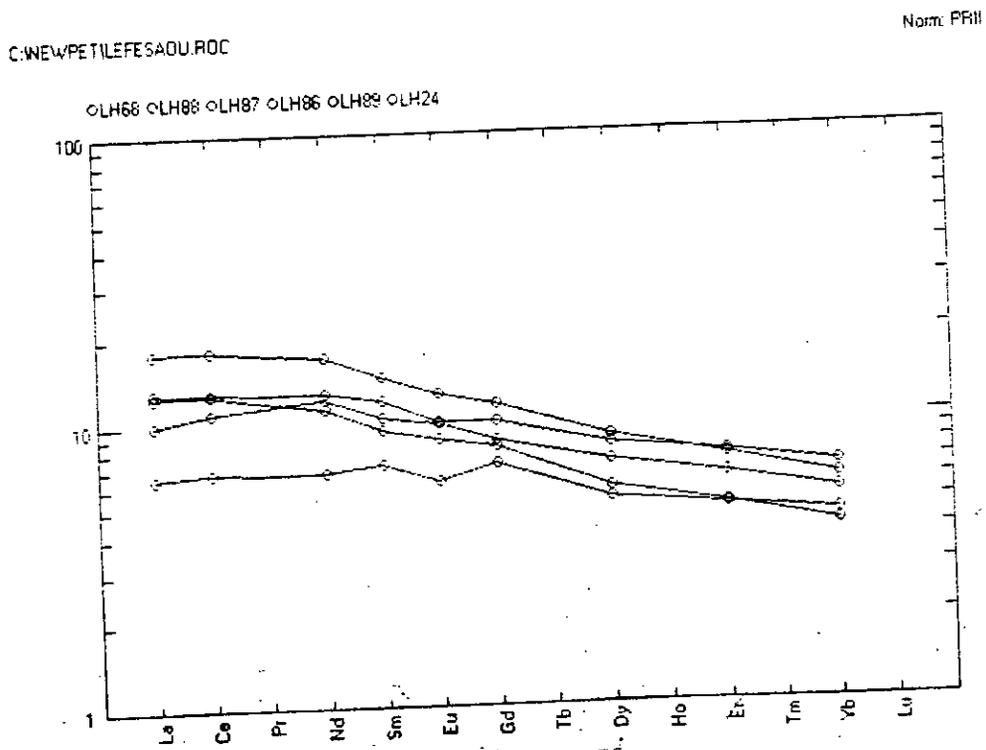
**Fig: 35**



**Fig:36**



**Fig: 37**



**Fig: 38**

## C- domaine Immedéghdagene:

\*- D'après la gille de classification de DEBON ET LEFORT (1983), (Fig:39), les volcanites de ce domaine se localise dans le secteur 12 (groupe des basaltes).

\*- Le diagramme d'IVINE et BARGAR (1971), (Fig:40) montre que les échantillons du domaine Immedéghdagene sont localisés en général dans le secteur tholéitique, à l'exception d'un échantillon (LH84) est calco-alcalin.

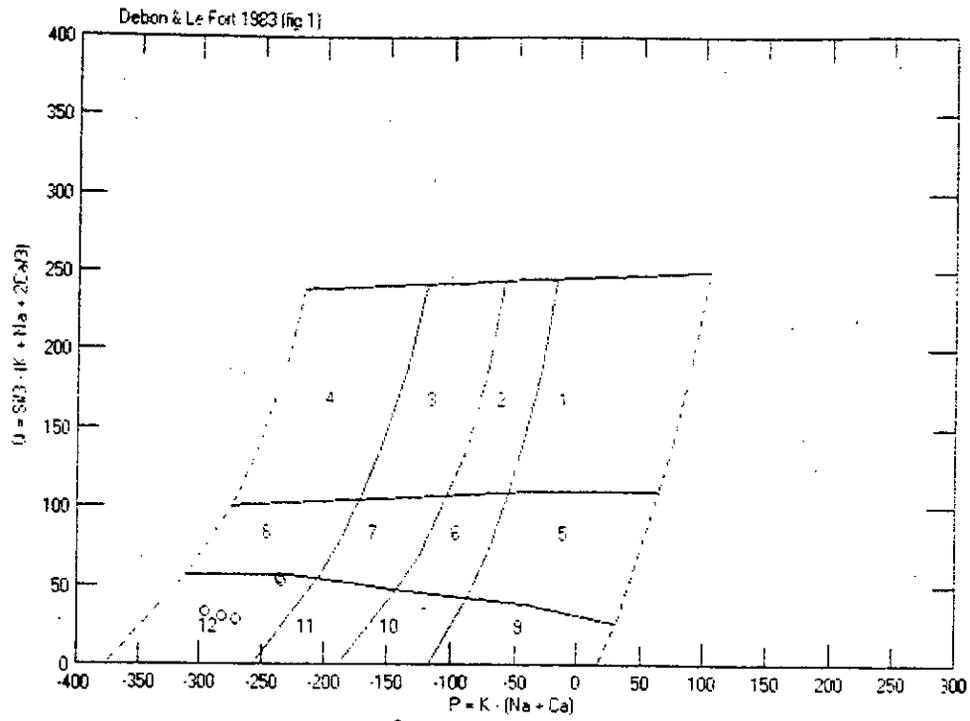
\*- D'après le diagramme A B, (Fig:41) les échantillons de ce domaine sont métalumineux et se concentre dans le secteur IV et V, a composition (Biot +/- Hb +/- Opx +/- Cpx +/- Ol).

\*- D'après le diagramme de GILL (1981), (Fig:42) les échantillons sont des orogéniques faiblement potasiques, à l'excpetion des échantillons (LH77, LH81) qui sont localisés dans le domaine N-MORB et LH 84 est hors de ce diagramme.

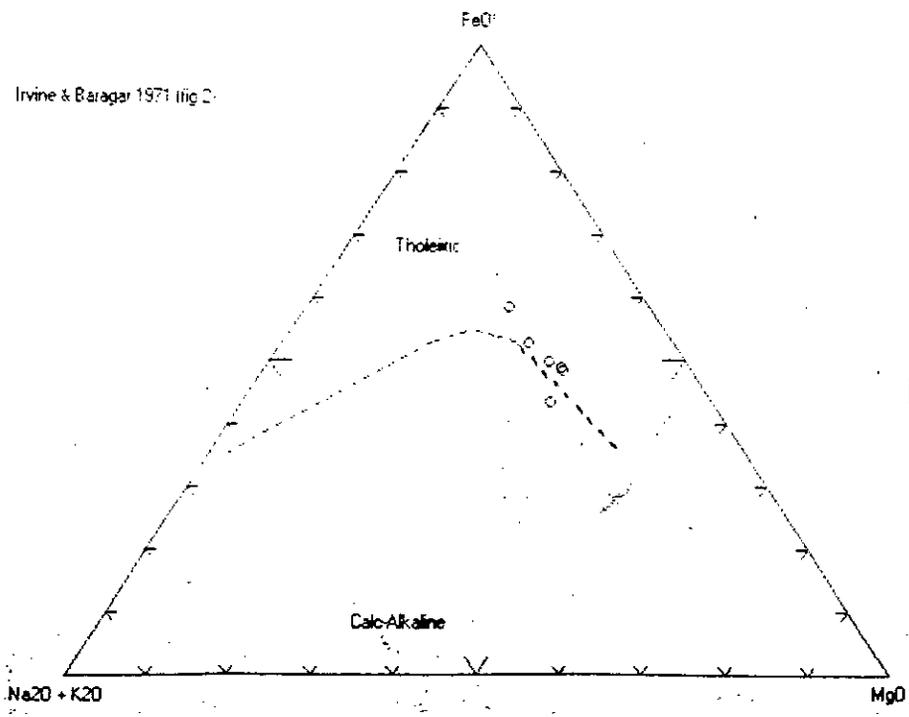
\*- Selon le diagramme araignée les roches volanites d'Immedéghdagène (Fig:43), sont des roches d'arc insulaire car elles représente anomalie positive en Sr, et une anomalie positive en Th dué probablement à la contamination crustal.

\*- Les profils des terres rares montrent des spectres plates (très pauvres en terres rares légères), et une légère anomalie négative en Eu, pour les Ech (LH77, LH80, LH84), (Fig: 44).

On conclure queles roches volcanites d'immedégdaghène sont métalumineux, composées de biotite, Hornblende, opx, cpx et ol, de de nature tholéitique en générale, situé dans un arc insulaire, et ils sont pauvers en teres rares légères.



**Fig:39**



**Fig:40**

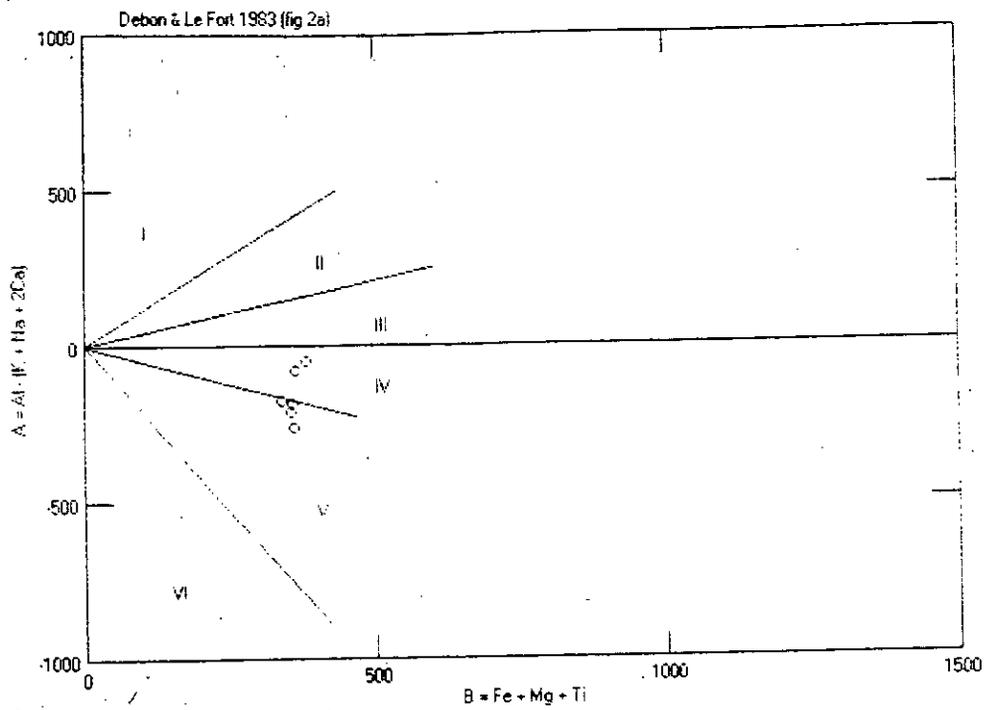


Fig:41

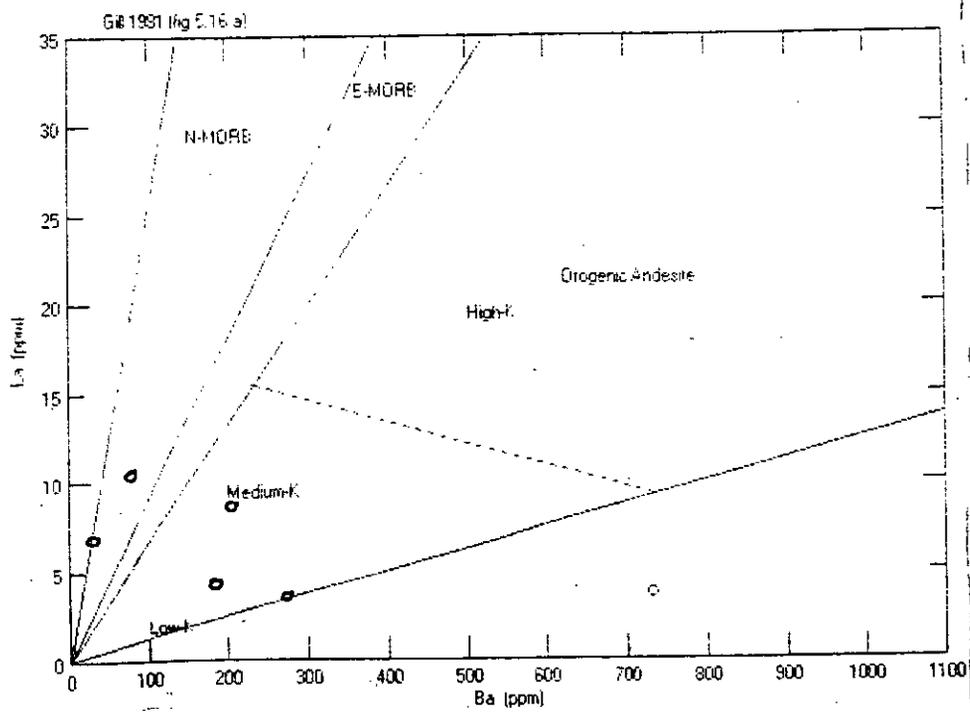


Fig:42

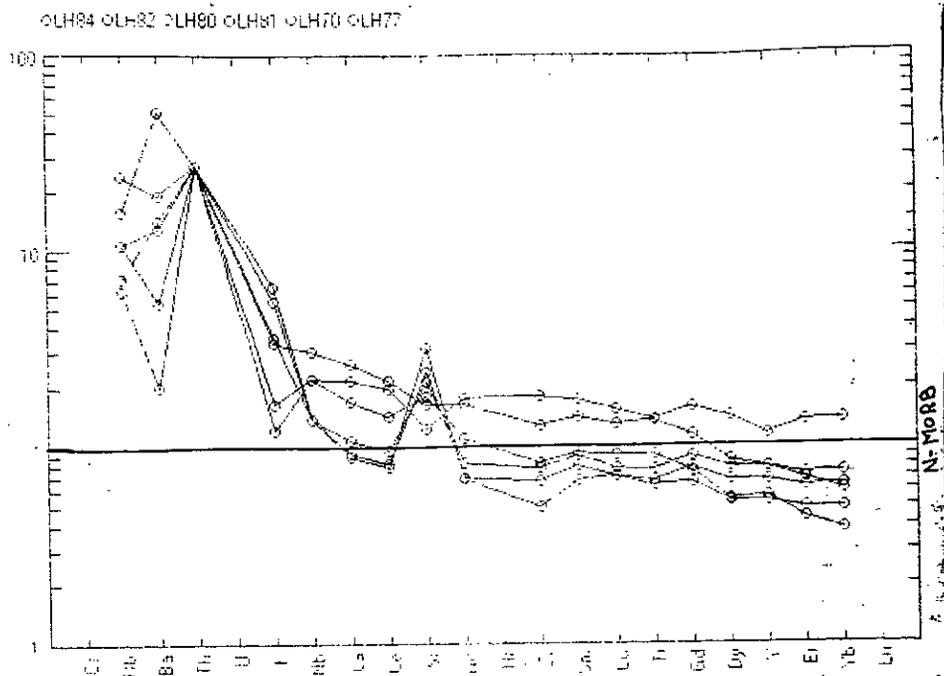


Fig:43

C:\NEWPET\MEDEGH01\ROC

Norm: PR11

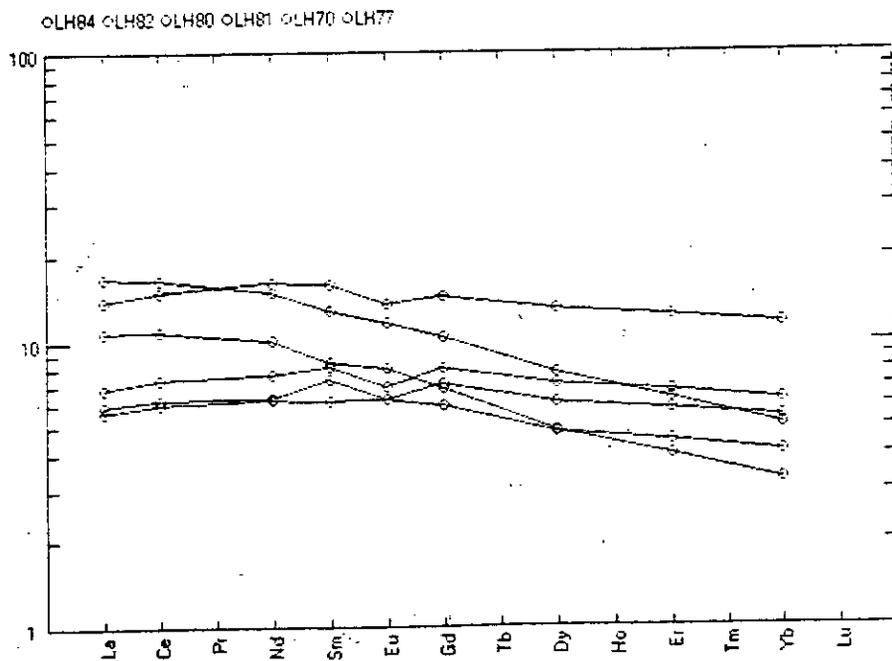


Fig:44

## II-2- Les zones du Hoggar Occidental :

### A- La zone de Tassendjanet-Ougda:

\*- D'après le diagramme FeO / Na<sub>2</sub>O / MgO (d'IVINE et BARGAR, 1971), (Fig:45), les andésites de cette région se concentrent nettement dans le domaine calco-alcalin, par contre le basalte se trouve dans le domaine tholéitique, enrichi en fer.

\*-D'après le diagramme A B (DEBON et LEFORT, 1983) (Fig:46) les échantillons de cette zone sont métalumineux et se localisent dans le secteur IV qui représente la composition suivante (Biot +/- Hp +/- Opx +/- Cpx +/- Ol ...), exceptionnellement l'échantillon (andésite N° 2716) qui se trouve dans le secteur V qui représente la composition ( +/- Cpx +/- Hp +/- ...).

\*-Selon le diagramme R1-R2 (BATCHELOR et BOWDEN, 1985), (Fig:47), les andésites de cette zone sont localisées dans la zone de subduction, exceptionnellement pour l'échantillon andésite N° 2695, qui appartient au secteur des fractionnement mantellique.

\*- D'après le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (GILL, 1981), (Fig:48), les andésites de la zone de Tassendjanet sont moyennement potassiques, et ils sont concentrés dans le secteur acide, exceptionnellement pour les échantillons (andésite N° 2716, andésite N° 2695, basalte N° 2769) qui se localisent dans le secteur basique, le premier est fortement potassique, le second est moyennement potassique et le dernier, qui représente le basalte a une faible teneur en SiO<sub>2</sub> par rapport aux autres échantillons.

\*- D'après le diagramme araignée les roches volcaniques de cette zone (Fig:49) sont des roches d'arc insulaire représenté par l'anomalie positive en Sr, et en plus il existe des anomalies positives en Nb, qui montre que la région a subi une période de subduction.

\*- Les spectres des terres rares (Fig:50), sont inclinés vers la droite, avec un enrichissement en terres rares légères par rapport aux lourdes, avec une teneur négative en

Yb pour tous les échantillons et en Tb pour les andésites N° 2675 et 2708.

\*- On peut conclure que : les andésites de cette zone sont métalumineux, de nature calco-alkaline, composées de: biotite, opx, cpx, hornblende et en olivine et se situés dans la zone de subduction sauf pour l'échantillon N°2695 , qu'est un fractionnement mantellique, et ils sont enrichis en terres rares légères.

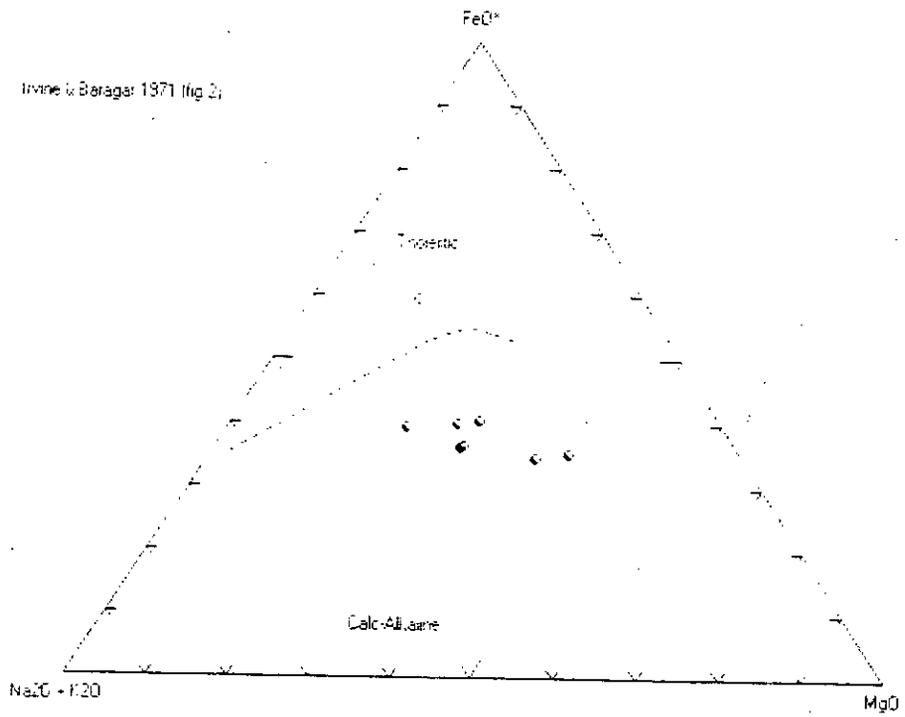


Fig: 45

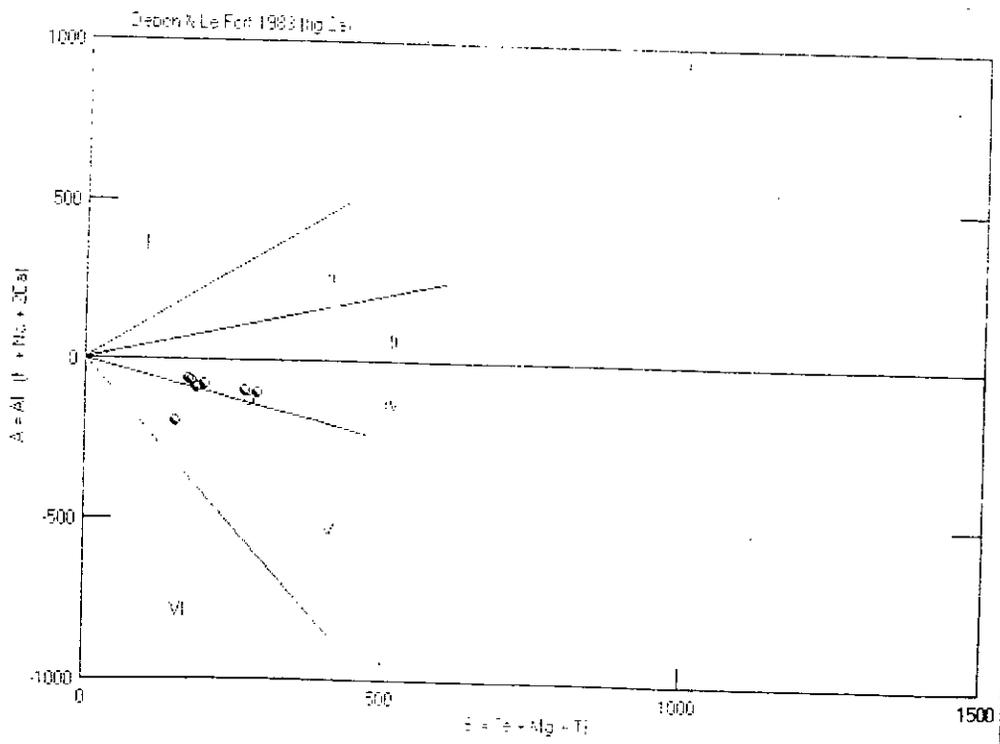
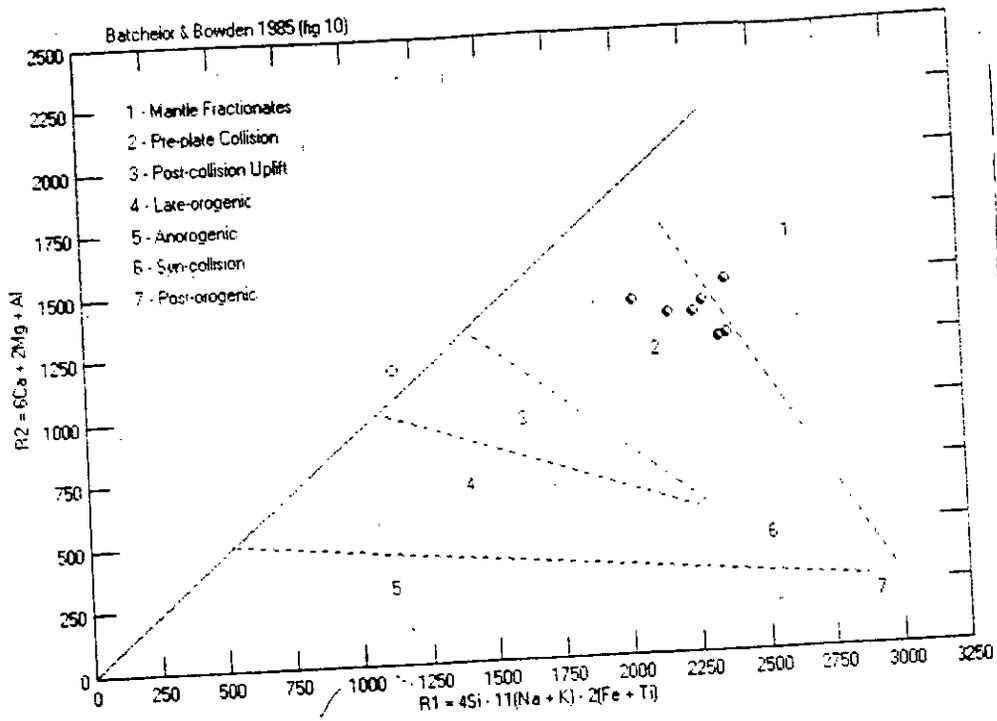
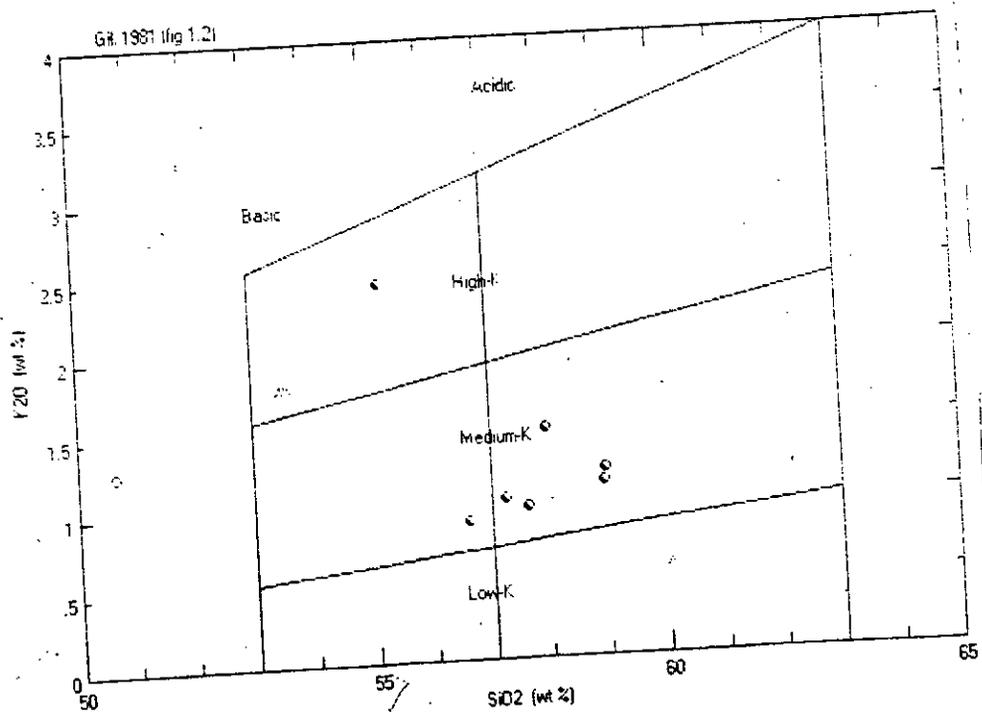


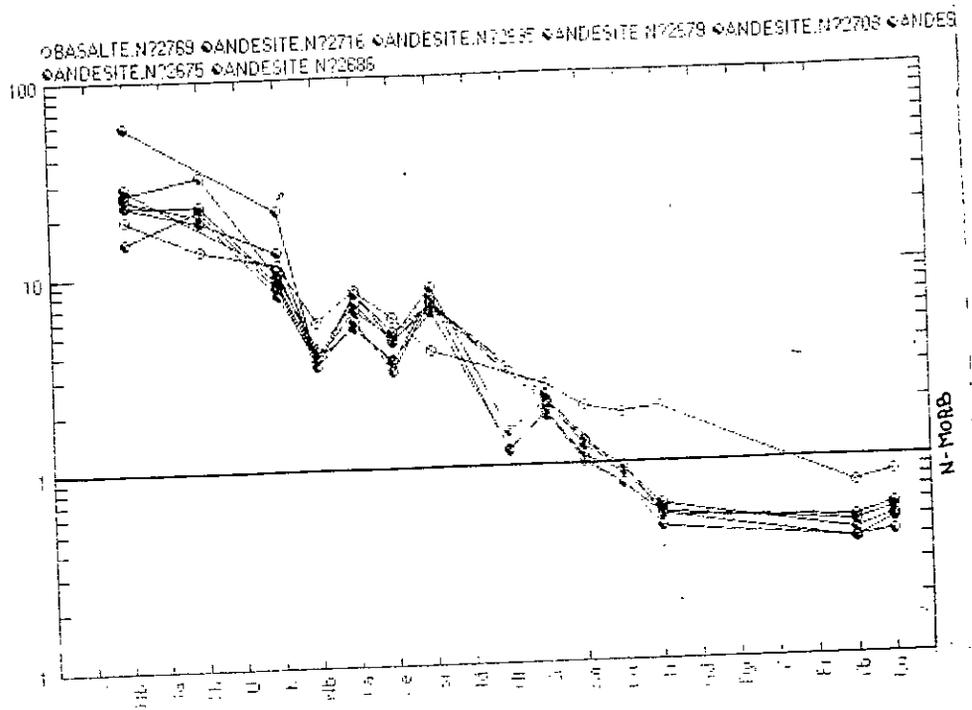
Fig:46



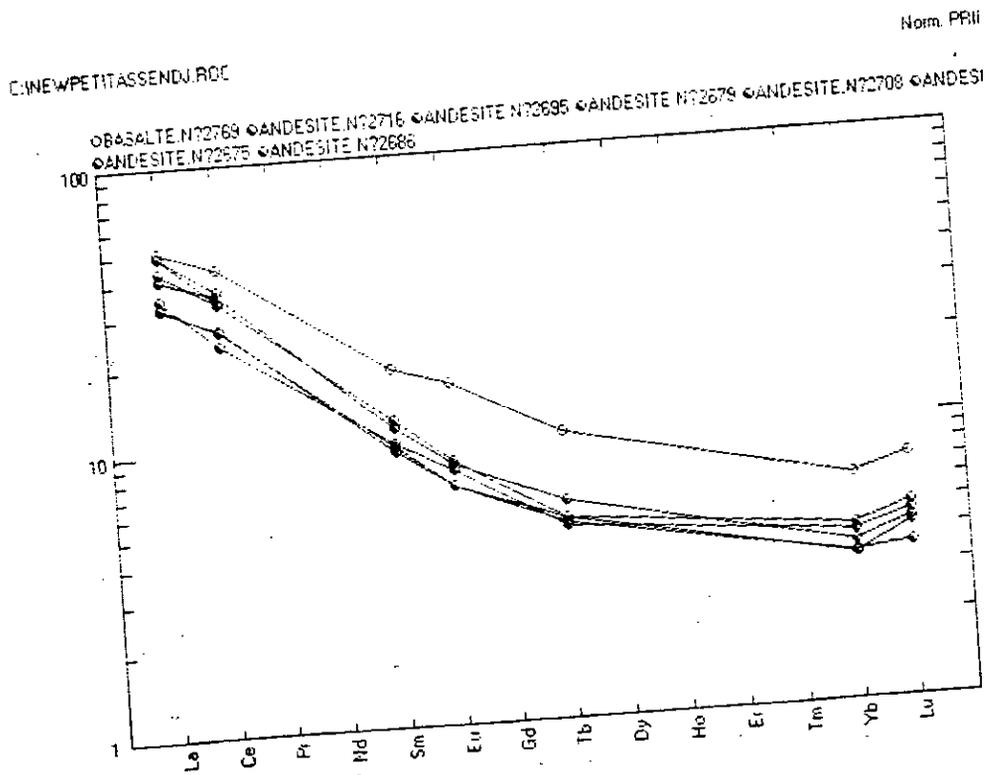
**Fig:47**



**Fig:48**



**Fig:49**



**Fig:50**

## B-La zone de Gara Akofou:

\*-Le diagramme FeO / MgO / Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (IVINE et BARGAR, 1971), (Fig:51), les andésites et les basaltes de cette région sont de nature calco-alkaline, exception faite pour les andésites N°2990, N°2972, N°2994, ainsi que l'échantillon N°2989 qui sont nettement tholéitiques.

\*- D'après le diagramme A B (DEBON et LEFORT, 1983), (Fig:52) les échantillons de cette zone sont métalumineux et se concentrent nettement dans le secteur IV à Biot +/- Hb +/- Opx +/- Cpx +/- Ol.

\*- D'après le diagramme R1-R2 (BATCHELOR et BOWDEN, 1985), (Fig:53) les andésites de la zone de Gara-Akofou se sont mis en place durant un événement de zone de subduction lors d'une zone de soulèvement, donc durant la phase de compression.

\*- D'après le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (GILL, 1981), (Fig:54) les andésites et les basaltes de cette zone sont fortement à moyennement potassiques à une tendance vers le E-MORB.

\*- Selon le diagramme araignée les roches de cette zone (Fig:55), sont localisées dans la zone de subduction qui représenté par les anomalies négatives en Nb, et l'anomalie positive en Th est due à la contamination crustale.

\*- Les profils des terres rares de cette zone (Fig:56) montre les mêmes spectres que la zone de Tassendjanet-Ougda, ils sont inclinés vers la droite (enrichissement en terres rares légères), à l'exception des échantillons andésites N°2976, N°2977, N°2978, N°2979, N°2990, N°2993, N°2994, ont une forte teneur en La et Ce.

\*- On peut conclure que les volcanites de Gara Akofou sont métalumineux à composition de Bio, Opx, Cpx, hornblende et olivine. Ils sont mis en place dans un événement, situé dans une zone de subduction lors d'une zone de soulèvement, c'est-à-dire dans une phase de compression.

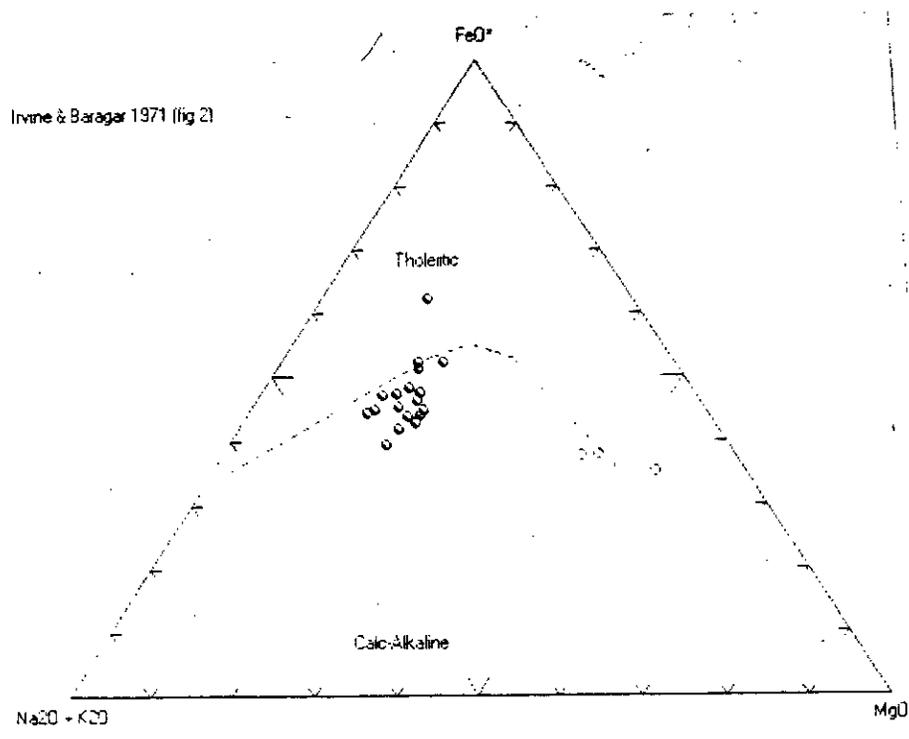


Fig:51

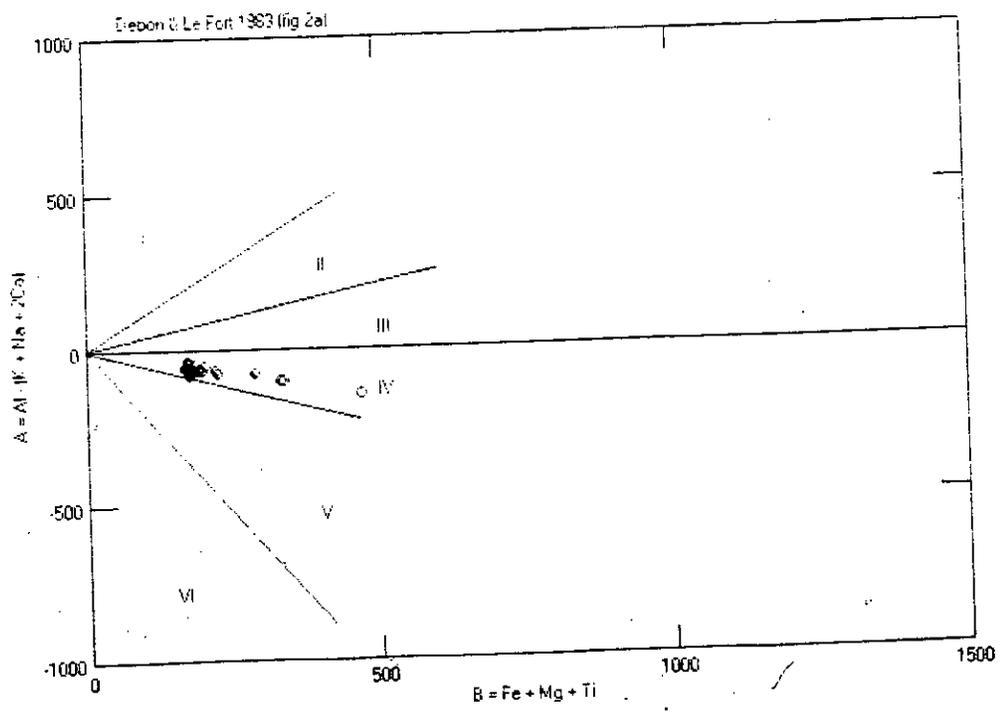


Fig:52

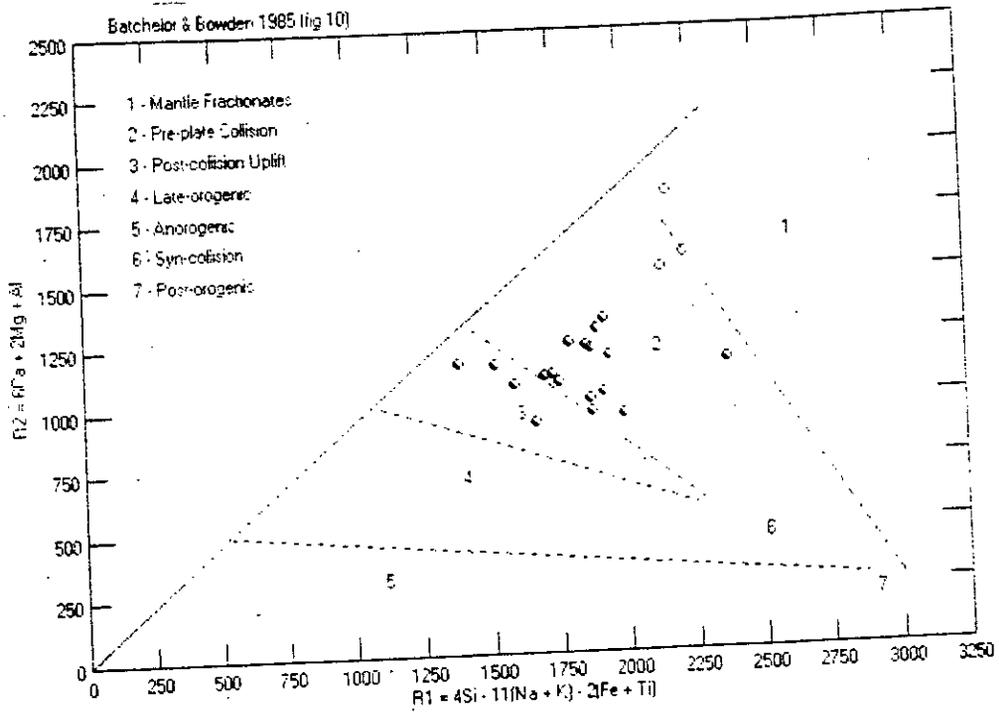


Fig:53

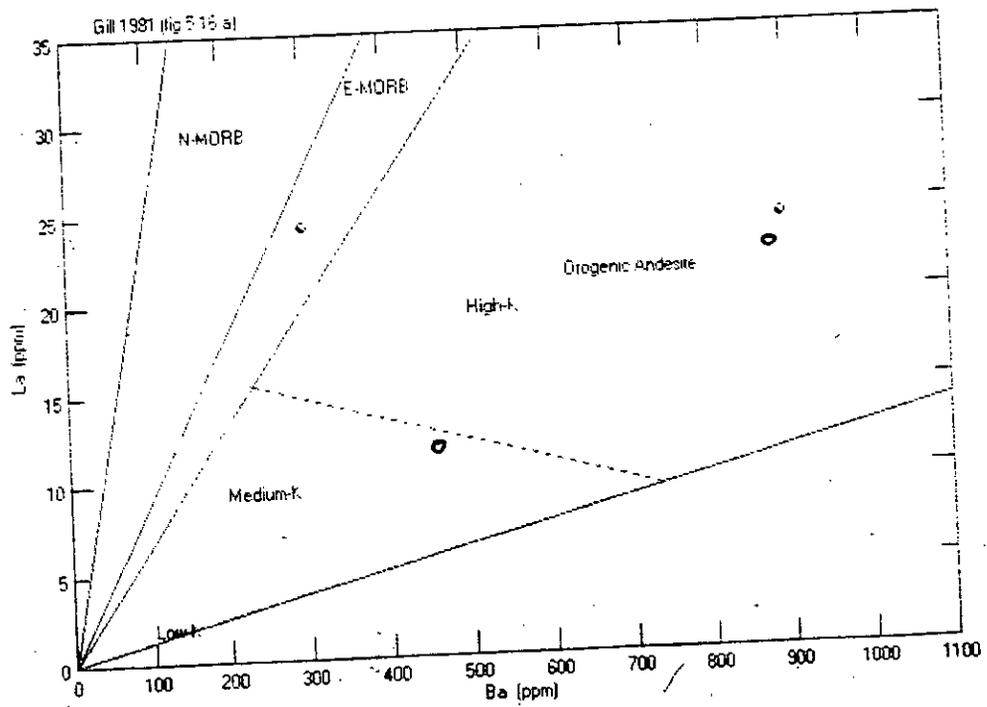
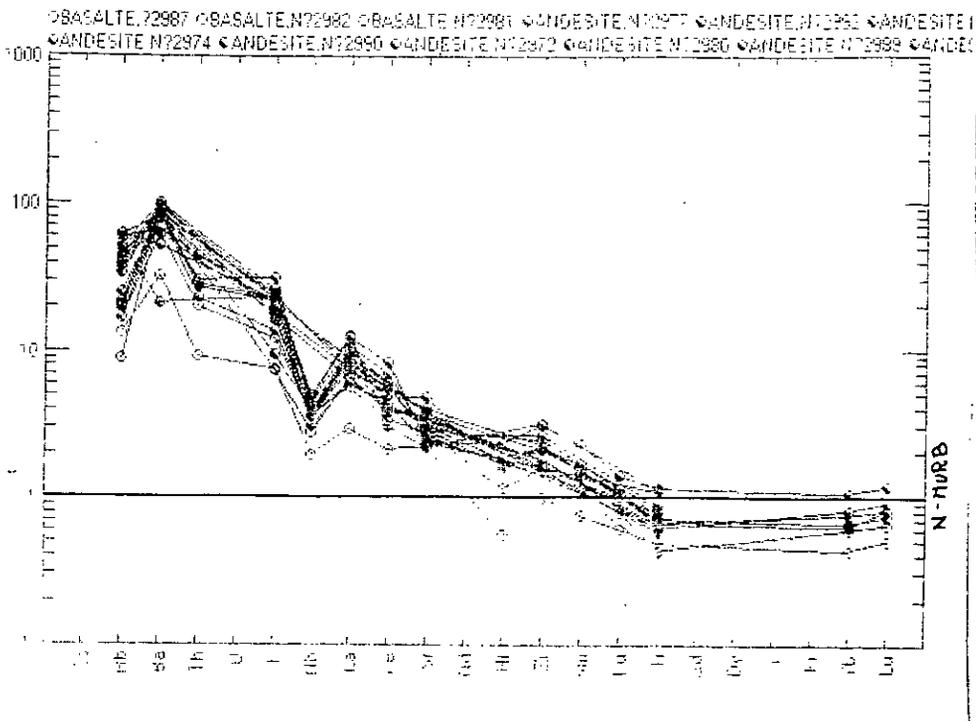


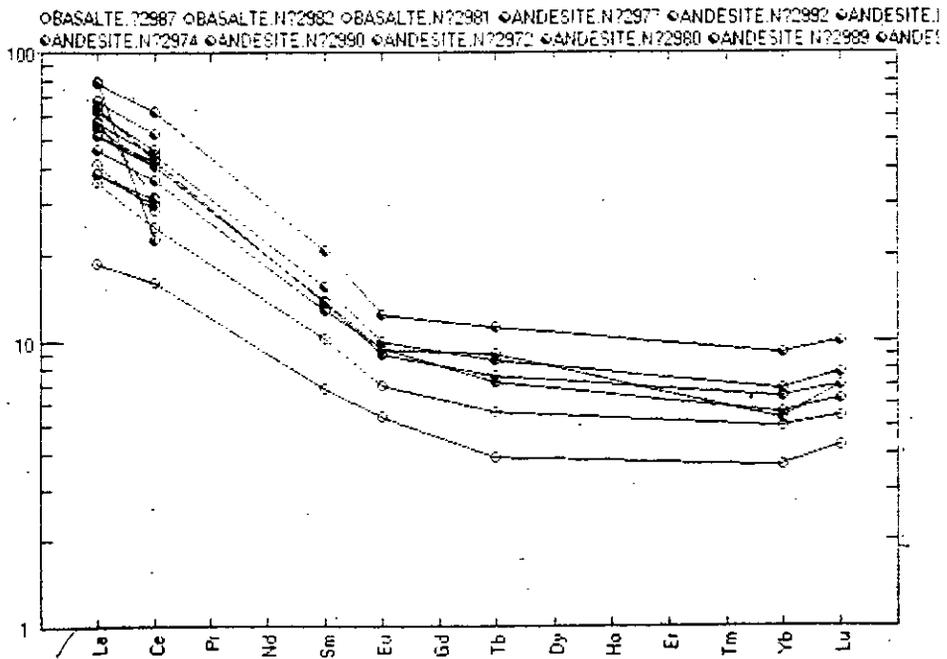
Fig:54



**Fig:55**

C:\NEWPETIG-AKOFU.RGC

Norm: PIII



**Fig:56**

## *Conclusion générale*

## Conclusion générale

Le volcanisme des régions d'étude est caractérisé par la mise en place de plusieurs séries volcaniques tholéitiques et calco-alkalines, de composition en général basique et intermédiaire. Ces séries volcaniques sont de nature et de forme variées, et leur mise en place s'effectue en plusieurs épisodes.

L'études pétrographique et géochimique nous permet de conclure que pour:

\*- L'unité volcan-détritique d'Assendjef, est représenté par les rhyolite, basaltes, rhyodacite, andésite et des faciès intermédiaire. Ces volcanites sont méta à peralumineux et de nature calco-alkaline en général, composées de: plagioclase, olivine, clino et orthopyroxène, biotite, hornblende, et des minéraux opaques (Magnétite, Ilmonite). Les profils des terres rares de ce domaine montrent des fortes teneurs en terres rares légères. Le volcanisme de l'Assendjef s'est mis dans un contexte de marge active.

\*- Les unités terrigènes épaisses (Immedéghdaghène et In Lefesaouène) sont représentées par des basaltes. Les deux unités sont metalumineux de nature tholéitique, pétrographiquement composé d'olivine, clino et orthopyroxène et de hornblende. Les spectres des terres rares montrent un appauvrissement en terres rares légères par rapport au terres rares lourds. Le volcanisme des deux unités est lié à un contexte d'arc insulaire.

Les volcanites de Tassendjanet-Ougda et Gara-Akofou sont constituées par des basaltes, andésites, dacites et rhyolites.

La plus part de leurs termes sont porphyrique enrichis en phénocristaux. Ils sont metalumineux, composées généralement d'olivine, plagioclase, clino et orthopyroxène et des minéraux opaques (Magnétites). Les spectres des terres rares de ces zones montre un enrichissement relative en terres rares légères par rapport aux terres rares lourds. Ces volcanites forment une séries calco-alkaline, qu'indique un contexte de marge active.

# *Annexe*

Eléments majeurs en %

SiO <sub>2</sub>	75.01	76.00	75.40	76.86	77.71	75.99	76.94	76.54	76.45	77.52
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.22	0.09	0.17	0.48	0.88	0.20	0.19	0.26	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.41	11.71	11.41	11.67	11.00	11.92	11.08	11.30	11.69	10.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.37	3.31	3.02	2.90	2.82	2.40	3.36	3.36	3.07	2.88
MnO	0.05	0.12	0.11	0.10	0.04	0.03	0.07	0.10	0.07	0.06
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
CaO	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.69	3.27	3.36	3.78	3.83	3.38	2.76	3.53	3.89
K <sub>2</sub> O	4.59	4.46	4.56	4.43	4.34	4.70	4.58	5.35	4.50	3.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.07	0.02	0.01	0.01
Total	98.37	99.59	97.89	99.52	100.23	99.78	99.72	99.66	99.62	99.29

Mg #	0.58	0.59	0.55	0.68	0.70	0.82	1.74	1.74	1.90	2.02
Cr	10	10	10	15	22	10	10	25	10	10
Ni	49	52	10	10	10	-	10	10	36	19
Co	139	150	13	12	10	140	27	14	150	49
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	10	10	10	53	73	10	10	10	10	10
Cu	10	10	10	10	11	10	10	12	10	114
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Eléments en trace en ppm

Rb	97	105	123	118	129	152	117	128	126	108
Ba	84	47	83	111	86	29	142	124	34	157
Sr	10	10	36	36	46	10	30	56	10	26
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	10.0	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	104	-	-	118	-	-	-	-	-	128
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	89.90	-	-	154.17	-	-	-	-	-	59.90
Ce	181.27	-	-	331.45	-	-	-	-	-	136.73
Nd	87.80	-	-	141.28	-	-	-	-	-	67.55
Sm	18.58	-	-	29.16	-	-	-	-	-	17.44
Eu	1.18	-	-	1.84	-	-	-	-	-	0.75
Gd	16.46	-	-	25.35	-	-	-	-	-	15.92
Dy	16.23	-	-	18.85	-	-	-	-	-	18.67
Er	9.12	-	-	9.77	-	-	-	-	-	10.96
Yb	9.89	-	-	9.83	-	-	-	-	-	12.63
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Density	2.31	2.31	2.31	2.31	2.30	2.31	2.31	2.31	2.31	2.30
---------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Sample	LB19	AA13	LH27a	LH27	LH20	LH33	LH18	AA1	AA2	AA10
<b>Eléments majeurs en %</b>										
SiO <sub>2</sub>	72.31	75.63	75.20	75.43	76.75	67.44	69.60	69.29	69.02	67.71
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.26	1.95	1.95	0.30	0.71	0.25	0.53	0.46	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.41	11.56	10.57	10.28	9.75	14.60	13.78	15.02	15.26	15.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	3.11	3.59	3.54	3.00	4.02	3.15	2.70	2.78	3.22
MnO	0.06	0.12	0.07	0.05	0.11	0.06	0.08	0.08	0.07	0.12
MgO	0.08	0.07	0.12	0.14	0.12	0.45	0.36	0.31	0.35	0.47
CaO	0.40	0.01	0.48	0.36	1.08	1.33	0.85	1.55	1.46	1.43
Na <sub>2</sub> O	3.62	3.63	2.87	2.90	1.60	5.80	4.12	4.15	3.58	4.03
K <sub>2</sub> O	5.29	4.53	5.67	5.09	5.00	3.40	6.00	5.76	6.03	5.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.10	0.07	0.07	0.08	0.22	0.11	0.06	0.01	0.23
Total	98.49	99.02	100.59	99.81	97.79	98.03	98.30	99.45	99.02	98.25
<b>Eléments en trace en ppm</b>										
Mg f	3.87	4.27	6.21	7.26	7.34	18.15	18.46	18.53	19.96	22.42
Cr	25	10	24	32	16	20	27	10	10	11
Ni	5	30	5	9	9	7	5	20	33	10
Co	5	96	5	5	5	5	5	101	148	49
Sc	8	-	2	2	7	9	7	-	-	-
V	5	10	5	5	5	10	6	13	1010	10
Cu	5	10	5	7	5	5	7	168	31	10
Zn	118	-	129	84	79	69	69	-	-	-
Rb	146	108	227	178	139	71	170	143	151	117
Ba	1268	35	38	152	1855	1169	617	1611	2148	3574
Sr	61	10	23	40	171	250	70	422	391	336
Ga	18	-	5	21	12	15	17	-	-	-
Nb	30.0	-	29.0	41.0	23.0	21.0	27.0	-	-	-
Zr	659	-	1000	923	479	354	627	-	-	-
Y	84	-	86	82	58	42	63	-	52	54
Th	15.00	-	34.00	33.00	8.00	10.00	16.00	-	-	-
La	85.29	-	136.31	-	-	-	-	-	53.68	54.47
Ce	172.60	-	263.72	-	-	-	-	-	114.76	113.93
Nd	77.19	-	107.80	-	-	-	-	-	48.37	50.04
Sm	16.75	-	20.36	-	-	-	-	-	10.37	10.57
Eu	2.74	-	0.54	-	-	-	-	-	2.28	2.61
Gd	15.07	-	16.74	-	-	-	-	-	8.84	9.49
Dy	14.65	-	15.17	-	-	-	-	-	8.31	8.46
Er	9.17	-	9.27	-	-	-	-	-	4.83	4.79
Yb	8.74	-	8.63	-	-	-	-	-	4.91	4.98
Be	3.00	-	6.00	6.00	3.00	3.00	5.00	-	-	-
Density	2.32	2.31	2.33	2.32	2.31	2.35	2.33	2.34	2.34	2.34

Sample	LH36	LH62	LH59	LH35	AA14	LH100	LH106	LH37	AA15	LH42
<b>Eléments majeurs en %</b>										
SiO <sub>2</sub>	50.14	56.15	58.62	48.78	69.06	66.96	47.15	50.59	69.15	49.57
TiO <sub>2</sub>	2.34	0.73	0.40	2.58	0.18	0.25	2.12	2.25	0.46	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.69	15.75	14.33	15.63	15.34	14.43	15.36	14.36	15.08	13.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	9.49	7.76	11.88	2.74	4.66	11.26	11.49	2.49	13.81
MnO	0.16	0.13	0.16	0.17	0.11	0.12	0.15	0.19	0.09	0.20
MgO	2.92	2.33	1.92	2.99	0.70	1.25	3.18	3.35	0.73	4.12
CaO	4.80	3.40	4.30	5.69	2.04	1.45	7.05	5.97	1.27	6.65
Na <sub>2</sub> O	2.27	5.67	4.57	5.67	4.51	4.80	3.45	3.85	4.43	2.91
K <sub>2</sub> O	4.09	2.11	2.83	0.96	3.29	4.05	1.77	2.02	3.16	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.18	0.77	0.78	0.77	0.10	0.14	0.56	1.14	0.08	0.34
Total	94.55	96.53	95.67	95.12	98.07	98.11	92.05	95.21	96.94	93.60
<b>Mg #</b>	<b>32.59</b>	<b>32.72</b>	<b>32.89</b>	<b>33.26</b>	<b>33.60</b>	<b>34.69</b>	<b>35.87</b>	<b>36.60</b>	<b>36.73</b>	<b>37.14</b>
Cr	8	22	17	13	10	23	20	15	10	21
Ni	13	15	16	18	-	8	40	14	-	13
Co	11	14	5	18	23	5	26	5	25	9
Sc	20	21	20	23	-	9	20	20	-	38
V	123	151	128	189	54	14	197	128	10	424
Cu	9	13	16	61	10	7	22	20	10	21
Zn	106	124	100	105	-	71	109	121	-	222
<b>Eléments en trace en ppm</b>										
Rb	104	60	60	22	63	95	43	37	66	11
Ba	887	527	840	329	1388	1255	519	806	1512	410
Sr	222	567	557	689	388	254	533	619	271	338
Ga	13	23	5	21	-	26	32	6	-	5
Nb	26.0	31.0	7.0	23.0	10.0	41.0	22.0	23.0	10.0	11.0
Zr	311	374	448	301	-	622	343	293	-	145
Y	45	41	47	40	-	40	31	43	34	35
Th	6.00	5.00	6.00	5.00	-	10.00	5.00	5.00	-	5.00
La	47.51	-	60.95	-	-	67.34	43.82	-	39.63	16.47
Ce	100.80	-	129.14	-	-	106.05	88.33	-	81.72	37.24
Nd	57.71	-	63.31	-	-	62.44	46.34	-	37.62	20.79
Sm	13.04	-	13.04	-	-	12.88	9.90	-	7.79	5.47
Eu	3.68	-	3.61	-	-	3.16	2.72	-	1.74	1.69
Gd	11.25	-	10.94	-	-	10.85	8.73	-	6.54	5.42
Dy	8.66	-	9.00	-	-	9.70	6.95	-	5.12	5.54
Er	4.64	-	4.85	-	-	4.53	3.81	-	3.20	3.29
Yb	3.61	-	3.98	-	-	4.89	3.07	-	3.33	2.98
Be	3.00	3.00	3.00	3.00	-	3.00	2.00	2.00	-	2.00
Density	2.49	2.44	2.42	2.51	2.35	2.36	2.53	2.51	2.34	2.54

File Name	C:\NEWPET\ASSENDJE.ROC									
Sample	AA11	AA3	AA12	AA4	AA8	AA16	AA7	AA5	AA6	AA9
<b>Eléments majeurs en %</b>										
SiO <sub>2</sub>	75.01	76.00	75.40	76.36	77.71	75.99	76.94	76.54	76.45	77.52
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.22	0.09	0.17	0.48	0.88	0.20	0.19	0.26	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.41	11.71	11.41	11.67	11.00	11.92	11.08	11.30	11.69	10.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.37	3.31	3.02	2.90	2.82	2.40	3.36	3.36	3.07	2.88
MnO	0.05	0.12	0.11	0.10	0.04	0.03	0.07	0.10	0.07	0.06
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
CaO	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.69	3.27	3.36	3.78	3.83	3.38	2.76	3.53	3.89
K <sub>2</sub> O	4.59	4.46	4.56	4.43	4.34	4.70	4.58	5.35	4.50	3.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.07	0.02	0.01	0.01
Total	98.37	99.59	97.89	99.52	100.23	99.78	99.72	99.66	99.62	99.29
Mg #	0.58	0.59	0.65	0.68	0.70	0.82	1.74	1.74	1.90	2.02
<b>Eléments en trace en ppm</b>										
Cr	10	10	10	15	22	10	10	25	10	10
Ni	49	52	10	10	10	-	10	10	36	19
Co	139	150	13	12	10	140	27	14	150	49
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	10	10	10	53	73	10	10	10	10	10
Cu	10	10	10	10	11	10	10	12	10	114
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	97	105	123	118	129	152	117	128	126	108
Ba	84	47	83	111	86	29	142	124	34	157
Sr	10	10	36	36	46	10	30	56	10	26
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	10.0	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	104	-	-	118	-	-	-	-	-	128
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	89.90	-	-	154.17	-	-	-	-	-	59.90
Ce	181.27	-	-	331.45	-	-	-	-	-	136.73
Nd	87.80	-	-	141.28	-	-	-	-	-	67.55
Sm	18.58	-	-	29.16	-	-	-	-	-	17.44
Eu	1.18	-	-	1.84	-	-	-	-	-	0.75
Gd	16.46	-	-	25.35	-	-	-	-	-	15.92
Dy	16.23	-	-	18.85	-	-	-	-	-	18.67
Er	9.12	-	-	9.77	-	-	-	-	-	10.96
Yb	9.89	-	-	9.83	-	-	-	-	-	12.63
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Density	2.31	2.31	2.31	2.31	2.30	2.31	2.31	2.31	2.31	2.30

Eléments majeurs en %	
SiO <sub>2</sub>	46.82
TiO <sub>2</sub>	1.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.89
MnO	0.12
MgO	6.96
CaO	10.55
Na <sub>2</sub> O	2.56
K <sub>2</sub> O	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20
Total	95.44

Mg # 63.60

Eléments en trace en ppm	
Cr	231
Ni	51
Co	21
Sc	29
V	156
Cu	54
Zn	42

Rb	17
Ba	359
Sr	490
Ga	5

Nb	8.0
Zr	83
Y	20
Th	5.00

La	-
Ce	-
Nd	-
Sm	-
Eu	-
Gd	-
Dy	-
Er	-
Yb	-

Be 1.00

Density 2.57

File Name	C:\NEWPET\IMEDEGRD.ROC					
Sample	LH84	LH82	LH80	LH81	LH70	LH77
<b>Éléments majeurs en %</b>						
SiO <sub>2</sub>	49.00	47.09	47.76	49.28	47.15	46.34
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.96	1.16	1.37	2.09	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.53	17.28	15.60	14.21	15.53	13.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.35	12.08	11.92	12.25	14.21	15.39
MnO	0.15	0.16	0.17	0.16	0.24	0.17
MgO	7.94	8.10	7.84	7.49	7.21	5.76
CaO	9.92	8.78	10.86	10.44	6.09	11.28
Na <sub>2</sub> O	3.40	2.83	3.00	3.49	4.04	3.62
K <sub>2</sub> O	0.76	0.63	0.41	0.14	0.19	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.15	0.16	0.16	0.30	0.22
Total	98.21	98.06	98.88	98.99	97.05	98.72
<b>Éléments en trace en ppm</b>						
Mg ‡	60.31	57.04	56.57	54.77	50.12	42.57
Cr	361	106	296	178	94	119
Ni	87	152	92	84	42	76
Co	45	56	48	47	43	47
Sc	40	31	40	35	41	36
V	261	212	313	268	324	395
Cu	95	167	68	111	166	135
Zn	69	75	82	76	125	115
Rb	18	27	12	7	8	12
Ba	732	273	184	29	203	77
Sr	295	386	261	222	152	200
Ga	27	28	29	28	30	35
Nb	5.0	5.0	5.0	8.0	8.0	11.0
Zr	61	45	71	75	164	116
Y	23	18	27	19	39	27
Th	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
La	3.72	3.53	4.30	6.79	8.66	10.47
Ce	9.89	9.52	11.60	17.25	23.71	26.26
Nd	7.63	7.57	9.21	12.15	19.40	18.03
Sm	2.93	2.44	3.25	3.36	6.35	5.10
Eu	0.93	0.93	1.04	1.21	2.02	1.73
Gd	3.79	3.15	4.27	3.61	7.63	5.53
Dy	4.02	3.14	4.68	3.21	8.53	5.08
Er	2.51	1.94	2.91	1.74	5.35	2.74
Yb	2.39	1.82	2.76	1.44	5.10	2.25
Be	1.20	1.10	1.50	1.20	1.60	1.70
Density	2.57	2.58	2.59	2.58	2.57	2.60

Sample	LH68	LH88	LH87	LH86	LH89	LH24
<b>Eléments majeurs en %</b>						
SiO <sub>2</sub>	47.70	47.42	46.81	44.25	48.17	46.59
TiO <sub>2</sub>	0.94	1.37	1.76	1.82	2.41	2.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.26	15.14	13.73	15.63	13.01	13.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.08	12.03	14.71	15.13	16.57	16.08
MnO	0.17	0.16	0.20	0.28	0.19	0.22
MgO	8.48	7.99	7.00	7.09	6.80	6.12
CaO	12.28	11.50	11.19	10.41	7.00	10.74
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.86	2.77	2.93	4.70	2.50
K <sub>2</sub> O	0.59	0.34	0.60	0.85	0.17	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.20	0.25	0.27	0.27	0.34
Total	98.93	99.01	99.02	98.66	99.29	98.97
<b>Eléments en trace en ppm</b>						
Mg ‡	62.49	56.81	48.52	48.13	44.83	42.98
Cr	596	324	240	143	85	208
Ni	133	97	80	165	63	30
Co	49	46	45	57	38	13
Sc	40	38	44	31	34	44
V	235	308	404	307	434	403
Cu	24	157	198	236	213	221
Zn	93	76	101	105	109	164
Rb	30	10	15	21	7	9
Ba	72	43	99	193	62	74
Sr	254	141	313	341	223	280
Ga	27	31	36	35	37	5
Nb	6.0	8.0	9.0	9.0	12.0	16.0
Zr	57	89	109	95	135	188
Y	22	24	29	35	27	40
Th	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
La	4.10	8.19	7.82	6.25	11.24	-
Ce	10.75	20.19	20.45	17.32	28.65	-
Nd	8.06	13.39	15.27	14.53	20.33	-
Sm	2.83	3.71	4.74	4.12	5.72	-
Eu	0.92	1.29	1.50	1.47	1.87	-
Gd	3.78	4.31	5.27	4.58	6.12	-
Dy	3.43	3.76	5.37	4.70	5.73	-
Er	2.12	2.14	3.24	2.72	3.19	-
Yb	2.00	1.85	2.97	2.39	2.70	-
Be	4.00	1.40	2.00	1.60	2.00	1.50
Density	2.60	2.60	2.61	2.62	2.58	2.61

Sample	BASALTE.N?	ANDESITE.N						
<b>Eléments majeurs en %</b>								
SiO <sub>2</sub>	50.66	55.20	56.61	57.24	57.65	58.00	58.96	59.00
TiO <sub>2</sub>	2.89	0.84	0.82	0.92	0.84	0.71	0.81	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	14.15	14.41	16.46	16.72	14.57	15.93	16.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.07	1.94	2.11	4.95	3.57	3.15	1.98	2.23
FeO	0.49	3.36	4.31	1.35	2.44	3.17	3.06	2.70
MnO	0.15	0.16	0.10	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07
MgO	2.70	2.86	7.73	4.39	4.00	7.01	4.08	3.96
CaO	7.04	9.30	7.60	7.63	7.75	7.14	6.89	7.00
Na <sub>2</sub> O	4.30	2.53	2.77	3.16	3.55	2.91	3.26	3.13
K <sub>2</sub> O	1.28	2.45	0.90	1.04	0.98	1.48	1.12	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.70	0.46	0.23	0.23	0.26	0.20	0.24	0.24
Total	98.18	93.25	97.59	97.46	97.85	98.44	96.41	96.61
H <sub>2</sub> O	1.48	2.88	2.74	2.84	2.44	1.84	2.86	3.17
CO <sub>2</sub>	0.94	3.90	-	-	-	-	-	-
<b>Mg f</b>								
	28.20	49.96	68.93	57.41	55.77	67.54	60.03	59.99
<b>Eléments en trace en ppm</b>								
Cr	20	-	440	131	42	336	168	167
Ni	27	-	172	82	48	150	71	68
Co	40	-	35	24	25	34	22	17
Sc	21	-	21	16	18	19	14	-
V	243	-	146	147	140	141	135	130
Cu	40	-	59	66	59	65	53	56
Zn	123	-	67	58	60	62	55	45
K	10626	20338	7471	8633	8135	12286	9297	9962
Rb	22	66	28	26	17	26	30	32
Sr	481	782	900	1005	868	760	825	810
Li	14.00	23.00	10.00	10.00	12.00	11.00	11.00	10.00
Nb	20.0	12.0	13.0	13.0	12.0	13.0	15.0	13.0
Hf	-	-	3.40	4.30	-	3.50	-	-
Zr	234	187	168	191	161	162	204	192
Ti	17326	5036	4916	5515	5036	4256	4856	5216
Th	2.50	-	3.80	4.20	4.00	3.50	5.90	-
La	32.20	31.00	20.80	25.70	22.20	20.50	27.30	31.00
Ce	69.80	53.50	42.40	56.30	37.60	42.60	52.80	58.90
Sm	7.25	-	3.88	4.48	3.99	3.71	4.77	-
Eu	2.39	-	1.04	1.23	1.17	1.04	1.26	-
Tb	0.98	-	0.49	0.56	0.46	0.47	0.49	-
Yb	2.77	-	1.44	1.61	1.75	1.46	1.85	-
Lu	0.47	-	0.27	0.28	0.30	0.23	0.32	-
Density	2.53	2.51	2.55	2.49	2.50	2.52	2.49	2.48

Sample	BASALTE. ?2	BASALTE.N?	BASALTE.N?	ANDESITE.N						
<b>Eléments majeurs en %</b>										
SiO <sub>2</sub>	49.57	52.32	53.43	53.57	54.65	54.84	55.00	55.04	55.20	55.20
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.64	0.65	1.20	1.23	1.07	1.20	1.70	1.67	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.26	14.40	14.24	17.16	17.15	18.31	17.15	15.10	15.08	17.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	7.66	6.30	5.63	4.07	2.96	4.58	5.59	6.29	3.26
FeO	5.55	0.57	2.07	2.70	3.36	3.70	3.48	4.28	3.42	3.45
MnO	0.17	0.13	0.14	0.13	0.16	0.10	0.12	0.14	0.12	0.10
MgO	13.70	9.00	9.06	3.26	2.56	2.97	3.07	2.97	3.04	3.10
CaO	8.55	8.01	7.52	6.17	7.75	7.70	7.05	6.24	5.97	6.23
Na <sub>2</sub> O	1.87	2.35	2.42	3.84	2.96	3.27	3.23	2.85	2.76	4.23
K <sub>2</sub> O	0.86	0.84	1.40	1.85	2.00	1.56	2.06	2.66	2.77	2.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.16	0.17	0.17	0.37	0.38	0.33	0.35	0.55	0.54
Total	96.98	96.08	97.40	95.68	96.26	96.86	97.27	96.92	96.87	96.90
H <sub>2</sub> O	2.61	2.62	1.76	2.52	1.43	2.29	1.19	1.35	1.83	2.55
CO <sub>2</sub>	0.34	0.24	-	0.59	1.46	-	-	1.17	0.45	-
Mg #	73.31	68.25	67.60	42.79	39.38	45.41	41.85	36.24	37.37	46.39
<b>Eléments en trace en ppm</b>										
Cr	1130	628	676	25	29	59	-	15	19	-
Ni	340	211	220	28	23	33	-	34	31	-
Co	55	40	42	26	23	20	-	32	26	-
Sc	31	-	28	-	-	16	-	-	-	-
V	201	140	153	202	224	175	-	244	258	-
Cu	65	38	34	112	76	43	-	221	175	-
Zn	74	63	65	80	86	68	-	94	95	-
K	7139	6973	11622	15357	16603	12950	17101	22081	22995	20587
Rb	15	10	19	23	19	22	28	42	50	71
Ba	460	1200	380	1435	1140	1175	1240	1230	1380	740
Sr	265	437	344	452	306	576	400	263	284	463
Li	10.00	9.00	9.00	14.00	10.00	13.00	7.00	16.00	12.00	7.00
Nb	7.0	10.0	13.0	14.0	-	13.0	-	18.0	-	-
Hf	1.60	-	3.30	-	-	4.60	-	-	-	-
Zr	90	147	142	193	-	193	-	282	-	-
Ti	4436	3837	3897	7194	7374	6415	7194	10192	10012	5276
Th	1.70	-	3.70	-	-	4.20	-	-	-	-
La	11.70	26.00	22.60	41.00	-	29.30	-	50.00	-	-
Ce	25.50	45.80	39.80	68.40	-	57.60	-	35.70	-	-
Sm	2.72	-	4.06	-	-	5.10	-	-	-	-
Eu	0.81	-	1.05	-	-	1.41	-	-	-	-
Tb	0.38	-	0.55	-	-	0.70	-	-	-	-
Yb	1.62	-	2.23	-	-	2.50	-	-	-	-
Lu	0.28	-	0.36	-	-	0.41	-	-	-	-
Density	2.66	2.55	2.55	2.51	2.51	2.52	2.51	2.52	2.51	2.49

		ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	ANDESITE.N	
Eléments majeurs en %	SiO <sub>2</sub>	55.44	56.32	56.41	56.63	57.00	57.98	58.25	58.55	58.64	58.70
	TiO <sub>2</sub>	1.72	1.24	0.98	0.87	0.93	1.04	0.99	0.99	0.95	1.30
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.81	16.12	16.98	17.23	16.88	15.10	15.54	15.50	16.30	15.51
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.98	3.47	3.02	2.71	5.58	3.50	4.26	4.61	4.92	4.31
	FeO	8.71	4.63	3.96	4.08	1.81	4.14	3.39	3.22	1.95	3.30
	MnO	0.13	0.14	0.10	0.10	0.10	0.13	0.12	0.11	0.12	0.16
	MgO	2.91	2.72	3.20	3.20	3.06	2.75	2.82	2.35	2.96	2.35
	CaO	5.97	6.11	6.47	6.82	6.82	6.80	5.28	5.07	5.37	4.68
	Na <sub>2</sub> O	2.90	3.41	3.02	3.50	3.10	2.82	3.38	3.32	3.35	3.73
	K <sub>2</sub> O	2.72	2.52	2.27	2.01	2.60	1.07	2.51	2.63	2.55	2.94
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.55	0.42	0.27	0.24	0.26	0.28	0.28	0.28	0.29
	Total	101.53	97.23	96.83	97.42	98.12	95.59	96.82	96.63	97.39	97.27
	Eléments en trace en ppm	H <sub>2</sub> O	2.25	1.93	2.17	1.66	0.97	2.34	1.72	1.93	1.73
CO <sub>2</sub>		-	-	0.17	-	-	1.22	-	-	-	-
Mg †		26.90	38.47	46.06	46.66	44.39	40.20	41.03	36.24	45.27	36.84
Cr		14	16	41	39	-	18	21	17	-	11
Ni		31	17	31	31	-	17	13	17	-	9
Co		29	24	21	23	-	23	19	23	-	18
Sc		21	-	-	-	-	-	20	21	-	-
V		250	196	179	159	-	202	198	202	-	173
Cu		167	113	59	65	-	62	60	113	-	67
Zn		92	84	73	64	-	75	76	73	-	88
K		22580	20919	18844	16686	21583	8882	20836	21832	21168	24406
Rb		46	38	67	50	59	24	48	50	56	59
Ba		1325	1320	960	895	300	1250	1185	1250	1250	1445
Sr	286	353	408	415	373	480	326	350	382	317	
Li	12.00	10.00	12.00	10.00	8.00	6.00	9.00	12.00	14.00	9.00	
Nb	17.0	13.0	13.0	11.0	13.0	14.0	16.0	13.0	-	16.0	
Hf	6.70	-	-	-	-	-	4.80	4.90	-	-	
Zr	276	224	164	162	165	207	201	196	-	239	
Ti	10311	7434	5875	5216	5575	6235	5935	5935	5695	7793	
Th	8.10	-	-	-	-	-	5.00	5.30	-	-	
La	49.50	39.28	36.50	24.28	24.30	34.80	32.60	32.60	-	43.20	
Ce	99.40	73.20	50.40	48.00	49.90	64.80	67.00	65.10	-	83.80	
Sm	8.21	-	-	-	-	-	5.45	5.50	-	-	
Eu	1.85	-	-	-	-	-	1.35	1.40	-	-	
Tb	1.08	-	-	-	-	-	0.73	0.87	-	-	
Yb	4.02	-	-	-	-	-	2.84	2.38	-	-	
Lu	0.66	-	-	-	-	-	0.46	0.46	-	-	
Density	2.58	2.51	2.50	2.50	2.48	2.50	2.48	2.47	2.46	2.47	

Eléments majeurs en %

SiO <sub>2</sub>	60.20
TiO <sub>2</sub>	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48
FeO	2.13
MnO	0.11
MgO	2.36
CaO	5.08
Na <sub>2</sub> O	2.70
K <sub>2</sub> O	3.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28
Total	97.60

H <sub>2</sub> O	1.66
CO <sub>2</sub>	-

Mg ‡	37.33
------	-------

Eléments en trace en ppm

Cr	20
Ni	17
Co	21
Sc	22
V	174
Cu	65
Zn	68

K	29636
Rb	69
Ba	1140
Sr	283
Li	8.00

Nb	14.0
Hf	5.30
Zr	197
Ti	5575
Th	5.60

La	36.30
Ce	70.90
Sm	6.13
Eu	1.50
Tb	0.83
Yb	3.00
Lu	0.51

Density	2.45
---------	------

# ***Bibliographie***

## Bibliographie

**ABOUCHAMIE . W (1990):**

Un événement volcanique majeur vers 2.1 G.A, en Afrique de l'Ouest: Un stade d'accrétion crustale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy, 155 p.

**BAJA . A . (1984):**

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

**BERNARD BESSOLES. (1977):**

Géologie de l'Afrique. Mémoires du B.R.G.M, Paris 1977, N°88.

**BERTRAND J . M .L (1986):**

Novelles données de l'âge de la tectonique panafricaine dans le rameau Oriental de la chaîne pharusien (région de timgaouine, Hoggar, Algérie). C.R. Académie des sciences, Paris II, 440 p.

**BONHOMME . M . (1962):**

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

**BOUKHALFA L. (1987):**

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

**BRIEDJ. M. (1993):**

Etude géologique de la région de Tahifet, (Hoggar Central, Algérie). Implication geodynamiques. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Nancy I, 189 p.

**CHIKHAOUI M. (1981):**

Les roches volcaniques du Protérozoïquesq supérieur de la chaîne panafricaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implication géodynamiques. Thèse d'état, Académie de Montpellier, 183 p.

**DEBON et LEFORT P. (1983):**

Classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communs de leurs associations. Méthodes et applications. C.R.PG Nancy, 26 p.

**ZAÏME. F. (1994):**

Mise en evidence de plusieurs suite magmatiques dans la partie Occidentae du terrain de Louini (Hoggar, Algérie). Thèse d'état en sciences, de l'universite de Paris sud Orsay, 1994.

**FOUCAULT A. (1984):**

Dictionnaire de géologie. Edition Masson Paris, 347 p.

**GRAVELLE M. (1969):**

Recherche sur la géologie de l'Ahaggar Centro-Occidental dans la région de Silte-Tibéhaouine. Thèse d'état. Faculté des sciences de l'université de Paris, 298 p.

Recherche sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar Centro-Occidental dans la région Siltés-Tibéhaouine à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara Central. Thèse Sci. Paris Vol 3.

**HADDOUM H. (1992):**

Etude structurale des terrains Archéens du môle In Ozzal (Hoggar Occidental, Algérie). USTBH Algérie, 214p.

**KILIAN (1932):**

Reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Shara Central. Thèse Sci Paris, Vol 3.

**LANCELOT I. R et al. (1975):**

Les systemes U/Pb, chronomètres et traceurs de l'évolution des roches terrestres. Thèse, Paris VII 2809.

**LAPIQUE et al. (1986):**

A major Pan-African cristal decoupling zone in the timgaouine area (Western Hoggar, Algeria), S. African Earth. Ser.N:

**LASSEL. K. F. (1990):**

Les gneiss charnockitogues du socle Archéen de l'In Ouzzal (Hoggar, Algérie), pétrologie, isotopes de l'oxygène, inclusions fluidales. Mem. D.E.A, 58 p, 4 PMC, Paris.

**LAURENT R. (1990):**

Pétrologie des roches magmatiques. Département de géologie, Université Laval, Canada, 237 p.

**LELUBRE. M. (1952):**

Recherche sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar Central et Occidental (Shara Central), dans la région de Silet-Tibéhaouine. Bull. Sev. Carte Géol, Algérie, alger, 2<sup>e</sup> série, 22, 2 tomes

**LOUKAL. H et MOUNAOULI. S (1996):**

Traitement et interprétation des données pétrographique et géochimique des volcanites panafricaines du fossé pharusien. (Hoggar, Algérie).P.F.E, 84 p.

**MERIE M. D. E. (1987):**

Données nouvelles sur les granitoïdes du pharusien de la région Timgaouine (Hoggar, Algérie). Pétrogenèse et évolution géodynamique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Nancy I, 166 p.

**MOUSSINE POUCHKINE. A. BERTRAND.S (1958):**

Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques Protérozoïques , impliquées dans la chaîne panafricaine, la région de l'Adrar Ahnet (NW, Hoggar, Algérie). Pour AFRIC. Ercth. Sci, 7.6.57-75.

**TRIKI M. (1995):**

Caractérisation pétrographique et géochimique des roches magmatiques panafricaines de la zone Timgaouine-Silte (Hoggar, Algérie). P.F.E; 68 p.