

Massif annulaire de l'Achkal: un témoin d'un magmatisme alcalin d'âge oligocène supérieur au Hoggar Centro-Oriental

Mustapha MAZA*, Jean-Marie DAUTRIA**, Louis BRIQUEU***
et Jean-Marie CANTAGREL****

* O.R.G.M. / S.G.A. *Boumerdès 35000 Algérie.*

** Université de Montpellier II / U.R.A. Géofluides-Bassins-Eau,
Place E. Bataillon 34095 Montpellier France.

*** Université de Montpellier II / U.R.A. Géochimie-Pétrologie,
Place E. Bataillon 34095 Montpellier France.

**** Université de Clermont-Ferrand, Laboratoire de Géochronologie,
Rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand, France.

Résumé: Le complexe annulaire de l'Achkal recoupe les trapps tholéitiques éocène moyen du Sud-Amadghor qui marquent l'apex du point chaud du Hoggar. Il est d'âge oligocène supérieur et il regroupe une série plutonique allant des mélagabbros aux syénites alcalines et une série volcanique tardive allant des trachytes aux rhyolites. L'étude minéralogique et géochimique (éléments majeurs, traces et isotopes) montre que toutes ces roches sont d'affinité alcaline et qu'elles appartiennent à la même série de différenciation. Le changement d'affinité du magmatisme au sommet du bombement du Hoggar, entre l'Eocène et l'Oligocène, résulte vraisemblablement d'un enfoncement progressif de la source des basaltes au sein du manteau traduisant la diminution d'activité du point chaud avec le temps.

Mots clés: Hoggar - Achkal - Oligocène - Alcalin - Série de différenciation - Manteau - Point chaud.

The Achkal ring complex: evidence for Upper Oligocene alkali magmatism in central Hoggar (South Algeria).

Abstract: The Achkal massif (Eastern Hoggar, South Algeria) crosscuts the tholeiitic trapps of South-Amadghor which are situated at the apex of the Hoggar plume. It is of Upper-Oligocene age and it includes two rock complexes. The first one is plutonic and ring-shaped, and the composition of rocks ranges from gabbro to alkali syenite ; the second one is volcanic and of trachytic to rhyolitic composition. The mineralogical and geochemical (major, trace and Sr and Nd isotopes) investigations show that all these rocks are of alkali affinity and that they belong to the same differentiation series. The evolution of the Central Hoggar magmatism from tholeiitic (Eocene) to alkali (Oligocene) would be related to decrease of plume activity.

Key words: Hoggar - Achkal - Oligocene - Alkaline - Differentiation serie - Mantle - Hot spot.

INTRODUCTION

Sept massifs volcaniques d'âge cénozoïque sont répartis au sommet et dans le quart NE du dôme du Hoggar (Fig. 1). Cinq d'entre eux - la

Tahalra, l'Atakor, le Manzaz, le district de Sérouénout et l'Adrar N'Ajjer - s'alignent suivant une direction NE-SW qui se superpose avec celle du linéament de l'oued Amded (Dautria et Lesquer, 1989). Le sixième - l'Eggéré

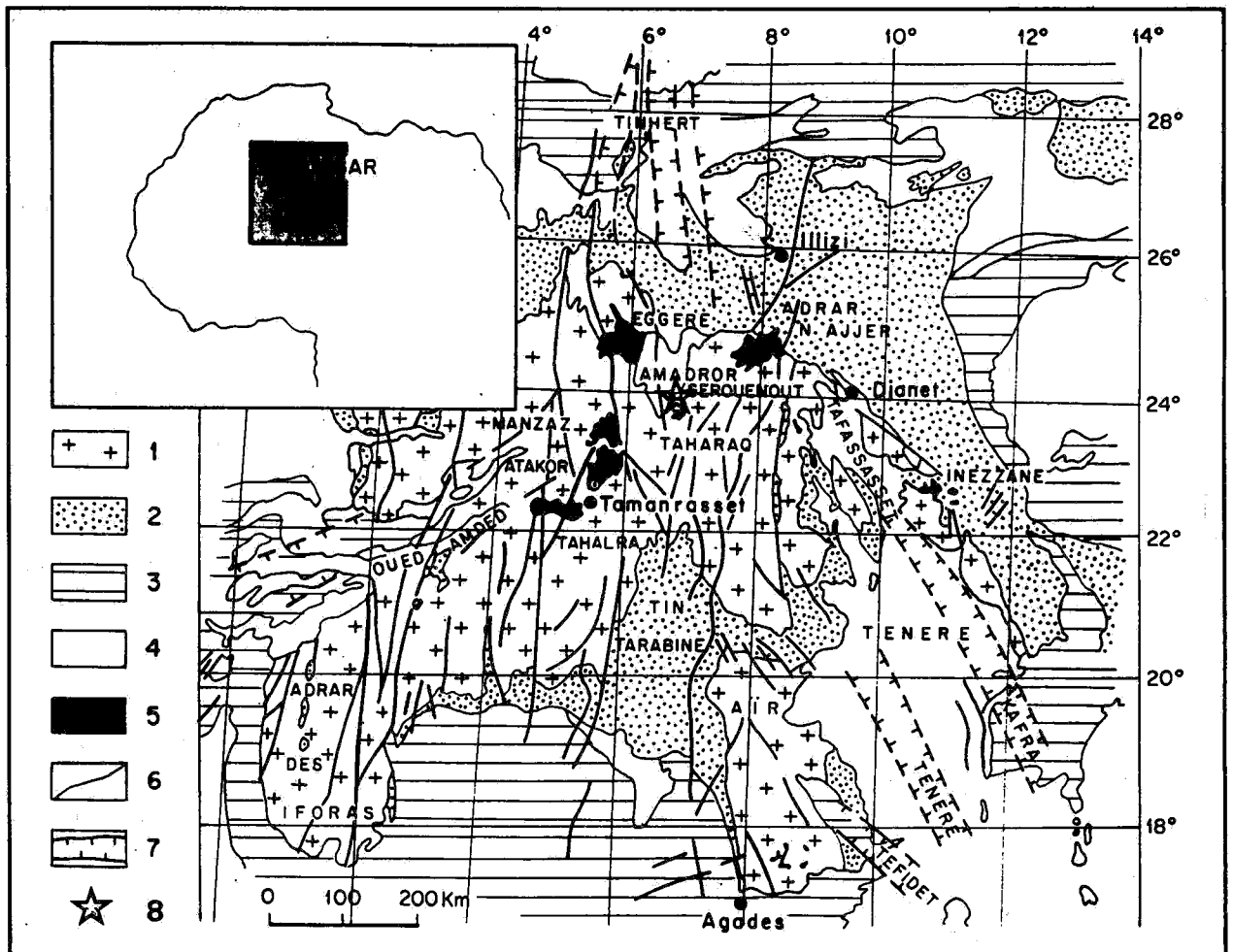


Fig. 1- Carte géologique et structurale simplifiée du Hoggar et de ses marges
(d'après Dautria et Lesquer, 1988)

*Simplified geological and structural map of Hoggar and its margins
(after Dautria and Lesquer, 1988)*

1: socle métamorphique et plutonique protérozoïque (*proterozoic shield metamorphic and plutonic rocks*);
2: couverture paléozoïque tassilienne (*Tassilian paleozoic cover*); 3: couverture mésozoïque (*Mesozoic cover*); 4: couverture cénozoïque et quaternaire (*cenozoic and quaternary cover*); 5: formations volcaniques cénozoïques (*Cenozoic volcanites*); 6: failles majeures (*major faults*); 7: fossés crétacés et cénozoïques (*cretaceous and cenozoic ditches*); 8: position du massif de l'Achkal (*position of the Achkal massif*).

- est situé sur la marge nord de la dépression de l'Amadghor. Ces six massifs, dont l'âge est variable (mio-pliocène pour l'Atakor et vraisemblablement aussi pour le district de Sérouénout, plio-quaternaire pour les quatre autres; Aït-Hamou et Dautria, 1994), sont tous

d'affinité alcaline (Girod, 1971; Dautria, 1988). Le septième district - celui du Sud-Amadghor - affleure à mi-chemin entre l'Atakor et l'Adrar N'AJJER (Fig.1). Dans un travail récent, Aït-Hamou et Dautria (1994) ont montré que l'histoire de ce district était complexe. Deux

phases magmatiques s'y superposent spatialement: une première d'affinité tholéitique et d'âge éocène est responsable de l'édification d'un énorme massif volcanique de type trapp - le Taharaq ; la seconde, plus récente (Eocène supérieur-Oligocène supérieur) s'est traduite par la mise en place d'une douzaine de volcano-plutons. C'est l'un d'entre eux - le massif de l'Achkal - qui fait l'objet de l'étude présentée dans cet article.

1- PRESENTATION DU MASSIF DE L'ACHKAL

Le massif de l'Achkal (Fig. 2) affleure au

nord des trapps basaltiques du Taharaq dont il est séparé par un couloir arénique partiellement envahi par des dépôts éoliens. Étudié pour la première fois par Rémy (1959), le massif de l'Achkal est, parmi les volcano-plutons du Hoggar centro-oriental, le plus spectaculaire, à la fois par sa morphologie et par la diversité des roches qu'on y rencontre. En effet il présente une structure annulaire presque parfaite. Son diamètre est d'environ 4 km et il est à la fois intrusif dans le socle gneissique et granitique d'âge précambrien (au NE) et dans des basaltes tholéitiques de type «Taharaq» (au S et au NW). Ces derniers, qui sont conservés sous la forme d'un anneau externe discontinu de

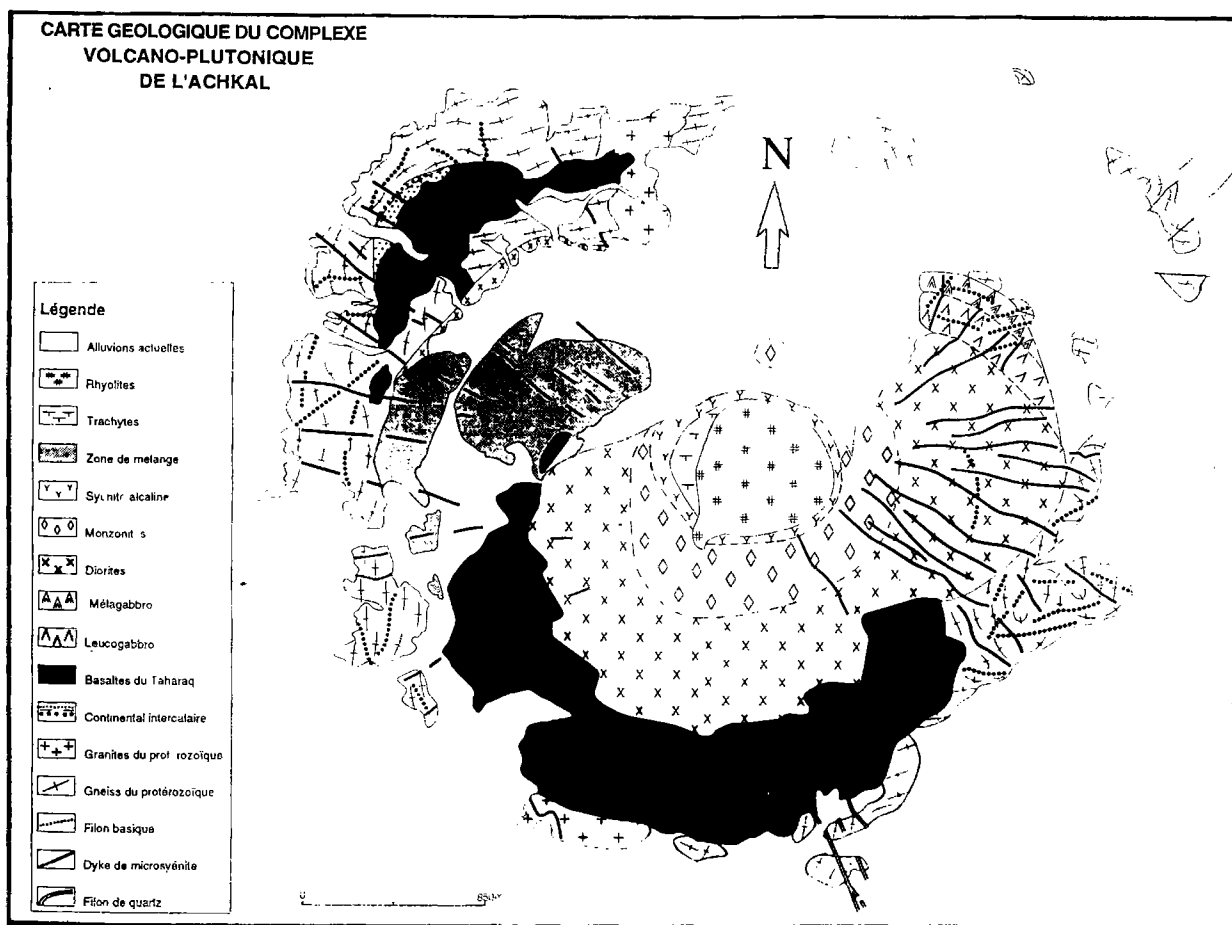


Fig. 2- Carte géologique simplifiée du complexe volcano-plutonique de l'Achkal
Simplified geological map of the volcano-plutonic complex of Achkal

quelques centaines de mètres de large, reposent en discordance sur le socle précambrien soit directement (au S) soit par l'intermédiaire de sédiments fluvio-lacustres détritiques (poudingues et arkoses) vraisemblablement d'âge Crétacé moyen (Continental intercalaire, Bordet, 1955).

Trois unités magmatiques ont été distinguées (Fig. 2):

- la première unité regroupe une série de roches plutoniques de texture largement grenue et le plus souvent porphyroïde. Leur dispositif annulaire est souligné par la fluidalité des différentes roches;

- la seconde unité apparaît sous la forme d'un piton central d'environ 600 m de diamètre constitué de roches volcaniques acides;

- la troisième unité constitue intégralement le flanc ouest du massif: il s'agit d'un complexe microgrenu dans lequel sont associées plusieurs roches magmatiques (microgabbro, micro-diorite et micro-monzonite). Les figures de mélange entre ces différents magmas y sont fréquentes, ce qui avait conduit Rémy (1959) à qualifier cette unité de «zone de mélange».

1.1 - L'unité plutonique

Les roches qu'on y rencontre (mélagabbro, leucogabbro, diorite, essexite, monzonite, syénite alcaline), définissent une série de différenciation presque idéale. Les limites entre les différents faciès pétrographiques sont cependant toujours floues et donc mal cartographiables. De la périphérie vers le centre, nous avons été conduits à distinguer:

- **un anneau basique:** c'est l'anneau le plus externe. Il est très incomplet et l'affleurement principal est localisé à la bordure NE du massif. Cet affleurement a environ 1 km de long, 200 m de large et sa forme est celle d'un arc de cercle. Cet anneau est constitué de mélagabbro dans sa partie externe et de leucogabbro dans sa partie interne. Le passage entre ces deux types de roche est progressif;

- **un anneau intermédiaire:** il constitue l'anneau le plus important en largeur (≈ 1 km) et en longueur. Il est globalement constitué d'une roche dioritique, qui au SW passe progressivement à des essexites;

- **un anneau différencié:** il est de nature syénitique. En raison de l'extrusion tardive des rhyolites, il affleure au centre du complexe suivant une couronne d'épaisseur irrégulière (< 500 m). Dans le détail, deux types de syénites peuvent être distingués: une monzonite et une syénite alcaline.

Un important réseau de filons annulaires et radiaires recoupe l'ensemble des roches plutoniques. Il s'agit essentiellement de dykes de microsyténites porphyriques et de microdiorites.

1.2 - L'unité volcanique

Elle est de nature trachytique à rhyolitique. Elle correspond, dans sa partie inférieure, à un complexe de dykes trachytiques subverticaux associés à des brèches explosives de même nature. La partie sommitale de ce complexe est rhyolitique et son mode de mise en place évoque celui des ignimbrites (alternance de laves bréchiques, ponceuses ou vitreuses). Ce complexe est par ailleurs couronné par un dôme

extrusif rhyolitique d'environ 250 m de diamètre.

1.3 - La zone dite «de mélange»

Il est difficile de rattacher cette unité aux deux précédentes bien que la nature des matériaux soit comparable. La figure 2 montre en effet que cette zone est située à l'extérieur du dispositif concentrique de l'unité plutonique décrite précédemment et qu'elle est de plus recoupée par l'anneau dioritique de cette dernière. La «zone de mélange», en raison de sa complexité, n'a pas été étudiée dans le cadre de cet article.

Compte tenu des observations de terrain (en particulier le passage progressif d'un faciès à l'autre et l'absence de septum de socle entre ces faciès), il ne fait aucun doute que:

(1) les différentes roches plutoniques de l'Achkal appartiennent à la même série magmatique et qu'elles dérivent les unes des autres par un ou plusieurs processus de différenciation;

(2) le complexe plutonique correspond dans son ensemble à un réservoir magmatique ayant évolué in situ. La cristallisation semble avoir progressé de la périphérie vers le centre où se sont accumulés des liquides résiduels différenciés de nature syénitique.

Les complexes plutoniques à structure annulaire, tels que celui de l'Achkal, se mettent en place selon des mécanismes de subsidence souterraine (Bonin, 1982). Le poinçonnement vertical qui leur est lié provoque des fractures concentriques et radiales permettant au magma de s'épancher en surface et favorisant la formation de caldeiras. Le diamètre de ces complexes est de l'ordre d'une dizaine de km et

leur durée d'activité de l'ordre de 4 Ma (Lameyre *et al.*, 1976). Le massif annulaire de l'Achkal apparaît donc comme une structure de taille relativement modeste (4 km). L'important réseau filonien annulaire et radiaire que l'on observe à sa périphérie suggère qu'une caldeira lui était associée lors de sa mise en place. Si l'on se réfère aux travaux de Giret *et al.* (1981), on peut estimer la profondeur de mise en place du complexe plutonique de l'Achkal à environ 2 km.

Par contre, l'origine du complexe volcanique acide tardif est un véritable sujet de débat. Les laves qui le constituent peuvent a priori correspondre aux liquides ultimes de différenciation de la série plutonique. Mais il se peut aussi que ce complexe volcanique, bien que situé exactement au centre du massif annulaire, n'ait rien à voir avec ce dernier. Les rhyolites pourraient même alors avoir une origine crustale. Dans la première hypothèse, il faudra expliquer comment ces laves ont pu s'épancher en surface en recouvrant les produits de cristallisation profonds des liquides qui sont à leur origine ? Seule une importante phase d'érosion entre ces deux événements magmatiques pourrait expliquer leur superposition spatiale.

2- AGE DU COMPLEXE

Trois datations par la méthode K-Ar ont été effectuées au Laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand (France). Deux concernent la série plutonique (microdiorite AK 89-1, diorite AK 89-36). La troisième datation a été réalisée sur un échantillon provenant de l'extrusion rhyolitique tardive (AK 89-45). Les résultats sont présentés dans le tableau 1 (voir annexe).

D'après ces résultats, l'âge du massif de l'Achkal est compris entre 22 et 29 Ma, ce qui lui confère un âge oligocène supérieur.

Compte tenu des observations de terrain, les âges des différentes formations ne sont cependant pas très cohérents. Un problème se pose en particulier quant à l'âge de la microdiorite (22 Ma) qui apparaît ici comme postérieure au complexe volcanique tardif (24 Ma). Par contre les 5 Ma qui séparent la cristallisation de la diorite de la mise en place de l'extrusion rhyolitique sont tout à fait acceptables. Les données de terrain montrent clairement que cette extrusion est postérieure à la syénite (elle la recoupe et la recouvre en partie). De plus ce laps de 5 Ma est du même ordre de grandeur que la durée d'activité moyenne des complexes annulaires (4 Ma) estimée par Lameyre *et al.* (1976).

On peut aussi estimer la vitesse moyenne d'érosion nécessaire à l'exhumation du complexe plutonique avant l'épanchement des rhyolites : elle est de 0,4 mm/an. Cette vitesse relativement importante peut sûrement s'expliquer par les conditions particulières qui régnaient à l'Oligocène dans cette région du Hoggar (bombement topographique associé à l'activité du point chaud, climat tropical...).

3 - CARACTERES MINERALOGIQUES DE LA SERIE PLUTONIQUE

Les principales caractéristiques pétrographiques des roches plutoniques de l'Achkal sont résumées dans le tableau 2 (voir annexe).

3.1 - Olivine

Elle n'est présente que dans les gabbros en

phase cumulus. Sa teneur en forstérite (Fo%) est relativement faible ($70 < \text{Fo}\% < 73$), significativement inférieure à celles des basaltes tholéitiques ($78 < \text{Fo}\% < 80$) et des basaltes alcalins ($80 < \text{Fo}\% < 82$) du Hoggar.

3.2 - Clinopyroxènes

Les clinopyroxènes se rencontrent sous forme de phase soit cumulus soit intercumulus, ce qui leur confère vraisemblablement un rôle primordial dans les processus de différenciation. Ils sont abondants dans les termes basiques et se raréfient dans les termes différenciés. Leur composition évolue au cours de la différenciation depuis celle d'augite et de salite jusqu'à celle de ferrosalite sodique.

L'évolution des clinopyroxènes de l'Achkal s'est faite à calcium quasi constant. Elle est essentiellement marquée par une chute du magnésium compensée par une augmentation progressive du fer, en particulier du Fe³⁺ traduisant un accroissement de la fugacité d'oxygène. Cette évolution est parfaitement interprétable en termes de cristallisation fractionnée. Cependant, si l'on compare l'Achkal avec les massifs annulaires décrits par Giret (1983) et Beaux (1986), cette évolution s'avère relativement restreinte (l'aegyrine n'apparaît pas). Cette différence de comportement est à mettre en relation avec la faible «agpaïcité» des termes différenciés, qui indique une alcalinité relativement basse des liquides résiduels.

3.3 - Feldspaths

Comme pour les clinopyroxènes, l'évolution de la composition des plagioclases est interprétable en termes de cristallisation fractionnée.

Les plagioclases constituent dans les gabbros une trame dense qui diminue progressivement au fur et à mesure de la différenciation. Leur composition varie depuis An_{74} (coeur des cristaux dans les gabbros) à An_{22} (dans les syénites).

En revanche les feldspaths alcalins qui n'existent pas dans les termes basiques, prédominent dans les termes les plus différenciés. Dans les syénites, les différents habitus des feldspaths alcalins suggèrent une cristallisation en trois temps:

- une première génération de mégacristaux automorphes, de très grande taille et fortement zonés, constitue la phase cumulus. Les teneurs en K_2O varient de 2-3% au coeur à 6-7% à la périphérie, celles en Na_2O de 7-8% au coeur à 5-6% à la périphérie;
- une seconde génération sub-automorphe de taille moindre, déterminant une texture intersertale, appartient à la paragenèse intercumulus. Les teneurs en K_2O (12-15%) et en Na_2O (1-2,5%) différencient nettement cette génération de la première;
- une troisième génération interstitielle contemporaine de la cristallisation des clinopyroxènes sodiques, dont la composition des minéraux est voisine de celle d'une albite ($K_2O\%=0,6$; $Na_2O\%=8,5$).

3.4 - Oxydes

Ils sont présents dans toutes les roches étudiées mais ils sont surtout abondants dans les termes basiques et intermédiaires. Leur composition varie en fonction de leur habitus. Ainsi, dans le mélagabbro et la

diorite, les oxydes précoces sont représentés par de la magnétite et de l'ilménite, les tardifs par la titano-magnétite et l'ilménite. Dans l'essexite et la syénite, c'est la titanomagnétite qui constitue la phase précoce. Titanomagnétite et ilménite se rencontrent en phases tardives dans l'essexite, alors que dans la syénite seule la titanomagnétite représente les oxydes tardifs.

3.5 - Amphiboles

Absente dans la syénite étudiée, cette phase est par contre omniprésente dans les roches basiques et intermédiaires, mais n'apparaît que sous forme de phase intercumulus et réactionnelle. Cette cristallisation tardive suggère que la teneur initiale en eau du magma était relativement faible. L'ensemble de ces amphiboles appartient au groupe des kaersutites.

3.6 - Biotite

Elle est présente dans toutes les roches de la série. Dans les termes basiques et intermédiaires, elle appartient toujours à la paragenèse intercumulus et elle se présente sous deux formes : en cristaux sub-automorphes à xénomorphes qui, parfois, prennent un aspect poecilitique, et en couronne réactionnelle autour des opaques. Dans la syénite, la biotite, bien que peu abondante, apparaît en grands cristaux automorphes précoces.

L'évolution de la composition de cette phase correspond essentiellement à un enrichissement progressif en Fe et en Mn aux dépens du «Mg». Les teneurs en MgO passent d'environ 16% dans le gabbro et la diorite à environ 11% dans la syénite.

4 - CARACTERES MINERALOGIQUES DE LA SERIE VOLCANIQUE

Les deux rhyolites sélectionnées présentent des textures microgrenues porphyriques. Ces échantillons diffèrent cependant par la dimension des cristaux constitutifs du fond microcristallin et par l'aspect global de ce fond. Dans l'échantillon (AK 89-45), le fond est constitué de plages polygonales monocristallines (0,5mm de diamètre, en moyenne) de quartz et de feldspath présentant un aspect spongieux. Cette texture évoque la recristallisation d'un ancien verre. La mésostase de l'échantillon (AK 90-22) est constituée de cristaux de très petite taille (20 μ , en moyenne), le feldspath présentant souvent un habitus de microlite, le quartz se développant en microplages interstitielles. Dans les deux cas, les phénocristaux sont rares et uniquement représentés par du feldspath alcalin. Il s'agit d'une sanidine perthitique. Dans l'échantillon AK 90-22, quelques plages polycristallines de quartz atteignent des dimensions comparables à celles des phénocristaux. On observe aussi quelques rares micro-phénocristaux automorphes d'ilménite.

5 - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS, TRACES ET LES TERRES RARES

5.1 - Les éléments majeurs

Les analyses des éléments majeurs et traces sont consignées dans le tableau 3 (voir annexe).

Le calcul de la norme C.I.P.W. montre une nette tendance à la sous-saturation en SiO₂ pour les termes intermédiaires (2,5 < N_{norm} < 12,5) et différenciés (N_{norm} = 3,5) de la série

plutonique. Par contre les rhyolites du complexe volcanique sont très fortement sur-saturées. Cette divergence de tendance pourrait suggérer, en première approche, un magma parent pour les rhyolites différent de celui à l'origine de la série plutonique.

On notera la teneur en Mg anormalement haute du mélagabbro résultant de l'accumulation d'olivine et de clinopyroxène. Quant à l'évolution globale de la série (baisse progressive des teneurs en TiO₂, MgO, FeO et CaO corrélées avec l'augmentation des teneurs en SiO₂; augmentation progressive des teneurs en Al₂O₃ et Na₂O), elle reste parfaitement classique et interprétable en termes de cristallisation fractionnée. On notera par ailleurs que toutes les roches de l'Achkal sont alcalines selon les limites proposées par Schwartzer et Rogers (1974) et par Miyashiro (1978) (Fig. 3).

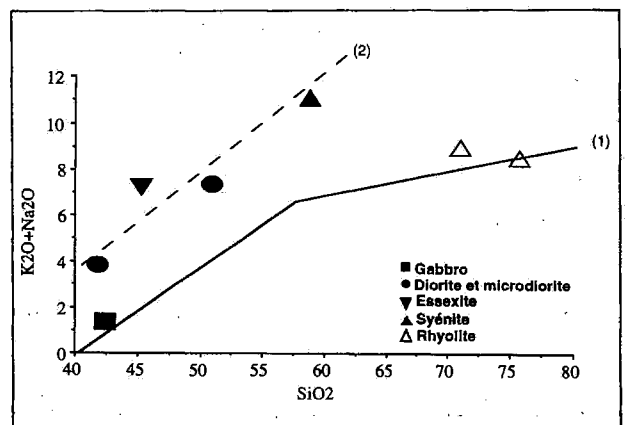


Fig. 3 - Diagramme (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂ (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂ diagram

(1) Limite entre séries alcaline et subalcaline d'après Miyashiro, 1978 (*Limit between alkali and subalkali series, Miyashiro, 1978*); (2) Limite entre séries fortement alcaline et moyennement alcaline d'après Schwartzer et Rogers, 1974 (*limit between highly alkali and fairly alkali series Schwartzer and Rogers, 1974*).

5.2 - Les éléments traces et les terres rares

Les teneurs en éléments incompatibles, et en particulier celles en terres rares (REE), augmentent globalement depuis les gabbros jusqu'aux rhyolites. Leurs spectres normalisés aux chondrites (Fig. 4) sont de caractère typiquement alcalin, avec un net enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE). Dans la série plutonique, cet enrichissement en LREE s'accroît avec la différenciation, traduisant l'accroissement progressif des teneurs en éléments les plus incompatibles dans les liquides résiduels successifs.

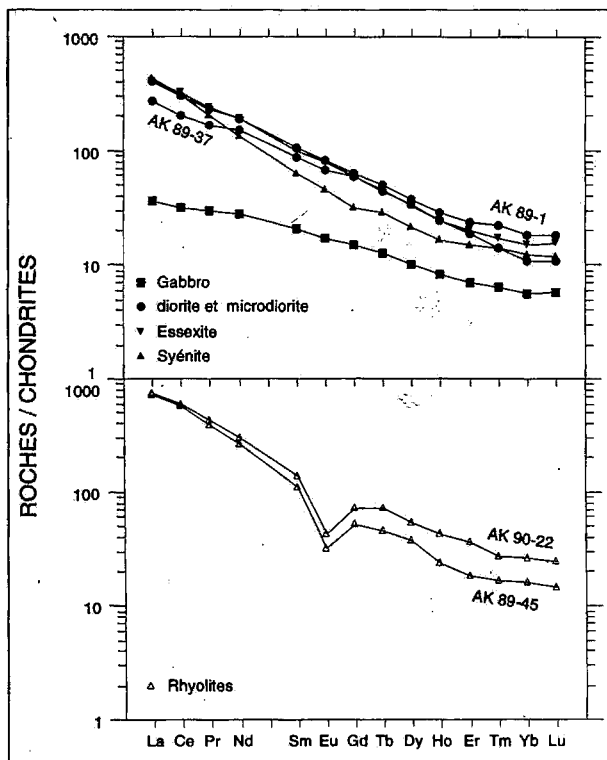


Fig. 4 - Spectres des terres rares normés par rapport aux chondrites

(Les valeurs de normalisation sont celles de Sun et McDonough, 1989).

Chondrite-normalized rare-earth element patterns for gabbro, diorite, microdiorite, essexite, syenite and rhyolite

(The normalizing values are from Sun and McDonough, 1989)

Comme le montre la figure 4, la diorite et l'essexite ont des spectres parfaitement parallèles montrant un léger enrichissement en terres rares moyennes, alors que la syénite présente un appauvrissement dans ces mêmes éléments. Il semble que l'on puisse interpréter ce léger enrichissement en termes de présence d'amphibole. Dans la syénite, roche totalement dépourvue d'amphibole, l'appauvrissement pourrait résulter du fractionnement de cette phase à partir des termes précédents. En effet l'amphibole présente des valeurs de coefficient de partage plus élevés pour les REE moyennes que pour les LREE. Mais cette hypothèse impliquerait que l'amphibole soit au liquidus, au moins dans les roches intermédiaires, et que des cumulats amphibolitiques aient pu se constituer. Nos observations vont plutôt à l'encontre de cette hypothèse, puisque dans toutes les roches étudiées l'amphibole n'apparaît qu'en phase tardive. De plus aucun cumulat amphibolitique n'a été trouvé à l'Achkal. On notera cependant que dans de nombreux complexes alcalins comparables à l'Achkal, des cumulats amphibolitiques ont été décrits (Beaux, 1986; Giret, 1983).

Aucune des roches plutoniques de l'Achkal ne présente d'anomalie positive ou négative en Eu, ce qui tend à minimiser le rôle du plagioclase dans l'évolution de cette série. Par contre les deux rhyolites présentent une forte anomalie négative en cet élément: ceci confirme qu'au cours de leur genèse a eu lieu une importante extraction de feldspath.

Le diagramme Th vs. %SiO₂ (Fig. 5) montre une corrélation positive entre ces deux éléments depuis le mélagabbro jusqu'aux rhyolites, ce qui peut suggérer qu'une filiation existe bien entre la série plutonique et les termes volcaniques

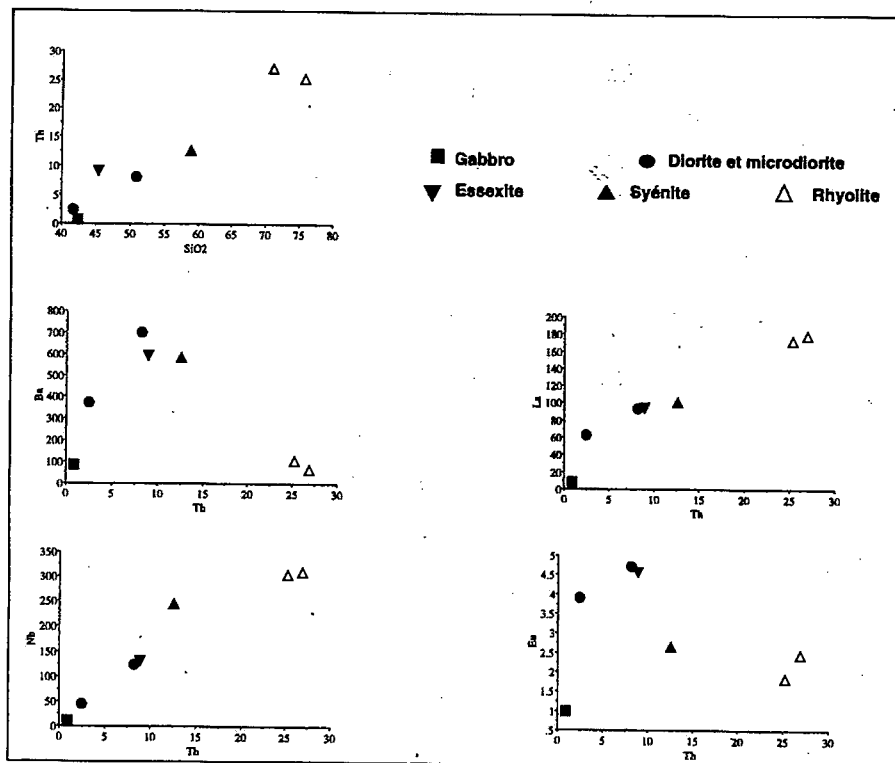


Fig. 5 - Diagrammes Th vs. SiO₂, et Ba, Nb, La, Eu vs. Th
Th vs. SiO₂, et Ba, Nb, La, Eu vs. Th diagram

ultérieurs. Les diagrammes éléments traces vs. Th (Fig.5) permettent de faire quelques remarques quant à cette hypothèse de filiation:

- certains éléments comme Rb, La, Zr, U, Hf, Nb et Ta montrent globalement une corrélation positive linéaire avec la silice et le Th, ce qui évoque un processus simple de cristallisation fractionnée et constitue un argument en faveur d'une filiation entre la série plutonique et les rhyolites tardives;

- d'autres éléments (Sr, Ba, Pb et Eu) se distribuent selon une courbe en cloche, les rhyolites semblant prolonger la corrélation négative ébauchée au niveau de la syénite. Ceci suggère pour les roches plutoniques le fractionnement d'une ou plusieurs phases riches

en ces éléments au niveau des termes intermédiaires. Deux minéraux sont envisageables : le plagioclase et/ou l'amphibole. L'allure du spectre de la syénite sans anomalie marquée en Eu indique plutôt l'intervention d'amphibole seule. Par contre dans les rhyolites, où l'anomalie en Eu est bien marquée et où les teneurs en Ba et Sr sont particulièrement faibles, un important fractionnement de plagioclase et/ou feldspath alcalin se confirme. Ces deux fractionnements successifs n'excluent pas bien sûr une filiation entre syénite et rhyolite;

- les terres rares moyennes ont une répartition plus dispersée. Les roches plutoniques présentent une courbe en cloche montrant clairement que la syénite est appauvrie en ces éléments par rapport aux roches intermédiaires (effet

amphibole déjà évoqué) alors que les rhyolites se situent en dehors de la lignée plutonique. Plusieurs explications sont possibles pour rendre compte de ce comportement particulier des rhyolites:

a) disparition de l'effet amphibole au passage syénite-rhyolite et fractionnement intensif de feldspath;

b) les rhyolites dérivent non pas des syénites mais directement des roches intermédiaires par fractionnement feldspathique. Ce serait alors les syénites qui auraient des teneurs anormalement basses en terres rares moyennes. Cette hypothèse semble peu probable compte tenu du fait que les roches intermédiaires sont sous-saturées en silice ($42 < \%SiO_2 < 45$) et que, dans ces conditions, un fractionnement feldspathique aurait plutôt pour effet d'augmenter cette sous-saturation;

c) les rhyolites ne sont pas les produits de différenciation terminaux de la série plutonique. Elles pourraient alors dériver de la différenciation d'un magma alcalin correspondant à une phase magmatique ultérieure.

6 - LES ISOTOPES DU Sr ET DU Nd

Seuls cinq échantillons (la diorite, l'essexite, la syénite et les deux rhyolites) ont été retenus pour l'étude isotopique (voir tableau 4).

En l'absence de toute perturbation du système Rb/Sr, les points relatifs aux trois échantillons du complexe plutonique (diorite, essexite et syénite), devraient s'aligner sur une isochrone correspondant à l'âge du complexe plutonique (29 Ma, si l'on en croit nos données géochronologiques), ce qui n'est pas le cas.

Dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$ (Fig. 6), l'essexite et la syénite présentent des compositions isotopiques initiales proches, respectivement 0.7031 et 0.7032. Quant à la diorite, sa composition isotopique initiale est significativement différente (0.7036). Ceci est peut-être dû à l'hétérogénéité isotopique des magmas initiaux, pouvant par ailleurs s'expliquer par un processus de contamination crustale d'autant plus important que l'échantillon appartient à un anneau externe du complexe directement en contact avec l'encaissant gneissique et granitique.

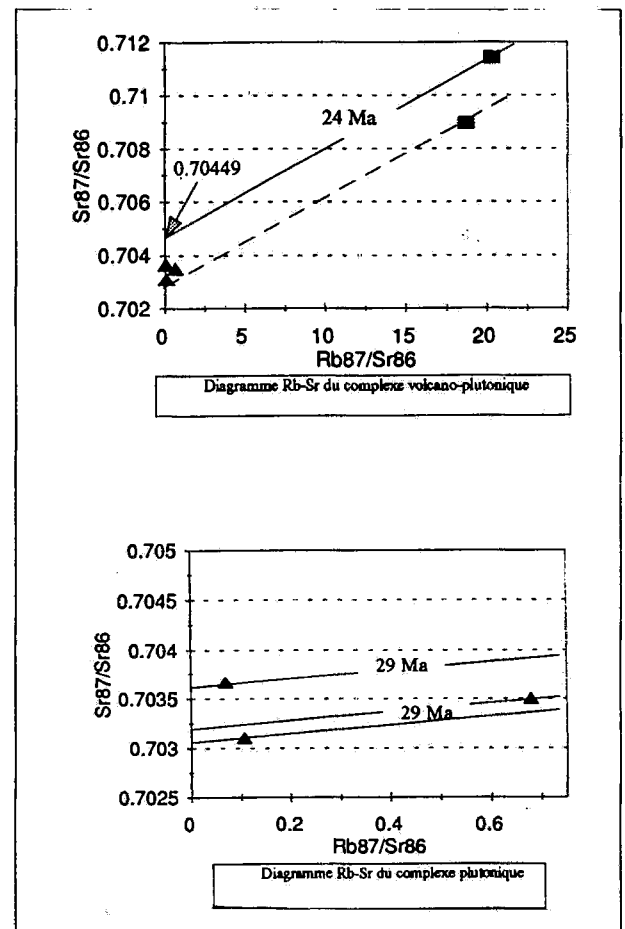


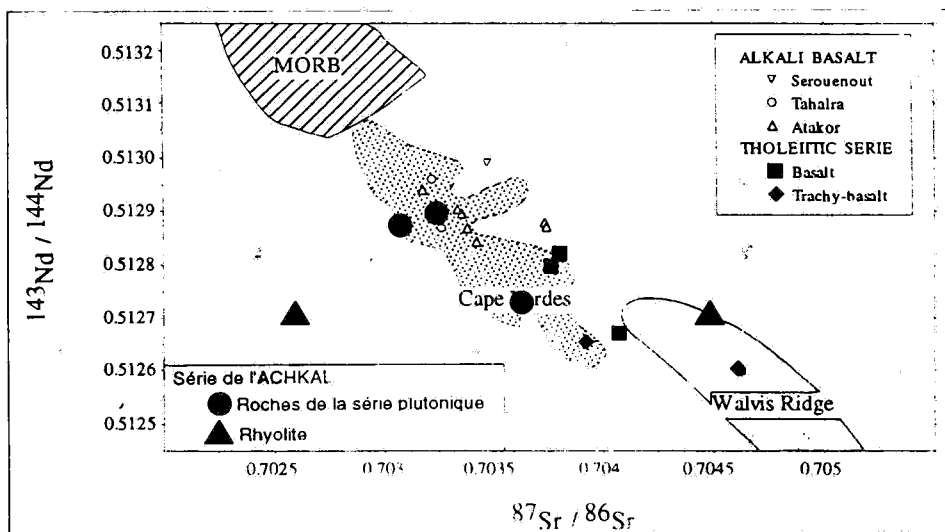
Fig. 6 - Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$
 $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$ diagram

Les rhyolites présentent des concentrations en Rb élevées et au contraire des concentrations en Sr faibles, ce qui se traduit par des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ particulièrement hauts (Tab.4). De ce fait, les variations des compositions isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été importantes en 24 Ma (âge du complexe volcanique). Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, les deux échantillons de rhyolites ne se disposent pas sur l'isochrone de référence 24 Ma. La première (AK 89-45) a un rapport isotopique initial de 0.70449, significativement supérieur à ceux des échantillons du complexe plutonique. Toutefois ce rapport est caractéristique d'un magma d'origine mantellique. Le rapport isotopique de la seconde rhyolite (AK 90-22) est de 0.70258. Cette valeur est très différente de tous les autres rapports. L'anomalie isotopique de cette rhyolite est d'ailleurs confirmée par sa place dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 7). En effet, elle se situe sous la droite de corrélation mantellique, ce qui l'assimilerait à un MORB très appauvri. L'origine de cette anomalie est, dans le cadre de cette étude,

difficile à interpréter. Peut-être est-elle liée à une phase hydrothermale tardive. Par conséquent, cette rhyolite (AK 90-22) sera exclue des raisonnements ultérieurs.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du complexe plutonique sont compris respectivement entre 0,70310-0,70360 et 0,51273-0,51290. Ces roches se distinguent significativement des basaltes tholéitiques du Taharaq dans lesquels les rapports du Sr sont plus élevés (0,70363-0,70459). En revanche, ces rapports sont comparables à ceux des basaltes alcalins périphériques d'âge plus récent (0,70318-0,70370 pour le Sr et 0,51284-0,51294 pour le Nd) (Aït-Hamou et Dautria, 1994).

Les échantillons relatifs à la série plutonique et l'échantillon rhyolitique AK 89-45, se situent sur la droite de corrélation mantellique. La rhyolite AK 89-45 se distingue cependant de l'ensemble des roches plutoniques par son enrichissement en Sr radiogénique et son appauvrissement en Nd radiogénique. On notera que sa composition est voisine de



certaines trachy-basaltes des trapps tholéitiques du Taharaq. Deux explications peuvent rendre compte de cette différence de composition isotopique:

(1) la rhyolite peut avoir subi une contamination crustale et cela est en accord avec le fait que les rhyolites sont toujours des produits tardifs de différenciation. La rhyolite pourrait alors correspondre aux produits ultimes de différenciation de la série plutonique;

(2) la rhyolite est le produit de différenciation d'un magma alcalin dont la signature isotopique est différente de celui qui est à l'origine de la série plutonique. Si la différence d'âge de 5 Ma est confirmée, c'est plutôt la seconde hypothèse qu'il faudra retenir.

7-CONCLUSIONS GENERALES ET IMPLICATIONS GEOLOGIQUES

Le complexe plutonique qui constitue l'ossature du massif de l'Achkal est d'âge oligocène supérieur. Ce complexe offre toutes les caractéristiques de la cristallisation in situ d'un réservoir magmatique superficiel (\approx 2 km de profondeur). La série de roches qui le compose est indéniablement d'origine mantellique et d'affinité alcaline. Le magma à l'origine de cette série devait être légèrement différencié, comme le suggèrent les teneurs en Mg relativement basses des olivines et des clinopyroxènes des termes les plus basiques. Si l'on compare ces teneurs à celles que l'on rencontre dans les différentes séries volcaniques alcalines du Hoggar, on peut estimer que le magma à l'origine de la série plutonique de l'Achkal avait une composition hawaïtique.

Les caractères minéralogiques et géo-

chimiques des différents termes de cette série plutonique suggèrent qu'elle résulte d'une cristallisation fractionnée classique sous pression d'eau et fugacité d'oxygène relativement faibles. Les phases ayant joué un rôle déterminant dans ce fractionnement sont l'olivine, le clinopyroxène, l'apatite et les oxydes ferro-titanés, et peut-être aussi l'amphibole. Par contre, l'absence d'anomalie positive et négative en Eu observée dans les roches intermédiaires et différenciées suggère que le plagioclase, bien qu'il apparaisse dans ces roches en cristaux automorphes, n'a pas joué un rôle majeur dans l'évolution de la série.

Le complexe volcanique acide qui constitue la partie centrale du massif est de 5 Ma plus jeune que le complexe plutonique. Les signatures géochimiques et isotopiques des rhyolites qui le composent montrent que ces laves dérivent elles aussi d'un magma mantellique d'affinité alcaline. Bien qu'aucun argument géochimique et isotopique ne permette d'exclure totalement l'hypothèse d'un co-magmatisme entre séries plutonique et volcanique, il semble cependant peu probable que ces deux séries dérivent l'une de l'autre, et ceci en accord avec les données géochronologiques. L'hypothèse de la superposition de deux chambres magmatiques ayant fonctionné à des périodes différentes et de deux épisodes magmatiques alcalins s'étant développés à 5 Ma d'intervalle semble plus plausible. Cette hypothèse présente par ailleurs un autre avantage: elle permet d'expliquer l'exhumation du complexe plutonique qui a eu lieu durant les 5 Ma qui séparent sa mise en place de l'épanchement des rhyolites. La seconde période d'activité pourrait être responsable du soulèvement de tout le secteur de l'Achkal, soit à travers un phénomène de caldeira résurgente, ou tout simplement de bombement volcanique.

Le massif de l'Achkal est situé au sommet du bombement du Hoggar et il est spatialement associé aux trapps tholéitiques d'âge éocène du Taharaq. Sa mise en place est postérieure à l'épanchement de ces trapps (44-35 Ma) et légèrement antérieure au déclenchement de l'activité volcanique (20 Ma) dans les districts alcalins qui sont situés à la périphérie du bombement. D'après des travaux récents (Aït Hamou et Dautria, 1994), l'activité tholéitique, qui est concentrée au sommet du bombement, serait la signature du fonctionnement du point chaud du Hoggar à l'Eocène moyen-supérieur. Quant au volcanisme alcalin périphérique mio-plio-quadernaire, il serait une conséquence tardive de l'activité de ce point chaud. En effet, il proviendrait de la résorption des instabilités gravitatives engendrées à la périphérie du point chaud et en base de lithosphère par l'injection et la percolation de fluides asthénosphériques. Le développement du magmatisme au Hoggar oriental est en fait plus compliqué que celui préconisé par le modèle d'Aït-Hamou et Dautria. Au sommet du bombement, l'activité magmatique, tholéitique dans un premier temps (Eocène moyen-supérieur), s'est poursuivie au moins jusqu'à l'Oligocène supérieur par l'émission de magmas alcalins. Cette évolution chimique résulte vraisemblablement d'un enfoncement progressif de la source des basaltes au sein du manteau traduisant la diminution d'activité du point chaud avec le temps.

BIBLIOGRAPHIE

Aït-Hamou, F. et Dautria, J.M. 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin. Service Géologique d'Algérie*, 5, 1, 49-68.

Beaux, J.F. 1986. Le complexe volcano-plutonique de la presqu'île de la Société de Géographie (Iles Kerguelen). Structure et Pétrologie. *Thèse Doct. Univ. Paris VI, mem.* 86-16, 203p.

Bonin B. 1982. Les granites des complexes annulaires. *B.R.G.M. Ed. Manuels et méthodes, N°4.*

Bordet P. 1955. Les appareils d'explosion de l'Ahaggar (Sahara central). *Bull. volcanol., 2 sér., t. 17,* 127p.

Dautria J.M. 1988. Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif. Exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara Central, Algérie) et de leurs enclaves. *Thèse Doct. Etat, Univ. Montpellier II, France.*

Dautria J.M. and Lesquer A. 1989. The recent geodynamic of the Hoggar swell and its nearby regions (central Sahara), South Algeria and eastern Niger. *Tectonophysics*, 163 : 45-61.

Giret A., Cantagrel J.M. et Nougier J. 1981. Nouvelles données sur les complexes volcano plutoniques des îles Kerguelen Terres Australes et Antarctiques Françaises). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293,191-194.

Giret A. 1983. Le plutonisme océanique intraplaque: exemple des îles Kerguelen. *C.N.F.R.A. n° 54,* 290p.

Girod M. 1971. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algérien). *Mém. CRZA, ed. CNRS, Paris,* 2797, 155p.

Lameyre J., Marot A., Zimine S., Cantagrel J.M., Dosso L., and Vidal Ph. 1976. Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite-granite ring complex. *Nature*, 263, 306-307.

Miyashiro A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 91-104.

Remy J. M. 1959. Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara Central). *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris*, 189p.

Schwartz R.R. et Rogers J.W. 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Letters*, 23,286-296.

Sun S.S. and McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In : Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.), «Magmatism in the Ocean Basins». *Geological Society Special Publication*, 42 : 313-345.

Annexe

Tableau 1 - Résultats des datations géochronologiques
Geochronological data

Échant.	Nature	K %	*Ar40 atm. %	Ar40 ng/g	Age (Ma.)	Erreur (Ma.)
AK 89-1	M.diorite	2.18	34.7	3.381	22.2	0.4
AK 89-37	Diorite	1.16	51.6	2.35	29	0.6
AK 89-45	Rhyolite	7.52	31.2	12.62	24	0.5

Tableau 2- Texture et minéralogie des roches de l'Achkal
Texture and mineralogy of the Achkal

Pl: plagioclase (*plagioclase*), Ol: olivine (*olivine*), Cpx: clinopyroxène (*clinopyroxene*), Fpk: feldspath potassique (*potash feldspar*), Bio: biotite (*biotite*), Am: amphibole (*amphibole*), Ap: apatite (*apatite*), Op: opaque (*opaques*); Ne: nepheline (*nepheline*); Sp: sphène (*sphene*); Ca: calcite (*calcite*).

NATURE	TEXTURE	MINERAUX CUMULUS	MINERAUX INTER-CUMULUS
Gabbro	Grenue à grains moyens hétérogranulaire Mésocumulat	Cpx-Ol-Op	Pl-Bio-Am-Op
Diorite	Grenue à grains moyens mésocumulat	Pl-Cpx-Ap-Op	Am-Bio-Op
Essexite	Grenue à grains moyens porphyroïde Mésocumulat	Pl-Ap-Op	Cpx-Bio-Am-Op-Fpk-Ne
Microdiorite	Microgrenue porphyrique	Pl-Op	Pl-Op-Cpx-Bio-Fpk
Syénite	Grenue à grains moyens porphyroïde	Fpk-Bio-Ap-Op	Fpk-Cpx-Bio-Op-Sp-Ca

Tableau 3 - Analyses chimiques de quelques échantillons représentatifs de l'Achkal
Chemical analysis of some representative samples from Achkal

Eléments majeurs (%) et traces (ppm) (*major-element "weight %" and trace-element "ppm" abundances*).

Echant.	AK 89-17	AK 89-37	AK 89-1	AK 89-20	AK 89-35	AK 89-22	AK 89-45	AK 89-22
Ref.	Gabbro	Diorite	M.Diorite	Essexite	Essexite	Syénite	Rhyolite	Rhyolite
SiO ₂	42.39	41.68	50.82	45.43	45.03	58.93	75.76	71.06
Al ₂ O ₃	5.42	13.25	16.72	16.88	18.48	18.06	12.05	14.41
Fe ₂ O ₃	2.30	2.04	1.29	1.49	1.35	0.66	0.63	1.46
FeO	13.79	12.24	7.74	8.93	8.10	3.97	0.25	0.18
MnO	0.23	0.18	0.22	0.19	0.17	0.21	0.01	0.01
MgO	20.41	5.55	3.92	3.90	3.90	1.28	0.17	0.36
CaO	9.11	11.18	7.16	9.01	9.51	2.64	0.34	1.06
Na ₂ O	0.96	2.83	4.98	5.10	4.42	6.68	0.45	3.40
K ₂ O	0.44	1.07	2.45	2.09	1.18	4.43	8.05	5.58
TiO ₂	3.01	4.82	3.03	3.87	3.64	1.10	0.53	0.53
P ₂ O ₅	0.14	1.93	1.11	1.46	1.45	0.46	0.07	0.05
LOI	1.15	1.78	0.91	1.56	1.25	1.53	1.39	2.12
Somme	99.35	98.55	100.35	100.01	98.78	99.95	99.70	100.22
"Mg"	0.73	0.45	0.47	0.44	0.46	0.36	0.55	0.78
Norme								
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.26	27.79
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.18	0.99
OR	2.65	6.53	14.56	12.56	8.97	26.60	48.38	33.61
AB	8.27	20.03	35.17	20.70	24.62	50.81	3.87	29.33
AN	9.35	20.97	16.12	17.28	26.88	6.31	1.25	5.03
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	2.55	3.90	12.56	7.44	3.58	0.00	0.00
AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg-DI	21.89	10.53	5.75	8.39	5.63	1.35	0.00	0.00
Fe-DI	7.02	8.74	4.39	6.87	4.07	1.97	0.00	0.00
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BN	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.91
FS	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FO	28.72	6.59	5.01	4.20	6.15	1.83	0.00	0.00
FA	11.78	6.92	4.84	4.35	4.71	3.37	0.00	0.00
MT	3.40	3.06	1.88	2.20	2.01	0.97	0.00	0.00
IL	5.82	9.46	5.79	7.47	7.09	2.12	0.56	0.41
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	1.49
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RJ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.32
AP	0.34	4.72	2.64	3.52	3.52	1.11	0.17	0.12
DI	10.90	29.10	53.60	45.80	41.00	81.00	96.70	91.70
Rb	5.840	20.680	51.680	52.650		132.750	421.760	282.700
Sr	186.720	848.970	1119.760	1424.230		565.050	59.950	43.640
Zr	56.090	47.920	43.910	321.480		262.980	891.000	954.600
Nb	11.280	46.080	124.930	129.470		244.910	303.930	309.600
Ce	0.070	0.230	0.780	0.550		1.540	0.630	
Ba	85.830	378.090	704.400	590.240		562.820	106.150	63.640
La	8.600	63.807	94.475	94.509		100.190	173.113	178.500
Co	19.656	122.592	182.224	197.618		186.959	354.943	366.700
Pr	2.778	15.793	22.117	22.959		19.117	36.826	40.690
Nd	13.100	69.784	88.898	90.042		62.745	123.397	141.900
Sm	3.180	13.396	16.157	15.357		9.468	16.617	20.830
Eu	0.982	3.909	4.728	4.569		2.649	1.830	2.447
Gd	3.061	12.070	13.030	12.020		6.516	10.530	14.550
Tb	0.472	1.629	1.860	1.678		1.054	1.698	2.829
Dy	2.609	8.596	9.498	8.327		5.472	9.430	13.550
Ho	0.472	1.364	1.659	1.400		0.930	1.350	2.434
Er	1.154	3.166	3.973	3.353		2.505	2.980	5.910
Tm	0.158	0.354	0.544	0.432		0.345	0.408	0.662
Yb	0.959	1.857	3.086	2.572		2.090	2.692	4.392
Lu	0.145	0.274	0.454	0.382		0.301	0.357	0.601
Hf	1.932	1.533	2.014	7.554		6.339	19.446	24.730
Ta	0.787	2.740	7.296	7.947		14.206	20.471	19.150
Pb	1.936	3.836	5.430	3.147		8.937	3.316	3.964
Th	0.848	2.396	8.154	8.947		12.637	25.309	27.000
U	0.199	0.359	2.130	2.659		3.556	7.293	5.935

Tableau 4 - Compositions isotopiques des roches sélectionnées
Isotopic composition of selected rocks

Echant.	Type pétro.	Age K-Ar (Ma)	Rb ppm	Sr ppm	Rb87/ Sr86	Sr87/ Sr86	Sigma	Sr87/ Sr86]l
AK 89-30	Essexite	29	52.65	1424.23	0.107	0.703107	0.000022	0.703063
AK 89-37	diorite	29	20.68	848.97	0.07	0.703669	0.000024	0.70364
AK 89-22	syénite	29	132.75	565.05	0.679	0.703504	0.000042	0.703224
AK 89-45	rhyolite	24	421.76	59.95	20.343	0.711427	0.000018	0.704493
AK 90-22	rhyolite	24	282.7	43.64	18.727	0.708966	0.000037	0.702583
Echant.	Type pétro.	Age K-Ar (Ma)	Nd ppm	Sm ppm	Sm147/ Nd144	Nd143/ Nd144	sigma	Nd143/ Nd144]l
AK 89-30	Essexite	29	90.042	15.357	0.012	0.51289	0.000013	0.512871
AK 89-37	diorite	29	69.784	13.396	0.014	0.512752	0.000024	0.51273
AK 89-22	syénite	29	62.745	9.468	0.011	0.51292	0.000041	0.512903
AK 89-45	rhyolite	24	123.397	16.617	0.01	0.512721	0.000021	0.512708
AK 90-22	rhyolite	24	141.9	20.83	0.011	0.512773	0.000037	0.512708