

000920

## Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des complexes granitiques pan-africains de la région de Tamanrasset (Algérie) : relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central

par ALAIN CHEILLETZ<sup>+,++</sup>, JEAN-MICHEL BERTRAND<sup>+</sup>, BERNARD CHAROY<sup>+,++</sup>, OMAR MOULAHOUIM,  
LAKHDAR BOUABSA<sup>\*\*</sup>, EDOUARD FARRAR<sup>\*\*\*</sup>, JEAN-LOUIS ZIMMERMANN<sup>+</sup>, DANIELLE DAUTEL<sup>+</sup>,  
DOUGLAS A. ARCHIBALD<sup>\*\*\*</sup> et ANNE-MARIE BOULLIER<sup>+</sup>

**Mots clés.** – Hoggar, Leucogranite à albite-topaze, Sn-W, Orogenèse pan africaine, Géochimie, Géochronologie.

**Résumé.** – De nouvelles données cartographiques, pétrographiques et minéralogiques (chimie des phases micacées), géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares), et géochronologiques (Rb-Sr, K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) permettent de distinguer clairement au Hoggar central deux épisodes magmatiques principaux correspondant à un important contraste géochimique : (1) entre 615 Ma (Anfeg) et 576 Ma (Tifferkit), granites d'affinité subalkaline ; (2) entre 539 Ma et 525 Ma, un magmatisme hyperalumineux (granites pan africains tardifs PAT du Hoggar central, In Tounine et Ahelehdj) et spécialisé F-Li (leucogranites à albite-topaze associés aux minéralisations Sn-W). Cette évolution magmatique est interprétée comme résultant d'un épaissement crustal pan-africain dû à une collision. Les magmas les plus précoces (granites d'Anfeg à  $\text{Sr}_1 = 0,705$ ), formés à proximité de l'interface croûte-manteau et synchrones d'une déformation tangentielle dans les conditions du faciès amphibolite, montrent une évidente contribution mantellique. Le magmatisme peralumineux, tardif (granites circonscrits PAT à  $\text{Sr}_1$  élevé), ainsi que les leucogranites à albite-topaze, apparaissent contrôlés par des structures extensives localisées, 80 Ma après l'épisode tectonométamorphique majeur.

## Geochemistry and geochronology Rb-Sr, K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of the Pan-African granitic complexes of the Tamanrasset area (Algeria) : relationships with the associated Sn-W mineralizations and tectonic evolution of Central Hoggar

**Key words.** – Hoggar, Albite-topaz leucogranite, Sn-W, Pan-African orogen, Geochemistry, Geochronology.

**Abstract.** – New field mapping, petrographic and mineralogic data (mica chemistry), geochemical (major and trace elements, REE) and geochronological (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) allow us to distinguish two successive magmatic suites with contrasting geochemistry : (1) granites with subalkaline affinity between 615 Ma (Anfeg) and 576 Ma (Tifferkit) ; (2) peraluminous magmatism (late Pan-African granites from Central Hoggar LPA, In Tounine and Ahelehdj) and Li-F specialized leucogranites with associated Sn-W mineralization between 539 and 525 Ma. Such a magmatic evolution is interpreted as resulting from thickening of the continental crust during the Pan-African collision. Earliest magmas (Anfeg granite with  $\text{Sr}_1 = 0.705$ ) show mantle contribution and were formed close to the crust-mantle boundary where synchronous crustal stacking developed in amphibolite facies conditions. Latest peraluminous magmatism of crustal derivation (PAT granite plutons with  $\text{Sr}_1 = 0.723$ ) and albite-topaz leucogranites appear to be controlled by localized extensional structures, 80 Ma after the main tectono-metamorphic event.

### I. – INTRODUCTION

Les études récentes [Bouabsa, 1987 ; Moulahoum, 1988] concernant les complexes granitiques pan-africains tardifs (PAT) du Hoggar central, traditionnellement dénommés « granites Taourirt », remettent en cause le modèle interprétatif unitaire de Boissonnas [1973] d'une évolution de type complexe annulaire par cristallisation fractionnée de séquences comagmatiques dans un même pluton circonscrit. Ce modèle s'applique cependant aux granites PAT de la chaîne pharusienne plus à l'ouest [Ba *et al.*, 1985 ; Azzou-ni-Sekkal, 1989]. Au Hoggar central, deux lignées non co-

magmatiques sont bien représentées dans certains plutons PAT. Les minéralisations Sn-W caractéristiques de cette province, classiquement reliées au magmatisme Taourirt *s.l.*, sont en fait associées spatialement et génétiquement à un type magmatique spécifique très évolué : les leucogranites à albite-topaze [Bouabsa, 1987].

Cet article a pour objet la géochimie et la géochronologie des granites pan-africains de la région de Tamanrasset et particulièrement celles des granites pan-africains tardifs (PAT) et des leucogranites à albite-topaze associés, replacés dans le cadre de l'évolution géotectonique et chronologique de ce segment de bouclier Touareg.

+ Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy cedex, France.  
++ Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, BP 452, Nancy cedex, France.

\* E.R.E.M., Tamanrasset, Algérie.

\*\* Département de Géologie, Université d'Annaba, Annaba, Algérie.

\*\*\* Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, ONT. K7L 3N6, Canada.

Manuscrit déposé le 10 juillet 1991, accepté le 13 mai 1992.

## II. - EVOLUTION STRUCTURALE ET MAGMATIQUE DU HOGGAR CENTRAL

Le bouclier Touareg fait partie de la chaîne pan-africaine trans-saharienne [Cahen *et al.*, 1984]. Il est composé de trois domaines allongés N-S, séparés par des zones de cisaillement, dont les évolutions tectoniques, métamorphiques et chronologiques sont différentes [Bertrand et Caby, 1978]. La chaîne trans-saharienne résulte de l'accrétion oblique, au cours du Protérozoïque supérieur, de blocs allochtones, se clôturant par une collision finale avec le craton ouest africain, vers 600 Ma [Black *et al.*, 1979; Caby, 1987; Boullier, 1991].

L'un de ces domaines, le Hoggar central, est constitué de deux ensembles lithologiques : (1) les gneiss « suggariens » [Kilian, 1932; Lelubre, 1952], actuellement interprétés comme représentant du matériel d'âge archéen à protérozoïque inférieur ayant subi une déformation et un métamorphisme d'âge éburnéen (ca. 2 Ga), suivis d'une réactivation d'âge pan-africain [Latouche et Vidal, 1974; Bertrand et Caby, 1978; Vialette et Vitel, 1981]; (2) les schistes « pharusiens » comportant des formations volcaniques et volcano-sédimentaires faiblement métamorphiques

d'âge protérozoïque supérieur. Les granites pan-africains couvrent une surface considérable au Hoggar central et sont nettement sécants sur les deux ensembles précédents.

La région de Tamanrasset (fig. 1) est limitée à l'ouest par le décrochement du 4°50' et par le décro-chevauchement de Timgaouine [Lapique *et al.*, 1986; Bertrand *et al.*, 1986a], et à l'est par les grands domaines gneissiques du Hoggar central [Bertrand et Caby, 1978]. L'histoire tectonique panafricaine de la région correspond à une suite de déformations progressives réalisées en conditions métamorphiques décroissantes avec le temps. Trois stades principaux ont été distingués [Bertrand *et al.*, 1986b; Moulahoum, 1988].

**A) Un stade précoce de tectonique tangentielle profonde à vergence NNE** [Bertrand *et al.*, 1986b] correspond à la réactivation des vieux gneiss datés à  $2075 \pm 30$  Ma [Bertrand *et al.*, 1986b]. Des granites se sont mis en place sous forme de feuillettes ou de laccolites (Anfeg, Amsel, Torsonounine, orthogneiss de Tinef, voir fig. 1) pendant cette réactivation. Les âges U-Pb sur zircon, sphène, ou monazite de ces granitoïdes sont échelonnés entre 629 et 578 Ma [Bertrand *et al.*, 1986 a et b; Lapique *et al.*, 1986].

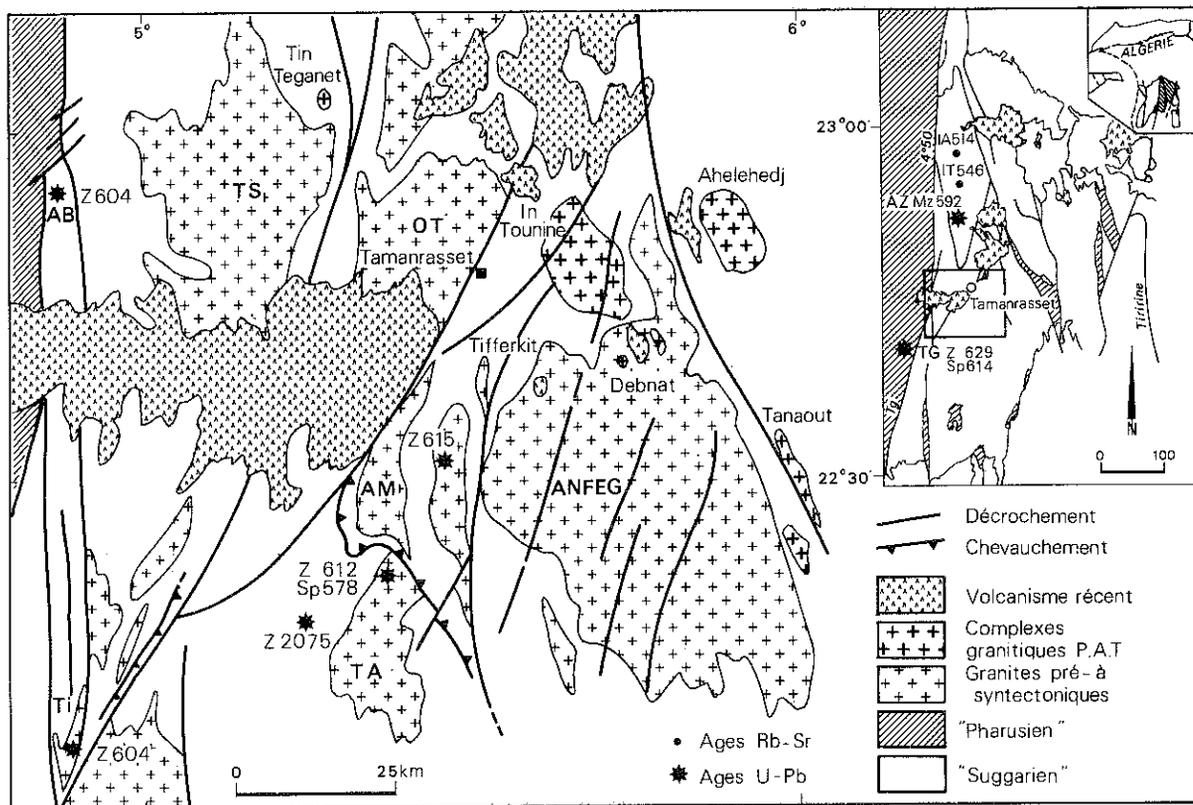


FIG. 1. - Schéma géologique de la région de Tamanrasset, Hoggar central, Algérie. Les âges U-Pb sur zircon (Z), sphène (Sp) et monazite (Mz) ont été indiqués [d'après Bertrand *et al.*, 1986a, 1986b]. Cartouche : AZ : Aou Zébaouène; IA : In Akoulmou; IT : In Tifferkit; TH : Timgaouine. Carte principale : AB : Abalessa; AM : Amsel; OT : Otoul; TA : Tin Amzi; Ti : Tinef; TS : Torsonounine.

FIG. 1. - Geological sketch map of the Tamanrasset area, central Hoggar, Algeria. Zircon (Z), sphene (Sp) and monazite (Mz) U-Pb ages are indicated [after Bertrand *et al.*, 1986a, 1986b]. Insert : AZ : Aou Zébaouène; IA : In Akoulmou; IT : In Tifferkit; TG : Timgaouine. Main map : AB : Abalessa; Am : Amsel; OT : Otoul; TA : Tin Amzi; Ti : Tinef; TS : Torsonounine.

**B) De grandes zones de cisaillement verticales** sont de deux types :

1) *les mylonites orientées NE-SW*, formées dans les conditions du faciès amphibolite, portent une linéation d'étirement subhorizontale et ont été interprétées comme représentant les rampes latérales de grands chevauchements [Lapique *et al.*, 1986]. La zone mylonitique NNE-SSW située à l'ouest de Tamanrasset (fig. 1) est probablement de ce type, du moins pour son stade précoce de fonctionnement. Le granite de Tifferkit (fig. 1) est contrôlé par un tel cisaillement.

2) *les zones mylonitiques rétro-morphiques décrochantes dextres (NNE-SSW) ou senestres (NNW-SSE)* définissent un réseau conjugué compatible avec un raccourcissement crustal E-W. Elles sont jalonnées par des plutons granitiques comme celui d'In Tifferkit (cartouche de la fig. 1), daté à  $546 \pm 6$  Ma par isochrone Rb-Sr sur roche totale [Viallette et Vitel, 1981].

**C) La mise en place des complexes granitiques PAT** est contrôlée par une tectonique cassante tardive. Ces plutons sont circulaires (Tin Tegamet) ou plus généralement elliptiques avec un allongement NNW-SSE comme In Tounine et Ahelehedj

(fig. 1). La mise en place de certains granites PAT, à l'exemple du massif de Tanaout, semble être directement liée au fonctionnement de failles [Boissonnas, 1973]. Plus tard, un réseau dense de filons microgrenus (granophyres, rhyolites et microgranites), d'orientation générale NNE-SSW, recoupe les granites circonscrits PAT et leur encaissant; il souligne une dernière phase de raccourcissement crustal dirigé NNE-SSW. Des filons de quartz minéralisés à épontes greisenisées sont associés à des filons de leucogranites à albite-topaze et recouper le réseau de filons microgrenus.

### III. - PÉTROGRAPHIE DES COMPLEXES GRANITIQUES

**A) Le complexe granitique d'Anfeg** est un laccolite composite comportant trois faciès principaux d'affinité granodioritique (tabl. I), non distingués sur les figures 1 et 2. Les contacts entre ces faciès sont francs ou progressifs. Le mur occidental du laccolite est folié, à pendage interne. La mise en place du complexe est globalement contemporaine de la déformation tangentielle précoce [Bertrand *et al.*, 1986b].

TABLE I. - Principaux caractères structuraux, pétrographiques et minéralogiques des granites de la région de Tamanrasset.

TABLE I. - Main structural, petrographical and mineralogical characteristics of granites from the Tamanrasset area.

PLUTON	CARACTÈRES STRUCTURAUX ET TEXTURAUX	MINÉRAUX CARDINAUX ET ESSENTIELS	MINÉRAUX ACCESSOIRES	ALTERATIONS MINÉRAUX SECONDAIRES
ANFEG = 2000 km <sup>2</sup>	Hétérogène; déformation marquée (partie occident.) → structure en lame conforme; grain grossier, porphyroïde en périphérie; nombreux panneaux d'encaissant gneissique; nombreuses enclaves microgrenues (diortite quartzique à Bt) ou grenues (gabbro à Hb) basiques. 3 types principaux: Anfeg 1 Bt + Amph. Anfeg 2 Bt (mesocrate) Anfeg 3 Bt (leucocrate)	Anfeg 1 = Qtz; orthose peu perthitique; plagio An <sub>(27-6)</sub> ; myrmekites abondantes; Amph = édénite Hb: X Mg = 0.47 à 0.50; Bt: XMg = 0.50 à 0.53;	sphène apatite zircon allanite	chlorite pistachite (prehnite) ilménite II
		Anfeg 2 et 3 = proportion variable de Bt isolée ou agrégats.  Qtz; microcline perthitique (tardif ?); plagio An <sub>(18-5)</sub> ; Bt: XMg = 0.47	"id."	"id." + fluorine (rare)
TIFFERKIT 24 km <sup>2</sup>	Caractère circonscrit; grain moyen à gros, non porphyroïde; enclaves basiques microgrenues à amphi + Bt; déformation locale.	Qtz; orthose perthitique; plagio (An <sub>17-3</sub> ) Bt (parfois en agrégats)	apatite zircon monazite ilménite	chlorite; pistachite sagénite fluorine (rare)
AHELEHEDJ 150 km <sup>2</sup> 15 x 10 km	Caractère circonscrit; grain grossier, faibl. porphyroïde à Bt (yb); variations apicales et marginales porphyriques (μyb); panneaux de gneiss en "roof-pendants".	Qtz; orthose perthitique; plagio An <sub>(22-13)</sub> Bt: XMg=0,24 Amph (rare) relique	apatite allanite zircon monazite ilménite	chlorite; pistachite séricite; fluorine
IN TOUNINE 240 km <sup>2</sup> 20 x 12 km	Caractère circonscrit; hétérogène; faciès dominant: grain grossier à Bt (yb); variété à 2 micas (ybm); variété apicale porphyrique (μyb); faciès local à Bt + Cd.	Qtz orthose perthitique; plagio An <sub>(18-8)</sub> Bt: X Mg = 0.04 Muscovite essentiellement secondaire	apatite allanite (abondante) monazite thorite; xénotime ilménite	chlorite; pistachite sagénite; séricite; topaze (rare) dans ybm
Leucogranites à Ab-Top	Petits massifs circonscrits dans les faciès précédents et l'encaissant gneissique; grain grossier ou variétés filoniennes porphyriques; contacts soulignés par stockscheiders (Ahelehedj, Hanana).  texture miarolique fréquente.	Qtz; microcline peu perthitique tardif; plagio An <sub>(3-0)</sub> précoce protolithionite  topaze (auréole de musc.)  miaroles à Qtz, topaze, protolithionite ± cassitérite.	zircon monazite xénotime colombo-tantalite cassitérite	fluorine topaze II albite II séricite

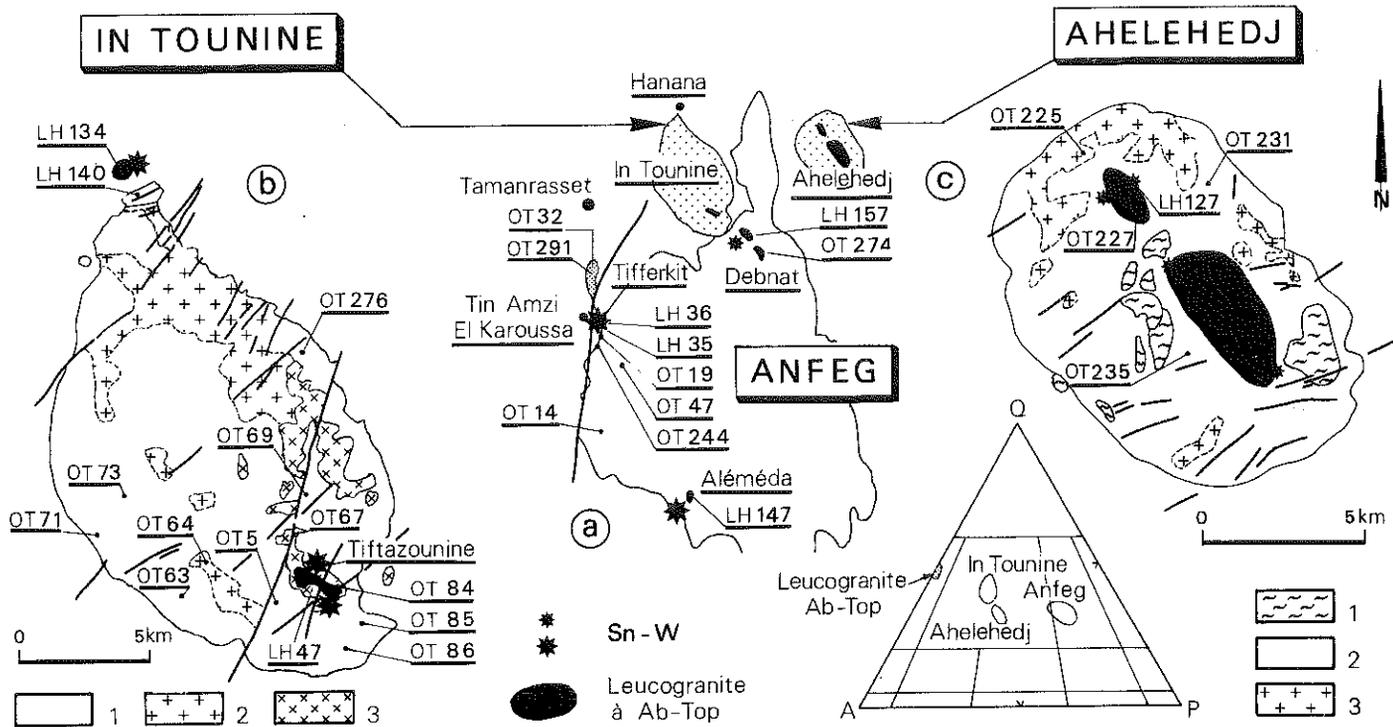


FIG. 2. — Cartes géologiques schématiques des massifs granitiques étudiés : In Tounine et Ahelehedj d'après Boissonnas [1973, modifié] ; Anfeg d'après Moulahoum [1988] avec localisation des échantillons cités dans le texte. In Tounine, 1 : granite à biotite ( $\gamma_b$ ). 2 : granite à deux micas ( $\gamma_{bm}$ ). 3 : microgranite porphyrique ( $\mu\gamma_b$ ). Ahelehedj, 1 : panneaux de gneiss. 2 : granite grossier à biotite ( $\gamma_b$ ). 3 : variété porphyrique ( $\mu\gamma_b$ ).

FIG. 2. — Geological sketch maps of the studied granites : In Tounine and Ahelehedj granites after Boissonnas [1973, modified] ; Anfeg granite after Moulahoum [1988] with location of samples cited in the text. In Tounine, 1 : biotite-granite ( $\gamma_b$ ). 2 : two mica-granite ( $\gamma_m$ ). 3 : granite porphyry ( $\mu\gamma_b$ ). Ahelehedj, 1 : roof-pendants ; 2 : coarse-grained biotite-granite ( $\gamma_b$ ) ; 3 : granite porphyry ( $\mu\gamma_b$ ).

**B) Le pluton de Tifferkit** est allongé N-S et enraciné sur un zone mylonitique subméridienne (fig. 1). Ses contacts avec l'encaissant gneissique sont francs. Il est assez homogène, peu déformé et principalement constitué d'un granite leucocrate à biotite (tabl. I).

**C) Le complexe PAT d'Ahelehedj** est un pluton composite parfaitement circonscrit (fig. 1 et 2), de forme globalement elliptique. Un granite grossier porphyroïde à biotite constitue l'essentiel du massif. En bordure, un faciès microgranitique porphyrique de minéralogie semblable doit être considéré comme une différenciation apicale. Le complexe est recoupé suivant son grand axe par deux petites intrusions de leucogranite à albite-topaze.

**D) Le complexe PAT d'In Tounine** est un pluton composite circonscrit elliptique (fig. 1 et 2) dans lequel on distingue trois unités.

1) La première est composée de trois faciès : le faciès principal grossier à tendance porphyroïde et à biotite  $-\gamma_b-$ , un granite à biotite-cordiérite très localisé et enfin un granite isogranulaire à biotite (granite du Lafat [Boissonnas 1973]).

2) Un granite fin à biotite et muscovite  $-\gamma_{bm}-$  affleure de manière éparse dans l'ensemble du massif. Il coiffe

structuralement le faciès principal  $\gamma_b$  et en constitue soit une variation apicale [Bouabssa, 1987], soit une différenciation hydrothermale (muscovite secondaire). La partie sommitale de ce granite fin à deux micas (plongement nord du toit du massif) est jalonnée de lentilles subhorizontales de pegmatites à quartz-albite-FK-biotite décolorée-muscovite.

3) Enfin, un faciès microgranitique porphyrique  $-\mu\gamma_b-$ , à matrice micropegmatitique, affleure à l'est du massif à la faveur d'un linéament N-S sur lequel s'alignent aussi les faciès centraux à cordiérite et du Lafat. Le complexe d'In Tounine est recoupé dans sa partie méridionale par une intrusion de leucogranite à albite-topaze, également en liaison avec le linéament précédent.

### E) Les leucogranites à albite-topaze

Ces granites sont associés spatialement aux minéralisations Sn-W [Missions EREM 1973, 1976 ; Bouabssa, 1987]. Ce magmatisme particulier (fig. 2) forme soit des intrusions plurikilométriques (Ahelehedj), soit de petits pointements d'extension réduite (In Tounine et Anfeg - Debnat et Hanana), soit enfin, des filons à texture porphyrique dont la puissance ne dépasse pas la dizaine de mètres (Alameda, Tin Amzi, El Karoussa). La composition minéralogique de ces leucogranites est très constante, quelle que soit la tex-

ture à grain fin, moyen, ou porphyrique : quartz, albite (An 0-3), FK, protolithionite ou zinnwaldite à faible pléochroïsme, topaze. Le cœur des cristaux d'albite contient des petites inclusions de topaze ou de biotite. La topaze, souvent automorphe, présente à son tour des inclusions d'albite. Elle est en équilibre avec le quartz mais présente une auréole réactionnelle (quartz et muscovite) au contact du feldspath potassique, tardif dans la séquence de cristallisation. Les intrusions recoupant l'Ahelehedj contiennent de nombreuses miaroles à remplissage de protolithionite, topaze, quartz avec cassitérite sporadique. Des formations pegmatitiques de type *stockscheider* soulignent le contact des principales intrusions (Ahelehedj, Hanana et Debnat; fig. 2). La minéralogie de la matrice située entre les grands feldspaths à morphologie plumeuse et croissance centripète est la même que celle des leucogranites avec, dans certains cas, de la fluorine abondante et de la colombo-tantalite. Ce type de pegmatite est fréquent au toit de petites coupes granitiques différenciées, souvent minéralisées en étain. Son origine magmatique est maintenant admise, résultat d'un phénomène de retard à la nucléation dans un magma surchauffé enrichi en volatils [Charoy, 1979; Nesen, 1981]. L'accumulation d'éléments volatils, tels que Li et F, pourrait être responsable de cette cristallisation en déséquilibre.

#### F) Les altérations deutériques et les minéralisations

Toutes les formations (granites ou encaissant métamorphique) recoupées par les leucogranites à albite-topaze présentent une modification locale de la paragenèse primaire. Ces transformations ou altérations deutériques *s.l.* sont de plusieurs types et se superposent. Ce sont : l'albitisation du feldspath alcalin, la muscovitisation et la corrosion de la biotite par la fluorine, la muscovitisation de l'albite avec apparition de granules de fluorine, et le développement de fluorine et/ou topaze en chapelets intergranulaires. Ces transformations peuvent également affecter les leucogranites eux-mêmes (Hanana). Les minéraux accessoires (zircon, apatite et allanite) sont également altérés et partiellement dissous. Ces phénomènes, plus intensément développés à proximité des intrusions leucogranitiques, sont la preuve de l'existence de halos de dispersion d'éléments particulièrement mobiles (Na, F et Li) issus du dégazage du magma en fin de cristallisation. De tels halos de dispersion associant F, Li, Rb, Cs, Be, Sn et As sont particulièrement bien développés dans l'encaissant schisteux de la petite intrusion spécialisée à albite-lépidolite-topaze de Beauvoir, Massif central français [Aubert, 1969; Cuney et Autran, 1987].

G) Les minéralisations Sn-W s'expriment dans des filons de quartz aux épontes greisenisées ou dans des greisens fissuraux ou diffus. La cassitérite et la wolframite sont associées mais leurs proportions sont antagonistes : Sn est en moyenne plus abondant au nord de la province [Benmoussa *et al.*, 1987]. Une étude de l'évolution chimique des wolframites du gisement de Tin Amzi-El Karoussa au cours de l'évolution paragenétique ne révèle pas de variation significative [Kesraoui et Djemai, 1990]. Quatre gisements économiques ont été reconnus (fig. 2, [EREM, rapports inédits]) : Tin Amzi (350 000 t à 0,67 % WO<sub>3</sub> + 0,24 % Sn),

El Karoussa (750 000 t à 0,32 % WO<sub>3</sub> + 0,75 % Sn), Tiftazouniife (300 000 t à 0,89 % WO<sub>3</sub> + Sn), et Alemeda (600.000 t à 0,80 % Sn). Les greisens se développent aux dépens de tous les types lithologiques, granites ou encaissant métamorphique. Leur minéralogie permet de reconnaître plusieurs types : (1) greisens quartzo-micacés (zinnwaldite) à topaze, (2) greisens quartzo-micacés (zinnwaldite puis muscovite et fluorine), (3) greisens micacés (muscovite) à fluorine. Il semble exister une filiation génétique entre ces différents greisens. La paragenèse du type (1), la moins évoluée, est complémentaire de l'association à cassitérite, caractéristique du remplissage miarolitique de certains corps leucogranitiques.

#### IV. - GÉOCHIMIE DES ENSEMBLES MAGMATIQUES

Soixante échantillons des différents faciès granitiques ont été analysés par spectrométrie ICP au CRPG [Govindaraju *et al.*, 1976]. Seules les compositions représentatives ont été conservés dans les figures 3, 4 et 6 et quelques analyses complètes à usage de référence figurent dans le tableau II.

##### A) Eléments majeurs

La distribution des éléments majeurs (tabl. II) confirme les données pétrographiques. La variation des teneurs en SiO<sub>2</sub> est faible pour chaque ensemble mais devient significative entre les différents massifs. Les granites d'In Tounine et les leucogranites à albite-topaze sont les plus siliceux (74,1 à 76,7 % SiO<sub>2</sub>) alors que SiO<sub>2</sub> varie de 65,4 à 71,9 % dans le complexe d'Anfeg de composition globalement granodioritique. Fe, Mg et Ca (à l'exception de l'échantillon de leucogranite LH36 où Ca est à rapporter à une teneur anormale en fluorine avec F = 2,08 %) sont classiquement corrélés à Si. Le caractère hyperalumineux (paramètre A/Ca + Na + K ou A/CNK) est net pour In Tounine et surtout pour les leucogranites à topaze (1,17 à 1,40). Le rapport Na/K est variable : largement supérieur à 1 pour Anfeg et Tifferkit (dominance du plagioclase), il devient inférieur à 1 pour Ahelehedj-In Tounine et augmente ensuite fortement dans les leucogranites du fait de la prépondérance de l'albite.

Des diagrammes simples opposant Mg/Fe ou Fe/Ca par exemple peuvent permettre de distinguer, et donc d'opposer, les différentes lignées magmatiques. Cependant, il nous a paru préférable de présenter les données chimiques représentatives dans le diagramme plus complexe Q-P [Debon et Le Fort, 1988] où les différents ensembles granitiques sont identifiés par des enveloppes distinctes (fig. 3). Ce mode de représentation, fondé sur une très importante base de données, permet de faire apparaître des lignées évolutives (flèches, fig. 3) pour chaque ensemble magmatique.

##### B) Eléments en traces : Rb-Sr-Ba

Le diagramme Rb/Sr vs Sr (fig. 4) permet de bien séparer les différents ensembles magmatiques : Anfeg, Tifferkit, Ahelehedj, In Tounine et leucogranites à albite-topaze. On remarque que le faciès à biotite et amphibole d'Anfeg n'apparaît pas comme le moins fractionné parmi les échantillons de ce granite. Il faut noter également les tendances rigoureusement parallèles présentées par le granite d'In Tounine

TABLE II. – Résultats des analyses des éléments majeurs et traces des types de granites représentatifs de la région de Tamanrasset. Localisation des échantillons de leucogranite à Ab-Top analysés : OT 227, Ahelehedj; LH 134 et OT 84, In Tounine; LH 157 et OT 274, Debnat; LH 36, Tin Amzi-El Karoussa.  
 TABLE II. – Major and trace elements compositions of significant granite types of the Tamanrasset area. Localization of the analysed Ab-Top leucogranites : OT 227, Ahelehedj, LH 134 et OT 84, In Tounine; LH 157 et OT 274, Debnat; LH 36, Tin Amzi-El Karoussa.

Granite	ANFEG			TIFFERKIT		AHELEHEDJ			IN TOUNINE					LEUCOGRANITE Ab-Top					PEGMATITES			
	(1) Bt + Amph OT 19	(2) Bt meso OT 47	(3) Bt leuco OT 244	OT 14	OT 291	OT 32	OT 225	OT 231	OT 235	LH 47	OT 63	OT 73	OT 64	OT 276	OT 227	LH 157	LH 134	LH 36	OT 84	OT 274	In Tounine LH 140	Ahelehedj Stocksch. LH 127
SiO <sub>2</sub>	66.84	65.41	69.56	71.91	71.62	70.96	71.70	74.59	71.16	73.78	76.35	76.07	76.38	78.04	74.66	75.89	74.11	72.40	75.86	74.58	75.76	71.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	16.05	14.78	14.64	14.74	14.57	13.77	12.51	13.26	12.40	12.40	12.47	12.40	12.16	13.34	13.99	14.48	16.30	14.18	13.02	11.86	15.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.89	5.05	2.89	1.86	2.34	2.55	2.81	2.87	2.63	2.23	1.75	1.68	1.37	0.68	1.05	0.68	0.86	0.17	0.63	1.26	1.25	0.74
MnO	0.07	0.08	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.06	0.06	0.02	0.05	0.09	0.03	0.04
MgO	1.45	1.77	0.91	0.28	0.72	1.20	0.44	0.30	0.29	0.03	0.14	0.03	0.0	0.0	0.03	0.09	0.0	0.09	0.0	0.03	0.0	0.10
CaO	3.15	3.76	2.48	1.36	1.82	2.00	1.27	1.00	1.03	0.78	0.62	0.66	0.52	0.27	0.33	0.22	0.0	1.06	0.18	0.49	0.0	0.0
Na <sub>2</sub> O	3.82	4.09	3.52	3.43	3.26	3.35	3.24	3.20	3.23	2.81	3.13	2.75	3.32	3.88	3.54	4.11	3.77	5.64	4.21	3.61	3.44	3.74
K <sub>2</sub> O	4.10	2.56	3.99	5.69	4.72	4.63	5.36	5.15	5.25	5.25	5.38	5.21	4.88	4.00	4.46	4.42	3.85	1.74	4.22	3.99	5.25	6.95
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.83	0.48	0.22	0.30	0.35	0.35	0.0	0.0	0.23	0.14	0.12	0.07	0.0	0.16	0.0	0.05	0.0	0.0	0.04	0.0	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.34	0.11	0.08	0.26	0.09	0.04	0.0	0.0	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
P.F.	0.54	0.51	1.06	0.40	0.57	0.75	1.30	0.56	1.33	1.27	0.51	0.61	0.78	0.74	1.56	0.63	1.47	2.25	0.66	1.74	1.12	0.26
Total	99.93	100.11	99.72	99.90	100.14	100.40	100.28	100.22	98.23	98.88	100.45	100.26	99.76	99.79	99.18	100.09	98.65	99.67	99.99	98.85	98.71	98.92
Rb ppm	136	<10	135	979	220	193	350	332	356	378	401	341	736	495	903	891	998	236	765	783	803	1388
Ba	877	470	1002	146	655	569	378	280	316	304	86	172	31	193	12	22	45	99	<10	33	<10	<10
Sr	512	594	623	271	277	191	73	69	76	62	22	38	31	<10	10	14	21	88	<10	38	<10	<10
Sn			1.50	1.0	5.50			22	9.5	11			27	284	47		272	117				34
W			0.10	0.2	0.50			3.8	4	2			2.7	14	4.8		60	5.6				12
Li								51	47	95				544	398	489	104	203	424	370	267	
F %								0.25	0.27	0.35				0.95	0.67	0.85	2.08	0.49	1.09	0.46	0.36	
A/CNK	0.93	0.98	1.01	1.04	1.07	1.03	1.02	0.99	1.03	1.06	1.10	1.10	1.06	1.08	1.18	1.17	1.40	1.24	1.20	1.18		

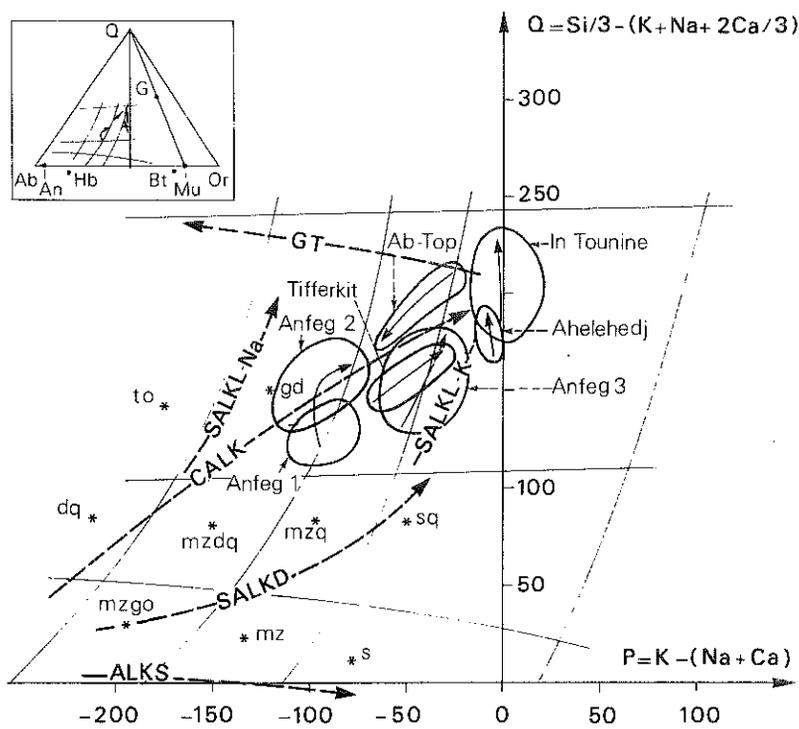
et les leucogranites à Ab-Top, mais avec un décalage marqué vers des rapports Rb/Sr plus élevés pour ces derniers. Les processus subsolidus (topaze et albite tardives, voire albitisation et muscovitisation secondaires) sont certainement responsables de l'étalement important des échantillons d'In Tounine dans ce type de diagramme, alors qu'ils ne s'expriment pas au niveau des éléments majeurs. Le fractionnement des phases feldspathiques apparaît le processus dominant à l'intérieur de chaque ensemble. La représentation triangulaire opposant Rb-Sr-Ba [El Bouseily et El Sokary, 1975; fig. 4] souligne le contraste entre les granitoïdes syntectoniques et les PAT. On notera le large étalement des compositions d'In Tounine le long du joint Rb-Ba, ainsi que le caractère extrême du fractionnement pour les leucogranites à Ab-Top.

### C) Terres rares

Vingt-cinq analyses de terres rares (TR) ont été réalisées sur les différents granites par spectrométrie ICP après séparation sur résines [Govindaraju *et al.*, 1976]. Les analyses représentatives illustrant les gammes de variation, ainsi que les rapports TR légères/TR lourdes, sont reportés dans le

tableau III. Les profils normalisés aux chondrites sont très dissemblables pour les trois ensembles (fig. 5). Les trois faciès d'Anfeg ont des teneurs globales en terres rares relativement élevées, croissantes depuis le granite à biotite-amphibole jusqu'au granite leucocrate à biotite; cette augmentation s'accompagne d'une diminution de la pente globale du profil. L'anomalie négative en Eu est à peine esquissée ( $Eu/Eu^* = 0.25$ ). Le profil du granite de Tifferkit est très voisin de celui des faciès sombres d'Anfeg, mais la teneur globale en terres rares est moindre.

Le fractionnement des terres rares ( $La/Yb_N$ ) diminue pour les PAT et l'anomalie négative en Eu devient très marquée surtout pour In Tounine. Les teneurs globales, élevées, sont très variables à l'intérieur d'un même pluton (In Tounine). L'enrichissement en terres rares lourdes des échantillons d'In Tounine est à relier à la présence de xénotime (teneurs très élevées en Y), en association avec monazite et zircon. Les leucogranites à albite-topaze présentent un profil presque plat (profil en mouette), voire à pente légèrement inverse ( $La/Yb_N < 1.0$ ) et une anomalie en Eu très prononcée ( $Eu/Eu^* = 0.02$ ). La teneur globale en terres rares est significativement plus faible que celle des autres granites. Ce type de profil est caractéristique de nombreux



- SALKD Subalcalin mésocrate
- SALKL Subalcalin leucocrate pot.(K) ou sod.(Na)
- CALK Calcoalcalin
- GT Granite tronjhémite
- ALKS Alcalin saturé mésocrate

FIG. 3. - Géochimie des éléments majeurs. Diagramme  $Q = f(P)$  de Debon et Le Fort [1988]. to : tonalite; gd : granodiorite; dq : diorite quartzifère; mzdq : monzodiorite quartzifère; mzq : monzonite quartzifère; sq : syénite quartzifère; mzgo : monzogabbro; mz : monzonite; s : syénite. Cartouche : G (pole greisen) sur le joint quartz-muscovite.

FIG. 3. - Geochemistry of major elements. Diagram from Debon et Le Fort [1988]. to : tonalite; gd : granodiorite; dq : quartz-diorite; mzdq : quartz-monzodiorite; mzq : quartz-monzonite; sq : quartz-syenite; mzgo : monzogabbro; mz : monzonite; s : syenite. Insert : G as greisen pole along the quartz-muscovite join.

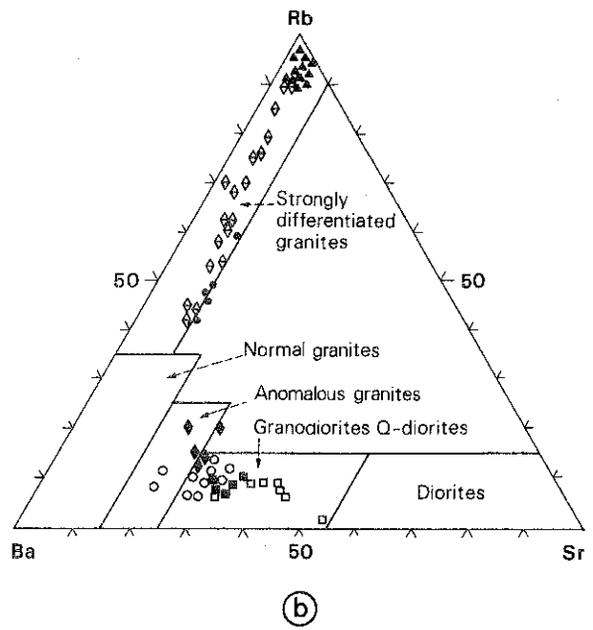
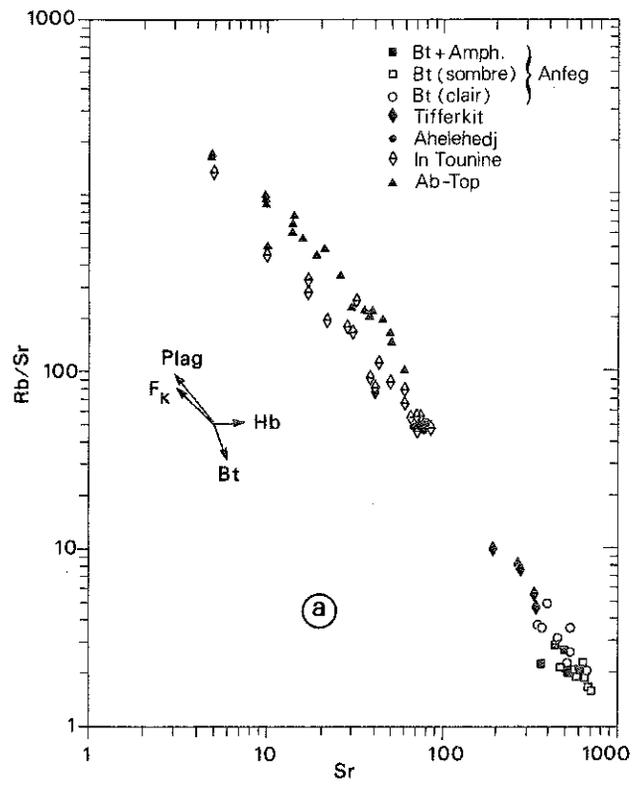


FIG. 4. - Géochimie des éléments traces. a : Diagramme Rb/Sr = f(Sr) montrant la coupure nette entre les granites d'Anfeq et Tifferkit d'une part et les granites d'In Tounine, Ahelehedj et les leucogranites à albite-topaze d'autre part. Vecteurs de fractionnement d'après Harris *et al.* [1983]. b : Diagramme triangulaire Rb-Sr-Ba [El Bouseily et El Sokkary, 1975] mettant en évidence la même coupure que sur le diagramme 4a. Mêmes symboles que pour la figure 4a.

FIG. 4. - Trace element geochemistry. a : Rb/Sr = f(Sr) diagram showing the gap between the Anfeq and Tifferkit granites and the In Tounine, Ahelehedj and albite-topaze leucogranites. Fractionation vectors redrawn from Harris *et al.* [1983]. b : Rb-Sr-Ba diagram [El Bouseily et El Sokkary, 1975] showing the same gap as previously shown in 4a. Symbols as in figure 4a.

TABLE III. – Résultats des analyses de terres rares des différents types de granites de la région de Tamarasset.  
 TABLE III. – REE compositions of the different granite types of the Tamarasset area.

GRANITE	ANFEG			TIFFERKIT	AHELEHEDI		IN TOUNINE			LEUCOGRANITE Ab-Top		
	OT 19	OT 47	OT 14	OT 32	OT 225	OT 235	OT 63	OT 73	OT 276	OT 227	OT 84	OT 274
La	41.9	63.1	37.8	42.4	78.6	71.9	52.2	90.9	36.9	34.1	16.5	9.8
Ce	82.3	113.8	66.8	82.2	146.0	148.0	114.3	181.5	82.7	81.6	50.3	37.1
Nd	42.8	53.7	26.1	30.2	60.9	54.1	56.5	91.7	45.6	37.7	30.4	17.0
Sm	7.6	9.7	4.0	5.6	11.9	10.9	16.2	20.9	14.7	12.4	12.2	9.3
Eu	1.7	2.1	1.0	1.0	1.0	1.1	0.5	0.9	0.4	0.3	0.1	0.2
Gd	6.1	7.1	2.9	3.7	9.7	7.8	15.4	18.3	14.6	11.5	11.2	8.5
Dy	4.0	4.3	1.2	2.4	8.8	7.4	18.6	17.8	18.9	16.6	21.7	15.8
Er	2.0	1.9	0.7	1.2	4.9	4.2	10.8	9.2	11.1	9.9	16.7	10.8
Yb	1.9	1.8	0.4	1.3	5.5	4.6	11.5	9.6	13.8	13.7	33.2	17.6
Lu	0.3	0.3	0.1	0.2	0.8	0.6	1.6	1.4	1.9	1.9	4.8	2.4
Y	24.6	23.3	5.1	14.9	60.1	50.4	146.1	118.5	147.0	106.5	114.7	114.1
ΣT.R. (ppm)	190.7	257.8	141.0	170.2	328.0	310.5	297.6	442.2	240.8	219.5	197.2	128.5
Eu/Eu*	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.03	0.1	0.03	0.02	0.01	0.03
La/Yb <sub>N</sub>	14.7	23.1	62.4	22.2	9.6	10.6	3.1	6.4	1.8	1.7	0.3	0.4
La/Sm <sub>N</sub>	3.5	4.1	6.0	4.8	4.2	4.1	2.0	2.7	1.6	1.7	0.9	0.7
Gd/Yb <sub>N</sub>	2.6	3.1	5.8	2.3	1.4	1.4	1.1	1.5	0.9	0.7	0.3	0.4

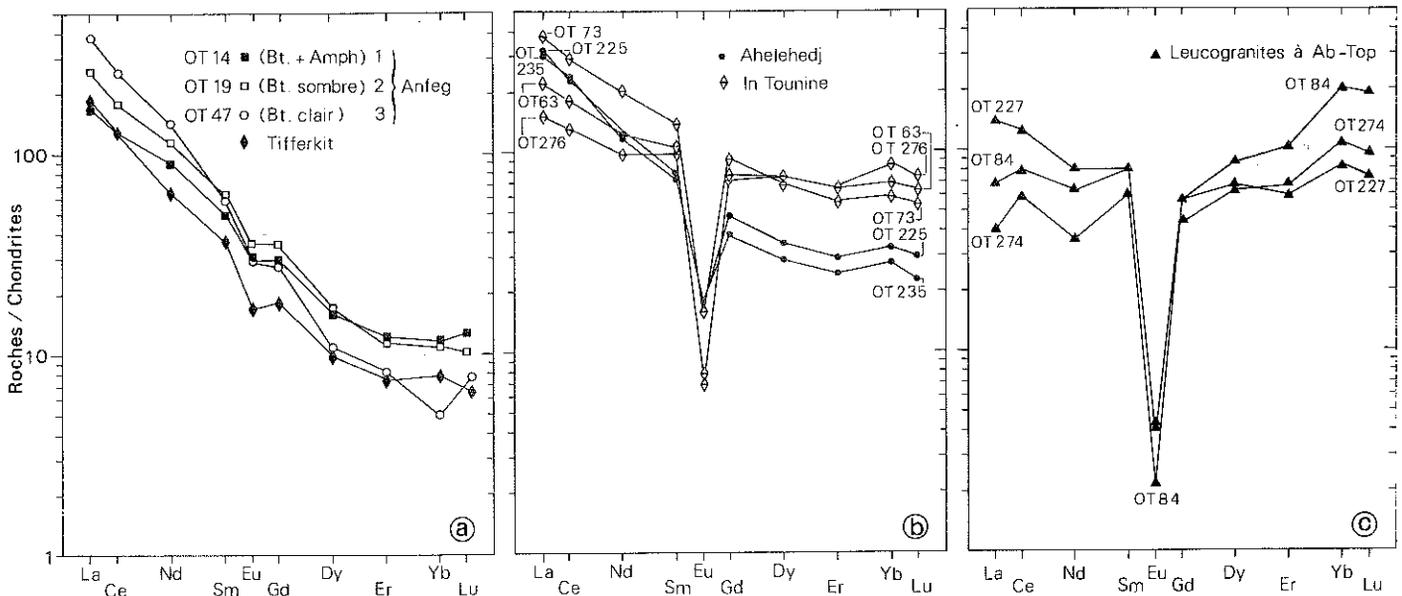


FIG. 5. – Diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites pour les granites d'Anfeg, d'Ahelehedj et In Tounine, et les leucogranites à albite-topaze.

FIG. 5. – Chondrite-normalized REE diagrams for the Anfeg, Ahelehedj and In Tounine granites and albite-topaze leucogranites.

magmas riches en fluor comme les rhyolites de l'ouest des USA [Burt *et al.*, 1982], les macusanites [Pichavant *et al.*, 1987], le microgranite à topaze de Chavance [Mourey, 1985]. Le fractionnement de la monazite au niveau de la source pourrait être une explication à cette relative baisse des terres rares légères.

#### D) Chimie des phases micacées

Les phases micacées jouent un rôle primordial dans l'acquisition du caractère hyperalumineux des PAT. Les micas sont particulièrement sensibles aux caractéristiques du milieu de croissance – pression, température et surtout composition – mais sont également sensibles aux conditions d'évolution subsolidus. Les analyses ont été effectuées soit sur fractions séparées (analyse ICP-CRPG et dosages complémentaires  $\text{Fe}^{2+}$ , Li, F, Sn, W par voie humide), soit ponctuellement à la microsonde électronique (tabl. IV). F et Li sont positivement corrélés ce qui permet une estimation de la teneur en Li dans la couche octaédrique des phyllosilicates. Les données analytiques sont reportées dans le diagramme Si-Al-Fe (fig. 6a) proposé par Stone *et al.* [1988], permettant de différencier les termes sidérophylite-zinnwaldite-lépidolite sans faire intervenir le terme discriminant Li. La non-prise en

compte de Mg et Ti dans le diagramme peut être source d'erreur; c'est le cas par exemple pour les micas du pluton d'Anfeg où Mg peut être supérieur à Fe. Pour les PAT, les différents micas colorés montrent une évolution globale continue depuis les biotites d'Ahelehdj jusqu'aux protolithionites des leucogranites à Ab-Top, les biotites (*s.l.*) d'In Tounine étant en position intermédiaire. Les biotites des plutons moins différenciés d'Anfeg et Tifferkit sont nettement séparées, par opposition avec le continuum présenté par les plutons hyperalumineux. Par contre, les termes hydrothermaux *s.l.* (greisens) présentant des rapports Fe/Si bas, convergent vers le pôle alumineux. Le contraste entre les micas colorés des différents ensembles granitiques est bien exprimé dans le diagramme triangulaire de Lange *et al.* [1972] de la figure 6b. Dans ce diagramme, la dualité de comportement des biotites d'In Tounine est flagrante: elles montrent d'une part, une lignée d'évolution à  $\text{Fe}_t$  croissant et Al constant et d'autre part, elles sont attirées vers le pôle protolithionite en convergence avec les micas caractéristiques des leucogranites à albite-topaze. Cette convergence n'est pas à rapporter uniquement à des phénomènes subsolidus, mais également à un rapprochement des conditions de croissance, tels que la composition du milieu et la température.

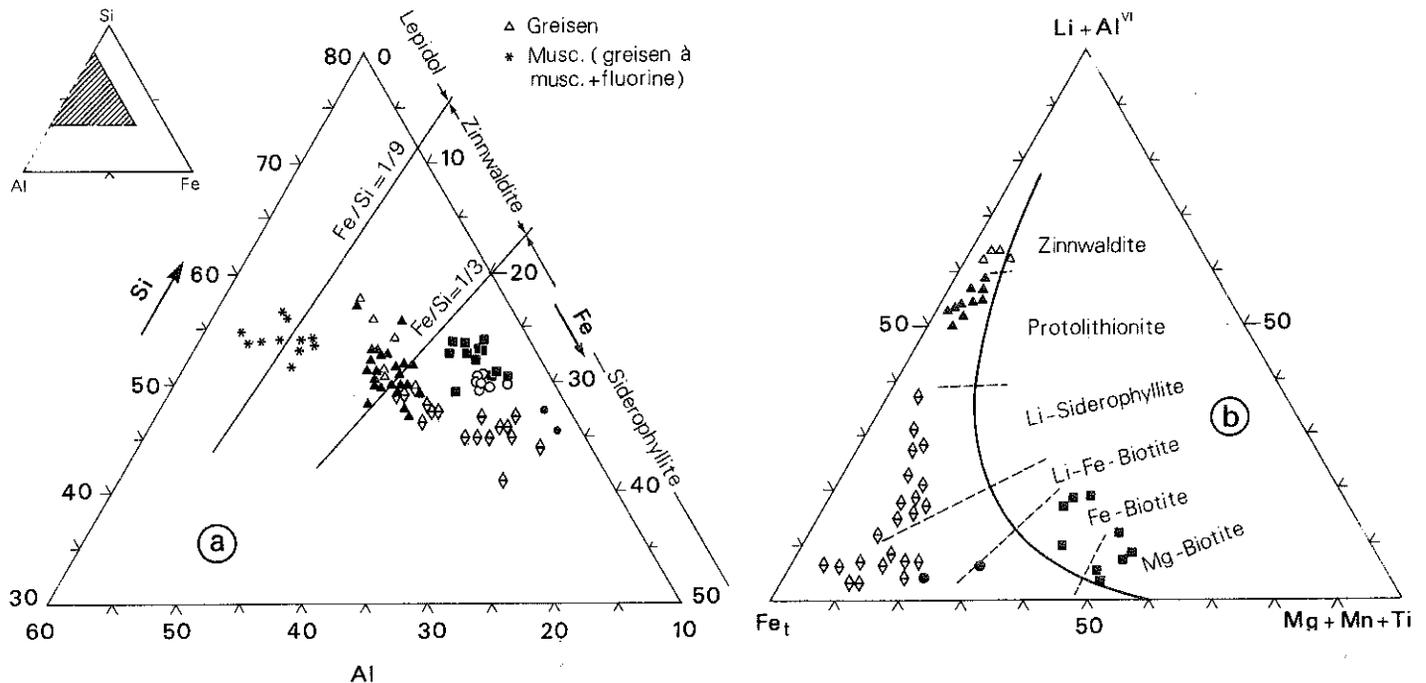


FIG. 6. – Cristallochimie des phases micacées. a : diagramme Si-Al-Fe<sub>tot</sub> [Stone *et al.*, 1988] montrant la répartition des phases micacées des différents granites. Les domaines des sidérophylites, zinnwaldites et lépidolites sont indiqués (le terme protolithionite est écarté par Stone *et al.*, 1988; son domaine de répartition se situe dans le champ des zinnwaldites). Mêmes symboles que pour la figure 4a. b : Distinction des micas des différents ensembles granitiques dans le diagramme triangulaire Li + Al<sup>VI</sup> - Fe<sub>tot</sub> - Mg + Mn + Ti [Lange *et al.*, 1972]. Analyses microsonde électronique, Université Nancy 1, service commun de microanalyse; formules structurales calculées sur 22 oxygènes.

FIG. 6. – Crystal chemistry of micas. a : Si-Al-Fe<sub>tot</sub> (at. percentage) triangular diagram [Stone *et al.*, 1988]. The boundaries between lepidolite, zinnwaldite and siderophyllite fields are shown (the protolithionite field is not represented by Stone *et al.*, 1988, but is located within the zinnwaldite field). Distribution of the micas from the different granites in the triangular diagram Li + Al<sup>VI</sup> - Fe<sub>tot</sub> - Mg + Mn + Ti [Lange *et al.*, 1972]. Microprobe analyses, Université Nancy 1; structural formulae calculated on 22 oxygens.

TABLE IV. - Formules structurales moyennes représentatives (24 O, OH, F) des micas des différents granites et altérations hydrothermales de la région de Tamanrasset (analyses chimiques voie humide CRPG sur fractions séparées).

TABLE IV. - Representative structural formulae (on the basis of 24 O, OH, F) of micas from the different granites and hydrothermal alteration-types in the Tamanrasset area (CRPG wet chemical analyses on separated fractions).

	Si	Al	Al	Fe	Mg	Mn	Ti	Li	K	Na	Ca	OH	F	X <sub>Mg</sub>
Anfeg 1	5.66	2.34	0.25	2.40	2.72	0.03	0.36	-	1.79	0.03	0.01	4.00	nd	0.53
Anfeg 2	5.45	2.56	0.33	2.60	2.35	0.04	0.42	-	1.87	0.03	-	4.00	nd	0.47
Ahelehedj	5.68	2.32	0.76	3.62	0.90	0.07	0.44	0.08	1.82	0.06	0.01	3.59	0.41	0.20
In Tounine	6.05	1.95	1.95	2.63	0.12	0.09	0.12	0.24	1.86	0.07	-	3.32	0.67	0.04
	6.23	1.77	2.29	2.25	0.10	0.07	0.05	0.40	1.82	0.07	-	3.08	0.92	0.04
leucogranite Ab-Topaze greisen	6.29	1.71	2.45	1.93	-	0.30	0.02	1.05	1.76	0.04	-	2.50	1.50	-
	6.38	1.62	2.05	1.81	-	0.11	0.02	1.16	1.74	0.05	-	1.86	2.14	-

V. - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

A) Rb-Sr

Deux séries d'analyses isotopiques Rb-Sr ont été réalisées sur roches totales : l'une sur le complexe d'Anfeg, afin de calculer le rapport initial Sr<sub>i</sub> connaissant l'âge de 615 Ma [Bertrand *et al.*, 1986b], l'autre sur différents faciès du pluton d'In Tounine. Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau V.

Deux échantillons du massif d'Anfeg permettent de calculer des rapports initiaux (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> de 0,7053 [échantillon P 59, Bertrand *et al.*, 1986b] et 0,7069 [échantillon 1009, *ibid.*] en utilisant l'âge U-Pb de 615 Ma.

Huit échantillons provenant du complexe d'In Tounine (fig. 2) définissent une isochrone à 521 ± 7 Ma avec un rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial de 0,722 ± 0,002 et un MSWD de

5,73 (fig. 7). Ce résultat est voisin de celui obtenu par Vialette et Vitel [1981] pour le pluton d'In Akoulmou (514 ± 20 Ma), situé dans le même compartiment structural (cartouche de la fig. 1). L'utilisation de la méthode BID [Provost, 1990], montre que les échantillons sélectionnés ne sont pas homogènes par rapport au système Rb-Sr; les échantillons OT85 et OT86 provenant du sud du massif sont moins radiogéniques et ont des âges apparents plus jeunes (aux environs de 515 Ma). L'âge isochrone de 521 Ma est donc très probablement sous estimé (l'âge obtenu par la

TABLE V. - Résultats des analyses Rb-Sr et K-Ar. Les analyses Rb-Sr ont été réalisées sur roche totale avec un spectromètre Thomson THN 206 S rénové au CRPG. Les rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr sont normalisés à <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0,1194 et ajustés au standard « E et A » = 0,7080; les erreurs sur Rb, Sr et <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr sont de 2%; MSWD = 5,73. Les analyses K-Ar ont été réalisées au CRPG sur un spectromètre THN 205. Les constantes de désintégration utilisées sont : λ<sub>β</sub> = 4,962 × 10<sup>-10</sup> a<sup>-1</sup>; λ<sub>γ</sub> = 0,581 × 10<sup>-10</sup> a<sup>-1</sup>; <sup>40</sup>K = 0,01167 K %.

TABLE V. - Results of whole rock Rb-Sr analyses obtained on a renewed Thomson THN 206 S spectrometer. The <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios are normalised at <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 and adjusted at the « E and A » = 0.7080 standards; errors on Rb, Sr and <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr are 2%; MSWD = 5.73. K-Ar analysis have been obtained on a THN 205 spectrometer. The decay constants used are : λ<sub>β</sub> = 4.962 × 10<sup>-10</sup> a<sup>-1</sup>; λ<sub>γ</sub> = 0.581 × 10<sup>-10</sup> a<sup>-1</sup>; <sup>40</sup>K = 0.01167 K %.

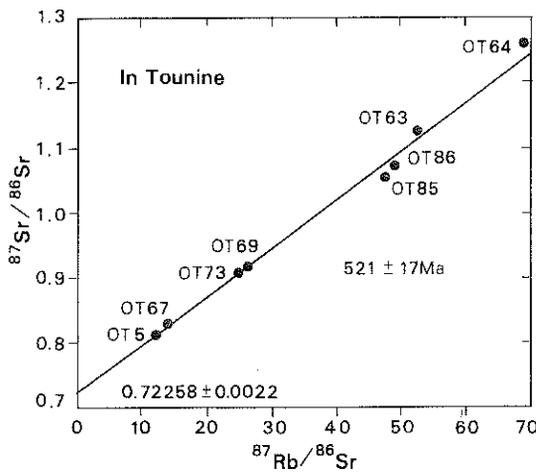


FIG. 7. - Isochrone Rb-Sr roche totale du granite d'In Tounine (λ = 1,42). MSWD = 5,73. Les échantillons sont localisés sur la figure 2.

FIG. 7. - Rb-Sr whole-rock isochrone of the In Tounine granite (λ = 1.42). MSWD = 5.73. Samples are localized on figure 2.

ÉCHANTILLON	NATURE	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
OT 5	R.T.	340	80.07	12.29	0.81119 ± 0.000049
OT 63	R.T.	401	22.23	52.29	1.12431 ± 0.000051
OT 64	R.T.	736	31.06	68.59	1.25815 ± 0.000056
OT 67	R.T.	354	74.75	13.71	0.82937 ± 0.000037
OT 69	R.T.	436	50.99	24.76	0.90841 ± 0.000040
OT 73	R.T.	341	37.89	26.03	0.91288 ± 0.000062
OT 85	R.T.	489	29.89	47.32	1.05221 ± 0.000048
OT 86	R.T.	493	29.1	49.09	1.06896 ± 0.000051

ÉCHANTILLON	MINÉRAL ANALYSÉ	K (%)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad.</sub> (10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /g)	<sup>40</sup> Ar <sub>atm.</sub> (%)	AGE (Ma ± 2σ)
OT 73	Biotite	6.26	146.46	9.9	519.8 ± 18.8
OT 291	Biotite	5.14	129.02	9.9	552.4 ± 22.2
OT 227	Protolithionite	7.69	184.20	6.6	530.5 ± 14.4
LH 147	Protolithionite	7.55	178.96	8.6	525.7 ± 16.4
LH 157	Protolithionite	7.67	184.56	9.8	532.6 ± 24.2

TABLE VI. - Résultats des mesures  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . (1) Les rapports réels sont corrigés des facteurs de fractionnement et de discrimination mais ne sont pas corrigés du blanc système. Pour la plupart des étapes, les volumes des blancs  $^{40}\text{Ar}$  et  $^{36}\text{Ar}$  sont approximativement de  $1 \times 10^{-8}$  et  $3 \times 10^{-12}$   $\text{cm}^3$  STP respectivement mais lors des étapes initiales et pour lesquelles  $T > 1050^\circ\text{C}$ , les blancs sont de  $2 \times 10^{-8}$  et  $8 \times 10^{-12}$  respectivement. Le blanc  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  est de 297. (2)  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  est corrigé pour la désintégration de  $^{37}\text{Ar}$  pendant et après l'irradiation. ( $\lambda_{37} = 1,975 \times 10^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). (3) Le volume d' $^{39}\text{Ar}$  est déterminé au moyen de la hauteur du pic à l'équilibre et de la sensibilité du spectromètre de masse. (4) Les rapports de production isotopique du réacteur Mac Master sont :  $^{(36/39)}\text{K} = 0,0156$ ,  $^{(36/39)}\text{Ca} = 0,39019$ ,  $^{(37/39)}\text{Ca} = 1536,1$  [Bottomley et York, 1976]. (5) Les âges sont calculés avec les mêmes constantes que dans le tableau 5. Les erreurs tiennent compte uniquement de la précision analytique (L'erreur sur la valeur de  $J = 0$ ).

TABLE VI. -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analytical data. (1) True ratios are corrected for fractionation and discrimination but are not corrected for system blank. For most steps, the volumes of blank  $^{40}\text{Ar}$  and  $^{36}\text{Ar}$  are ca.  $1 \times 10^{-8}$  and  $3 \times 10^{-12}$   $\text{cm}^3$  STP, respectively, but for the initial step and steps where  $T > 1050^\circ\text{C}$ , the blanks are ca.  $2 \times 10^{-8}$  and  $8 \times 10^{-12}$  respectively. The  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  blank ratio = 297. (2)  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  is corrected for decay of  $^{37}\text{Ar}$  during and after irradiation ( $\lambda_{37} = 1.975 \times 10^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). (3) The volume of  $^{39}\text{Ar}$  is determined using the equilibration peak height and mass spectrometer sensitivity. (4) Isotope production ratios for the MacMaster reactor are  $^{(36/39)}\text{K} = 0.0156$ ,  $^{(36/39)}\text{Ca} = 0.390169$ ,  $^{(37/39)}\text{Ca} = 1536.1$  [Bottomley and York, 1976]. (5) Ages are calculated using the constants of table V. Errors represent only the analytical precision (i.e., error in  $J$  value = 0).

Echantillon	TC	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{30}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{ArK}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$	Vol $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	% $^{39}\text{Ar}$	Age	$\pm \sigma$		
TIFFERKIT	OT 291	500	26.14	0.01995	0.25003	77.5	$2.6031 \times 10^{-3}$	0.01968	231.73	8.84	
	Biotite	600	51.97	0.004046	0.04680	97.7	0.012578	0.09509	532.7	2.16	
		675	55.61	0.000597	0.02730	99.7	0.027977	0.21152	574.5	2.91	
		750	55.87	0.000784	0.04016	99.6	0.017719	0.13396	576.3	0.99	
		825	55.34	0.002155	0.07411	98.8	$8.683 \times 10^{-3}$	0.06565	569.1	4.34	
		880	55.64	0.002347	0.08768	98.8	$7.998 \times 10^{-3}$	0.06047	578.1	4.45	
		940	55.94	0.000350	0.07192	99.8	0.013175	0.09961	578.1	0.72	
		1000	56.00	0.000296	0.06323	99.8	0.027329	0.20662	578.8	1.17	
		1200	57.47	0.007172	0.31153	96.3	0.014202	0.10737	574	0.61	
									Age intégré	565.1	4.1
								Age plateau (étapes 3 à 8)	576.1	1.7	
P. A. T.	IN TOUNINE	OT 71	500	24.37	0.01514	0.02725	81.6	0.024209	0.08542	227.55	1.66
		Biotite	600	48.70	0.002160	0.00875	98.7	0.038	0.13411	507.5	4.34
			675	50.87	0.000666	0.00758	99.6	0.04414	0.15577	531.3	1.56
			750	50.65	0.001032	0.01992	99.4	0.032654	0.11522	528.4	0.88
			790	53.36	0.001383	0.01930	99.2	0.02829	0.09882	551.9	1.40
			825	52.56	0.001502	0.01523	99.1	0.03465	0.12226	544.4	4.28
			850	51.08	0.000864	0.01299	99.5	0.029084	0.10262	532.7	1.84
			880	50.65	0.000914	0.01371	99.4	0.027842	0.09824	528.7	2.14
			880	50.65	0.000914	0.01371	99.4	0.027842	0.09824	528.7	2.14
			1200	53.53	0.014091	0.08106	92.2	0.024514	0.0865	519.4	2.20
									Age intégré	504.4	2.3
	IN TOUNINE	OT 73	500	18.358	0.0124	0.060	79.95	$9.01 \times 10^{-3}$	0.0679	256.6	14.5
		Biotite	530	28.850	0.0032	0.009	96.74	0.01034	0.0779	473.9	5.4
			570	32.617	0.0018	0.017	98.36	0.01145	0.0863	520.0	4.9
			600	33.456	0.0009	0.002	99.16	0.01716	0.1293	535.3	2.8
			640	33.447	0.0011	0.024	99.00	0.01908	0.1438	534.4	1.4
			690	33.222	0.0006	0.043	99.42	0.01002	0.0755	533.3	4.0
			800	32.355	0.0015	0.021	98.61	0.01749	0.1318	517.5	2.6
			870	33.457	0.0013	0.051	98.83	0.02061	0.1553	533.8	3.3
			950	33.510	0.0018	0.073	98.36	0.01416	0.1067	532.3	3.0
		1200	48.378	0.0552	0.349	66.33	$3.38 \times 10^{-3}$	0.0255	520.2	4.3	
								Age intégré	506.7	4.3	
								Age plateau (ét. 4 à 6 et 8-9)	534.5	2.5	
LAFAT-INTOUNINE	LH 47	500	41.61	0.03264	0.03781	76.8	$6.113 \times 10^{-3}$	0.0302	352.7	4.22	
	Biotite	600	51.38	0.03729	0.007258	97.8	0.03297	0.1633	527.6	3.92	
		750	50.72	0.001873	0.005153	98.9	0.04926	0.2440	526.5	3.96	
		825	52.07	0.004556	0.010151	97.4	0.025018	0.1239	531.6	7.66	
		880	52.10	0.004333	0.02188	97.5	0.025886	0.1282	532.49	6.82	
		880	51.24	0.002711	0.01889	98.4	0.031129	0.1542	529	4.52	
		940	51.67	0.004413	0.03061	97.5	0.025565	0.1267	528.3	3.06	
		1000	56.88	0.02481	0.26631	87.1	$4.757 \times 10^{-3}$	0.02356	520.9	5.08	
		1200	112.44	0.21965	1.18430	42.3	$1.1929 \times 10^{-3}$	0.00566	503.6	22.45	
									Age intégré	523.2	4.9
								Age plateau (étapes 2 à 7)	528.8	4.1	
LEUCOGRANITE Ab-Top	HANANA	LH 134	500	26.744	0.0246	0.020	72.78	$4.16 \times 10^{-3}$	0.0098	332.9	29.8
		Proto-lithionite	650	32.534	0.0021	0.003	98.06	0.08628	0.2037	517.4	3.0
			800	33.157	0.0007	0.003	99.28	0.02152	0.2959	531.7	1.5
			950	33.306	0.0002	0.004	99.75	0.01580	0.3655	535.9	2.6
			1050	52.082	0.0630	0.062	64.29	$7.3 \times 10^{-4}$	0.0017	539.3	33
		1200	32.883	0.0037	0.006	96.62	0.03218	0.1232	515.6	3.8	
									Age intégré	526.4	2.8
	AHELEHEDI	OT 227	500	56.22	0.06988	0.07237	63.2	$2.1806 \times 10^{-3}$	$7.601 \times 10^{-3}$	388.7	11.1
		Proto-lithionite	550	50.02	0.009121	0.00924	94.6	$8.742 \times 10^{-3}$	0.030477	508.8	3.4
			625	51.41	0.001563	0.01102	99.1	0.021255	0.07409	533.9	1.6
		700	50.52	0.001917	0.01586	98.9	0.026683	0.09302	524.9	1.78	
		775	50.33	0.000516	0.01645	99.7	0.029723	0.10362	526.9	2.58	
		830	50.28	0.000485	0.01622	99.7	0.04443	0.15489	526.5	1.74	
		950	50.21	0.000798	0.03126	99.5	0.14889	0.519	525.1	2.26	
		1050	51.29	0.015526	0.11887	91.1	$3.74 \times 10^{-3}$	0.013041	499.7	11.7	
		1200	112.58	0.19232	0.11056	49.5	$1.1934 \times 10^{-3}$	$4.16 \times 10^{-3}$	577.1	88.5	
									Age intégré	524.3	2.7
								Age plateau (étapes 4 à 7)	525.5	2.2	
LEUCOGRANITE Sn-W	DEBNAT	LH 157	500	35.23	0.0394	0.063	66.88	$1.27 \times 10^{-3}$	0.0121	396.2	31.6
		Proto-lithionite	650	33.704	0.0010	0.006	99.06	0.03096	0.2944	539.3	2.8
			800	33.411	0.0004	0.009	99.59	0.03789	0.3603	537.7	1.0
		950	33.651	0.0009	0.011	99.20	0.03230	0.3072	539.2	3.8	
		1050	39.804	0.0200	0.034	85.12	$1.68 \times 10^{-3}$	0.0160	546.1	41.4	
		1200	66.967	0.1155	0.092	49.00	$1.05 \times 10^{-3}$	0.0100	531.4	58.0	
								Age intégré	537.0	4.0	
								Age plateau (étapes 2 à 4)	538.7	2.4	
Sn-W	TIN AMZIZ-EL KATOUSSA	LH 35	530	55.213	0.1189	0.080	36.37	$2.42 \times 10^{-3}$	0.0075	342.9	59.0
		Zinnwaldite	650	34.894	0.0055	0.006	95.32	0.11980	0.3711	537.0	2.0
		800	34.879	0.0056	0.005	95.23	0.15968	0.4946	536.4	0.6	
		950	35.257	0.0083	0.013	93.04	0.03334	0.1033	531.9	10.2	
		1050	38.178	0.0168	0.019	86.96	$7.07 \times 10^{-3}$	0.0219	536.2	6.1	
	1200	86.266	0.1930	0.219	33.88	$5.5 \times 10^{-4}$	0.0017	479.8	99.0		
								Age intégré	534.6	2.8	
								Age plateau (étapes 2 à 5)	536.1	2.2	

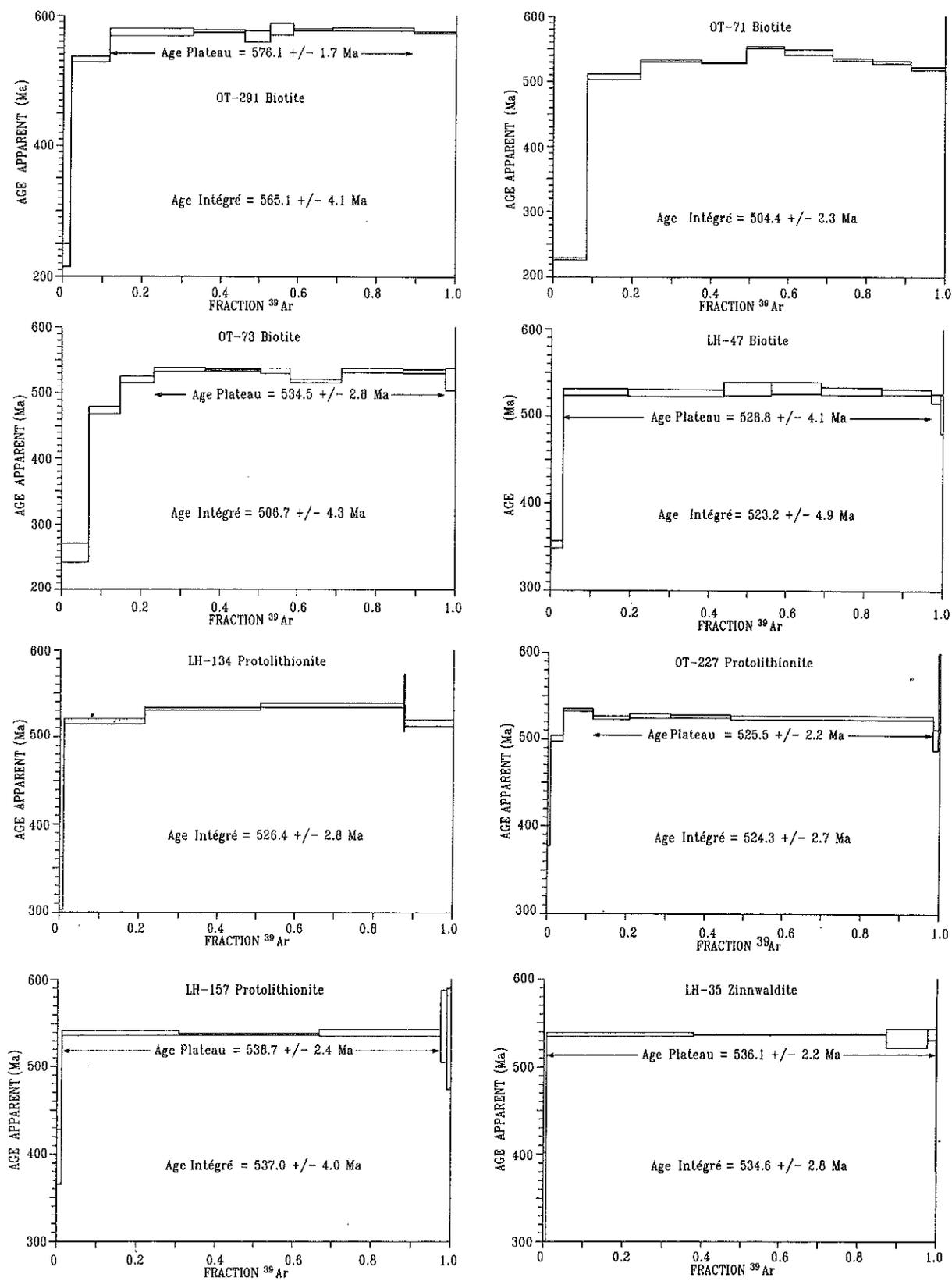


FIG. 8. — Spectres d'âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Les échantillons sont localisés sur la figure 2.

FIG. 8. —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra. Samples are localized on figure 2.

méthode BID est d'environ 545 Ma). Cette interprétation est confirmée par l'analyse pétrographique et géochimique du massif d'In Tounine et des altérations secondaires provoquées par les intrusions de leucogranite à Ab-Top.

### B) K-Ar

Les analyses K-Ar sur biotites et protolithionites des différents granites ont été effectuées au CRPG selon la procédure décrite par Zimmermann *et al.* [1985]. Les données analytiques sont présentées dans le tableau V. Les résultats montrent des âges variant de 520 Ma à 550 Ma. Les analyses sur roches totales, non publiées dans cette étude, donnent des âges compris entre 290 Ma et 510 Ma incompatibles avec les données de terrain.

### C) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Afin d'obtenir des mesures d'âge plus précises et plus complètes que celles fournies par la méthode K-Ar pour discriminer les différents complexes magmatiques, huit mesures isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ont été réalisées sur micas (biotite, protolithionite, zinnwaldite). Les résultats analytiques complets et les calculs d'âges intégrés et d'âges plateaux sont présentés dans le tableau VI. L'âge intégré représente l'âge moyen pondéré par fraction de  $^{39}\text{Ar}$  dégazé. Un âge plateau sera défini par l'âge moyen correspondant aux étapes successives d'âges apparents voisins dans l'intervalle de la marge d'erreur de  $2\sigma$  et correspondant au moins à 75 % de  $^{39}\text{Ar}$  cumulé dégazé. Les spectres de dégazage par paliers de température sont illustrés dans la figure 8.

Cinq échantillons présentent des âges plateaux vrais et significatifs (tabl. VI) : OT 291, LH 47, LH 157, OT 227 et LH 35. Pour les quatre échantillons dont l'âge plateau calculé correspond à plus de 80 % de  $^{39}\text{Ar}$  dégazé, celui-ci est voisin à 5 Ma près de l'âge intégré  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (tabl. VI). L'échantillon OT 291 (Tifferkit) présente un spectre moins régulier et un âge plateau correspondant seulement à 78 % de  $^{39}\text{Ar}$ ; dans ce cas, la correspondance avec l'âge intégré est moins bonne (11 Ma d'écart) et s'écarte sensiblement de l'âge K-Ar ( $552,4 \pm 22$  Ma). Ces cinq âges plateaux  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permettent d'établir les âges minima de mise en place des granites de Tifferkit (OT 291 :  $576,1 \pm 1,7$  Ma), du faciès Lafat (LH 47 :  $528,8 \pm 4,1$  Ma), du leucogranite à Ab-Top de l'Ahelehedj (OT 227 :  $525,5 \pm 2,2$  Ma) et du Debnat (LH 157 :  $538,7 \pm 2,4$  Ma) ainsi que des minéralisations Sn-W de Tin Amzi-El Karoussa (LH 35 :  $536,1 \pm 2,2$  Ma).

L'échantillon OT 73 (In Tounine) présente un spectre  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plus perturbé sans âge plateau au sens strict (tabl. VI). Ce type de spectre est caractéristique d'échantillons ayant subi une perte d'argon radiogénique sous l'effet d'événements thermiques postérieurs à la fermeture du système K-Ar. Cependant, un âge de  $534,5 \pm 2,5$  Ma peut être calculé sur OT 73 au moyen de 5 paliers correspondants à 61 % de  $^{39}\text{Ar}$  dégazé, interrompus seulement par un palier à  $800^\circ\text{C}$ , non inclus dans la marge d'erreur (tabl. VI). D'autre part, l'écart important entre l'âge intégré et cet âge plateau approché (35 Ma; tabl. VI) confirme la perturbation importante subie par cet échantillon de biotite provenant du massif d'In Tounine.

Deux échantillons sont beaucoup plus perturbés (tabl. VI). L'échantillon de biotite OT 71 provient du massif d'In Tou-

nine, à proximité de l'échantillon OT 73 (fig. 2). La perturbation du système K-Ar est ici encore plus évidente, à la fois pour les paliers à basses et à hautes températures (fig. 8). On peut cependant remarquer que l'âge intégré à  $504,4 \pm 2,3$  Ma est voisin de celui de l'échantillon OT 73 et que les âges mesurés sur 4 paliers ( $675^\circ\text{C}$ ,  $750^\circ\text{C}$ ,  $850^\circ\text{C}$  et  $880^\circ\text{C}$ ; tabl. VI) sont voisins de l'âge plateau approché déterminé pour l'échantillon OT 73. De même, la protolithionite de l'échantillon LH 134, provenant de la petite intrusion de leucogranite à albite-topaze d'Hanana (fig. 2), présente un spectre  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  assez irrégulier, sans plateau apparent (tabl. VI). Cette intrusion est affectée par un important réseau de fractures minéralisées aux épontes greisenisées [Bouabsa, 1987], ce qui pourrait expliquer les perturbations subies par le système K-Ar. L'âge intégré à  $526,4 \pm 2,8$  Ma reste cependant dans la fourchette des âges déterminés pour les autres échantillons de leucogranite à albite-topaze et voisin de l'âge du faciès Lafat (LH 47 =  $528,8 \pm 4,1$  Ma), lui-même tardif dans le complexe d'In Tounine.

### D) Comparaison des âges U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'ensemble des résultats géochronologiques obtenus pour les différents complexes intrusifs de la région de Tamanrasset est présenté dans la figure 9. D'une manière générale, il apparaît une bonne concordance entre les âges K-Ar, Rb-Sr et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mesurés sur les mêmes échantillons, compte tenu des marges d'erreur. Cependant, cette étude comparative fait clairement ressortir la plus grande précision de la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , qui permet de distinguer non seulement des âges minima de mise en place distincts pour un certain nombre de granites (leucogranites à albite-topaze OT 227 et LH 147 par exemple), mais également de faire ressortir à l'intérieur d'un pluton composite tel que In Tounine, les âges différents de mise en place de deux faciès emboîtés (OT 73 et LH 47).

Si l'on tient compte des données U-Pb [Bertrand *et al.*, 1986b], il apparaît que la mise en place des magmas les plus précoces (granites d'Anfeg) est séparée par un intervalle de 80 Ma de l'intrusion des complexes granitiques PAT, le massif du Tifferkit occupant une position intermédiaire.

## VI. - DISCUSSION

### A) Evolution crustale du Hoggar central : les complexes granitiques précoces

Les données concernant l'âge de la croûte au Hoggar central indiquent l'existence d'âges archéens [Latouche, 1978], mais les présomptions les plus fortes concernent l'âge protérozoïque inférieur des ensembles métasédimentaires de haut degré [Bertrand *et al.*, 1986b; Barbey *et al.*, 1989]. Il s'agit d'une croûte mature, ayant probablement déjà subi une collision continentale au cours de l'orogénèse éburnéenne [Bertrand et Jardim de Sa, 1990]. Un modèle de croûte proposé précédemment [Bertrand *et al.*, 1986b], supposait une délamination au niveau du Moho et peu de transferts à partir du manteau. Les rapports initiaux du strontium obtenus pour le massif d'Anfeg, relativement faibles (0,706), montrent qu'il n'en est rien et le chimisme subalcalin dominant des granodiorites d'Anfeg peut être ex-

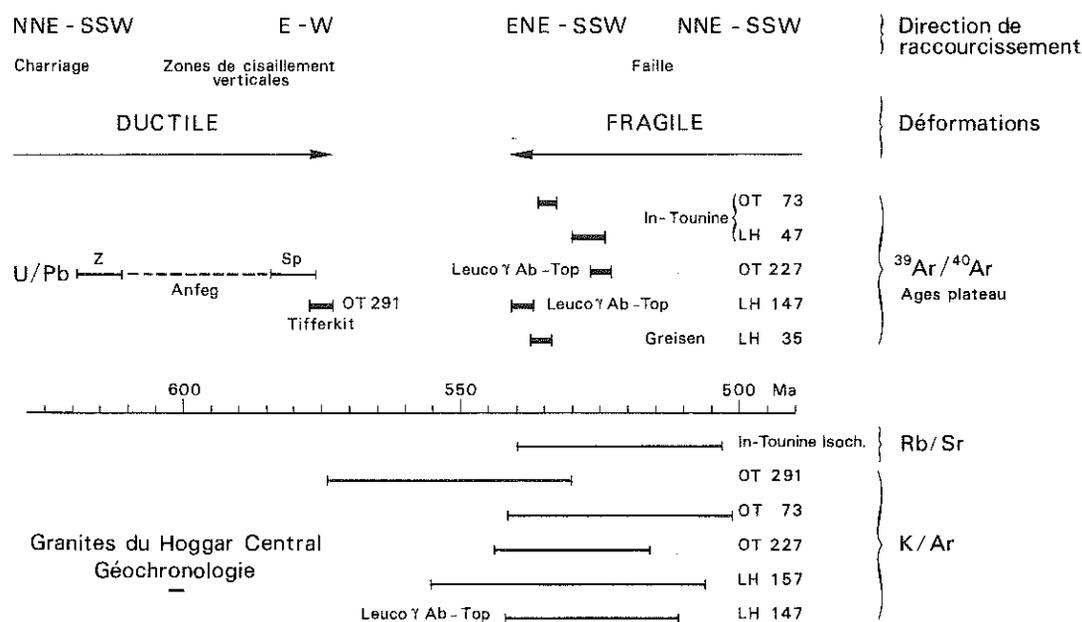


FIG. 9. — Synthèse géochronologique et structurale de la région de Tamanrasset.

FIG. 9. — Geochronological and structural synthesis of the Tamanrasset area.

pliqué par un mélange entre une source mantellique et un contaminant crustal. La géométrie à l'affleurement des grands plutons syntectoniques précoces confirme cependant le modèle de délamination crustale : les contacts ouest et sud du granite d'Anfeg correspondent à la base d'un « feuillet » épais, tandis que le granite de Torsonounine, au NW de Tamanrasset (fig. 1) montre au contraire son toit, parallèle à la foliation peu pentée des gneiss encaissants.

Les magmas franchement crustaux ne sont apparus que vers la fin de la tectonique tangentielle (Aou Zebauène à 592 Ma, encart de la figure 1) mais n'ont pris une réelle importance volumique que lors du fonctionnement en compression E-W souligné par le jeu, en conditions rétro-morphiques, des grands décrochements. C'est le cas des granites de type In Teferkit en Tefedest [ $546 \pm 6$  Ma-isochrone Rb-Sr, Vialette et Vitel, 1981, fig. 1], non encore inventoriés systématiquement, mais probablement abondants, et surtout des complexes granitiques PAT du Hoggar central. La différence d'âge de 80 Ma entre la mise en place en zone profonde des magmas syntectoniques à dominante subalcaline (Anfeg) et celle des complexes granitiques PAT à tendance aluminieuse (In Touanine et Ahelehedj) mise en évidence au cours de cette étude (fig. 9), amplifie les différences entre ces deux séries magmatiques. Le granite du Tifferkit présente des caractères intermédiaires, plus proches cependant de ceux de l'Anfeg.

Cette évolution magmatique peut être interprétée dans le cadre d'un modèle d'épaississement lithosphérique lors de la collision pan africaine suivi de la fusion crustale associée à la relaxation thermique [England et Thomson, 1984; Lagarde *et al.*, 1990]. Les magmas les plus précoces (granites d'Anfeg), formés à proximité de l'interface croûte-manteau

et synchrones de la déformation tangentielle dans les conditions du faciès amphibolite voire granulitique, montrent une évidente contribution mantellique. Le changement progressif du régime tectono-métamorphique passant à des décrochements subverticaux, s'accompagne de la préservation de la signature mantellique des magmas granitiques (granite de Tifferkit); ceci implique la pérennité de fractures profondes impliquant la croûte entière. Par la suite, le développement du magmatisme hyperalumineux (granites circonscrits PAT puis leucogranites à albite-topaze) est contrôlé par des structures extensives localisées (fig. 9). L'intervalle de 80 Ma séparant la formation de ces deux types de magmas en contextes tectoniques différents est compatible avec les modèles de trajet P-T-établis pour l'amincissement-érosion de croûtes continentales épaissies [England et Thomson, 1984].

### B) Relation entre les complexes granitiques PAT et les leucogranites à albite-topaze

Les relations génétiques entre les granites type In Touanine-Ahelehedj et les intrusions hyperalumineuses à tendance silico-sodique représentées par les leucogranites à albite-topaze sont plus difficiles à cerner. L'hypothèse d'une filiation magmatique entre les différents types par cristallisation fractionnée-différenciation *in situ* est suggérée par l'existence d'une continuité géochimique depuis les granites à biotite  $\pm$  muscovite jusqu'aux leucogranites à albite-topaze [Boissonnas, 1973], caractérisée en particulier par la diminution progressive du rapport Fe/Mn dans les granites et les différentes phases micacées [Djemai, 1990]. Cette hypothèse est cependant à écarter pour deux raisons essentielles : (1) les contacts intrusifs

entre les leucogranites à albite-topaze et les plutons composés qui les entourent, (2) la rupture nette entre les tendances d'évolution géochimique des deux types de magmatisme (fig. 3 et 4), exprimées tant par les éléments majeurs (Na) que par les traces (F, Li, Rb, Cs, Sn). Il demeure néanmoins une certaine parenté géochimique du point de vue des éléments traces entre les leucogranites à albite-topaze et les différents faciès du granite d'In Tounine. Si on néglige en première approximation les enrichissements dus aux phénomènes d'altération deutériques, les données concernant In Tounine [Bouabsa, 1987 : Li = 103 ppm, F = 0,27 %, Rb = 450 ppm, Sn = 13 ppm et W = 3 ppm; valeurs moyennes] montrent un caractère de granite spécialisé au sens de Tischendorf [1977] et plus généralement de magma felsique riche en métaux rares [Pichavant *et al.*, 1988; Cheilletz *et al.*, 1992]. Cette parenté est confirmée par les spectres de terres rares (fig. 5). De ce fait, tout en ne rejetant pas complètement la possibilité de l'existence de phénomènes de cristallisation fractionnée à l'origine de certains faciès des complexes hyperalumineux du Hoggar central, un modèle de fusion partielle à partir de réservoirs crustaux enrichis en F et Li mais aussi en Rb et Sn semble plus probable. Cette hypothèse est compatible avec : (1) les données  $Sr_i$  sur le massif d'In Tounine ( $Sr_i = 0,723$ ) indiquant une origine purement crustale; (2) un modèle de fusion partielle par déstabilisation massive de phases micacées enrichies en éléments lithophiles [Cuney et Autran, 1987; Pichavant *et al.*, 1988]. Selon cette hypothèse, le caractère fortement hyperalumineux et enrichi en F, Li, Rb et Sn des magmas leucogranitiques à albite-topaze s'expliquerait par des taux de fusion plus faibles que ceux impliqués dans la formation des magmas type In Tounine; cette explication est en accord avec les faibles volumes et les âges globalement plus jeunes des leucogranites à albite-topaze.

### C) Pétrogenèse du magmatisme à albite-topaze

Deux modèles ont été proposés pour la genèse des granites spécialisés enrichis en métaux rares [Tischendorf, 1977] : (1) la transformation métasomatique subsolidus de l'apex d'un massif granitique par des fluides enrichis en éléments incompatibles [Beus *et al.*, 1962], (2) une origine purement magmatique [Kovalenko et Kovalenko, 1984; Christiansen *et al.*, 1986; Pichavant *et al.*, 1987; Pichavant *et al.*, 1988; Cheilletz *et al.*, 1992] qui s'appuie sur l'existence de verres volcaniques comme les ongonites ou les macusanites qui présentent des compositions comparables à celles des leucogranites à albite-topaze du Hoggar central.

Les observations et les données présentées ici plaident en faveur du modèle magmatique. Ce sont : (1) la présence de topaze primaire à caractère magmatique dans tous les faciès considérés; (2) l'absence de variation ou de zonation minéralogique, géochimique et texturale dans les différents faciès, même à des niveaux structuraux différents de mise en place (apex granitiques et intrusions subvolcaniques filoniennes); (3) l'existence de contacts francs, soulignés fréquemment par un *stockscheider*, entre les leucogranites à albite-topaze et les granites encaissants; (4) la géochimie caractéristique de ces roches qui les apparente aux suites felsiques riches en éléments volatils (F, Li dans ce cas), l'enrichissement en sodium par rapport au potassium reflétant les relations des phases expérimentales dans le système haplogranitique enrichi en fluor [Manning et Pichavant, 1988].

Des manifestations deutériques hydrothermales, conséquences probables de l'arrivée à saturation en fluides des magmas leucogranitiques en fin de cristallisation [Whitney, 1989], ont été mises en évidence à l'intérieur et dans l'environnement des corps intrusifs hyperalumineux. A l'intérieur de ceux-ci (miaroles, muscovitisation des FK en particulier), ces réactions ne sont cependant pas suffisantes pour perturber significativement le système K-Ar qui fournit pour les protolithionites des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  significatifs. Par contre, dans l'encaissant des intrusifs leucogranitiques, les perturbations sont beaucoup plus importantes : elles se caractérisent par l'existence d'un halo d'altérations (albitisation, muscovitisation) et par d'importantes perturbations du système K-Ar entraînant un rajeunissement des âges K-Ar sur biotites et roches totales et des spectres  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  significatifs de perte d'argon et sans plateau. Cette évolution deutérique caractériserait en fait le stade de dévolatilisation du magma en voie de cristallisation lorsque la saturation en fluides [Whitney, 1989] a permis l'extraction des métaux rares (Sn-W), leur transport et leur précipitation dans les structures filoniennes. A ce titre, la similarité observée entre les paragenèses magmatiques des leucogranites à albite-topaze et celles des filons de quartz minéralisés à épontes greisenisées est révélatrice du lien génétique existant entre les deux phénomènes.

### D) Comparaison avec les autres PAT du bouclier Touareg

Des granites post-tectoniques sont présents dans tout le bouclier Touareg (fig. 10). Leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques et leurs âges sont très variables. Selon une coupe W-E, on rencontre successivement : (1) au NW Hoggar et en Adrar des Iforas, des complexes annulaires hyperalcalins et des granites calco-alcalins circonscrits d'âge environ 540-560 Ma [Boullier *et al.*, 1986; Liégeois *et al.*, 1987]; (2) dans les unités granulitiques d'âge archéen à protérozoïque inférieur, peu affectées par les déformations pan-africaines (In Ouzzal et Iforas), des complexes alcalins à hyperalcalins d'âge 530 Ma [Allègre et Caby, 1972]; (3) dans le domaine pharusien d'âge protérozoïque supérieur, des granites calco-alcalins à subalcalins d'âge  $575 \pm 12$  Ma et  $592 \pm 20$  Ma [Boissonnas *et al.*, 1969, recalculés par Cahen *et al.*, 1984]; (4) au Hoggar central, des granites alumineux d'âge plus jeune que partout ailleurs :  $514 \pm 20$  Ma, In Akoulmou [Viallette et Vitel, 1981];  $535 \pm 3$  Ma, In Tounine [ce travail]; un seul âge plus ancien a été obtenu au NE du Hoggar central ( $580 \pm 5$  Ma) par Latouche et Vidal [1974]; (5) au Hoggar oriental, le seul âge repère est celui du pluton tardi-tectonique d'Adaf à  $585 \pm 14$  Ma [Bertrand *et al.*, 1978]. Les  $Sr_i$  de ces granites sont très variables : plutôt faibles à l'ouest, ils sont moyens à élevés au Hoggar central. Une croûte juvénile d'âge protérozoïque supérieur domine dans la chaîne pharusienne à l'exception de l'Iforas central et de ses équivalents au NW Hoggar. Là, certains granites PAT constituent des différenciations ultimes de magmas orogéniques [Liégeois *et al.*, 1987], tandis que les magmas hyperalcalins correspondent à un changement de comportement de la croûte et à la possibilité pour des magmas d'origine asthénosphérique de parvenir près de la surface [Boullier *et al.*, 1986]. Par contre, au centre du Hoggar, la vieille croûte éburnéenne domine et la plupart des plutons, surtout les plus jeunes, sont d'origine crustale. Cette

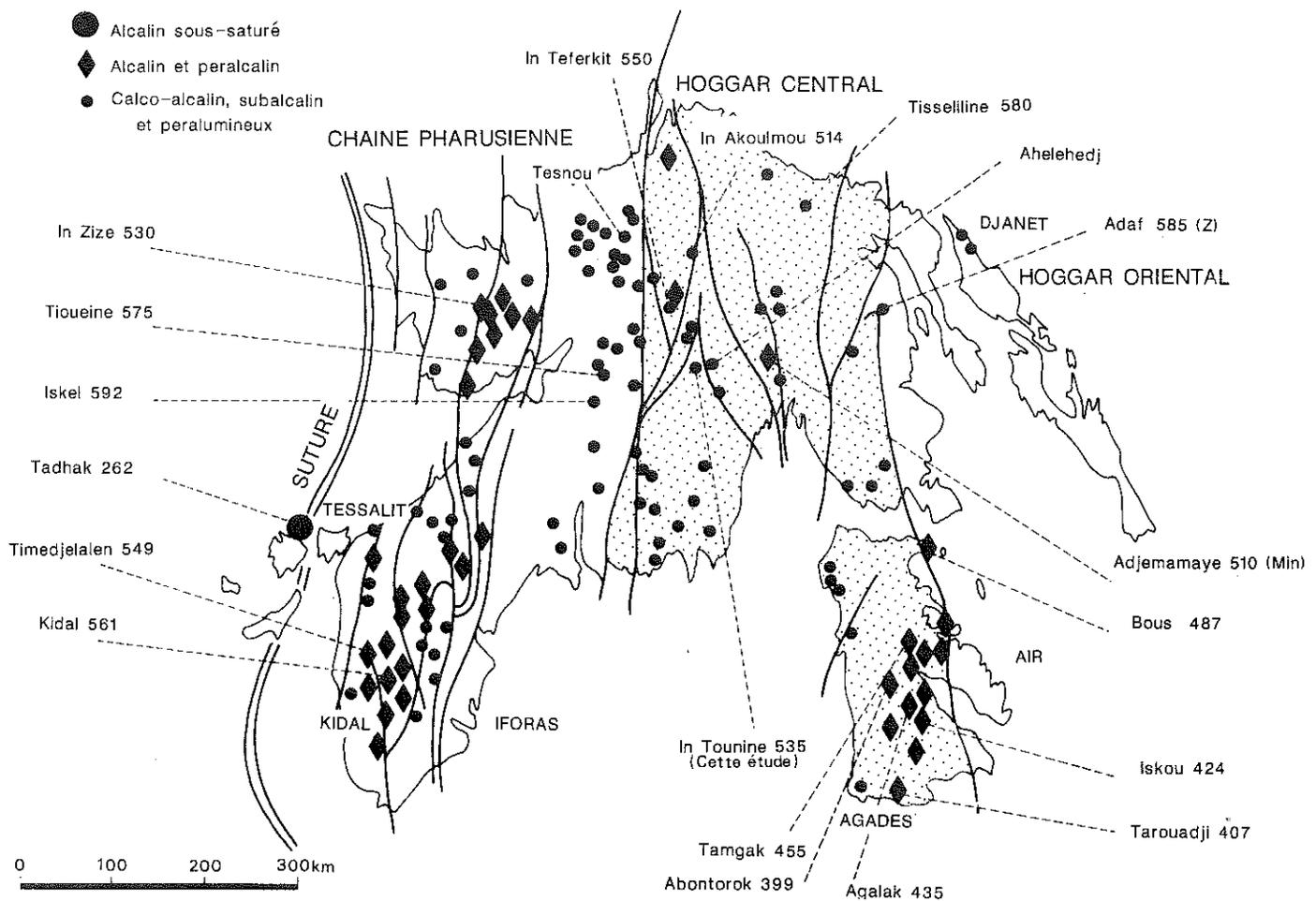


FIG. 10. — Les différents types de granites pan-africains tardifs du bouclier Touareg. Les chiffres correspondent aux âges des complexes granitiques en Ma, obtenus par isochrone Rb-Sr roches totales à l'exception de Z (U-Pb Zircon) et Min (isochrone Rb-Sr sur minéraux). Les données sont de Allègre et Caby [1972], Bertrand *et al.* [1978], Boissonnas *et al.* [1969, 1970], Brown *et al.* [1989], Karche et Vachette [1978], Latouche et Vidal [1974], Liégeois *et al.* [1983], Liégeois et Black [1987], Vialette et Vitel [1981].

FIG. 10. — The different types of late Pan-African granites in the Touareg shield. The numbers indicate the ages in Ma of the granitic complexes which have been obtained by Rb-Sr whole rock isochrone, except for Z (U-Pb on zircon) and Min (Rb-Sr mineral isochrones). Data are from Allègre and Caby [1972], Bertrand *et al.* [1978], Boissonnas *et al.* [1969, 1970], Brown *et al.* [1989], Karche and Vachette [1978], Latouche and Vidal [1974], Liégeois *et al.* [1983], Liégeois and Black [1987], Vialette and Vitel [1981].

particularité doit être rapprochée de la fréquence des minéralisations Sn-W, plutôt liées aux granites associés à la croûte ancienne. Plus au sud, en Air et au Nigéria, les complexes annulaires des Younger Granites, souvent minéralisés, se sont mis en place entre le Dévonien et le Crétacé dans le même type de croûte ancienne réactivée.

## VII. — CONCLUSIONS

Le magmatisme associé à l'orogénèse pan-africaine résulte d'une évolution faisant intervenir des zones sources différentes. Au Hoggar central, deux épisodes magmatiques principaux ont été distingués : (1) subalcalin (Anfeg, Tiferkit) impliquant une participation mantellique plus ou moins importante, daté entre 615 et 570 Ma; (2) hyperalu-

mineux d'origine crustale (PAT), daté entre 539 et 525 Ma. Cette différence d'âge de 80 Ma est en accord avec les valeurs calculées d'après les modèles d'épaississement crustal et de relaxation thermique.

Le magmatisme hyperalumineux, tardif par rapport aux plutons composites PAT, est directement associé aux minéralisations Sn-W. Sa minéralogie et ses caractères géochimiques le rapprochent des nombreux exemples de magmatisme felsique et fluoré exprimés dans les stades finissants d'une évolution orogénique.

Les contrastes d'âge et de signature géochimique existant entre les granites PAT des différents domaines structuraux du bouclier Touareg sont cohérents avec les différences de composition crustale, d'évolution tectonique et avec la chronologie de ces domaines. Ils fournissent un argument

en faveur d'une genèse de la chaîne panafricaine trans-saharienne par accretion de blocs exotiques au cours du protérozoïque terminal. Par ailleurs, l'appellation classique de «granite Taourirt» utilisée pour ces plutons granitiques n'est plus justifiée pour un ensemble aussi hétérogène par l'âge, la géochimie et donc l'origine.

REMERCIEMENTS. – Les auteurs remercient l'EREM pour avoir assuré la logistique des missions de terrain dont une partie a été financée par l'ASP Afrique du CNRS. Les travaux de laboratoire ont été commencés au CRPG alors que O. Moulahoum et L. Bouabsa bénéficiaient d'une bourse d'étude du Gouvernement Algérien (O.M. Ministère

de l'Industrie; L.B. Ministère de l'Enseignement Supérieur). Les analyses ont été financées par le CNRS-CRPG (majeurs, traces, microsonde, Rb-Sr, K-Ar). Les mesures  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ont été réalisées à l'université de Queen's, Kingston (Canada) par A. Cheilletz, E. Farrar et D. Archibald sous financement NSERC pour E. Farrar, alors que A. Cheilletz bénéficiait d'un détachement en délégation d'un an du Ministère de l'Education Nationale. Les auteurs remercient Y. Lestret et J. Gorau pour l'illustration de cet article et J. Gerbaut pour la dactylographie. L. Raimbault et P. Pollard, par la pertinence et le large éventail de leurs critiques, ont largement contribué à l'amélioration de la première version de ce travail. Contribution CRPG n° 920.

### Références

- ALLÈGRE C.J. & CABY R. (1972). – Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, **275**, 2095-2098.
- AUBERT G. (1969). – Les coupoles granitiques de Montebraz et d'Echassières (Massif central français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. – *Mém. BRGM*, **46**, 345 p.
- AZZOUNI-SEKKAL A. (1989). – Pétrologie et géochimie des granites de type «Taourirt». Un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques, au Panafricain (Hoggar, Algérie). – Thèse d'Etat, Univ. Alger, 664 p.
- BA H., BLACK R., BENZIANE B., DIOMBANA D., HASCOËT-FENDER J., BONIN B., FABRE J. & LIÉGEOIS J.P. (1985). – La province des complexes alcalins saturés de l'Adrar des Iforas, Mali. – *J. African Earth Sci.*, **3**, 123-142.
- BARBEY P., BERTRAND J.M., ANGOUA S.E. & DAUTEL D. (1989). – Petrogenesis and U-Pb geochronology of the Telohat migmatites (Aleksod, Central Hoggar, Algeria). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 207-219.
- BENMOUSSA L., AMOSSÉ J., GIRAUD P. & OLIVER R. (1987). – A geochemical study of the concentration process of tungsten and tin in the «Taourirt» granites of Central Hoggar, Algeria. – *Chem. Geol.*, **63**, 121-132.
- BERTRAND J.M.L. & CABY R. (1978). – Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). – *Geol. Rundsch.*, **67**, 357-388.
- BERTRAND J.M.L., CABY R., DUCROT J., LANCELOT J., MOUSSINE-POUCHKINE A. & SAADALLAH A. (1978). – The late Pan-African ensialic linear fold belt of eastern Hoggar (Algeria): geology, structural development, U-Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield. – *Prec. Res.*, **7**, 349-376.
- BERTRAND J.M. & JARDIM DE SAA E.F. (1990). – Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? – *Can. J. Earth Sci.*, **27**, 1382-1393.
- BERTRAND J.M., MERIEM D., LAPIQUE F., MICHARD A., DAUTEL D. & GRAVELLE M. (1986a). – Nouvelles données sur l'âge de la tectonique pan-africaine dans le rameau oriental de la chaîne Pharusienne (région de Timgaouine, Hoggar, Algérie). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, 437-440.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., BOULLIER A.M. & DAUTEL D. (1986b). – Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. – *Tectonics*, **5**, 955-972.
- BEUS A.A., SEVEROV E.A. & SITNIN A.A. (1962). – Particularités géochimiques de la répartition et du comportement des éléments rares dans les apogranites. – Trad. BRGM 5148, 175 p.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M.L., BOULLIER A.M., FABRE J. & LESQUER A. (1979). – Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. – *Nature*, **278**, 223-227.
- BOISSONNAS J. (1973). – Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). – CNRS, Paris, *Série Géologique*, **16**, 662 p.
- BOISSONNAS J., BORSI S., FERRARA G., FABRE J., FABRIÈS J. & GRAVELLE M. (1969). – On the early Cambrian age of two late orogenic granites from West-Central Ahaggar (Algerian Sahara). – *Can. J. Earth Sci.*, **6**, 25-37.
- BOISSONNAS J., LEUTWEIN F. & SONET J. (1970). – Age du granite hyperalcalin de la Gara Adjemamaye (Ahaggar du SE, Sahara algérien). – *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 251-252.
- BOTTOMLEY R. & YORK D. (1976). –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations on the Owyhee basalt of the Columbia plateau. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 75-84.
- BOUABSA L. (1987). – Intrusions granitiques à albite-topaze: minéralisations stannio-wolframifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Nancy I, 193 p.
- BOULLIER A.M. (1991). – The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): a review. In: DALLMEYER R.D. & LÉCORCHÉ J.P. Eds., *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. – I.G.C.P., Special Publication, Springer Verlag, Berlin, 85-105.
- BOULLIER A.M., LIÉGEOIS J.P., BLACK R., FABRE J., SAUVAGE M. & BERTRAND J.M. (1986). – Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline, granitoids (Adrar des Iforas, Mali). – *Tectonophysics*, **132**, 233-246.
- BROWN W.L., MOREAU C. & DEMAÏFFE D. (1989). – An anorthosite suite in a ring-complex: crystallization and emplacement of an anorogenic type from Abontorok, Air, Niger. – *J. Petrol.*, **30**, 1501-1540.
- BURT D.M., SHERIDAN M.F., BIKUN J.V. & CHRISTIANSEN E.H. (1982). – Topaz rhyolites: distribution, origin and significance for exploration. – *Econ. Geol.*, **77**, 1818-1836.
- CABY R. (1987). – The Pan-African belt of West Africa from the Sahara desert to the gulf of Benin. In: SHAER J.P. and RODGERS J. Eds., *Anatomy of mountain ranges*. – Princeton University Press, USA, 129-169.
- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. & VAIL J.R. (1984). – The geochronology and evolution of Africa. – Clarendon Press, Oxford, 512 p.

- CHAROY B. (1979). – Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. – *Mém. Sci. Terre*, **37**, 364 p.
- CHEILLETZ A., CLARK A.H., FARRAR E., ARROYO PAUCA G., PICHAVANT M. & SANDEMAN H. (1992). – Volcano-stratigraphy and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Macusani ignimbrite field: monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of SE Peru. – *Tectonophysics*, **205**, 307-327.
- CHRISTIANSEN E.H., BURT D.M., SHERIDAN M.F. & WILSON R.T. (1986). – The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 16-30.
- CUNNEY M. & AUTRAN A. (1987). – Objectifs généraux du projet GPF Echassières. Résultats essentiels acquis par le forage de 900 m sur le granite albitique de Beauvoir à topaze-lépidolite. – *Géologie de la France*, **2-3**, 7-24.
- DEBON F. & LE FORT P. (1988). – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. – *Bull. Minéral.*, **111**, 493-510.
- DJEMAI A. (1990). – Le manganèse marqueur de l'évolution géochimique des granites alumineux du Hoggar. – *Bull. liaison Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **2/3**, 130.
- EL BOUSELY A.M. & EL SOKKARY A.A. (1975). – The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. – *Chem. Geol.*, **16**, 207-219.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.B. (1984). – Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. – *J. Petrol.*, **25**, 894-928.
- GOVINDARAJU K.G., MÉVELLE G. & CHOUARD C. (1976). – Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. – *Anal. Chem.*, **48**, 1325-1331.
- HARRIS N.B.W., DUYVERMAN H.J. & ALMOND D.C. (1983). – The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. – *J. Geol. Soc. London*, **140**, 245-256.
- KARCHE J.P. & VACHETTE M. (1978). – Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **20**, 941-953.
- KESRAOUI M. & DJEMAI A. (1990). – Chimisme des wolframites et évolution greisenisante à Tin Anzi (Hoggar). – *Bull. liaison Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **2/3**, 138.
- KILIAN C. (1932). – Sur des conglomérats précambriens du Sahara central: le Pharusien et le Suggarien. – *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 87.
- KOVALENKO V.I. & KOVALENKO N.I. (1984). – Ongonites (topaz-bearing quartz keratophyre) – subvolcanic analogue of rare-metal Li-F rich granites. – *Trans. Joint. Soviet. Mongolian Sci.-Res. Geol. Exped.*, **15**, 124 p.
- LAGARDE J.L., DALLAIN C. & CAPDEVILLA R. (1990). – Contexte tectonique de la fusion crustale post-collision dans la chaîne hercynienne: l'exemple du complexe anatectique du Velay (Massif central français). – *C.R. Acad. Sci., Paris*, **II**, **311**, 477-484.
- LANGHE H., TISCHENDORF G., PALCHEN W., KLEMM I. & WALTRAUT O. (1972). – Zur Petrographie und Geochemie der Granite der Erzgebirges-Fortschritte der Metallogenie in Erzgebirge. – *Geologie, Dtsch.*, **21**, 4-5, 457-493.
- LAPIQUE F., BERTRAND J.M. & MERIEM D. (1986). – A major Pan-African decoupling zone in the Tingaouine area (western Hoggar, Algeria). – *J. Afr. Earth Sci.*, **5**, 617-625.
- LATOUCHE L. (1978). – Étude pétrographique et structurale du précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). – Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VII, 255 p.
- LATOUCHE L. & VIDAL Ph. (1974). – Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XVI**, 195-203.
- LELUBRE M. (1952). – Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). – *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, (2), **22**, 2 tomes.
- LIÉGEOIS J.P., BERTRAND J.M. & BLACK R. (1987). – The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. In: KINNAIRD J. and BOWDEN P. Eds., African geology reviews. – Thematic issue of *Geol. J.*, **22**, 185-211.
- LIÉGEOIS J.P., BERTRAND H., BLACK R., CABY R. & FABRE J. (1983). – Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. – *Nature*, **305**, 42-43.
- LIÉGEOIS J.P. & BLACK R. (1987). – Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of Iforas (Mali). In: FITTON J.G. & UPTON B.G.J. Eds., Alkaline igneous rocks. A review symposium. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **30**, 381-401.
- MANNING D.A.C. & PICHAVANT M. (1988). – Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In: TAYLOR R.P. and STRONG D.F. Eds., Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. – *CIMM Spec. vol.*, **39**, 13-24.
- MOULAHOU M. (1988). – Dualité du magmatisme d'âge pan-africain: aspects structuraux et pétrologiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). – Thèse Doct. Ing., Univ. Nancy I, 145 p.
- MOUREY Y. (1985). – Les indices Sn-W-Cu-Zn liés au magmatisme stéphanopérien dans le sud du faisceau synclinal de la Somme (Morvan). – Thèse Doct. INPL, 335 p.
- NESEN G. (1981). – Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénie Sn-W. Étude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, Espagne). – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Nancy I, 354 p.
- PICHAVANT M., KONTAK D.J., BRIQUEU L., VALENCIA HERRERA J. & CLARK A.H. (1988). – The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. II Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 325-338.
- PICHAVANT M., VALENCIA HERRERA J., BOULMIER S., BRIQUEU L., JORON J.L., JUTEAU M., MARIN L., MICHARD A., SHEPPARD S.M.F., TREUIL M. & VERNET M. (1987). – The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In: MYSEN B.O. Ed., Magmatic processes, physicochemical principles. – *Geochem. Soc. Spec. Publ.*, **1**, 359-373.
- PROVOST A. (1990). – An improved diagram for isochron data. – *Chem. Geol.*, **80**, 85-99.
- STONE M., EXLEY C.S. & GEORGE M.C. (1988). – Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. – *Miner. Mag.*, **52**, 175-192.
- TISCHENDORF G. (1977). – Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK M., BURNOL L., TISCHENDORF G. Eds., Metallization associated with acid magmatism. – *Ustredni Ustav Geol., Praha*, 41-98.
- VIALETTE Y. & VITEL G. (1981). – Geochronological data on the Amsinassene-Tefedest block (Central Hoggar) and evidence for its polycyclic evolution. – *Precambrian Res.*, **9**, 241-254.
- WHITNEY J.A. (1989). – Origin and evolution of silicic magmas. In: ROBERTSON J.M. Ed., Ore deposition associated with magmas. – *Reviews in Econ. Geol.*, **4**, 183-201.
- ZIMMERMANN J.L., VERNET M., GUYETAND G. & DAUTEL D. (1985). – Données sur potassium et argon (de 1876 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence. – *Geostandard Newsletter*, **9**, 2, 205-208.