

L' ARCHÉEN DU HOGGAR : GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Amar DRARENI*, Khadidja OUZEGANE* et Abderrahmane BENDAOU*

RÉSUMÉ

Les séries archéennes les plus anciennes reconnues au Hoggar se trouvent dans le terrane de l'In Ouzzal (Hoggar occidental) et les Gour Oumelalen (Nord Hoggar). Le terrane de l'In Ouzzal, malgré les très hautes températures atteintes ($> 1000^{\circ}\text{C}$) au Paléoprotérozoïque (2000 millions d'années) conserve les caractéristiques des terrains archéens avec les suites bimodales à granites de type TTG (tonalite, trondhjémite, granodiorite) et les ceintures vertes. Un modèle d'évolution depuis le stade d'accrétion (3.3-2.65 Ga) jusqu'au stade de structuration en dômes et bassins au cours de l'Archéen tardif (2.5 Ga) est proposé pour le terrane de l'In Ouzzal. L'individualisation d'une croûte continentale juvénile composée de tonalites et de trondhjémites s'est déroulée à l'Archéen précoce entre 3.3 et 3.2 Ga. Une telle croûte sialique, se forme probablement par accrétion latérale d'arcs insulaires, suivant un schéma qui s'apparente à celui de la tectonique moderne. Une deuxième mise en place de TTG se réalise vers 2.7 Ga en relation avec la remobilisation, au moins partielle, d'une croûte plus ancienne. Vers 2.65 Ga se mettent en place des granites alcalins similaires en composition aux granites des rifts. Le dépôt de métasédiments comme des pélites Al-Mg, des quartzites rubannées à magnétite, des formations carbonatées associées à la mise en place de tholéiites hautement magnésiennes et de roches ultramafiques (komatiites, basaltes komatiitiques) s'est réalisé autour de 2.7-2.6 Ga. Ces séries s'apparentent aux ceintures de roches vertes archéennes. Le dernier événement magmatique à l'Archéen vers 2.5 Ga correspond à la mise en place d'une série granodioritique à monzogranitique similaire aux granites calco-alcalins archéens CA₁ et CA₂ définis par Sylvester (1994). La structuration en dômes granitiques et en bassins de ceintures vertes est contemporaine de cet événement de l'Archéen tardif. Dans les Gour Oumelalen, les gneiss archéens sont représentés par le complexe des gneiss rouges où des âges d'environ 2.7 Ga ont été obtenus (U-Pb sur zircon par SIMS et TIMS). Les âges modèles Nd suggèrent que ces gneiss se sont formés par la remobilisation d'un protolithe plus ancien d'âge compris entre 3 et 3.2 Ga. Il n'y a aucune évidence d'âge à 3.5 Ga comme cela avait été suggéré par les travaux antérieurs obtenus par la méthode Pb-Pb (Latouche, 1978).

Mots clés - Hoggar - Géochronologie - Zircon - Archéen - Paléoprotérozoïque.

* Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et de Planétologie
Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire,
U.S.T.H.B., B.P. 32, Dar el Beida 16111, Alger, Algérie
- Manuscrit déposé le 20 Mars 2006, accepté après révision le 04 Juin 2006.

THE ARCHEAN OF HOGGAR : GEOCHRONOLOGY AND GEODYNAMICAL EVOLUTION

Abstract:

Archean series in the Hoggar are recognised in the In Ouzzal terrane (Western Hoggar) as well as in the Gour Oumelalen granulitic basement (North of Hoggar). In the In Ouzzal terrane, despite the Paleoproterozoic (2.0 Ga) very high temperature metamorphism (up to 1000°C), the granulites preserve the general characteristics of the precursor of the Archaean granite-greenstone belt-like terrains. Geological history can be divided into three stages corresponding to different periods of Archean. The sialic material of the In Ouzzal terrane was mostly formed during the early Archaean, the oldest rocks dated are enderbitic orthogneisses of tonalitic and trondhjemitic composition and was probably formed by accretion of islands arcs. Between 2.7 Ga and 2.65 Ga, tonalitic plutons are produced above a subduction zone and emplacement of ultramafic rocks, high Mg tholeiites and alkaline granites in back-arc basins with deposition of sedimentary materials. Sediments are unusual Al-Mg pelites, banded magnetite quartzites, and carbonates. The youngest magmatic event within the Archaean occurred around 2.5 Ga, it produces the emplacement of Archean calc-alkaline granites. The development of granitic domes and greenstone basins structures is coeval with this late Archean event.

The Gour Oumelalen granulitic basement reveals Archean material (red gneiss complex) at 2.7 Ga with Nd T_{DM} at 3.0-3.2 Ga. No evidence of any older history (3.5 Ga) was found as suggested by previous Pb-Pb ages (Latouche, 1978).

Keys words - Hoggar - Geochronology, Zircon - Archean - Paleoproterozoic.

I- INTRODUCTION

Le but de cette publication est de faire une synthèse sur la genèse et l'évolution, au cours de l'Archéen, d'un segment de croûte continentale appartenant au bouclier Touareg. Deux régions du Hoggar, le terrane de l'In Ouzzal et les Gour Oumelalen (terrane Egéré-Aleksod), montrent, en effet, des séries lithologiques témoins de la croûte continentale la plus ancienne reconnue en Algérie.

Jusqu'à récemment, les plus anciennes roches identifiées à la surface du globe avaient un âge de 4.3 milliards d'années (Bowering *et al.*, 1990) obtenu sur des zircons des gneiss d'Acasta (Canada). Des âges de 4.4 Ga viennent, cependant, d'être obtenus sur des zircons de Jack Hill en Australie (Wilde *et al.*, 2001). Ces indices attestent de la présence de la croûte continentale dès cette période.

L'Archéen représente 15% des terrains précambriens préservés. L'Afrique est avec l'Amérique du Nord, le continent où il est le mieux représenté (24% de la croûte archéenne mondialement exposée). Les roches plutoniques caractéristiques correspondent, essentiellement, pour l'Archéen le plus ancien, à des TTG (tonalites - trondhjémities - granodiorites), et pour l'Archéen récent à des plutons calco-alkalins souvent potassiques. Les suites bimodales TTG - ceintures vertes sont caractéristiques de cette époque.

Une autre caractéristique de l'Archéen, que nous retrouvons dans l'In Ouzzal, est la structuration en dômes et bassins. Les formations granitiques (TTG) forment les dômes et les roches de ceintures vertes, des bassins. Les formations basiques et ultrabasiques, associées

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

aux formations sédimentaires, sont symptomatiques de ces bassins et correspondent généralement à des suites komatiites – tholéiites hautement magnésiennes. La formation de komatiites, laves très magnésiennes, implique des températures d'émission d'au moins 1600°C et donc un environnement thermique extrêmement chaud. Les formations sédimentaires sont souvent des turbidites et des grauwackes volcano-clastiques; les calcaires et les formations ferrifères litées (BIF) sont encore rares à cette époque archéenne mais deviendront abondants ensuite.

II- LE BOUCLIER TOUAREG

Le bouclier Touareg correspond à l'amalgamation, au cours de l'orogénèse panafricaine, d'une vingtaine de «terrane» assez étroits, orientés Nord-Sud, dont les lithologies et l'histoire tectono-métamorphique sont très différentes. A la suite de cette juxtaposition, le Hoggar peut être considéré comme une succession de domaines juvéniles panafricains alternant avec des «terrane» formés de roches d'âges variés, archéens et/ou éburnéens plus ou moins remobilisées au Pan-Africain (fig 1, Black et al., 1994).

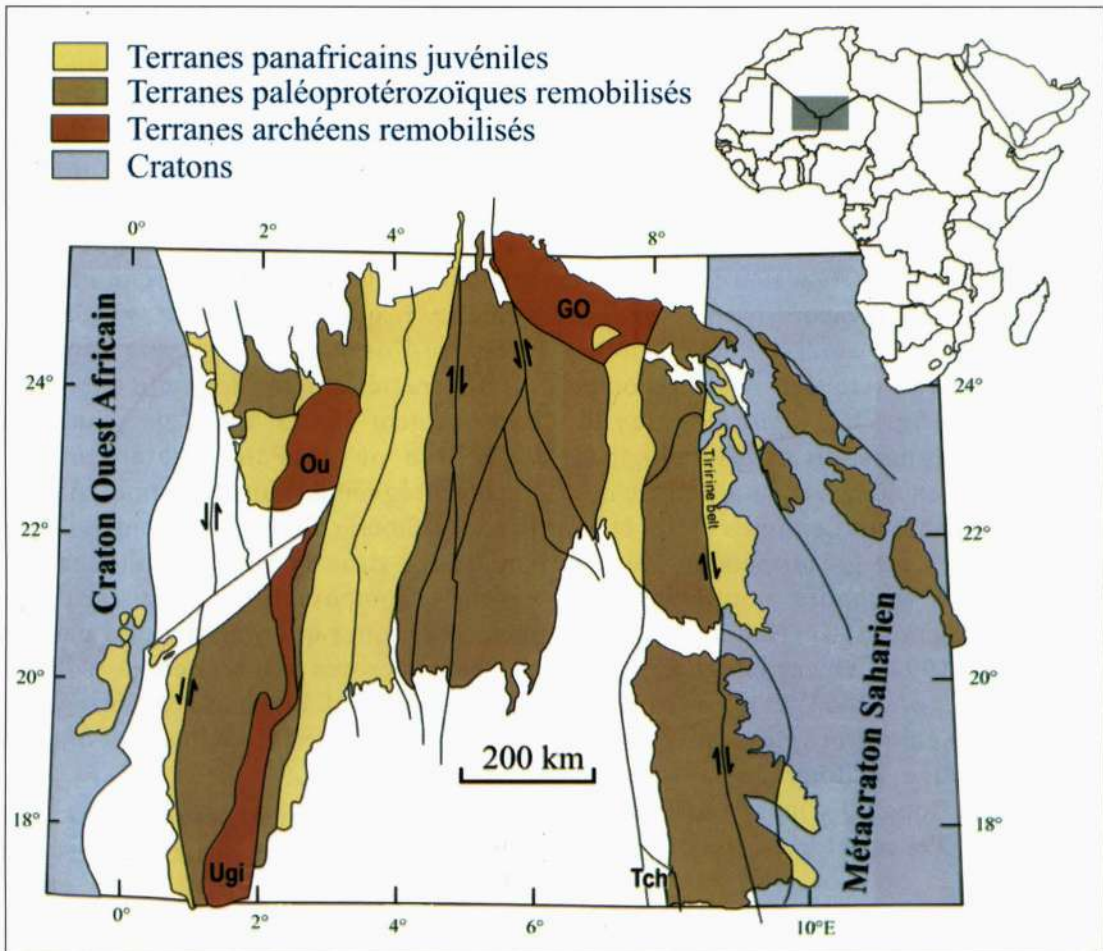


Fig. 1 - Carte schématique du bouclier Touareg et du craton Ouest africain, d'après Black et al., (1994) montrant la localisation du terrane de l'In Ouzzal (ou) et de la région des Gour Oumelalen (GO).

Schematic map of the Tuareg Shield and the West African Craton in Northwest Africa, by Black et al., (1994) showing the setting of the In Ouzzal terrane (Ou) and the Gour Oumelalen area (GO).

Ainsi, au Panafricain, les « terranes » qui constituent aujourd'hui le Hoggar étaient séparés les uns des autres par des portions de croûte océanique, entraînées parfois dans des zones de subduction comme pour le « terrane » d'Iskel (Caby, 2003). Ces mouvements étaient accompagnés par le coulissement de ces terranes les uns par rapports aux autres le long de décrochements souvent transpressifs. Le résultat est un assemblage de régions hétérogènes où les corrélations, sont difficiles. L'ensemble a été comprimé, au cours du même cycle orogénique, entre deux grands continents convergents, aboutissant à deux grandes collisions, l'une avec le Craton Est africain (Bertrand *et al.*, 1986; Black et Liégeois, 1993) l'autre avec le Craton Ouest africain (Caby *et al.*, 1981; Liégeois *et al.*, 1987). Du Hoggar au golfe de Guinée, la chaîne panafricaine chevauche le Craton Ouest africain, elle se poursuit par la chaîne mobile brésilienne au NE du Brésil et correspond au rattachement du Craton Ouest africain à la partie centrale du Gondwana.

Dans le Hoggar, l'Archéen a été reconnu dans deux régions (fig. 1): le « terrane » de l'In Ouzzal, remarquable par sa diversité lithologique et sa structuration en dômes et bassins avec des vestiges de protolithes, de ceintures vertes et de TTG bien conservés, malgré un métamorphisme granulitique de très haute température à l'Eburnéen (Ouzegane, 1987; Haddoum, 1992; Haddoum *et al.*, 1994; Ouzegane et Kienast, 1996; Ouzegane *et al.*, 2003) et dans les Gour Oumelalen où il a été retrouvé essentiellement dans la Série rouge le long de la zone de cisaillement qui longe le massif d'Ounane (Latouche, 1978; Peucat *et al.*, 2003).

III - L'ARCHÉEN DE L'IN OUZZAL

Le « terrane » de l'In Ouzzal est un bloc allongé de direction Nord-Sud, de plus de 400 km de longueur; large au nord de 70 Km, à la hauteur du massif d'In Hihaou (fig. 2), il s'amincit

au Sud dans la région d'Amesmessas avec une largeur maximum de 20 km, jusqu'à disparaître au niveau de la frontière algéro-malienne. Au Mali, il est relayé par l'Adrar des Iforas. C'est un segment de croûte archéen (3.3 – 2.5 Ga) qui a subi un événement tectono-métamorphique d'une très grande amplitude à l'Eburnéen (2.0 Ga) qui l'a complètement remobilisé (Haddoum *et al.*, 1994; Ouzegane et Kienast, 1996, Peucat *et al.*, 1996; Ouzegane *et al.*, 2003). La grande majorité des formations aussi bien ortho que para-dérivées dont il est constitué présente ainsi les caractères géochimiques des terrains archéens mais les associations minéralogiques et les caractéristiques structurales ont été en majorité oblitérées au cours de l'Eburnéen par un métamorphisme granulitique de très haute température qui a dépassé les 1000°C (Ouzegane *et al.*, 2003 et références à l'intérieur) avec des associations minérales particulières et caractéristiques, comme saphirine + quartz, orthopyroxène + sillimanite, spinelle + quartz, corindon + quartz ou la présence d'osumilite. Ces associations sont, en effet, caractéristiques de gradients thermiques extrêmement élevés, que l'on peut trouver à l'Archéen ou au Paléo-protérozoïque dans quelques régions du monde comme l'Antarctique, l'Inde, la Sibérie, l'Afrique du Sud ou l'Australie. On trouve dans la région d'Ihouhaouène un ensemble composé de carbonatites et de fénites metasomatiques qui présentent la particularité de renfermer des associations à wollastonite-quartz et qui est d'âge éburnéen (Ouzegane, 1987; Ouzegane *et al.*, 1988; Fourcade *et al.*, 1996).

Cartographiquement, les séries de l'In Ouzzal sont caractérisées par des structures fermées, d'orientation NE-SW à ENE-WSW, correspondant à des dômes d'orthogneiss charnockitiques. La série supracrustale, composée de méta-sédiments et de roches basiques et ultrabasiques, remplit d'anciens bassins, maintenant complètement dilacérés, situés entre ces dômes (Haddoum, 1992; Haddoum *et al.*, 1994; Fettous, 2001).

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

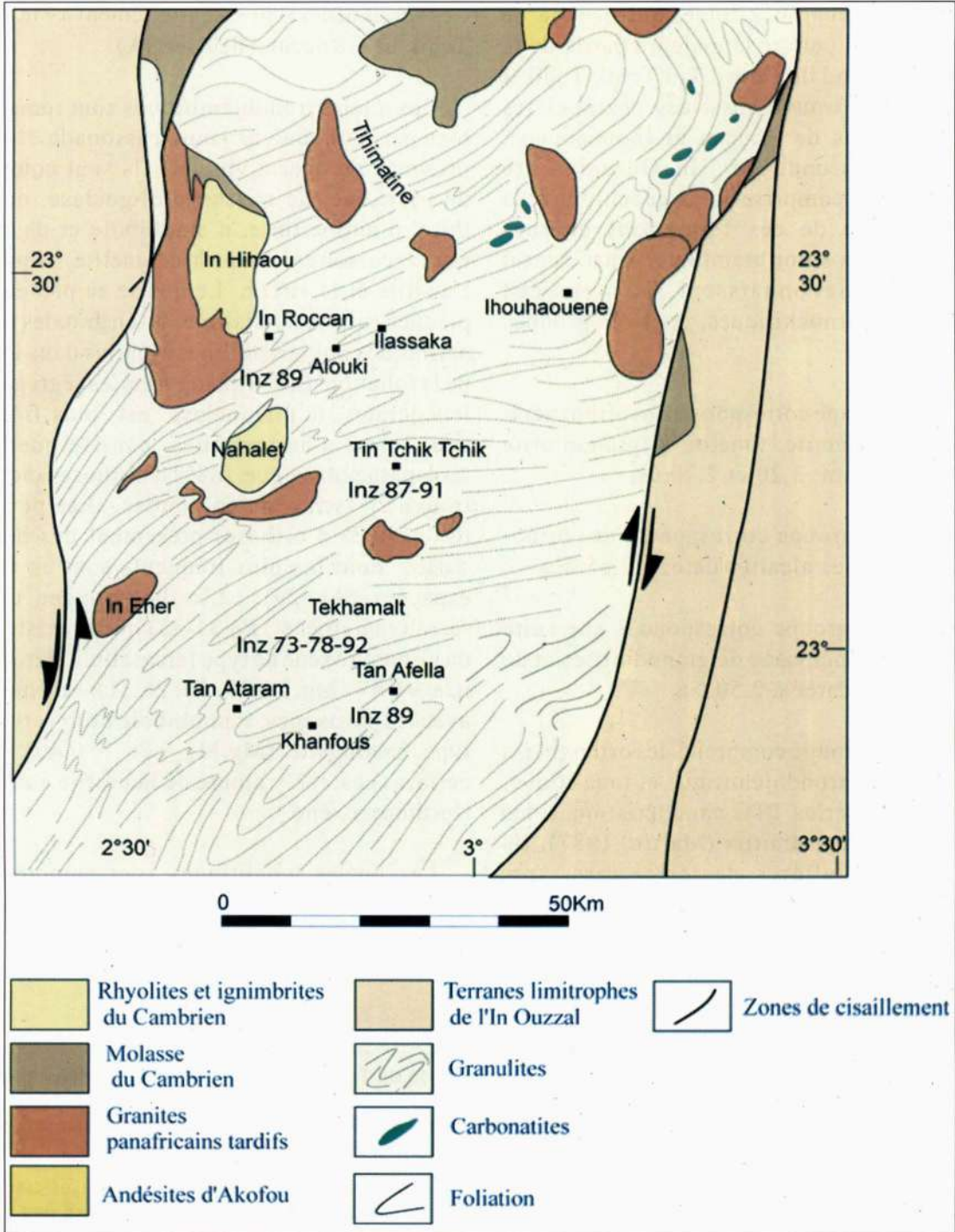


Fig. 2 - Carte du Nord du terrane de l'In Ouzzal (d'après Caby, 1996), montrant la localisation des régions et des orthogneiss archéens granitiques mentionnés dans le texte.

Geological sketch map of the North of the In Ouzzal terrane (by Caby, 1996) showing the location of the areas and the dated Archean granitic orthogneisses mentioned in the text

L'ensemble charnockitique, qui occupe de vastes étendues, couvre la majeure partie de la région qui s'étend de l'oued Tin Tchik Tchik à Tekhamalt. On trouve aussi ces charnockites dans les régions de Roccan et Ihouhaouène. L'histoire archéenne de l'In Ouzzal a été essentiellement comprise par la géochimie et la géochronologie de ces formations charnockitiques à composition granitique. Ainsi, Peucat *et al.*, (1996) reconnaissent, au sein des orthogneiss charnockitiques, les trois groupes suivants:

- Le premier groupe correspond à des orthogneiss de type trondhjémite, tonalite et granodiorite (TTG) datés entre 3.20 et 2.70 Ga.
- Le deuxième groupe correspond à des orthogneiss granitiques alcalins datés à 2.65 Ma.
- Le troisième groupe correspond à une suite calco-alcaline composée de granodiorites et de monzogranites datée à 2.50 Ga.

Le premier groupe comprend des orthogneiss de composition trondhjémitique et tonalitique, similaires aux séries TTG caractéristiques des terrains archéens primitifs (Martin, 1987). Ils présentent des allures de terres rares très fractionnées avec des rapports $(La/Yb)_N$ élevés et montrent des anomalies négatives en Ta, Nb, P et Ti et positive en Pb (Peucat *et al.*, 1996).

Ces séries affleurent essentiellement à Tin Tchik Tchik et à Roccan (fig.2 et 3A).

Les gneiss trondhjémittiques sont remarquables par leur couleur jaune cassonade et par la présence de quartz violacé. Ils sont composés de pyroxène, de quartz, d'oligoclase, de perthite, d'antiperthite, d'amphibole et de minéraux accessoires comme la magnétite, l'ilménite, l'apatite et le zircon. Le quartz se présente en plaquettes monocristallines ou en grandes plages amiboïdes polycristallines aplaties dans le plan de la foliation. Lié au quartz dans les ségrégations leucocrates, le plagioclase est plus fréquent sous forme d'antiperthites dans lesquelles le feldspath potassique (88% d'Orthose) inclus se trouve en taches ou en gouttes. Les perthites (87 à 90 % d'orthose) présentent des habitus variés dont les plus fréquents sont en taches espacées (An 29). L'orthopyroxène est un ferrohypersthène (En 31-33) qui coexiste avec un clinopyroxène de type ferrosalite à ferroaugite (Ca: 41-47 - Mg: 26-28 - Fe: 26-31). En équilibre avec les pyroxènes, l'amphibole brun vert est de type hastingsite ($Mg/Mg + Fe = 0.40$). Dans certains cas, il s'y ajoute de la biotite autour de l'orthopyroxène.

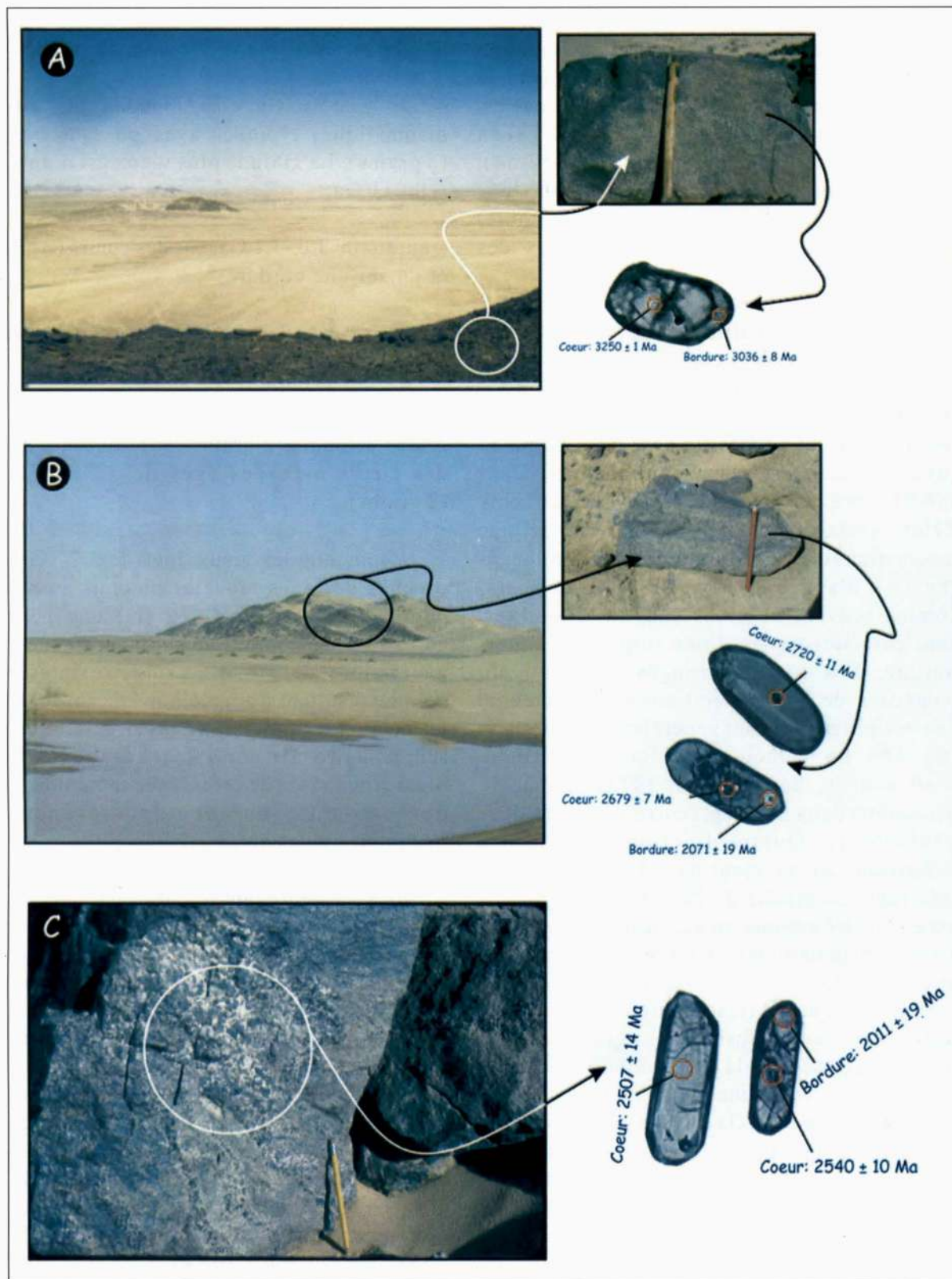
Les gneiss tonalitiques sont composés en plus de l'hypersthène, de clinopyroxène, de plagioclase, de perthite, de quartz, de rares biotites, de magnétite, d'ilménite, d'apatite et

Fig. 3 - (A) Orthogneiss enderbitiques de type TTG, de la région de Tin Tchik Tchik montrant les zircons les plus vieux du Hoggar (3.25 Ga) ; les cercles rouges dans les zircons indiquent les positions des spots SIMS (*Enderbitic orthogneisses which belong to TTG type, exposed in the area of Tin Tchik Tchik showing the oldest age of zircon (3.25 Ga) from the Hoggar; the red circles in zircon indicate the SIMS spot positions.*)

(B) Orthogneiss charnockitiques de Khanfous, foliés avec des alternances de niveaux sombres et clairs, qui correspondent à des granites de type alcalins avec des zircons datés à 2.72-2.679 Ga ; les bordures des zircons éburnéens datent le métamorphisme granulitique (*Charnockitic orthogneisses with a foliation defined by dark and white layers exposed at Khanfous which correspond to alkali-granitic type dated with zircons at 2.72-2.679 Ga; the zircons borders indicate the Eburnean age of the granulitic metamorphism.*)

(C) Orthogneiss calco-alcalins de 2.5 Ga résultant de la fusion partielle d'une croûte continentale tonalitique plus ancienne (*Calc-alkali orthogneiss dated close to 2.5 Ga resulting from partial melting of older tonalitic continental crust.*)

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE



de zircon. Le plagioclase qui apparaît en prismes subautomorphes, montre un enrichissement en anorthite depuis le cœur (An 31-33) vers la périphérie (An 36-An 40). Le clinopyroxène est une salite (Ca:45-47 -Mg:37- 39- Fe:14-18) en équilibre avec un hypersthène (En: 52-54). L'hastingsite (Mg/Mg+Fe = 0.60) comme tous les minéraux ferromagnésiens (pyroxène, biotite) est plus magnésienne que les minéraux des gneiss trondhémiques.

Deux gneiss tonalitiques ont été analysés pour les datations sur zircon, l'un est typiquement magmatique de composition tonalitique (Inz 87) tandis que l'autre (Inz 91) pourrait avoir été modifié par des processus post-mise en place (hydrothermalisme et métamorphisme). Dans Inz 91, provenant de la région de Tin Tchik Tchik, certains des zircons ont une origine magmatique car ils sont automorphes et allongés (fig.3A); d'autres de forme arrondie et clairs, comme souvent observés dans les granulites, sont caractéristiques d'une origine métamorphique. Les grains allongés sont souvent composés de deux générations avec un cœur et une périphérie qui sont généralement très clairs (fig. 3A). La méthode par dilution isotopique (voir annexe, fig.4, Krogh, 1973) permet de déterminer deux intercepts correspondant à deux générations. Quatre fractions de zircons définissent un intercept haut à 3.05 Ga et un intercept bas proche de 700 Ma. L'âge ancien est considéré comme un âge minimum pour les zircons magmatiques et l'âge récent, qui n'a aucune relation avec le métamorphisme granulitique, est en relation probablement avec un phénomène de diffusion. Deux grains allongés ont été analysés par la méthode d'évaporation (monozircon, voir l'annexe) qui donne des âges de 3.0 Ga et de 3.14 Ga qui sont aussi des âges minima et sont significativement plus anciens que ceux définis auparavant. L'analyse à la microsonde ionique a été utilisée sur 15 grains de zircons, et a permis de définir plus précisément les âges anciens des zircons magmatiques et

contraint l'âge de la bordure. Quatre groupes d'âges concordants sont reconnus (fig.4) :

- autour de 3.2 Ga, correspondant aux zircons magmatiques typiques avec ou sans bordure (8 grains). Le grain le plus vieux est d'âge 3.27 ± 0.011 Ga;
- autour de 3.0 -3.1 Ga, sur des cœurs (2 grains) et un sur une bordure;
- autour de 2.7-2.8 Ga, sur des cœurs (3 grains);
- des âges de 2.5-2.6 Ga correspondant aux grains arrondis (2 grains) et la bordure autour des cœurs avec des âges de 3.2 et 2.7 Ga (2 grains)

Notons que les vieux âges de 3.27 Ga sont proches des âges modèles obtenus aussi bien pour cet échantillon (3.19 Ga) que pour les autres gneiss tonalitiques. La présence de 4 générations de zircons peut être interprétée comme résultant d'un mélange de sources dans un mélange tectonique ou dans un environnement sédimentaire. Ils pourraient résulter aussi de plusieurs phases de croissance métamorphique des zircons durant des événements métamorphiques après 3.27 Ga.

Inz 87 affleure, aussi, dans la région de Tin Chik Chik et se situe près de Inz 91. Là aussi plusieurs générations de zircons sont reconnues. La méthode de dilution ne donne aucune discordia, tandis que des âges minimum $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont proches de 2.4 Ga et résultent probablement d'un mélange magmatique des cœurs avec des bordures d'origine métamorphique. Des résultats similaires sont obtenus par la méthode monozircon, avec trois grains qui donnent des âges entre 2.37 et 2.54 Ga. 10 grains ont été analysés à la microsonde ionique (voir annexe) et fournissent les trois générations de zircons suivantes (fig.4) :

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

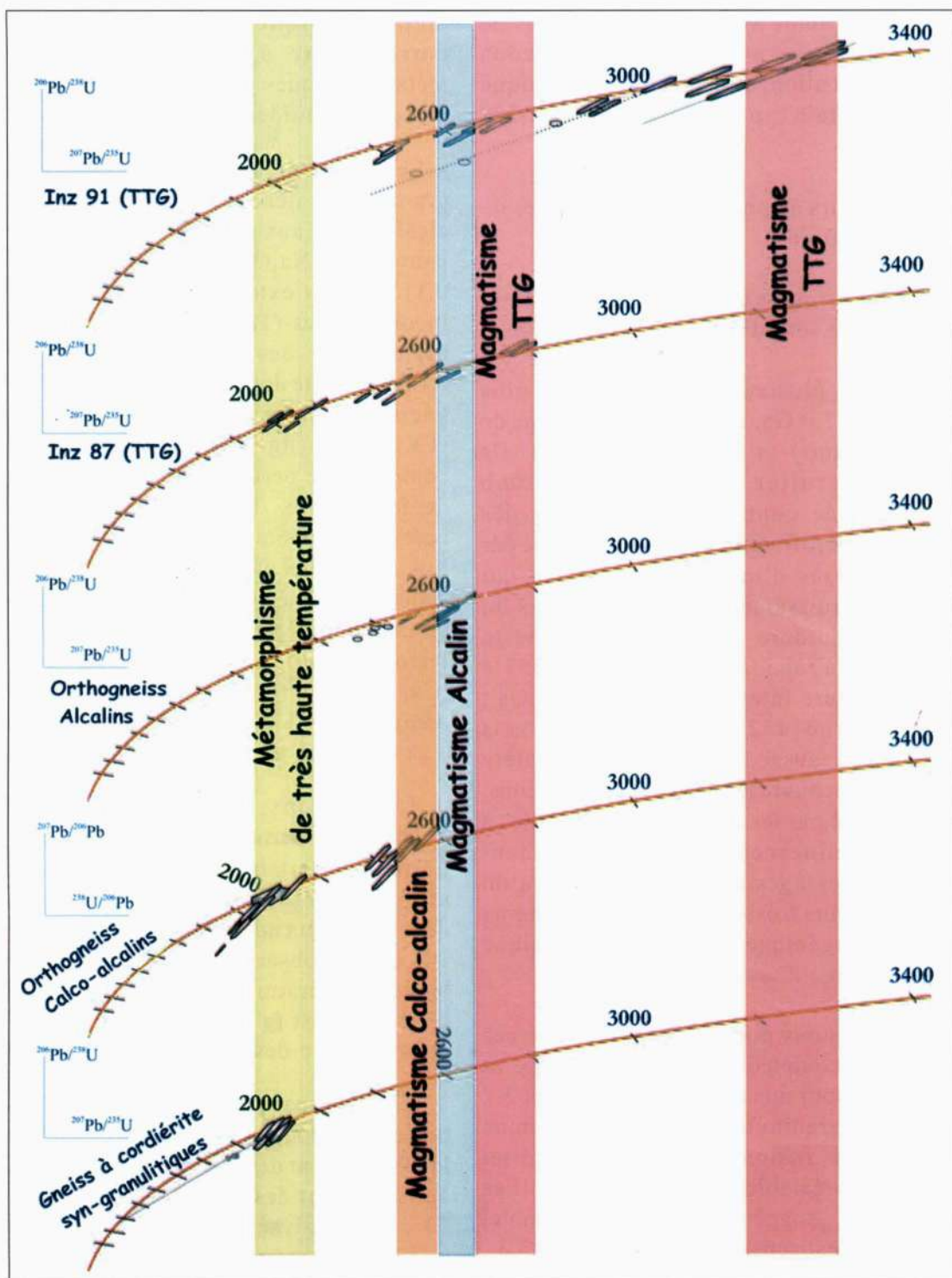


Fig. 4 - Diagrammes concordia U-Pb des différentes lithologies orthodérivées du terrane de l'In Ouzal montrant les âges des évènements majeurs archéens. L'évènement éburnéen est syn-granulitique.

Concordia U-Pb diagrams of various orthoderived lithologies of In Ouzal terrane showing the majors archean events. The eburnean event is syn-granulitic.

- Un premier groupe avec des âges proches de 2.7-2.6 Ga, correspondant à des zircons automorphes et allongés d'origine magmatique (4 grains). Le grain le plus vieux est d'âge 2.768 ± 0.017 Ga.

- Plusieurs cœurs arrondis donnent des âges de 2.4-2.5 Ga (3 grains).

- Des zircons arrondis et clairs typiquement du faciès granulite sont d'âge 2.02 ± 0.025 Ga.

Cependant, plusieurs bordures sont plus anciennes que 2.0 Ga, avec des âges autour de 2.1 Ga (2 grains) et 2.2 Ga (3 grains). Ils pourraient résulter d'un ancien plomb radiogénique de contamination le long des fractures ou microfractures, comme indiqué par les trois analyses d'un grain complexe qui montre un décroissement régulier des âges du cœur vers la bordure qui est corrélé avec la décroissance du rapport Th/U (cœur à 2.557 ± 0.01 Ga ; bordure interne à 2.497 ± 0.01 Ga ; bordure externe à 2.094 ± 0.012 Ga). Ils pourraient être aussi le résultat d'un cratère d'érosion qui recouvre les deux types de zircons, comme suggéré par les images après analyses à la cathodoluminescence. Il est également possible que les âges à 2.1 et 2.2 Ga, qu'on retrouve plusieurs fois, correspondent au même événement orogénique dont le pic thermique granulitique est à 2 Ga.

En résumé, nous pouvons conclure que ces orthogneiss à composition trondhjémitique et tonalitique se sont mis en place entre 3.3 et 2.7 Ga. Ce type de granitoïdes est interprété comme résultant de la fusion partielle de matériel basique issu préalablement du manteau. Les âges modèles T_{DM} suggèrent que pour l'ensemble, le protolithe s'est séparé du manteau vers 3.3-3.2 Ga. Des zircons métamorphiques ont également enregistré l'évènement granulitique à 2.0 Ga. Les âges obtenus entre 2.6 et 2.4 Ga sur d'autres zircons arrondis, donc d'origine

métamorphique, pourraient eux aussi correspondre à des événements tectono-métamorphiques postérieurs à la mise en place de ces granitoïdes.

- Le deuxième groupe comporte des gneiss granitiques alcalins, similaires aux granites alcalins liés aux rifts. Ils sont riches en K_2O , pauvres en Na_2O et ferrifères ($X_{Mg} = 0.07$ à 0.1). Ils sont extrêmement riches en éléments incompatibles (Ta, Nb, Y, Ba, Hf et Zr) et se rapprochent des granites alcalins archéens ALK3 tels que définis par Sylvester (1994). Ces gneiss affleurent à Tekhamalt, Afella, Ataram et Khanfous (fig. 3B). Les gneiss alcalins sont composés de perthite, de quartz, d'oligoclase, de ferroaugite, d'hornblende et de minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite, la magnétite, l'ilménite. et plus rarement du pyrochlore. Dans certains échantillons de Khanfous, il s'y ajoute un minéral rare, la chevkinite qui est un ferro-titanosilicate de formule générale du type $(Ca, Ce, Th)_4(Fe, Mg)_3(Si_2O_7)_2$. Ce minéral comporte 30 % de terres rares, 17 % de titane, 1 % de niobium et 0.5 à 3% de thorium.

Les zircons des gneiss de type A de Tekhamalt appartiennent à plusieurs générations. La plus importante correspond à des cristaux automorphes allongés avec un large développement des prismes 100 et des pyramides 101 comme observé dans les suites alcalines de haute température (Pupin, 1980). Une autre génération est faite de cristaux arrondis zonés et bruns avec des surcroissances (fig. 3B).

L'analyse par évaporation d'un grain de zircon de l'échantillon Inz 78 et un autre de l'échantillon Inz 92 donnent des âges de 2.07, 2.20 et 2.40 Ga qui suggèrent des mélanges. L'échantillon Inz 73 a été analysé par la méthode de dilution (méthode classique, voir l'annexe) et définit un intercept haut proche de 2.57 Ga.

7 grains de l'échantillon Inz 73 ont été analysés par la microsonde ionique (fig.4):

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

- La population principale (3 grains), des zircons zonés et allongés caractéristiques des granites alcalins, montre des âges homogènes autour de 2.65 Ga, dont l'un le plus typique est le grain (3) d'âge 2.65 ± 0.007 Ga..

- Un grain arrondi est ancien (2.73 Ga), tandis qu'un autre donne un âge de 2.69 Ga.

- Un grain est plus jeune à 2.537 ± 0.016 Ga; il a été analysé sur la bordure.

En résumé, les zircons magmatiques fournissent un âge de 2.65 ± 0.01 Ga. Les grains arrondis à 2.7 Ga sont hérités. Les surcroissances fines, sont souvent présentes et croissent probablement autour de 2.0 Ga. L'âge proche de 2.5 Ga est soit un artefact et résulte d'un mélange durant la procédure analytique soit l'âge d'un événement métamorphique postérieur.

- Le troisième groupe se compose d'orthogneiss calco-alcalins formant deux suites. L'une à composition granodioritique à monzogranitique, enrichie en Th et très appauvrie en Yb, avec des anomalies négatives en Ba, Ta, Nb, Sr, P et Ti, est similaire aux granites calco-alcalins archéens de type CA₂ de Sylvester (1994). L'autre de composition monzogranitique à granitique, plus riche en SiO₂ avec des anomalies en Ta et Nb moins marquées que pour la série précédente, est semblable aux CA₁ de Sylvester (1994). Ce type d'orthogneiss se retrouve aussi bien à Tekhamalt que dans la région d'In Hihou. Les gneiss calco-alcalins comportent du feldspath potassique de type perthite, du quartz, de l'oligoclase, de l'hypersthène et quelques rares biotites. Dans certains échantillons de Tekhamalt Tan Afella on peut aussi trouver du grenat. Les minéraux accessoires sont zircon, apatite, ilménite et magnétite.

Les gneiss granodioritiques (CA₂) datés ont été collectés dans la région de Tin Chik Chik,

comme les échantillons Inz 87 et 91 (orthogneiss tonalitiques). Inz 15 est un gneiss granodioritique, tandis que Inz 89 est un gneiss monzogranitique. Les zircons sont complexes, et montrent souvent 1) des cœurs zonés automorphes et allongés avec des surcroissances qui se développent généralement à l'extrémité du cristal et 2) des grains de zircons automorphes et allongés qui sont clairs et non zonés (fig.3C). Sur la base de la méthode d'évaporation (monozircon), un grain de l'échantillon Inz 15 donne un âge ²⁰⁷Pb / ²⁰⁶Pb de 2.467 ± 0.017 Ga. Trois grains de l'échantillon Inz 89 donnent des âges de 2.05-2.44, 2.32-2.375 et 2.79-2.94 Ga. Cet intervalle d'âges résulte d'un mélange entre un ancien plomb radiogénique (2.94 Ga minimum) et un composant métamorphique vieux de 2.0 Ga. Un âge intermédiaire proche de 2.4-2.5 Ga est suggéré, il pourrait être en relation avec un mélange de plomb, sans signification géologique. Cette hypothèse a été vérifiée en utilisant la microsonde ionique sur l'échantillon Inz 89. Les cristaux automorphes et clairs avec des surcroissances et non zonés donnent des âges entre 1.95 et 2.0 Ga, tandis qu'un grain plus jeune donne un âge de 1.905 ± 0.012 Ga. Les âges des cœurs automorphes et zonés sont généralement proches de 2.54 ± 0.01 Ga. Les âges intermédiaires entre 2.5 Ga et 2.0 Ga correspondent à un mélange de plomb entre ces deux phases. Uniquement quelques cœurs sont plus vieux. L'âge le plus ancien est de 2.919 ± 0.027 Ga en accord avec les données d'évaporation (monozircon). Les données U-Pb sur zircon suggèrent que la suite granodioritique s'est mise en place il y a de cela 2.54 ± 0.010 Ga et métamorphisée vers 2.0 Ga (fig.4). Cependant quelques grains hérités indiquent un événement précurseur plus ancien.

Les gneiss monzogranitiques (CA₁) proviennent de la région d'Affela, où ils sont recoupés par des gneiss granitiques à cordiérite d'âge 2.0 Ga (Inz 80 – fig.4). Les zircons (Inz 81) sont automorphes allongés et entourés par

une bordure finement zonée. Une seule donnée d'évaporation de deux grains est disponible. Ils donnent un intervalle d'âges entre 2.25 Ga et 2.77 Ga avec une grande quantité de plomb radiogénique autour de 2.57 Ga. Ceci est interprété comme résultant d'un mélange entre deux évènements (2.0 Ga et 2.57 Ga) avec l'implication de plomb hérité proche de 2.77 Ga.

Dans la série supracrustale qui évoque une lithologie de ceintures vertes archéennes, les granulites Al-Mg, présentant une chimie originale et caractéristique, ont été étudiées dans le détail pour rechercher les protolithes archéens. Les éléments majeurs et traces, spécialement les teneurs très élevées en Cr, Ni, Co, ne peuvent s'expliquer par un processus de fusion partielle. La préservation de leur composition isotopique en oxygène (Bernard-Griffiths et al., 1996) suggère plutôt que leur chimie réfractaire particulière est d'origine pré-métamorphique. Ainsi, les valeurs les plus faibles en δO^{18} des granulites Al-Mg de la région de Tekhamalt, qui varient de +5 à +6 ‰, sont anormalement basses et ne correspondent pas à celles des pélites ordinaires, mais sont comparables à celles de sédiments chloriteux, produits classiques de l'altération hydrothermale en milieu marin de matériaux basiques à ultrabasiques (Rahmani, 1992; Bernard-Griffiths et al., 1996). Plus précisément, ces sédiments correspondent à un mélange, dans des proportions variables, d'un composant détritique mature (composé essentiellement de quartz), provenant du démantèlement d'un protolithe granitique, avec un composant extrêmement immature, issu de l'altération hydrothermale de protolithes basiques à ultrabasiques; ce composant est de type chloritique riche en Al, Mg, Cr, Co, Ni auquel s'ajoutent probablement du spinelle riche en chrome et de faibles proportions d'illite, serpentine et/ou muscovite pour rendre compte des teneurs en K de ces granulites (0.3 à 2%, Bernard-Griffiths et al., 1996).

Les zircons détritiques des quartzites à magnétite d'Ihouhaouène montrent des structures de croissance avec des coeurs anciens et des couronnes formées au cours du faciès granulite à 2.0 Ga. Les coeurs hérités de zircons indiquent des âges qui s'étalent entre 3.1 et 2.7 Ga (Hellal, 1987; Peucat et al., 1996). Ces données radiochronologiques indiquent que le dépôt de la série supracrustale se déroule probablement autour de 2.7 Ga (Bernard-Griffiths et al., 1996).

IV- L'ARCHÉEN DES GOUR OUMELALEN

Le Hoggar Central, au nord duquel se situe la région des Gour Oumelalen, est un très bel exemple de région précambrienne polycyclique. En effet, il y a environ 2.0 Ga, une croûte éburnéenne, comprenant quelques lambeaux archéens, a subi un grand évènement tectono-métamorphique dont d'importantes formations granulitiques témoignent. Il a ensuite été marqué d'une façon considérable par l'orogénèse panafricaine à qui il doit sa structuration actuelle. Dans le cadre du modèle de Black et al. (1994), le Hoggar central est constitué de l'amalgamation de sept «terranes» (fig. 1), Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré-Aleksod, Assodé-Issalane, Serouanout et Tazat (Black et al., 1994). Plusieurs auteurs insistent sur la remarquable unité de structure et de composition des formations orthodérivées et paradérivées affiliées à l'Eburnéen des cinq premiers de ces «terranes». Ces traits communs ont conduit Liégeois et al. (2003) à interpréter l'ensemble comme un vieux micro-continent archéo-éburnéen, le LATEA, (acronyme de Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré-Aleksod), qui, au Panafricain, correspondait à une marge passive. Le Serouanout, quant à lui, serait les restes de l'océan ou de l'arc océanique qui le bordait. Une collision a eu lieu entre ce micro-continent et un arc insulaire, à la suite de la prise en tenaille de ces deux entités entre le craton

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Ouest africain et le craton Est saharien. Pendant la phase post-collisionnelle, ce micro-continent a été démembré par de grands mouvements horizontaux le long de mega « shear-zones » amenant à l'éclatement de l'ensemble et à la formation des cinq terranes cités, ainsi qu'à la mise en place d'immenses batholites granitiques calco-alcalins.

La région des Gour Oumelalen, située dans le LATEA au N-E du « terrane » de l'Egéré-Aleksod, est l'une des régions archéenne et éburnéenne les mieux conservées dans le Hoggar central. Elle est formée, essentiellement, par des roches du faciès granulite (Latouche, 1978, fig.5). Elle est caractérisée par l'existence d'un socle ancien granito-gneissique, appelé « Série Rouge » ou gneiss rouges à cause de sa couleur, (fig.6A) sur lequel se sont déposées des formations supracrustales, dites des Gour Oumelalen, composées de métasédiments variés, avec des marbres à olivine et spinelle, des quartzites à orthoferrosilite et grenat, des métapélites à grenat et sillimanite à reliques de disthène, ainsi que des lentilles de métanorites, avec ou sans grenat, associées à des lherzolites et à des charnockites.

Au cours de l'orogénèse éburnéenne, le complexe des Gneiss Rouges et le groupe des Gour Oumelalen ont été soumis à un métamorphisme du faciès granulite de haute température et de haute pression ($T^{\circ} = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 10-11 \text{ kbar}$) et partiellement envahis par des charnockites basiques et acides (Latouche, 1978). La série de Toukmatine, composée d'amphibolites à grenat et de métapélites à staurotide repose en discordance sur le groupe des Gour Oumelalen et le complexe de Gneiss Rouges et correspond à une vaste écaille charriée à l'avant du « terrane » de Sérrouenout.

La Série Rouge est formée d'un ensemble de gneiss comprenant deux faciès principaux: des gneiss gris et des gneiss rouges (Latouche, 1978).

- Les gneiss rouges, auxquels on peut associer certains gneiss noirs, représentent un peu plus de 60 % des roches de ce complexe. Ils présentent une texture granoblastique, parfois à tendance mylonitique, où de gros porphyroblastes de microcline rose se détachent sur un fond presque noir à grain fin (fig.6A), composé essentiellement de quartz, d'oligoclase parfois séricitisé, de microcline perthitique et de biotite. Le clinopyroxène est très rare. Le grenat, également rare, est souvent pseudomorphosé en épidote. Les minéraux accessoires sont zircon, sphène, épidote et allanite.

- Les gneiss gris sont généralement rubanés (fig. 6B) et souvent migmatitiques. Ces roches sont essentiellement plagioclasiques et sont constituées d'andésine (40%), de quartz (<10%), de biotite et de l'hornblende avec parfois des inclusions de clinopyroxène. Les minéraux accessoires sont grenat, sphène, épidote secondaire, zircon, allanite et de petits grains d'hématite inclus dans le feldspath.

Ces gneiss ont une composition granodioritique à tendance subalcaline avec un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. Ils sont comparables aux granites calco-alcalins fortement potassiques.

Les zircons des échantillons analysés sont prismatiques et allongés et aucune surcroissance n'est visible et ne montrent aucun cœur ancien (fig. 6A). Quatre échantillons (658, 659, 677 et 2270) donnent des âges, par la méthode mono-zircon, entre $2.644 \pm 0.006 \text{ Ga}$ et $2.664 \pm 0.002 \text{ Ga}$ pour les paliers de haute température.

L'échantillon 659 fournit en U-Pb (méthode dilution sur multigrains) un intercept haut de $2.647 \pm 0.018 \text{ Ga}$.

L'échantillon 677 a été analysé par la microsonde ionique et donne deux points très discordants. La moyenne des âges des quatre points restants est de $2.696 \pm 0.021 \text{ Ga}$, qui n'est pas très différent de celui obtenu par la méthode TIMS. Une analyse est sub-concordante à 2.711

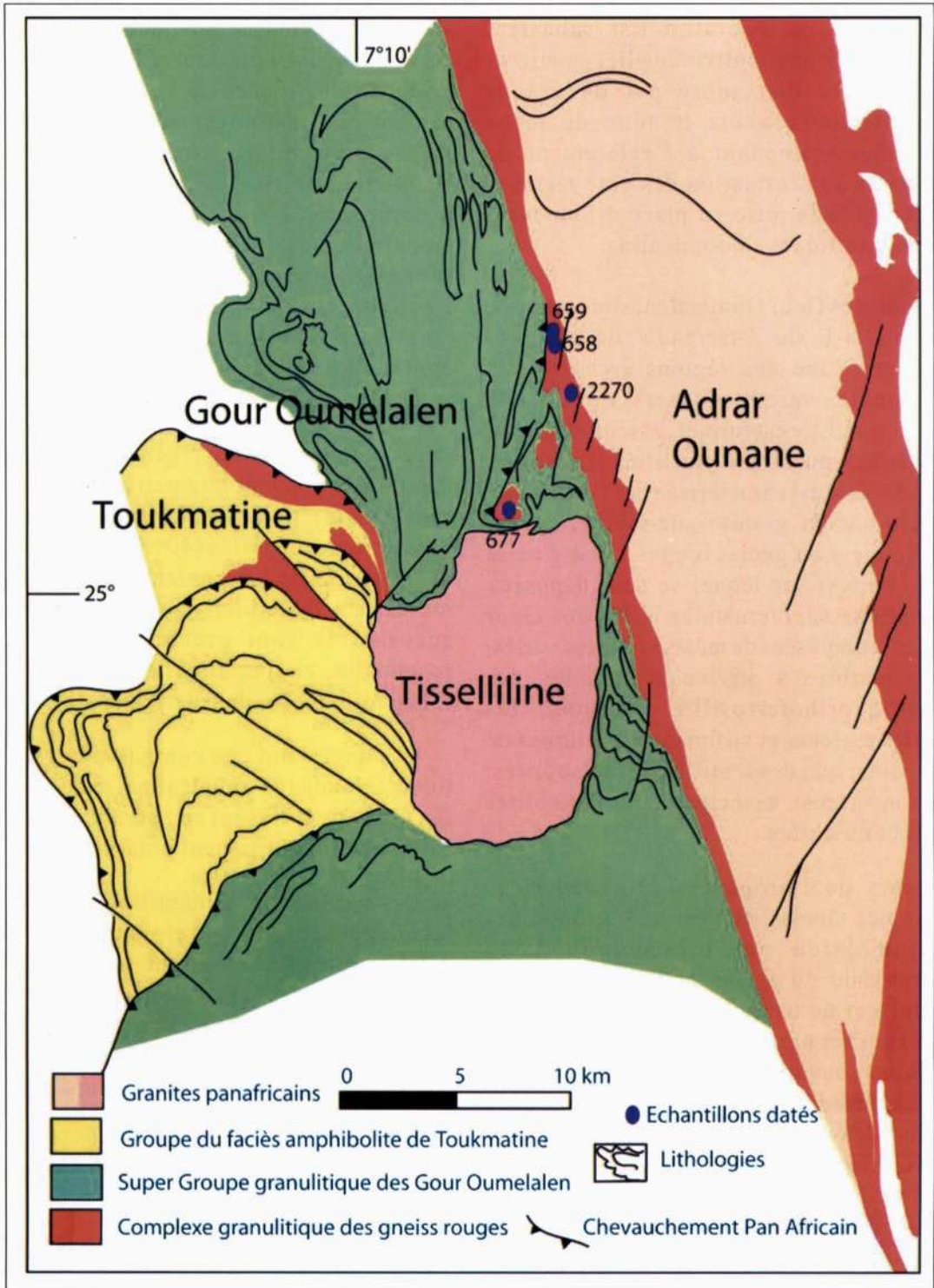


Fig. 5 - Carte géologique des Gour Oumelalen (d'après Latouche, 1978) montrant la localisation des gneiss rouges datés.

Geological sketch map of the Gour Oumelalen area, (by Latouche, 1978) showing the position of the dated Archaean red gneiss.

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

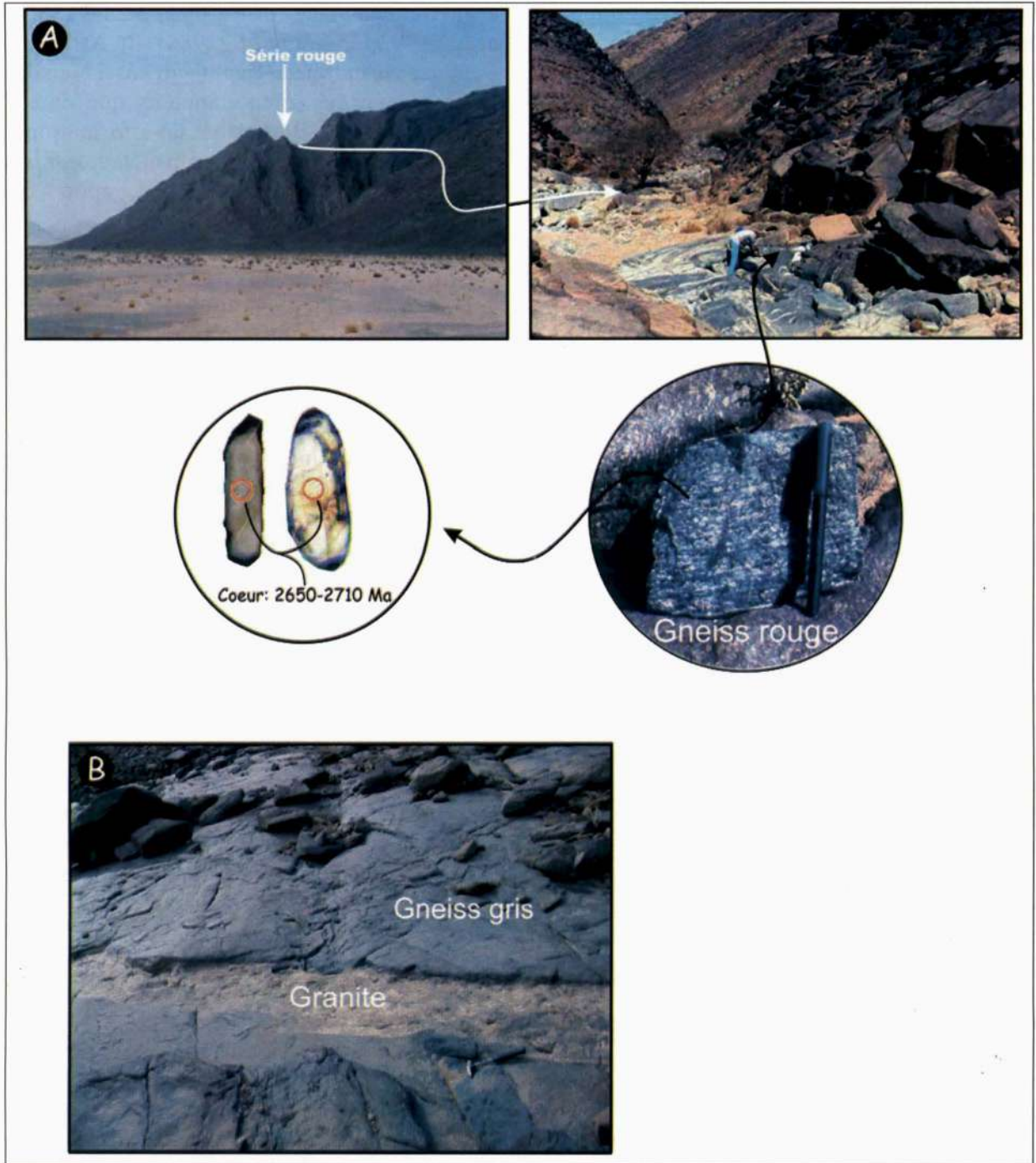


Fig. 6 - (A) Les gneiss rouges plissés apparaissent le long des zones de cisaillement longeant l'Adrar Ounane. Ils sont migmatitiques et mylonitiques avec des porphyroblastes roses de feldspath potassique. Les zircons archéens automorphes sont de type magmatique sans zonation (*The folded red gneisses occur along Ounane shear zones. They are migmatitic and mylonitic with large pink porphyroblasts of potassic feldspar. Archean euhedral zircons are of magmatic type without cores or overgrowths*).

(B) Gneiss gris archéens foliés recoupés par le granite Panafricain d'Ounane (*Layered archaean grey gneiss crosscutted by Ounane Pan-African granite*).

± 0.004 Ga et peut être considérée comme la meilleure indication pour l'âge du précurseur magmatique pour ces gneiss granulitiques. Ces données, avec les résultats Sm-Nd sur roches totales, nous permettent de remettre en cause l'âge de 3.5 Ga suggéré par Latouche (1978).

V- COMPARAISON AVEC DES TERRAINS ARCHÉENS DE MÊME ÂGE

Après avoir examiné les caractéristiques plutoniques de l'Archéen dans les régions du Hoggar de l'In Ouzzal et des Gour Oumelalen, il nous a paru intéressant de les mettre en relation avec des événements magmatiques de même âge dans des régions classiques particulièrement bien étudiées.

Dans le Yilgarn Block, à l'Ouest de l'Australie quelques plutons TTG se mettent en place vers 2.67 Ga suivi par des plutons granitiques alcalins post-cinématiques entre 2.64 et 2.60 Ga (Hill *et al.*, 1992). Dans la Province supérieure, au Canada, la partie sud s'est formée entre 2.75 et 2.645 Ga. Entre 2.75 et 2.70-2.68 Ga se sont mis en place un ensemble de TTG et entre 2.70-2.68 et 2.645 Ga un plutonisme à granites et granodiorites (Sutcliffe *et al.*, 1993). Ce plutonisme présente des compositions calco-alcalines et très hyperalumineuses. Dans la Province des Esclaves, au Canada, des TTG donnent des âges isotopiques entre 2.70 et 2.67 Ga (Bevier et Gebert, 1991). Entre 2.62 et 2.58 Ga, un magmatisme allant de TTG (2.62 à 2.605 Ga) à du magmatisme calco-alcalin et hyperalumineux (2.59 à 2.58 Ga) a lieu dans la région. Dans le craton de Dharwar, en Inde, des TTG se sont formés entre 3.30 et 3.20 Ga (Taylor *et al.*, 1984; Nutman *et al.*, 1992). Entre 2.60 et 2.51 Ga se mettent en place, dans un contexte de transcurrence, des granites calco-alcalins, tel que celui de Closepet (Jayananda and Mahabaleswar, 1991). Des plutons alcalins

se mettent en place entre 2.60 et 2.54 Ga (Meen *et al.*, 1993; Taylor *et al.*, 1984). En Afrique du Sud, dans le craton de Kaapvaal, aussi bien dans le complexe des gneiss anciens que dans la ceinture verte de Barberton, on a formation de suites TTG vers 3.4 à 3.2 Ga. Un métamorphisme de haut grade a été reconnu au Limpopo Belt vers 2.7 Ga.

Ainsi, comme déjà signalé par plusieurs auteurs (ex. Condie, 1997), il ressort qu'au cours des périodes 3.3-3.2 Ga et 2.7 Ga de grandes quantités de formations de type TTG se mettent en place. De ce fait, elles constituent des périodes importantes de formations de croûte continentale (Condie, 1997). Dans plusieurs régions (ex. Yilgarn Block), entre 2.7 et 2.6 Ga se sont mis en place des granites alcalins post mise en place de TTG. De même, l'Archéen tardif, particulièrement entre 2.6 et 2.5 Ga, est caractérisé par l'apparition de grands plutons granitiques calco-alcalins. La nature et les âges des formations granitiques archéennes du Hoggar s'inscrivent bien dans cette évolution.

On peut voir qu'une grande partie de la croûte continentale a été engendrée à l'Archéen et au Protérozoïque (Condie, 1997). Cependant, les magmas mis en place durant cette période ont très souvent des compositions chimiques différentes de celles de leurs équivalents modernes (Condie, 1994). Ces différences reflètent essentiellement les conditions thermiques particulières du système Terre régnant à l'Archéen. Sur le plan thermique la présence de komatiites démontre que la température du manteau supérieur était nettement plus importante pendant la première moitié de l'histoire de la planète. Lorsque la production de chaleur interne de la terre a diminué, le manteau ne pouvait plus atteindre les taux de fusion nécessaire à la genèse des komatiites. Sur le plan des pressions, le métamorphisme de HP-BT est inconnu à l'Archéen et aucun métamorphisme de pression supérieure à 12 kbar n'a été rapporté à cette période.

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Des changements ont été observés dans le style tectonique des terrains archéens et protérozoïques. En effet, si les massifs granitiques archéens présentent des formes circulaires, ils prennent à partir du protérozoïque, une forme plutôt allongée (Taylor et Mac Lennan, 1985). Ce caractère orienté s'expliquerait par le fonctionnement de la tectonique des plaques. Dans ce cas, seuls les bords de plaques devenues plus rigides (marges actives et d'arcs insulaires) interviendraient dans les processus magmatiques. La plupart des études effectuées sur un certain nombre de cratons (craton Nord américain, au sud de l'Afrique, en Sibérie, en Norvège, au Groenland, et au sud de l'Inde montre que la déformation typique de ces régions, correspond à l'interférence complexe des structures qui donnent naissance à des dômes et des bassins (Choukroune et *al.*, 1997). Cette déformation typique de l'Archéen correspond à une tectonique verticale. Ce type de tectonique est connue sous le nom de sagduction et fait appel à une tectonique gravitaire. Ce modèle n'est réalisé que lorsque des roches mafiques comme les komatiites ($d=3,3$) que l'on retrouve dans les ceintures de roches vertes se mettent en place sur une croûte sialique ($d=2,7$) granitique par exemple, créant un fort gradient inverse de densité. Gorman et *al.*, 1978 ont montré qu'un empilement de laves de 5 à 7 km d'épaisseur était suffisant pour générer la sagduction. Chardon et *al.* (1996), Choukroune et *al.* (1997) ont montré qu'un réchauffement du substratum crustal était également nécessaire. Une fois initié, le phénomène évolue dans un style diapirique entraînant l'enfouissement des ceintures de roches vertes et la remontée des granites qui provoquent la compression des ceintures. Les dépressions, générées à l'aplomb des roches vertes, laissent l'espace susceptible de permettre une certaine sédimentation. Après 2.5 Ga, en l'absence de roches de forte densité (les komatiites en particulier), l'anomalie gravitaire dans les zones de rift n'est plus suffisante pour que la subsidence, donc la

sagduction, se développe, l'évolution s'est faite alors par océanisation, puis subduction.

VI- DISCUSSIONS ET CONCLUSION

Le « terrane » de l'In Ouzzal, chaîne archéenne reprise au Protérozoïque inférieur, nous permet de retrouver les caractères magmatiques et structuraux spécifiques de la période archéenne et de proposer un modèle d'évolution depuis le stade d'accrétion (3.2-2.65 Ga) jusqu'au stade du développement des dômes et des bassins correspondants à l'Archéen tardif (2.5Ga).

- Stade d'accrétion (3.2-2.65 Ga)

L'évolution archéenne est essentiellement définie grâce à des données géochimiques et géochronologiques obtenues sur les anciennes séries granitiques. Le matériel sialique du « terrane » de l'In Ouzzal s'est essentiellement formé au cours de l'Archéen précoce comme le montrent les âges modèles T_{DM} qui sont, pour toutes les roches acides d'origine ignée, supérieurs à 3 Ga. Les roches les plus anciennes datées dans l'In Ouzzal sont des orthogneiss charnockitiques de composition tonalitique et trondhjémitique provenant de la région de Tin Tchik Tchik et Roccan. Ils ont révélé des âges autour de 3.3 - 3.2Ga (U/Pb sur zircon, Peucat et *al.*, 1996). Les données isotopiques indiquent que c'est un matériel juvénile. Une telle croûte sialique, constituée de TTG et de roches à tendance andésitique, se forme probablement par accrétion latérale d'arcs insulaires, suivant un schéma qui s'apparente à celui de la tectonique moderne (Choukroune et *al.*, 1997; De Wit, 1998; fig. 7, stade 1).

À 2.7 Ga se met en place une nouvelle série de TTG. Les données isotopiques sur ces TTG suggèrent la remobilisation, au moins partielle,

d'une croûte plus ancienne (âges modèles Nd à 3.3 Ga) qui pourrait s'être formée au cours du stade 1.

Vers 2.65 Ga, se mettent en place des granites de type A, avec des signatures chimiques de granites de rift. La formation de ces deux types de série magmatique pourrait suggérer le fonctionnement d'une nouvelle zone de subduction avec mise en place de TTG, et de granites alcalins dans les bassins d'arrière-arc. Les granulites basiques et ultrabasiques d'In Hihou, dont les protolithes s'apparentent aux séries komatiitiques de type Munro (Bendaoud et al., 2002) rares à l'Archéen précoce mais très abondantes à cette époque (Condie, 1994), pourraient être de cet âge. La présence de zircons détritiques dans les métasédiments donnant des âges de 2.7 Ga et la formation de skarns au contact entre les marbres et les granites de type A datés à 2.65 Ga (U/Pb sur zircon) permettent de dater le dépôt des formations paradérivées vers cette période (Bernard-Griffiths et al., 1996; Ouzegane et al., 2003; fig. 7, stade 2).

- Stade de l'évolution en dômes et bassins (2.5 Ga)

La présence de granites calco-alcalins de type CA₁ et CA₂, datés à 2.5 Ga (U/Pb sur zircon) témoigne de la fusion d'une croûte inférieure et moyenne d'un caractère géochimique essentiellement tonalitique acquis lors des stades précédents et granulitisées. La formation de structures en dômes et bassins à ce stade (fig.7, stade 3), au cours d'un raccourcissement homogène s'inscrit bien dans le modèle de structuration de la croûte archéenne proposé par Bouhallier et al., 1995 et Choukroune et al., (1997) pour le craton de Dharwar, en Inde, puis étendu à toute la croûte terrestre précoce. Un tel processus, suivant les idées de ses initiateurs, succède à une période d'accrétion crustale pendant laquelle les mécanismes géodynamiques s'apparentent à ceux de la tectonique moderne (Choukroune et

al., 1997; de Wit, 1998). Ce stade d'accrétion correspondrait, dans l'In Ouzal, aux deux stades décrits entre 3.2 et 2.65 Ga (fig. 7, stade 1 et 2).

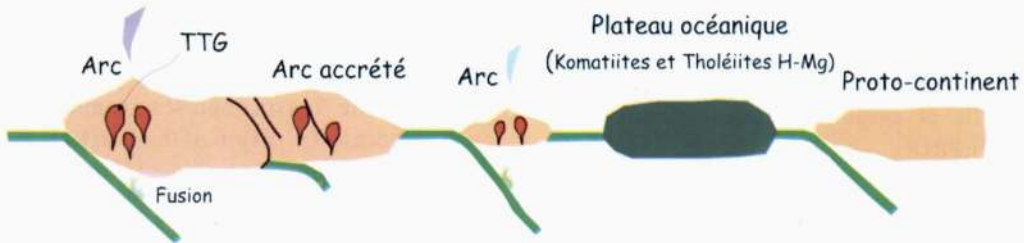
Dans les Gour Oumelalen, les données sont encore trop fragmentaires pour que l'on puisse donner une évolution aussi complète que dans l'In Ouzal; le plus précis que l'on peut dire est que les gneiss archéens sont représentés par le complexe des gneiss Rouges où des âges d'environ 2.7 Ga ont été obtenus (U-Pb sur zircon par SIMS et TIMS).

Les âges modèles Nd suggèrent toutefois que ces gneiss se sont formés par la remobilisation d'un protolithe plus ancien d'âge compris entre 3 et 3.2 Ga. D'autres travaux, en cours, devraient permettre de mieux caractériser les séries lithologiques typiques de l'Archéen dans les Gour Oumelalen et définir une évolution géodynamique archéenne. Signalons, cependant, que des études géochimiques et isotopiques sur des roches basiques et ultrabasiques de Laouni, au sud du Hoggar central (Cottin et al., 1998), ou sur les granites panafricains de différents types qui affleurent dans le LATEA (Liégeois et al., 1998; Liégeois et al., 2003) suggèrent la présence à des niveaux profonds d'une croûte archéenne dans le Hoggar central, au sud des Gour Oumelalen.

Pour terminer, en dehors du Hoggar, mais proche à l'ouest de ce massif, le massif des Eglab, situé dans la partie centro-occidentale de l'Algérie, a connu une évolution essentiellement éburnéenne et peut être considéré comme cratonisé depuis 2 milliards d'années. Le seul témoin de l'Archéen consiste en un lambeau de socle métamorphique comprenant des reliques d'une croûte océanique archéenne (amphibolites et plagiogranites) enclavé dans les granites syntectoniques de Chegga datés à 2.1 Ga. Les plagiogranites ont permis d'obtenir un âge de 2.73 Ga pour cette croûte océanique (U-Pb sur zircon par TIMS et SIMS, Peucat et al., 2005).

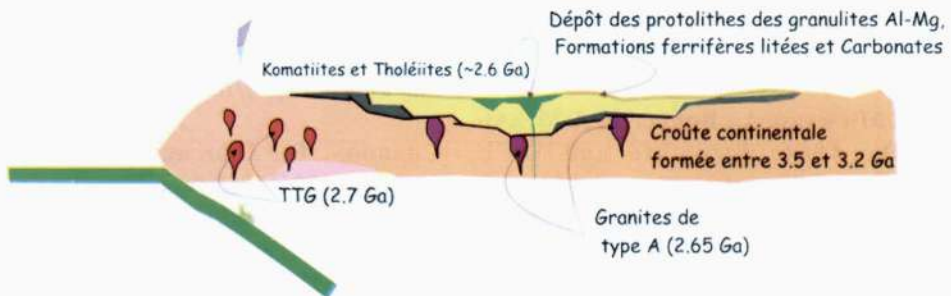
L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Stade 1: Formation d'une croûte continentale entre 3.2 et 3.5 Ga par accréation d'arcs, de plateaux océaniques et de proto-continents



Stade 2: Entre 2.6 et 2.7 Ga, mise en place de plutons de TTG au dessus d'une zone de subduction et formation de granites de type A et de séries komatiites - tholeiites H-Mg dans un bassin d'arrière-arc avec dépôts de sédiments de nature variée.

Les protolithes des granulites Al-Mg proviennent d'un mélange entre des sédiments chloriteux, produits de l'altération hydrothermale de roches basiques et ultrabasiqes et d'un composant quartzitique provenant des TTG



Stade 3: à 2.5 Ga, structuration en dômes et bassins durant un raccourcissement homogène et la mise en place de granites calco-alcalins

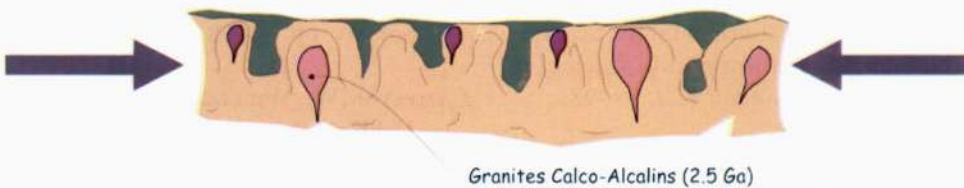


Fig. 7 - Modèle géodynamique montrant trois stades de formation de la croûte continentale et des séries supracrustales du terrane de l'In Ouzzal entre 3.2 et 2.5 Ga.

Cartoons showing three preferred models for the formation of the continental crust and supracrustal series between 3.2 and 2.5 Ga in the In Ouzzal terrane.

Remerciements : Nous exprimons notre reconnaissance aux professeurs J-R. Kienast et M. Megartsi pour leurs critiques, suggestions instructives et leurs remarques pertinentes. Nous tenons aussi à remercier l'OPNA et en particulier son directeur M^r F. Ighilahriz pour leur aide précieuse au cours des missions de terrain dans le Parc de l'Ahaggar. Ce travail est une contribution aux projets TASSILI 05 MDU 653, intitulé « Imagerie tridimensionnelle et évolution spacio-temporelle du Hoggar » et CNEPRU.

BIBLIOGRAPHIE

- BENDAOU, A., OUZEGANE, K. ET KIENAST, J.R., 2002.** Mise en évidence d'une série komatiitique de type Munro dans la région d'In Hihaou In Ouzzal, Hoggar Occidental, Algérie. *20^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Nantes, France* 63.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., FOURCADE, S., KIENAST, J.R., PEUCAT, J.J., MARTINEAU, F. AND RAHMANI, A. 1996.** Géochimie et isotope (Sr, Nd, O) study of Al-Mg granulites from the In Ouzzal Archean block (Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 709-724.
- BERTRAND, J.L., MICHARD, A., BOULLIER, A.M. AND DAUTEL, D., 1986.** Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955-972.
- BEVIER, M.L. AND GEBERT, J.S., 1991.** U-Pb geochronology of the Hope Bay-Elu Inlet area, Bathurst Block, northeastern Slave Structural Province, Northwest Territories. *Can J Earth Sci* 28: 1925-1930
- BLACK, R. AND LIÉGEOIS, J.P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of Geological Society of London* 150, 89-98.
- BLACK, R., LATOUCHE, L., LIÉGEOIS, J.P., CABY, R. AND BERTRAND, J.M., 1994.** Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield central Sahara. *Geology* 22, 641-644.
- BOUHALLIER, H., CHARDON, D. AND CHOUKROUNE, P., 1995.** Strain patterns in Archaean domes-and-basin structures: The Dharwar craton Karnataka, South India. *Earth and Planetary Sciences Letters* 135, 57-76.
- BOWRING, S.A., HOUST, T.B. AND ISACHSEN, C.E., 1990.** The Acasta gneisses : remnants of Earth's early crust. In: origin of the Earth (H.E. Newsom and J.H. Jones, eds.). *Oxford Univ. Press, Houston*, pp. 319-343.
- CABY, R., BERTRAND, J-M., AND BLACK, R., 1981.** Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara, in Kröner, A., ed., *Precambrian plate tectonics: Amsterdam, Elsevier*, p 407-434.
- CABY, R., 1996.** A review of the In Ouzzal granulitic terrane, Tuareg shield, Algeria: its significance within the Pan-African Trans - Saharan Belt. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 659-666.
- CABY, R., 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37, 133-159.
- CHARDON, D., CHOUKROUNE, P. AND JAYANANDA, M., 1996.** Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archean Dharwar craton (South India). *J. Struct. Geol.* 18, 991-1004.
- CHOUKROUNE, P., LUDDEN, J.N., CHARDON, D., CALVERT, A.J. AND BOUHALLIER, H., 1997.** Archean growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, vol. 121. Geological Society, pp. 63-98. *Special Publication*.
- CAMPSTON, W., WILLIAM IS. AND MEYER CE., 1984.** U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Proceedings of the 14th Lunar and planetary Scientific Conference, Part 2. Geophys. Res.* 89B:525-534

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

- CONDIE, K.C., 1994.** Greenstones through time. In Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution. Elsevier: Amsterdam, (Chapter 3)*, pp. 85–120.
- CONDIE, K.C., 1997.** Plate Tectonics and Crustal Evolution. *Oxford, Butterworth Heinemann*. 282 p.
- COTTIN, J.Y., LORAND, J.P., AGRINIER, P., BODINIER, J.L., LIÉGEOIS, J.P., 1998.** Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.
- DE WIT, M.J., 1998.** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research* 91, 181–226.
- FETTOUS, H., 2001.** Les cisaillements lithosphériques en conditions anhydre et hydratée : exemple du Hoggar-Algérie. *Magister, FSTGAT-USTHB*
- FOURCADE, S., KIENAST, J.R. AND OUZEGANE, K., 1996.** Metasomatic effects related to channeled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites (In Ouzzal Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 763-781.
- GORMAN, B.E., PEARCE, T.H. AND BIRKETT, 1978.** On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Research*. 6: 23-41
- HADDOUM, H., 1992.** Etude structurale des terrains archéens du môle In Ouzzal Hoggar occidental, Algérie. *Doct. Etat, U.S.T.H.B., Alger*.
- HADDOUM, H., CHOUKROUNE, P. AND PEUCAT J.J., 1994.** Structural evolution of the Precambrian In Ouzzal massif (Central Sahara, Algeria) . *Precambrian Research*, 65, 155- 166.
- HELLAL, B., 1987.** Etude pétrographique et géochronologique d'une quartzite ferrifère de l'archéen du bouclier Touareg (In Ouzzal, Algérie). *D.E.A PARIS VI*, 76p.
- HILL, R. I., CAMPBELL, I. H. AND CHAPPELL, B. W., 1992.** Crust growth, crustal reworking and granite genesis in the southeastern Yilgarn block, Western Australia. In: the Archean Terrains, processes and Metallogeny (ed. Glover J. E.). *West Austral Public* 22:203-213.
- JAYANANDA, M. AND MAHABALESWAR, B., 1991.** The generation and emplacement of Closepet granite during late Archean granulite metamorphism in southeastern Karnataka. *J. Geol. Soc. Ind.* 38: 418-426
- KOBER, B., 1986.** Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigation on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 93, 482-490.
- KROGH, T.E., 1973.** A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 485-494.
- LATOUCHE, L., 1978.** Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE Hoggar, Algérie). Unpublished Thesis, Paris, France, 225 p.
- LIÉGEOIS, J.P., BERTRAND, J.M. AND BLACK, R., 1987.** The subduction and collision-related Pan African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. *Geological Journal* 22, 185–211.
- LIÉGEOIS, J.P., NAVEZ, J., HERTOGEN, J. AND BLACK, R., 1998.** Contrasting origin of post-collisional high-K calco-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- LIÉGEOIS, J.P., LATOUCHE, L., BOUHRARA, M., NAVEZ, J. AND GUIRAUD, M., 2003.** The LATEA metacraton Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria: behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161-190.

- MARTIN, H., 1987. Genesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28, 921–953.
- MEEN, J. K., ROGERS, J. J. W. AND FULLAGAR, P. D., 1993. Lead isotopic compositions of the Western Dharwar craton, southern India: Evidence for distinct Middle Archean terranes in a late Archean craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 56: 2455–2470.
- NUTMAN, A. P., CHADWICK, B., RAMAKRISHNAN, M. AND VISWANATHA, M. N., 1992. SHRIMP U–Pb ages of detrital zircon in sargar supracrustal rocks in western Karnataka, southern India. *J. Geol. Soc. Ind.* 39: 367–374.
- OUZEGANE, K., 1987. Les granulites Al–Mg et les carbonatites dans la série de l'In Ouzzal NW Hoggar, Algérie. Nature et évolution de la croûte continentale profonde pendant l'archéen. *Thèse de Doctorat d'état d'Université Pierre et Marie Curie, Paris*. 433 p.
- OUZEGANE, K., FOURCADE, S., KIENAST, J.R. AND JAVOY, M., 1988. New carbonatites complexes in the archean In Ouzzal nucleus Ahaggar, Algeria. Mineralogical and geochemical data. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98, 277–292.
- OUZEGANE, K. ET KIENAST, J.R., 1996. Nature et évolution des séries métamorphiques de très haute température de l'unité granulitique de l'In Ouzzal Ouest Hoggar. *Bulletin du Service Géologique de L'Algérie*, 7, 133–157.
- OUZEGANE, K., KIENAST, J.R., BENDAOU, A. AND DRARENI, A., 2003. A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 37, 207–227.
- PEUCAT, J.J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., CHOUKROUNE, P., FANNING, M., BERNARD-GRIFFITHS, J. AND FOURCADE, S., 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematics of an Archean basement involved in a 2.0 Ga VHT (1000°C) metamorphic event: In Ouzzal massif, Hoggar, Algeria. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 667–692.
- PEUCAT, J. J., DRARENI, A., LATOUCHE, L., DELOULE, E. AND VIDAL, P., 2003. U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 229–239.
- PEUCAT, J.J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., MAHDJOUR, Y. AND KAHOU, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Prec. Res. Vol. 136, Issues*, 3–4, 22 February 2005, Pages 309–352.
- PUPIN, J-P., 1980. Zircon and granite petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, pp 207–220.
- RAHMANI, A., 1992. Pétrologie et géochimie de la série granulitique du massif du Khanfous (In Ouzzal, Hoggar, Algérie). *Doctorat de l'Université Paris VI*, 204 p.
- STACEY, J.S. AND KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207–221
- SUTCLIFFE, R. H., BARRIE, C. T., BURROWS, D. R. AND BEAKHOUSE, G. P., 1993. Plutonism in the southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. *Econ. Geol.*, 88: 1359–1375
- SYLVESTER, P.J., 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K.C. Ed., *Archean Crustal Evolution*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261–314.
- TAYLOR, P. N., CHADWICK, B., MOORBATH, S., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular Gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and the Chutradurga granite with reference to the late Archean evolution of the Karnataka craton, Southern India. *Prec. Res.* 23: 349–375.
- TAYLOR, S.R. AND MC LENNAN, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- WILDE, S.A., VALLEY, J.W., PECK, W., GRAHAM, C.M., 2001. "Evidence from detrital zircons for the coexistence for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Ga ago." *Nature* 409:175–178

L' ARCHÉEN DU HOGGAR :
GÉOCHRONOLOGIE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

- ANNEXE -

**MÉTHODOLOGIES UTILISÉES POUR L'ÉTUDE
DE LA GÉOCHRONOLOGIE DE L'ARCHÉEN DU
HOGGAR**

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour dater les formations de l'In Ouzzal et des Gour Oumelalen. Il s'agit des méthodes U/Pb sur zircon, Sm/Nd et Rb/Sr sur roche totale et minéraux. Les zircons ont été datés en utilisant trois méthodes : la première est la méthode monozircon par évaporation directe (TIMS, Kober, 1986), la seconde est l'analyse de populations par dilution isotopique (Krogh, 1973), la troisième concerne l'analyse ponctuelle à la sonde ionique.

1- La méthode monozircon (Kober, 1986)

Elle est appelée communément TIMS (Thermionisation de spectrométrie de masse) et correspond à la technique d'évaporation développée par Kober en 1986. Cette méthode permet de déterminer les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur monozircon ou multi-grains. Elle est capable de traiter des systèmes complexes, quand un large intervalle d'âge est observé, par exemple, ou dans les roches qui ont une composante héritée et dans le cas d'un métamorphisme de haut grade ayant engendré de nouvelles surcroissances du zircon. Pour les systèmes simples où les âges obtenus sont dans un intervalle réduit (pour les paliers de haute température), et homogènes, les âges anciens sont généralement proches de l'âge de cristallisation des zircons, mais néanmoins ils représentent un âge minimum.

Le principe consiste à émettre, à partir d'un grain de zircon, le plomb radiogénique et à en déduire les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Dans les cas simples, en pratiquant des paliers successifs d'évaporation à température croissante, les âges mesurés correspondent le plus souvent à l'âge de cristallisation des zircons (l'âge donné par l'intercept haut d'une discordia).

Dans les systèmes complexes (perturbés) des pertes de plomb surviennent entraînant un fractionnement du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, et une diminution de l'âge. Mais souvent, avec l'augmentation de température des évaporations, on approche l'âge de cristallisation des zircons.

L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de se libérer de toute la procédure chimique inhérente à la méthode conventionnelle (dilution isotopique), qui nécessite la détermination précise de la composition isotopique du Pb et la mesure des concentrations en uranium. Elle permet, en travaillant sur un seul minéral,

avec des évaporations successives pouvant aller de la bordure vers le cœur du minéral, de mieux cerner l'histoire du zircon et de détecter toute trace de mémoire ancienne.

Le zircon sélectionné pour la mesure est enveloppé dans un filament en Rhénium dégazé (filament d'évaporation) et placé en face d'un second filament en Rhénium servant à l'ionisation. Pour se débarrasser d'éventuelles traces de Pb de pollution pouvant se trouver à la surface du minéral, les deux filaments sont portés à haute température pendant quelques secondes. On procède ensuite par paliers successifs comprenant chacun une phase d'évaporation avec dépôt du Pb sur le filament d'ionisation non chauffé pendant 20 minutes environ, ensuite le filament d'évaporation est éteint et on émet alors le Pb déposé sur le filament d'ionisation. Entre chaque palier, le filament d'ionisation est porté à haute température afin de le nettoyer de tout le Plomb pouvant y rester. On procède ensuite à plusieurs évaporations, trois à quatre en moyenne, pendant lesquelles la température est de plus en plus forte (1500 à 1750°C). Ces températures correspondent à des intensités de courant électriques comprises entre 2,6A et 3,2A.

2- La méthode par dilution isotopique

Il s'agit de la datation de différentes populations de zircons par dilution isotopique (Krogh, 1973), dissolution des populations de zircons et séparation du Pb et de l'U sur résines échangeuses d'ions. Les résultats obtenus par cette méthode indiquent souvent que les populations de zircons ne sont pas simples mais résultent d'un mélange de diverses populations.

**3- La méthode d'analyse ponctuelle
à la sonde ionique**

Les analyses ont été effectuées au CRPG de Nancy en utilisant une microsonde ionique Cameca IMS -1270. La sonde ionique est un instrument d'analyse qui permet de mesurer à l'échelle microscopique les concentrations et les compositions isotopiques de tous les éléments chimiques, même à des teneurs très faibles. Cette technique réalise des analyses in situ sur des échantillons solides avec une résolution spatiale à l'échelle micrométrique. Des ions sont créés à partir d'un gaz dans une source. Ils sont ensuite accélérés dans la colonne primaire et focalisés sur une zone de l'échantillon. Cette zone est pulvérisée sous l'impact et émet une partie des éléments qui la constituent sous forme d'ions appelés ions secondaires. Ces ions vont passer dans un secteur magnétique qui va les séparer en

fonction de leur masse. Les ions ainsi sélectionnés sont dirigés sur un système de comptage. La pulvérisation des différents constituants de l'échantillon permet d'analyser sa composition chimique et isotopique sans préparation chimique.

Pour des mesures de rapports isotopiques d'éléments stables on peut avoir le standard et les échantillons sur des montages séparés, cette première condition est indispensable pour le cas de datations U-Pb sur zircons (le standard G91500).

Les grains de zircons, bien triés, sont montés sur une lame mince avec une résine époxy. Un polissage du montage avec différents abrasifs permet de ramener les grains à l'affleurement et d'obtenir un bon état de surface. Avant d'être introduite dans la sonde la préparation est dorée puis observée au microscope électronique à balayage et à la cathodoluminescence afin de caractériser la structure interne des zircons.

Le faisceau d'ions (oxygène) primaires est accéléré à 13 kilovolts, avec une intensité qui s'étend de 5 et 20 nA. Le mode d'illumination (illumination de Kohler) est employé avec une ouverture de 50 ou 100 micromètres produisant des spots elliptiques. La taille du spot varie entre 30x40 micromètres et 40x50 micromètres. Un flux d'oxygène est utilisé pour augmenter la pression d'oxygène (O_2) à $4-8 \cdot 10^{-3}$ Pa ($4-8 \cdot 10^{-5}$ torr) dans la chambre de l'échantillon. Des ions secondaires positifs sont extraits avec un potentiel de 10-kV, et les fentes de spectromètre réglées pour une MRP d'environ 5 afin de séparer les

interférences de Hf-Si du Pb. L'ouverture de champ est positionnée à 6 micromètres, et le rapport optique de transfert est ajusté de 200 à 400 selon la taille du spot. Les objectifs rectangulaires sont activés dans le système d'ions optiques secondaires afin d'augmenter la transmission et la résolution de la masse élevée.

La fenêtre d'énergie est ouverte à 55 électron-Volt, avec un minimum d'énergie positionné à 5 électro-Volt avant la mise en marche. Un simple collecteur est utilisé pour le comptage d'ions. Chaque analyse est composée de 16 cycles successifs. Chaque cycle commence par la mesure de la masse ^{196}ZrO (référence), suivie de la masse 203,5 pour le fond, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO et ^{238}UO , avec des temps de mesures de 2, 10, 10, 10, 45, 10, 2, 2, et 2 secondes respectivement (temps d'attente de 0,5 s).

L'échantillon de zircon témoin, le zircon 91500 d'Ontario (Canada), d'un âge de 1.062 ± 0.004 Ga, monté en même temps que l'échantillon, est mesuré après chaque trois analyses. Pour définir le facteur de sensibilité relatif pour le plomb et l'uranium utilisés pour les échantillons, une relation empirique linéaire (Campston et al., 1984) est définie entre UO^+/U^+ et Pb^+/U^+ à partir de toutes les mesures effectuées sur le standard de chaque échantillon témoin. La correction pour le plomb commun est faite en mesurant la quantité du ^{204}Pb . La composition du plomb commun est calculée à partir de l'âge mesuré par $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, en utilisant le modèle de Stacey et Kramers' (1975).