

# ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE). GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

Nassima FEZAA\*, Jean-Paul LIÉGEOIS\*\*, Nachida ABDALLAH\*,  
Olivier BRUGUIER\*\*\*, Rabah LAOUAR\*\*\*\* et Aziouz OUABADI\*.

## RÉSUMÉ

Le terrane de Djanet, situé à l'extrême est du bouclier touareg en Algérie, est formé d'une série sédimentaire détritique affectée par un métamorphisme de faciès schiste vert: le Groupe de Djanet. Ce dernier est recoupé par des intrusions magmatiques datées entre 571 et 558 Ma dont la mise en place est liée à l'épisode orogénique mourzoukien d'âge fini-édiacarien qui affecte le Hoggar oriental entre 575 et 555 Ma (Fezaa *et al.*, 2010).

Les zircons détritiques du Groupe de Djanet, datés par ablation laser - ICP-MS ont fourni des spectres d'âges (2 échantillons, 46 zircons, discordance maximum = 8%) présentant des pics à 600 (28%), 635 (26%), 735 (9%), 950 (2%), 1750 (4%), 1890 (13%), 2010 (2%), 2450 (7%), 2650 (2%), 2850 (2%) et 3230 (2%) Ma. Le zircon le plus jeune est daté à  $589 \pm 11$  Ma. Les âges obtenus sont connus dans le bouclier touareg. Les pics d'âges les plus importants correspondent aux orogénèses paléoprotérozoïque (1900 Ma) et panafricaine (600 et 635 Ma). Ces résultats indiquent que la série métasédimentaire de Djanet s'est déposée après  $589 \pm 11$  Ma, âge du zircon le plus jeune retrouvé dans les deux échantillons étudiés, et avant le début de la mise en place du magmatisme panafricain vers 570 Ma qui la recoupe. La sédimentation du Groupe de Djanet s'effectue entre 590 et 570 Ma au moment où le Hoggar central est affecté par l'orogénèse panafricaine suite à la collision entre le craton ouest africain et le bouclier touareg qui commence vers 630 Ma. Cet événement majeur a été responsable de la mise en place d'un grand volume de matériel magmatique calco-alcalin de source mixte (croûte-manteau) dans le Hoggar central. À la même période, le Hoggar oriental constituait une plate-forme stable et basse sur laquelle s'est déposé le Groupe de Djanet.

Les roches sédimentaires qui constituent le Groupe de Djanet présentent des caractéristiques géochimiques en éléments majeurs et traces similaires à celles des roches calco-alcalines continentales (selon les classifications de Bhatia, 1983; Roser et Korsch, 1986). Ceci est en accord avec l'abondance de matériel calco-alcalin panafricain et aussi paléoprotérozoïque reflétée par les pics d'âges les plus importants fournis par les zircons détritiques. En effet, les âges panafricains coïncident avec les âges de mise en place des batholites calco-alcalins dans le LATEA (Hoggar central) comme l'Ounane à 629 Ma (Liégeois *et al.*, 2003) et l'Anfeg à 608 Ma (Acef *et al.*, 2003). Ces batholites panafricains sont eux-mêmes, principalement, des fusions de matériel éburnéen (Liégeois *et al.*, 1998; 2003). L'allure des spectres de Terres Rares (REE) est typique

\* Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie, Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, USTHB BP. 32, El Alia, Bab Ezzouar, 16111- Alger, Algérie. E-mail : fezaanassima@yahoo.fr

\*\* Isotope Geology, Africa Museum, B-3080 Tervuren, Belgium.

\*\*\* Géosciences Montpellier, Université de Montpellier II, F-34095 Montpellier, France.

\*\*\*\* Université Badji Mokhtar Annaba, Algérie - Laboratoire GGIP (FSTGAT/USTHB, Alger, Algérie).

- Manuscrit déposé le 22 Mars 2012, accepté après révision le 13 Mai 2012.

des séries magmatiques calco-alkalines fortement potassiques auxquelles appartiennent les roches magmatiques panafricaines connues dans le bouclier touareg comme le batholite de l'Anfeg, de l'Ounane ou de l'Air au Niger (Liégeois et *al.*, 1998). Leurs spectres sont caractérisés par un fractionnement important en LREE/HREE et une anomalie négative en Eu généralement bien marquée. Les données isotopiques ( $0.7052 < \text{ISr} < 0.7082$ ,  $-3.5 < \varepsilon_{\text{Nd}} < 0.5$  et  $11 < \delta^{18}\text{O} < 13\text{‰}$ ) confirment que les régions sources dont dérivent les sédiments du Groupe de Djanet sont principalement constituées de granitoïdes calco-alkalins qui proviennent de magmas mixtes (croûte/manteau) d'âge panafricain. Cependant, une composante mantellique, plus importante que celle reconnue pour la majorité des batholites produits lors de l'orogénèse panafricaine entre (630 et 580 Ma), est également observée. Cette composante mantellique peut être attribuée à l'érosion d'un matériel océanique correspondant aux terranes et lambeaux océaniques présents sur le socle de LATEA.

**Mots-clés** - Hoggar - Orognèse panafricaine - Événement continental mourzoukien - Géochronologie U–Pb sur zircon -Isotopes Sr–Nd.

## **ORIGIN OF THE METASEDIMENTARY GROUP OF DJANET (EASTERN HOGGAR, ALGERIA). GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY.**

### **ABSTRACT**

The Djanet Terrane, located at the Easternmost part of the Touareg Shield (Algeria), is composed of detrital sedimentary series (The Djanet Group) which was affected by a green schist facies metamorphism. This Group is crosscut by magmatic intrusions between 571 and 558 Ma. This magmatic event is related to the Murzoukian orogenic episode of the Late Ediacarian age which affects the Eastern Hoggar between 575 and 555 Ma. (Fezaa and *al.*, 2010).

Detrital zircons of the Djanet Group dated by laser ablation – ICP-MS yielded age spectra (2 samples, 46 zircons, maximum discordance = 8%) with picks at 600 (28%), 635 (26%), 735 (9%), 950 (2%), 1750 (4%), 1890 (13%), 2010 (2%), 2450 (7%), 2650 (2%), 2850 (2%) and 3230 (2%) Ma. The youngest zircon is dated at  $589 \pm 11$  Ma. The whole of these ages is known in the Touareg Shield. The picks of the most important ages correspond to the Palaeoproterozoic (1900 Ma) and Pan-African (600 and 635 Ma.) orogeneses. These results indicate that the Djanet sedimentary series was deposited after  $589 \pm 11$  Ma (the age of the youngest zircon collected from the two studied samples) and before the emplacement of Pan-African magmatism, around 570 Ma, which crosscut these series. The Djanet Group sediments were deposited between 590 and 570 Ma when the Central Hoggar was affected by the Pan-African Orogenesis as a result of the collision between the West African Craton and the Touareg Shield which starts around 630 Ma. This event was responsible for the emplacement of large juvenile, calc-alkaline magmatic materials of mixed source regions (crust-mantle) in the Central Hoggar. At the same period, the Eastern Hoggar was a low and stable platform on which the Djanet Group was deposited.

The sedimentary rocks of the Djanet Group show geochemical features of major and trace elements similar to those of calc-alkaline continental rocks (according to the classification of Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986). This is consistent with the abundance of Pan-African and also Palaeoproterozoic calc-alkaline materials reflected by the most important age picks obtained from detrital zircons. The Pan-African ages are, in fact, conformable with the emplacement ages of the calc-alkaline batholiths in the LATEA (Central Hoggar) such as Ounane at

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

629 Ma (Liégeois and *al.*, 2003) and Anfeq at 608 Ma (Acef and *al.*, 2003). These Pan-African batholiths are themselves originated mainly from the re-melting of Eburnean materials (Liégeois and *al.*, 1998; 2003). REE spectra are typical of high-K calc-alkaline magmatic series to which belong the Panafrican igneous rocks known in the Touareg Shield, such as Anfeq and Ounane batholiths or the Air in Niger (Liégeois et *al.*, 1998). Their spectra are characterized by significant LREE/HREE fractionation and a marked negative Eu anomaly. The isotope data ( $0.7052 < \text{ISr} < 0.7082$ ,  $-3.5 < \epsilon_{\text{Nd}} < 0.5$  and  $11 < \delta^{18}\text{O} < 13\%$ ) confirm that the sedimentary protolith of the Djanet basement originated from mixed (crust-mantle) Panafrican calc-alkaline magmatic material. However, mantle material component was greater than that of the majority of the outcropping batholiths produced from the Pan-African orogenesis between 630 and 580 Ma. This additional mantle component might be attributed to the erosion of a more juvenile oceanic material, a part of a local source corresponding to the terranes and oceanic slabs occurring on the LATEA basement.

**Keywords** - Hoggar - Pan-African orogeny - Murzukian intracontinental event - U-Pb zircon geochronology - Sr-Nd isotopes.

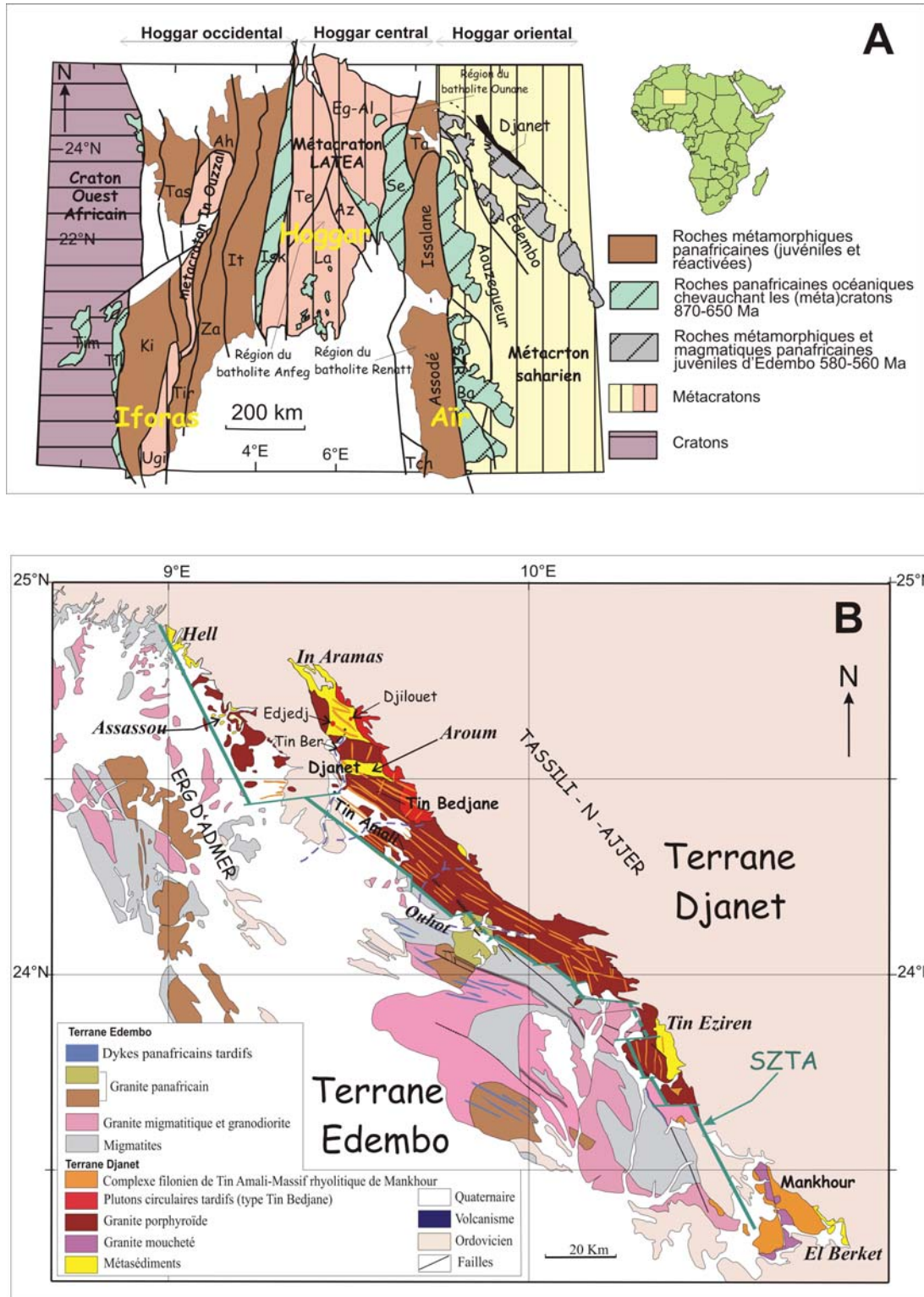
## 1. INTRODUCTION

La plus grande partie du bouclier touareg se situe en Algérie, elle correspond au massif du Hoggar qui se prolonge au SO au Mali par l'Adrar des Iforas et au SE au Niger par l'Air. Le bouclier touareg est formé **(1)** de terrains archéens et paléoprotérozoïques (Peucat et *al.*, 1996, 2003; Bendaoud et *al.*, 2008) parfois préservés, comme dans le terrane de l'In Ouzzal (Ouzegane et *al.*, 2003; Haddoum et *al.*, 1994, Ferrara et Gravelle, 1966) ou partiellement réactivés durant l'orogénèse panafricaine (fig. 1), comme dans le métacraton LATEA (Liégeois et *al.*, 2003); **(2)** de terrains juvéniles néoprotérozoïques continentaux et océaniques généralement formés entre 870 et 650 Ma, comme le terrane d'Aouzegueur (Caby et *al.*, 1982; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987; Liégeois et *al.*, 1987, 1994) et le terrane de Serouénout (Adjerid, 2009; Bitam-Derridj et *al.*, 2010); **(3)** d'un grand volume de magmatisme panafricain recoupant, de manière variable, les deux type de terranes. La mise en place des granitoïdes panafricains du bouclier touareg est étroitement liée aux mouvements d'âge panafricain qui se sont déroulés le long des méga-shear zones qui séparent les terranes (Black et *al.*, 1994; Liégeois et *al.*, 1998).

À l'ouest, le bouclier touareg est au contact du Craton Ouest Africain (COA) stable depuis

2 Ga avec lequel il est entré en collision entre 630 et 580 Ma (Liégeois et *al.*, 1987; Jahn et *al.*, 2001; Caby, 2003). Cette collision est responsable de l'agencement des différents terranes qui le composent (Black et *al.*, 1994) et de nombreuses structures tectoniques orientées N-S. Elle a induit également la mise en place de nombreuses intrusions magmatiques panafricaines (Black et *al.*, 1979; Liégeois et *al.*, 2003) dans les terranes du Hoggar central comme le batholite calco-alkalin de l'Anfeq (dans le LATEA à 608 Ma, Acef et *al.*, 2003) et du Hoggar occidental comme les massifs granitiques de l'In Ouzzal (Tihimatine Nord, vers 600 Ma; Fezaa, 2002; article en préparation) (fig. 1A).

La partie la plus à l'est du bouclier touareg n'a pas été affectée par cette collision avec le COA. C'est le cas en particulier des deux terranes les plus orientaux, les terranes de Djanet et d'Edembo. Le Hoggar oriental a été affecté au contraire par un épisode orogénique plus tardif d'âge fini-édiacarien (575-555 Ma) lié à la collision entre le craton de Mourzouk à l'est et le bouclier touareg à l'ouest, appelé épisode mourzoukien (Fezaa et *al.*, 2010). Le terrane de Djanet, le plus oriental des terranes algériens du bouclier touareg correspond à la bordure ouest du craton de Mourzouk déstabilisée lors de l'épisode orogénique mourzoukien.



**Fig. 1 A** - Carte des différents terranes formant le bouclier touareg d'après Black et al., 1994 et Liégeois et al., 2003  
**B** - Carte géologique de la région de Djanet.

**A** - Sketch map of the Touareg Shield Terranes after Black and al., 1994 and Liégeois and al., 2003.  
**B** - Geological sketch map of the Djanet region.

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

Les roches les plus anciennes qui affleurent dans le terrane de Djanet correspondent à une série sédimentaire détritique affectée par un métamorphisme de faciès schiste vert constituant le Groupe de Djanet, sur lequel notre travail est focalisé. Ce groupe sédimentaire est recoupé par un grand batholite de granite porphyroïde à  $571 \pm 16$  Ma, plusieurs plutons circulaires de taille variable datés à  $568 \pm 5$  Ma et par un complexe filonien daté à  $558 \pm 6$  Ma qui scelle la limite entre le terrane de Djanet et le terrane adjacent d'Edembo (fig. 1B). La mise en place de ces intrusions magmatiques entre 575 et 555 Ma est liée à l'épisode orogénique mourzoukien (Fezaa et al., 2010). L'ensemble est recouvert par les grès ordoviciens des Tassilis (fig. 1B et fig. 2A).

Le but de cette étude est de déterminer l'origine du matériel sédimentaire du Groupe métasédimentaire de Djanet. Les moyens utilisés sont la géochronologie U-Pb des zircons détritiques et la géochimie (éléments majeurs et traces, isotopes du Sr, Nd et O) des roches métasédimentaires du Groupe de Djanet.

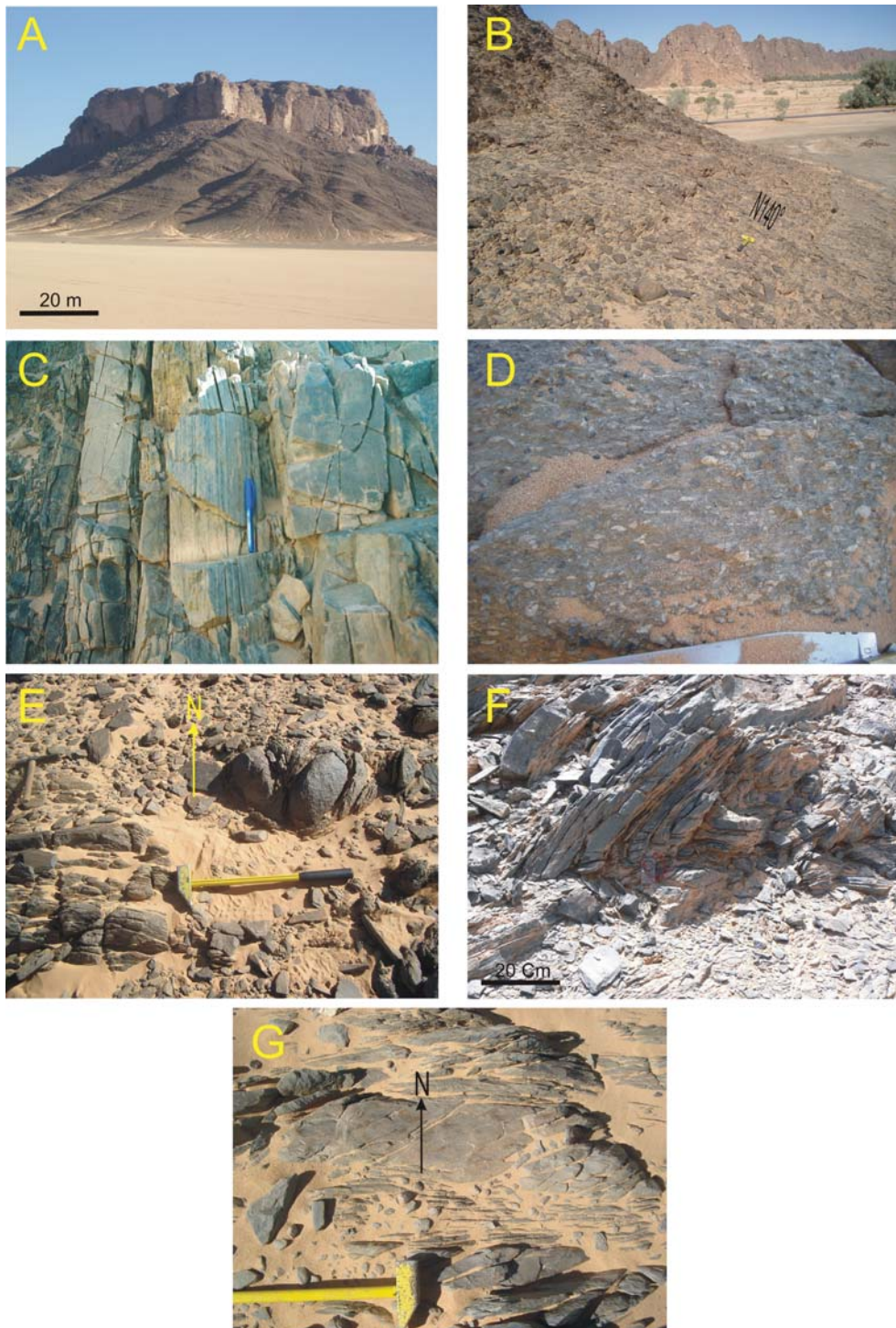
## 2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le Groupe de Djanet est une série sédimentaire détritique formée essentiellement de silts, de grès et de conglomérats (figs. 2B, 2C et 2D) comprenant des intercalations de sills volcaniques de composition basique et plus rarement de composition acide. Les sills de composition basique à amphibole-pyroxène forment des corps concordants boudinés dans la série (fig. 2E).

Le Groupe sédimentaire de Djanet est faiblement métamorphisé dans le faciès schiste vert, sauf à proximité du batholite de Djanet où la mise en place induit un métamorphisme de contact qui se traduit par la présence de schistes à andalousite. Le Groupe de Djanet affleure dans six régions géographiquement distinctes qui, en l'absence de corrélations détaillées, sont consi-

dérées ici, à l'instar des cartes géologiques (Le Caignec et al., 1957) comme des formations distinctes. Il s'agit des formations d'In Aramas, Aroum, Assassou, Hell, Tin Eziren et El Berket (fig. 1B). Le Groupe de Djanet est modérément déformé; il montre une schistosité orientée généralement NO-SE qui plonge vers le NE, excepté dans la formation d'Assassou où la schistosité est E-O. Cette schistosité est, par endroits, plissée notamment dans les formations d'Aroum et de Tin Eziren (fig. 2F).

La Formation d'Aroum est caractérisée par un banc épais de conglomérats qui contiennent des galets intraformationnels mais également quelques galets granitiques et aplitiques (Le Caignec et al., 1957). Dans cette région, des alternances de bancs grésopélitiques sont observées dans la série détritique (fig. 2C). Les niveaux gréseux montrent un granoclassement, avec à la base des niveaux à grains grossiers qui deviennent de plus en plus fins et de plus en plus pauvres en éléments grossiers vers le haut pour finir avec un niveau silteux voire pélitique. Cette série qui se répète est comparable aux séquences turbiditiques. Dans la Formation d'Aroum, la schistosité est orientée de  $N140^\circ$  à  $N160^\circ$  avec un pendage d'environ  $50^\circ$  vers le NE (fig. 2B). Des plis synschisteux sont observés avec des plans axiaux à pendage subvertical ( $80^\circ E$ ). Une phase de déformation sénestre tardive est à l'origine du redressement de la schistosité et des plis synschisteux, elle est accommodée par un réseau conjugué de plans  $N030^\circ$  à jeu dextre et  $N120^\circ$  à jeu sénestre compatibles avec un cisaillement E-O sénestre à l'échelle de la carte. Dans la Formation d'Assassou (NO du terrane de Djanet), la schistosité est subverticale et est orientée  $N080^\circ$ . Localement, au contact du granite porphyroïde de Djanet, les plans de schistosité observés dans un pointement de métapélites ont une direction  $N060^\circ$  et plongent d'environ  $60^\circ$  vers le SO. Des structures C/S indiquant un mouvement dextre sont observées dans les Formations d'Aroum et d'Assassou (fig. 2G). La



**Fig. 2 - A) Discordance des grès des Tassillis sur les métasédiments de Djanet (*The Tassilli sandstone discordance over the Djanet metasediments*); B) Schistosité dans les métapélites (*Schistosity in the metapelites*); C) Alternance de bancs de grès et de pélites dans le Groupe sédimentaire (*Sandstone and pelite alternance within the sedimentary Group*); D) Aspect du conglomérat dans la série (*The conglomerate aspect in the series*); E) Sill boudiné de composition basique (*Boudinage of a basic sill*); F) Plissement des métasédiments (*Folded metasediments*); G) Plans de cisaillement et de schistosité montrant une déformation dextre dans les métasédiments (*Strike-slip and schistosity plans showing a dextral deformation within the metasediments*).**

Formation d'El Berket, essentiellement gréseuse, est recouverte par la coulée rhyolitique de Mankhour. La schistosité y est essentiellement orientée N140°. La Formation de Tin Eziren se distingue par une sédimentation argilo-calcaire moins profonde que les autres. Ces niveaux sédimentaires alternent avec des niveaux gréseux. Des plis ont pu être observés dans les métapélites, ils sont orientés N-S à axes plongeant de 22° vers le sud (fig. 2F). La Formation de Hell semble avoir été affectée par un métamorphisme relativement plus intense (Le Caignec et *al.*, 1957).

### 3. PÉTROGRAPHIE

En se basant sur la granulométrie des roches, trois termes pétrographiques principaux peuvent être distingués : des conglomérats, des grès et des siltites. La minéralogie des roches échantillonnées est composée essentiellement de quartz, de feldspath (principalement du plagioclase) et des micas (essentiellement de la biotite).

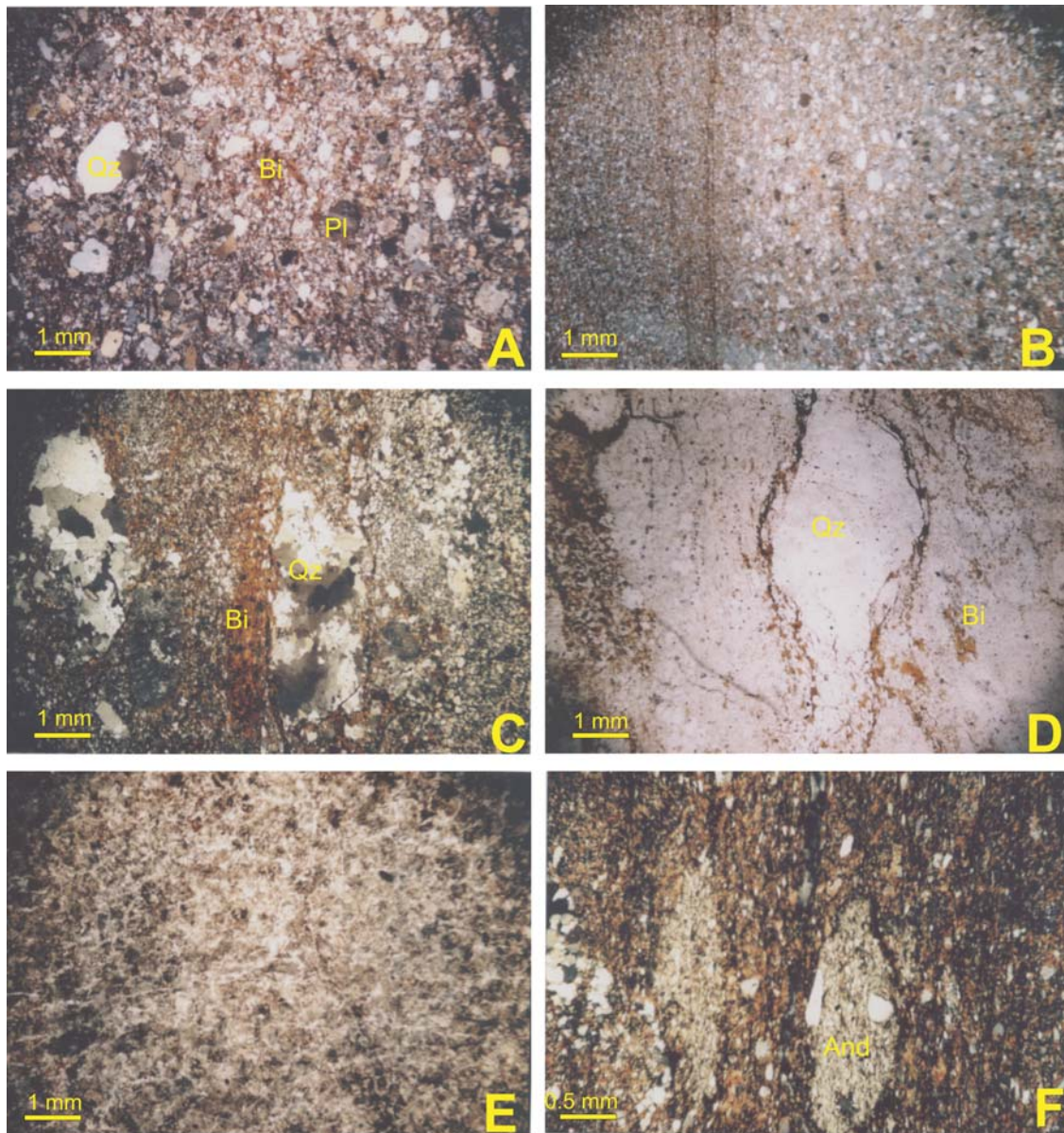
Les métasiltites et les métagrès correspondent aux termes les plus abondants à l'affleurement du Groupe métasédimentaire de Djanet. Dans ces roches, la texture microscopique est souvent seulement sédimentaire, le seul marqueur de la déformation étant la schistosité de fracture macroscopique observée sur le terrain. L'hétérogénéité de la granulométrie des éléments qui forment ces roches rend leur classification difficile (fig. 3A). En effet, les roches du Groupe de Djanet sont formées de grains relativement grossiers, non jointifs, d'abondance variable et baignant dans une matrice intergranulaire essentiellement silteuse. Il s'agit donc de sédiments mal classés où les particules grossières et fines se sont déposées de manière concomitante; il ne s'agit nullement d'un processus tectonique de mylonitisation. Les gros grains correspondent essentiellement à des cristaux de quartz de forme anguleuse à sub-arrondie et dont la taille varie de

0.1 à 1 mm. Le reste de la roche est formé d'éléments de quartz, feldspath et micas ayant toujours une taille inférieure à 0.05 mm.

En lame mince, certains échantillons montrent l'alternance d'un niveau silteux à granulométrie très homogène et d'un niveau gréseux à grain fin. Ce type d'alternance est observé également à l'échelle de l'affleurement (fig. 2C). Les niveaux gréseux présentent une texture avec des particules grossières essentiellement de quartz dont la taille est d'environ 0.3 mm alors que la matrice est formée de particules dont la taille est homogène et proche de 0.062 mm, limite utilisée pour la classification des roches détritiques séparant les grès des siltites.

Plus rarement, dans quelques échantillons, une orientation microscopique résultant d'un effet tectonique et métamorphique plus marqué est observée. Cette orientation est marquée par une schistosité soulignée par des niveaux lépidoblastiques formés de micas alternant avec des niveaux clairs granoblastiques, quartzo-feldspathiques en plus faible proportion. Parfois, ce sont les niveaux quartzeux à grain relativement grossier qui soulignent mieux la déformation. Les porphyroclastes de quartz sont déformés et recristallisés.

Le seul échantillon de métaconglomérat prélevé, présente en lame mince, une texture porphyroblastique à grands cristaux (macroscopiques) de quartz ou plus rarement de feldspaths cimentés par une matrice à granulométrie fine (microscopique). Le caractère porphyrique est également marqué par la présence de galets millimétriques à centimétriques, atteignant souvent 5 mm de diamètre. Ces galets peuvent être polycristallins (quartz + feldspath + micas) ou parfois constitués d'un même minéral (quartz ou feldspath) (figs. 3C, 3D). Ces derniers sont pris dans une matrice silteuse constituée de quartz, feldspath et mica. La taille des particules qui



**Fig. 3 -** Photos montrant l'aspect microscopique des roches qui constituent le Groupe métasédimentaire de Djanet.

***Microphotographies showing the metasedimentary rock aspects of the Djanet Group.***

**A)** Texture granoblastique à granulométrie hétérogène dans les métasiltites (L.P.A.) (***Heterogeneous granoblastic texture in the metasilts (P.L.)***); **B)** Alternance de niveau homogène à grains fins (siltites) et de niveau hétérogène à grains relativement grossiers (L.P.A.) (***Homogeneous fine grained layers (silts) alternating with heterogeneous coarse grained layers (P.L.)***); **C)** Texture porphyroblastique dans le (méta)conglomérat (L.P.A.). La photo montre la déformation des porphyroclastes de quartz polycristallins (étirés) (***Porphyroblastic texture of the (meta)conglomerate (P.L.). Polycrystalline quartz porphyroclasts deformation (elongated)***); **D)** Porphyroclaste de quartz déformé dans le (méta)conglomérat (L.P.) (***Deformed quartz porphyroclast in the (meta)conglomerate (P.L.)***); **E)** Aspect microscopique des roches appartenant aux niveaux argilo-calcaires de la Formation de Tin Eziren (L.P.A.) (***Aspect of the rocks belonging to the clay-limestone layers of the Tin Eziren Formation (P.L.)***); **F)** Andalousite dans les schistes tachetés montrant des formes lenticulaires indiquant que sa formation est syn-cinématique (L.P.A.) (***Andalusite with lenticular aspect in the schists indicating a syn-kinematic formation of the mineral (P.L.)***).



constituent la matrice est toujours inférieure à 0.05 mm. Certains galets de quartz semblent avoir été partiellement ou totalement recristallisés. Ils sont formés de plusieurs cristaux et sont étirés (fig. 3D). D'autres porphyroclastes montrent une extinction roulante due à la déformation de ces derniers. Les feldspaths potassiques primaires sont également déstabilisés et s'entourent souvent d'une couronne quartzo-feldspathique dans laquelle les vermicules de quartz ont la même extinction.

Localement, des niveaux argilo-calcaires à granulométrie très fine ont également été observés dans la série métasédimentaire (fig. 3E). Ces derniers alternent avec les niveaux gréseux de la Formation de Tin Eziren.

Hormis les recristallisations de quartz dans certaines roches suite à une dissolution due à la déformation observée en lame mince, il existe peu de minéraux néoformés dans les échantillons du Groupe de Djanet prélevés pour cette étude: certains minéraux comme les porphyroblastes de biotite pourraient avoir une origine partiellement métamorphique mais ils sont rares et la partie métamorphique de recristallisation est mineure par rapport à la partie héritée. Localement, un niveau de schistes tachetés a été observé à la base de la série métasédimentaire au sud de la ville de Djanet dans la région d'Aroum ainsi que dans la région d'Assassou. Il s'agit de métasiltites dans lesquelles le métamorphisme de contact a développé des minéraux de néoformation. Ces roches sont de couleur gris foncé à petites taches noirâtres de 1 à 3 mm constituées d'andalousite. À l'échelle régionale, cependant, nous pouvons considérer que le métamorphisme ayant affecté la série sédimentaire détritique du Groupe de Djanet n'a pas fondamentalement modifié sa composition minéralogique.

L'étude pétrographique des roches qui forment le Groupe métasédimentaire de Djanet révèle que les sédiments originels présentent les

caractéristiques de sédiments relativement immatures. En effet, les particules détritiques de ces roches ont une forme anguleuse à sub-arrondie et une taille très hétérogène. La nature des minéraux qui constituent ces roches, notamment la présence de feldspath peu résistant aux longs transports, suggère que leur composition minéralogique est proche de celle de la roche mère et que ce sédiment n'a pas subi un tri très poussé. Cette composition minéralogique reflète une composition globalement granitique à granodioritique, indiquant une source de nature continentale.

#### 4. GÉOCHRONOLOGIE

Cinquante-neuf zircons détritiques appartenant à deux échantillons de la série métasédimentaire de Djanet ont été analysés par ablation laser-ICP-MS. Il s'agit des échantillons TOD47 et TOD45 qui correspondent respectivement à un métagrès et un métaconglomérat (Fezaa et *al.*, 2010). Les analyses ont été effectuées à Géosciences Montpellier et la technique analytique employée est identique à celle décrite dans des publications antérieures (e.g. Dhuime et *al.*, 2007; Bruguiet et *al.*, 2009; Bosch et *al.*, 2011).

Quarante-neuf des zircons analysés présentent une discordance inférieure à 8%, ce qui permet de considérer leurs âges apparents ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  pour les grains néoprotérozoïques ou  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  pour les grains d'âge  $>$  à 1 Ga) comme fiables et utilisables.

Les zircons de l'échantillon TOD47 présentent une distribution bimodale (figs. 4A et 4B), avec un groupe de zircons néoprotérozoïques, qui présentent des pics à 595, 650 et 710 Ma, et un autre groupe de zircons ayant des âges paléoprotérozoïques, présentant des pics à 1892 et 2014 Ma. Ces âges, ainsi que l'absence d'âges mésoprotérozoïques, sont typiques de l'Afrique de l'Ouest et plus particulièrement de la partie ouest du bouclier touareg (Caby et Andreopou-

los-Renaud, 1987; Liégeois et *al.*, 1994; Liégeois et *al.*, 2003, Peucat et *al.*, 2003). Dans cet échantillon, les deux zircons les plus jeunes fournissent un âge concordia de  $591 \pm 10$  Ma (fig. 4B). Le plus jeune des deux zircons donne un âge concordia similaire de  $589 \pm 11$  Ma. Ceci indique que l'âge de dépôt de la série sédimentaire de Djanet est plus jeune que  $589 \pm 11$  Ma.

Comme pour l'échantillon TOD47, le méta-conglomérat TOD45 montre une large gamme d'âges caractérisée par l'absence d'âges mésoprotérozoïques (figs. 4C et 4D). Cependant, on note également la présence d'âges supplémentaires dans cet échantillon comparé à TOD47. Ceci est potentiellement attribué au fait que les zircons récupérés dans l'échantillon TOD45 sont beaucoup plus nombreux (42 contre 17 récupérés dans TOD47). Il semble que la granulométrie de l'échantillon TOD45 (grain relativement plus grossier) comparée à celle de TOD47 a été plus favorable à la récupération des zircons détritiques. Les pics d'âges les plus importants correspondent à l'orogénèse panafricaine (600 et 635 Ma). Les âges (600, 650 et 710 et 1900 Ma) présents dans l'échantillon TOD47 se retrouvent également dans l'échantillon TOD45. Ce dernier présente en plus des zircons qui donnent les âges suivants (fig. 4D) : 950, 1750, 2450, 2650, 2800 et 3230 Ma. L'ensemble de ces âges sont connus dans le bouclier touareg à l'exception de l'âge de 950 Ma. Cependant, des âges proches (900-920 Ma, désert de Bayuda, à l'Est du Soudan) ont été récemment trouvés dans des roches continentales (Küster et *al.*, 2008). Auparavant, ils ont été obtenus exclusivement sur des zircons d'origine détritique (Avigad et *al.*, 2007).

L'âge le plus ancien connu dans la partie est du Hoggar central est de 2650 Ma, il correspond à celui de la série rouge appartenant au socle granulitique archéen de la région des Gour Oumelalen (Peucat et *al.*, 2003). L'âge de 1.75 Ga est uniquement connu dans la partie ouest du Hoggar (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983).

Les âges de 2450, 2800 et 3200 Ma ne sont connus qu'à l'ouest du Hoggar, dans le terrane de l'In Ouzzal (Peucat et *al.*, 1996; Ouzegane et *al.*, 2003).

Les plus jeunes zircons concordants retrouvés dans l'échantillon TOD45 donnent un âge de  $605 \pm 4$  Ma (fig. 4D). Le plus jeune des quatre zircons donne seul un âge concordia de  $597 \pm 10$  Ma. Ces âges correspondent, dans les limites d'erreurs, aux zircons les plus jeunes de l'échantillon TOD47 ( $591 \pm 10$  Ma et  $589 \pm 11$  Ma).

Ces résultats indiquent que la série sédimentaire de Djanet s'est déposée après  $589 \pm 11$  Ma, âge du zircon le plus jeune retrouvé dans les deux échantillons étudiés appartenant à la série métasédimentaire de Djanet. Par ailleurs, le Groupe de Djanet est recoupé par un ensemble magmatique mis en place entre 570 et 550 Ma (Fezaa et *al.*, 2010). La sédimentation du Groupe de Djanet peut donc être contrainte dans l'intervalle de temps 590-570 Ma. Les nombreux âges enregistrés dans les zircons détritiques reflètent des sources régionales et correspondent aux âges des différentes lithologies qui constituent le bouclier du Hoggar avec une nette prédominance des zircons d'âge panafricain. Nous pouvons donc conclure que le Hoggar oriental constituait une plateforme stable et basse sur laquelle s'est déposée le Groupe de Djanet alors que le Hoggar central (LATEA; Liégeois et *al.*, 2003) subissait l'orogénèse panafricaine. En effet, entre 630 et 580 Ma, le Hoggar central était envahi de granitoïdes et était en surrection. La limite entre ces deux ensemble rhéologiques est la méga-shear zone de Raghane, limite occidentale du métacraton saharien (Liégeois et *al.*, 1994; Abdelsalam et *al.*, 2002; Henry et *al.*, 2009; Nouar et *al.*, 2011).

## 5. GÉOCHIMIE

Cinq analyses des éléments majeurs, traces et terres rares ont été réalisées au laboratoire d'a-

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

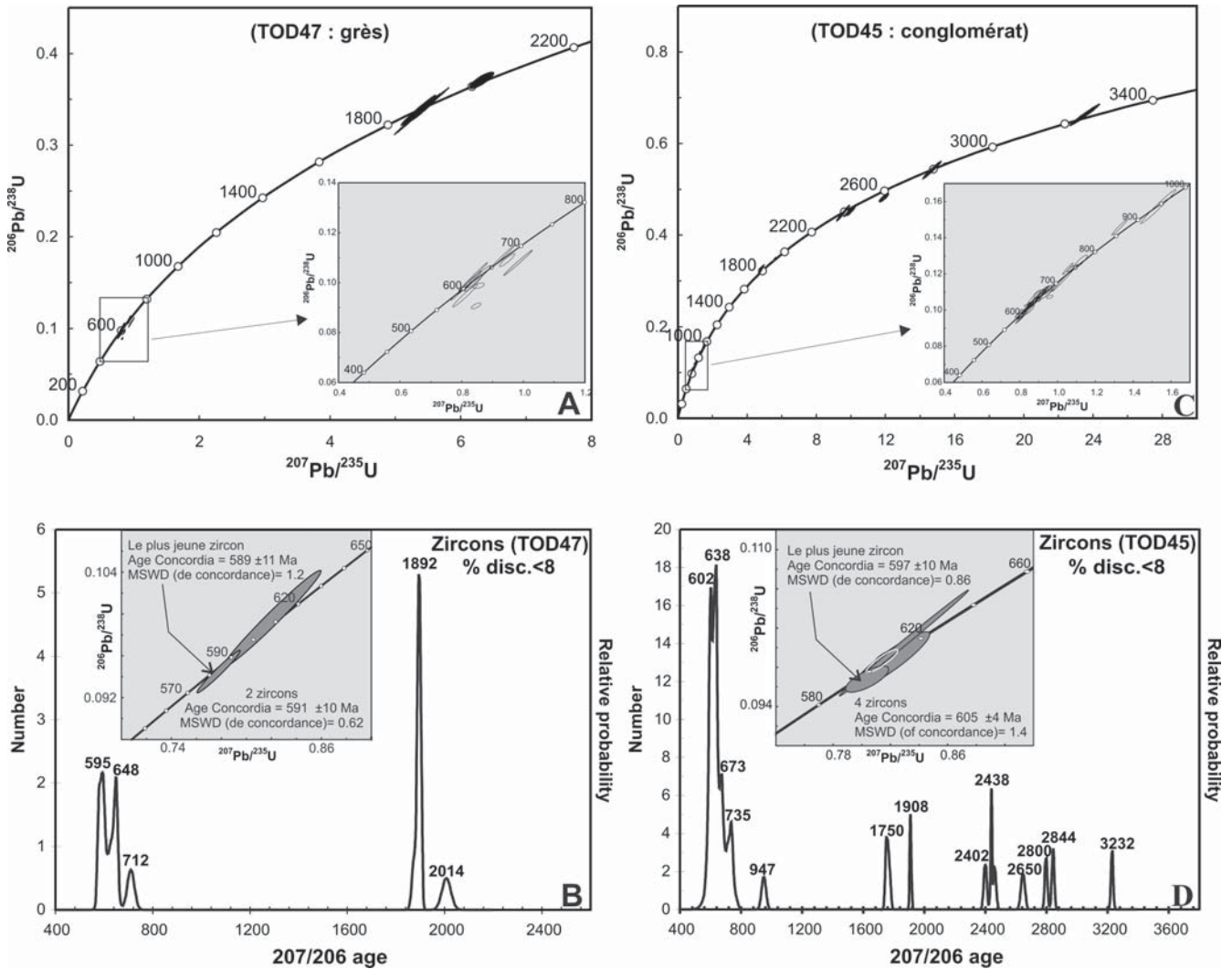


Fig. 4 - Datation U-Pb sur zircon du Groupe sédimentaire de Djanet (échantillons : TOD47 et TOD45).

**Zircon U-Pb dating of the Djanet sedimentary Group (samples TOD47 and TOD45).**

(A et C) Diagrammes concordia de l'ensemble des zircons analysés (**Concordia diagram of the whole zircons**); (B et D) Histogrammes de fréquence montrant la proportion relative des différentes populations de zircons détritiques. Les histogrammes ne prennent en compte que les analyses dont le degré de discordance est inférieur à 8% (**Frequency histograms showing the relative proportion of zircons that gives the different pick ages ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) obtained from detrital zircons having a discordance less than 8% as well as the concordia ages of the youngest zircons in each sample**).

analyses géochimiques du Musée Royal de l'Afrique Centrale en Belgique. Les éléments majeurs ont été analysés par un spectromètre d'émission (ICP-AES) et les éléments en traces par ICP-MS (tabl. I). Cinq analyses d'isotopes radiogéniques (Rb-Sr et Sm-Nd) ont été réalisées au laboratoire d'analyse isotopique du Musée Royal de l'Afrique Centrale et trois analyses d'isotopes stables de l'Oxygène ont été faites au laboratoire « Isotope Geoscience Unit » de Glasgow en Ecosse (tabl. II). Toutes les analyses réalisées ne concernent que les roches sédimentaires d'origine détritique appartenant aux Formations d'Aroum et d'Assassou (fig. 1B).

### 5.1 - Les éléments majeurs

Les métasédiments du Groupe de Djanet présentent une composition chimique en éléments majeurs et traces très homogène (tabl. I).

Les roches analysées (métapélites, métagrès et métaconglomérat) sont acides avec des teneurs en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 67 et 72%. Elles présentent un caractère hyperalumineux. Leurs rapports A/CNK et donc A/NK sont toujours supérieurs à 1, typiques des roches sédimentaires à composantes argileuses, allant respectivement de 1.12 à 1.21 et de 1.36 à 1.78.

De nombreuses classifications mettent en évidence l'existence d'une corrélation entre la composition chimique des sédiments détritiques et l'environnement géodynamique de dépôt de ces derniers au travers de la nature de la marge continentale ou océanique délivrant les sédiments. C'est particulièrement vrai pour les sédiments immatures qui conservent mieux la signature des roches sources. Les séries sédimentaires liées à des sites d'arc insulaire océanique (AIO) ont une composition andésitique similaire à la composition de la croûte totale (croûte océanique + croûte continentale; Taylor, 1979; Ewart, 1976). Les séries détritiques liées à un site d'arc insulaire continental (AIC) ont une composition si-

miltaire à celle de la croûte continentale ou à celle des roches calco-alcalines continentales d'après Johnson et *al.* (1978) et Bailey (1981). Les séries sédimentaires détritiques associées aux zones des marges continentales actives (MCA) ont une composition semblable à celle des socles cristallins correspondant à la croûte continentale supérieure (Taylor, 1979). Les séries détritiques des marges continentales passives (MCP) correspondent à des sédiments très matures dont la composition est similaire à celle des couvertures sédimentaires de plateformes (Ronov et Migdissov, 1971).

Les diagrammes discriminants de Bhatia (1983) mettent en évidence la relation qui existe entre la composition en éléments majeurs des sédiments détritiques et le site géodynamique de leur dépôt. L'élaboration de ces diagrammes résulte de l'étude des grès paléozoïques des séquences turbiditiques de l'Est de l'Australie. Ces grès présentent une large variation dans leur composition en éléments majeurs en fonction de leur provenance et le site géodynamique de chaque série. Cinq séries distinctes ont fait l'objet de cette étude. Il s'agit de: Tamworth (AIO), Hill End (AIC), Hodgkinson (MCA), Bendigo (MCP) et Cookman (MCP). L'étude a révélé que cinq paramètres:  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\%$ ,  $\text{TiO}_2\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  varient significativement d'un site à l'autre. Les trois premiers indices ( $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})\%$ ,  $\text{TiO}_2\%$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) diminuent alors que les deux derniers ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ ) augmentent en passant d'un site à l'autre dans l'ordre suivant; arc insulaire océanique (AIO), arc insulaire continental (AIC), marge continentale active (MCA) et marge continentale passive (MCP). La projection des échantillons du Groupe sédimentaire de Djanet dans ces diagrammes montre que ces derniers ont une composition similaire à celle des sédiments détritiques qui dérivent de sites d'arc insulaire continental (figs. 5A, B, C, D et E). On remarque cependant que le champ des sédiments d'arc insulaire continental

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

**Tableau I** - Données analytiques des éléments majeurs et des éléments en traces des roches détritiques du Groupe métasédimentaire de Djanet.

**Major and trace elements data of the Djanet metasedimentary Group detrital rocks.**

Échantillon	TOD40	TOD41	TOD44	TOD45	TOD47
Type de roche	Siltite	Siltite	Siltite	Conglomérat	Grès
SiO <sub>2</sub>	69,9	69,04	67,39	71,54	69,84
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,65	0,63	0,61	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	13,7	14,51	12,85	13,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3 t</sub>	5,37	5,04	5,36	4,67	5,44
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06
MgO	2,07	2,15	2,37	1,87	1,93
CaO	1,57	1,6	1,86	1,87	1,07
Na <sub>2</sub> O	4,21	4,01	4	3,05	4,73
K <sub>2</sub> O	2,11	2,49	2,55	2,01	2,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,18	0,13	0,13	0,16
PF	0,63	1,08	1,19	1,76	0,7
Total	100,18	99,99	100,05	100,44	100,77
A/CNK	1,13	1,12	1,14	1,21	1,14
A/NK	1,48	1,47	1,55	1,78	1,36
V	90,1	81,09	81,09	88,09	88,34
Rb	53,87	68,46	74,1	66,29	65,91
Sr	326	317,6	325,6	298	227,2
Y	21,64	25,47	23,34	27,53	22,47
Zr	138,4	183,4	147,5	158,8	163,7
Nb	8,41	9,9	8,77	8,56	12,33
Ba	913	815	742	476	742
La	23,97	31,46	23,74	27,67	29,82
Ce	48,21	61,9	47,41	54,97	60,71
Pr	6,08	7,76	6,16	6,94	7,43
Nd	22,65	28,79	23,37	26,36	27,47
Sm	4,72	5,62	4,82	5,39	5,25
Eu	1,15	1,29	1,24	1,22	1,23
Gd	4,26	5,2	4,55	5,18	4,75
Dy	3,56	4,01	3,75	4,34	3,76
Ho	0,75	0,85	0,75	0,89	0,77
Er	2,14	2,43	2,24	2,76	2,35
Yb	2,21	2,55	2,26	2,84	2,35
Lu	0,3	0,35	0,32	0,4	0,33
Hf	3,86	4,99	4,12	4,58	4,59
Ta	0,54	0,64	0,53	0,55	0,78
W	33,74	6,04	7,29	5,55	27,08
Pb	15,98	16,21	16,37	16,15	15,28
Th	7	10,16	6,79	8,28	8,49
U	1,55	1,9	1,57	2,58	1,73
ΣREE	266,82	345,52	276,9	306,36	322,29
(La/Yb) <sub>N</sub>	7,33	8,34	7,11	6,59	8,58
Eu/Eu*	0,77	0,72	0,79	0,7	0,74

**Tableau II** - Compositions isotopiques Sm-Nd, Rb-Sr et Oxygène des roches du Groupe métasédimentaire de Djanet.***Sm-Nd, Rb-Sr and oxygen isotopic compositions of the Djanet metasedimentary Group detrital rocks.***

Échantillon	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	Sr 600 Ma	Sr 571 Ma
TOD40	54	326	0,4783	0,711021	0,000011	0,706929	0,707127
TOD41	68	318	0,624	0,711559	0,000009	0,70622	0,706479
TOD44	74	326	0,6588	0,712256	0,000009	0,706619	0,706893
TOD45	66	298	0,6439	0,710677	0,000013	0,705167	0,705435
TOD47	66	227	0,8402	0,715308	0,00001	0,708119	0,708468

Échantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$\epsilon_{\text{Nd}}$ 600 Ma	$\epsilon_{\text{Nd}}$ 571 Ma	$T_{\text{DM}}$	$\delta^{18}\text{O}$ R.T.
TOD40	4,72	22,65	0,126	0,512386	0,000006	0,5	0,24	1143	11,33
TOD41	5,62	28,79	0,1181	0,512205	0,00001	-2,43	-2,72	1334	
TOD44	4,82	23,37	0,1247	0,512239	0,000006	-2,27	-2,53	1374	
TOD45	5,39	26,36	0,1236	0,51234	0,000006	-0,21	-0,48	1189	12,26
TOD47	5,25	27,47	0,1156	0,51214	0,000007	-3,5	-3,8	1400	12,97

chevauche celui des sédiments liés aux marges continentales actives notamment dans les diagrammes B et D de la figure 5.

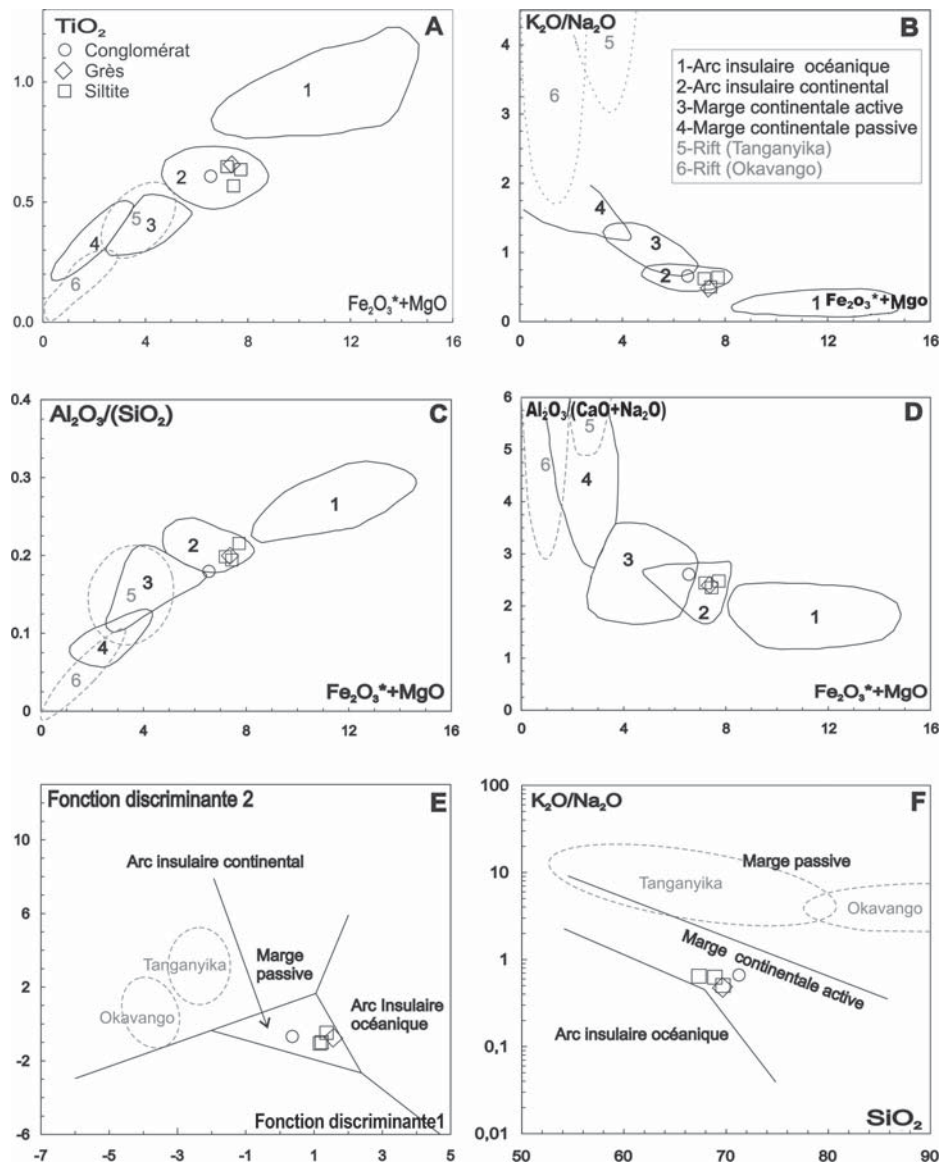
Dans le diagramme de Roser et Korsch (1986), les échantillons analysés occupent le champ des sédiments des marges continentales actives (fig. 5F). Ce champ concerne les sédiments liés à un site d'arc continental en général et regroupe donc les deux champs B et C des diagrammes de Bhatia (1983).

Les classifications utilisées (Bhatia, 1983 et Roser et Korsch, 1986) ont été récemment complétées par l'étude de Huntsman-Mapila et al. (2009), qui a eu pour objet les sédiments des bassins liés aux rifts continentaux (exemples du bassin du sud Tanganyika et d'Okavango appartenant au système des rifts est africains). Ce travail a permis de rajouter deux champs dans les diagrammes géodynamiques discriminants. Ces deux nouveaux champs caractérisent les sédiments de deux différentes phases dans le stade précoce de l'évolution d'un rift continental (fig. 5). Le premier représente la composition des al-

luvions de même type que ceux du delta d'Okavango et le second les sédiments des bassins lacustres de même type que ceux du bassin du sud de Tanganyika. La localisation des échantillons appartenant au Groupe métasédimentaire de Djanet dans l'ensemble des diagrammes nous permet d'exclure le rift continental comme contexte de dépôt.

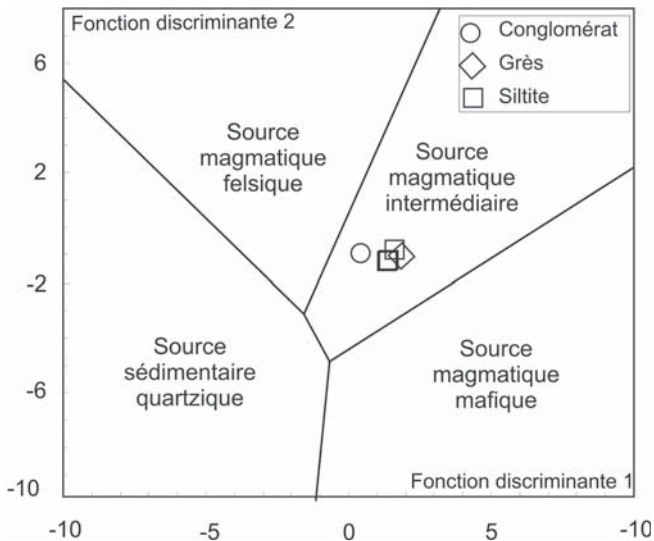
Le diagramme de Roser et Korsch (1986) utilisant les fonctions discriminantes de Bhatia (1983) permet de distinguer différents types de provenance pour les sédiments terrigènes (fig. 6). Il montre que les sédiments étudiés proviennent d'une source magmatique de composition intermédiaire. Ceci est en accord avec le site d'arc continental défini ci-dessus comme contexte de dépôt. Les sédiments liés à ce site géodynamique ont généralement la même composition que les roches calco-alcalines continentales (Johnson et al., 1978 et Bailey, 1981). Il faut cependant, relativiser ces résultats: comme dans le cas des roches magmatiques, la détermination de la nature de la source et de son environnement géodynamique par la géochimie ne permet pas de déter-

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.



**Fig. 5** - Projection des échantillons du Groupe sédimentaire de Djanet dans les diagrammes géotectoniques discriminants d'après Bhatia (1983) pour les diagrammes (A, B, C, D et E) et Roser et Korsch (1986) pour le diagramme (F).  $Fe_2O_3^*$  représente le Fe total et les fonctions discriminantes dans le diagramme (E) sont: fonction 1= $(-0.0447 \cdot SiO_2) + (-0.972 \cdot TiO_2) + (0.008 \cdot Al_2O_3) + (-0.267 \cdot Fe_2O_3) + (0.208 \cdot FeO) + (-3.082 \cdot MnO) + (0.140 \cdot MgO) + (0.195 \cdot CaO) + (0.719 \cdot Na_2O) + (-0.032 \cdot K_2O) + (7.510 \cdot P_2O_5) + 0.303$  et fonction 2= $(-0.421 \cdot SiO_2) + (1.988 \cdot TiO_2) + (-0.526 \cdot Al_2O_3) + (-0.551 \cdot Fe_2O_3) + (-1.610 \cdot FeO) + (2.720 \cdot MnO) + (0.881 \cdot MgO) + (-0.907 \cdot CaO) + (-0.177 \cdot Na_2O) + (-1.840 \cdot K_2O) + (7.244 \cdot P_2O_5) + 43.57$ . Les champs complémentaires représentés en gris dans tous les diagrammes correspondent aux compositions des sédiments du delta d'Okavango et du bassin lacustre de Tanganyika d'après Huntsman-Mapila et al. (2009).

**Plot of the Djanet sedimentary Group samples within the geotectonic discriminant diagrams (A, B, C, D and E after Bhatia (1983) and F after Roser and Korsch (1986)).  $Fe_2O_3^*$  is total iron and the discriminant functions in the (E) diagram are : function 1=  $(-0.0447 \cdot SiO_2) + (-0.972 \cdot TiO_2) + (0.008 \cdot Al_2O_3) + (-0.267 \cdot Fe_2O_3) + (0.208 \cdot FeO) + (-3.082 \cdot MnO) + (0.140 \cdot MgO) + (0.195 \cdot CaO) + (0.719 \cdot Na_2O) + (-0.032 \cdot K_2O) + (7.510 \cdot P_2O_5) + 0.303$  and function 2=  $(-0.421 \cdot SiO_2) + (1.988 \cdot TiO_2) + (-0.526 \cdot Al_2O_3) + (-0.551 \cdot Fe_2O_3) + (-1.610 \cdot FeO) + (2.720 \cdot MnO) + (0.881 \cdot MgO) + (-0.907 \cdot CaO) + (-0.177 \cdot Na_2O) + (-1.840 \cdot K_2O) + (7.244 \cdot P_2O_5) + 43.57$ . The complementary shaded fields in all diagrams correspond to the sediments compositions of the Okavango delta and Tanganyika lake basin after Huntsman-Mapila and al. (2009).**



**Fig. 6** - Diagramme spécifiant les différentes signatures en éléments majeurs des sources sédimentaires terrigènes d'après Roser et Korsch (1986), dans lequel sont projetés les échantillons d'origine sédimentaire appartenant au Groupe de Djanet. Les fonctions discriminantes utilisées sont celles de Bhatia (1983).

**Diagram showing the different major elements-signatures of the terrigenous sedimentary sources after Roser and Korsch (1986), in which are plotted the samples of sedimentary origin of the Djanet Group. Discriminant functions are those of Bhatia (1983).**

miner si l'érosion à l'origine des sédiments s'est déroulée juste après ou très longtemps après la génération de ces roches. Autrement dit, les caractéristiques géochimiques des sédiments de Djanet suggèrent que leurs sources se sont probablement formées dans un environnement de marge continentale mais la géochimie ne permet pas de déterminer si cet environnement est d'âge panafricain ou paléoprotérozoïque, les deux périodes déterminées par les zircons détritiques. D'autant que les batholites panafricains de l'Aïr et de LATEA sont eux-mêmes principalement des refusions de matériel éburnéen (Liégeois et *al.*, 1998, 2003).

## 5.2 - Les éléments en traces

Les spectres de REE des roches sédimentaires étudiées montrent une grande similitude avec ceux des shales nord américains (NASC). Les rapports roches/NASC sont autour de 1 pour toutes les REE (fig. 7A). Ceci suggère que les sédiments du Groupe de Djanet ont des caractéristiques des roches sédimentaires protérozoïques. Cependant, les spectres multi-éléments montrent de légères variations (fig. 7B). Comparés aux NASC, les sédiments du Groupe de Djanet montrent un enrichissement en Na, Sr et Ba qui peut

s'expliquer par la présence de plagioclase acide dans ces derniers et un léger appauvrissement en K, Ca et Rb.

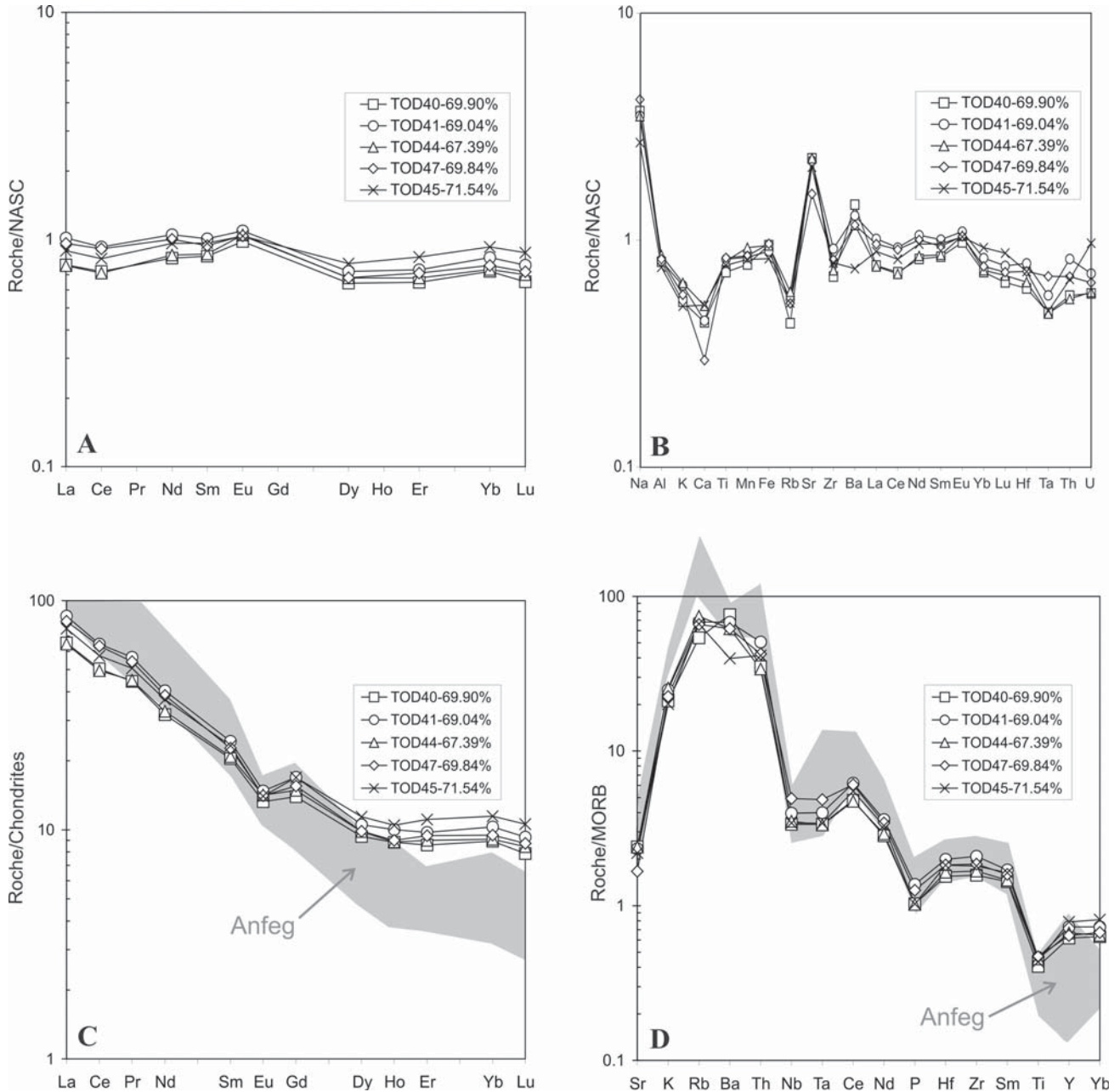
Les spectres multi-éléments (fig. 7D) et de REE (fig. 7C) des échantillons du Groupe métasédimentaire de Djanet normalisés respectivement aux MORB et aux chondrites se superposent remarquablement ( $267 < \Sigma REE < 346$ ;  $6.59 < La_N/Y_{bN} < 8.58$ ;  $0.70 < Eu/Eu^* < 0.79$ ). Leur composition en éléments en traces très homogène reflète la signature d'une même source où une moyenne de différentes sources ayant alimenté leurs sédiments originels au même moment.

L'allure des spectres de REE (fig. 7C) est comparable à celle des séries magmatiques calco-alcalines fortement potassiques auxquelles appartiennent les roches magmatiques panafricaines connues dans le bouclier touareg, comme le batholite de l'Anfeg (Acef et *al.*, 2003), de l'Ounane (Liégeois et *al.*, 2003) ou de l'Aïr au Niger (Liégeois et *al.*, 1998). Leurs spectres sont caractérisés par un fractionnement important en LREE/HREE et une anomalie négative en Eu généralement bien marquée. On remarque cependant un enrichissement en HREE typique de sédiments d'origine continentale.

Les spectres multi-éléments normalisés aux MORB sont également typiquement calco-alca-



ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.



**Fig. 7** - Compositions géochimiques en éléments en traces des métasédiments appartenant au Groupe de Djanet.

**Trace element compositions of the Djanet Group metasediments.**

**A)** Spectres REE normalisés aux NASC (North American Schist Composite; Gromet et al., 1984) (**REE spectra normalized to NASC (North American Schist Composite; Gromet and al., 1984)**); **B)** Spectres multi-éléments normalisés aux NASC (**Multi-element spectra normalized to NASC**); **C)** Spectres REE normalisés aux chondrites (Taylor et Mc Lennan, 1985) (**REE normalized to chondrites (Taylor and Mc Lennan, 1985)**); **D)** Spectres multi-éléments normalisés aux MORB (Sun, 1980; Pearce, 1982) (**Multi-elements spectra normalized to MORB (Sun, 1980; Pearce, 1982)**).

lins potassiques (fig. 7D) et de même allure que ceux des échantillons de l'Anfeg. Ils sont marqués par un enrichissement continu depuis Yb (autour de 1) jusqu'au Ce avec des anomalies négatives en Ti et P dues au fractionnement de l'ilménite et de l'apatite, une anomalie négative en Nb-Ta et un enrichissement en LILE allant du Th au K. Ces signatures géochimiques sont caractéristiques également des magmas engendrés dans les zones de subduction ou à partir de la fusion d'une croûte continentale préexistante formée auparavant de cette manière.

### 5.3 - Les isotopes

Les données isotopiques: ( $0.7052 < \text{ISr} < 0.7082$ ,  $-3.5 < \varepsilon_{\text{Nd}} < 0.5$  et  $11 < \delta^{18}\text{O} < 13\%$ ) sont en accord avec un protolite sédimentaire calco-alcalin panafricain dont la source magmatique serait mixte (croûte/manteau;  $1100 < \text{NdTDM} < 1400$  Ma).

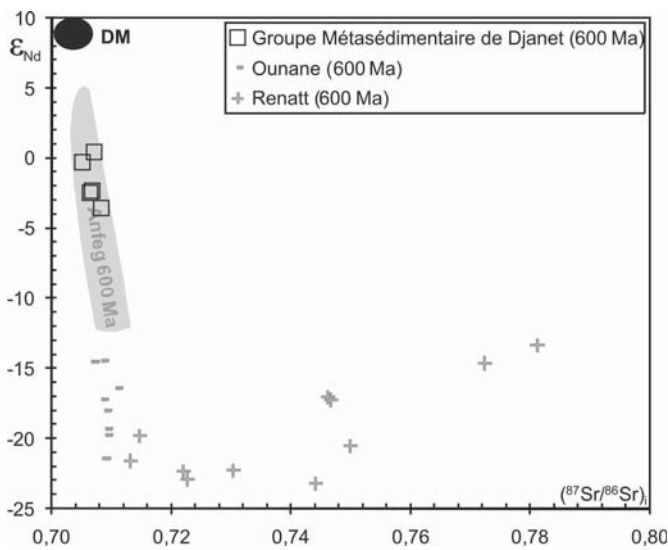
Dans le diagramme ISr vs  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  (fig. 8), certaines références appartenant aux terranes du bouclier touareg, localisées à l'ouest de notre zone d'étude, sont représentées. Il s'agit: du batholite de l'Anfeg qui intrude le métacraton LATEA à  $608 \pm 7$  Ma (Bertrand *et al.*, 1986, recalculé par Acef *et al.*, 2003), du batholite de l'Ounane dans le terrane de l'Egéré à l'extrême NE du Hoggar central qui se met en place à  $629 \pm 15$  Ma (Liégeois *et al.*, 2003; Abdallah *et al.*, 2008) et du granite Renatt qui se met en place à 600 Ma (Liégeois *et al.*, 1994) dans le terrane Assodé-Issalane dans l'Aïr (Niger).

Le granite Renatt correspond à un leucogranite d'anatexie typique. Ce dernier peut être considéré comme la référence pour représenter la composition isotopique de deux pôles crustaux du bouclier touareg ; la croûte inférieure appauvrie en Rb et la croûte moyenne paléoprotérozoïque non appauvrie en Rb (Liégeois *et al.*, 1994, 1998, 2003). Le batholite de l'Ounane représente la composition isotopique de sa source crustale, la croûte inférieure archéenne à paléo-

protérozoïque des Gour Oumelalen. Le batholite de l'Anfeg est représentatif de la plupart des batholites calco-alcalins panafricains du bouclier touareg (Liégeois *et al.*, 1998). Localisés à l'ouest de notre zone d'étude, ces derniers résultent de la collision entre le bouclier touareg et le craton ouest africain entre 630 et 600 Ma. Les roches appartenant à l'Anfeg possèdent des compositions isotopiques (Sr et Nd) et des âges modèles (800 Ma  $< \text{TDM} < 2340$  Ma) intermédiaires entre celle de la croûte inférieure appauvrie en Rb et celle du manteau. Ces compositions isotopiques sont interprétées comme étant le résultat d'un mélange à des proportions variables entre un magma mantellique, source de chaleur qui induit la fusion de la croûte inférieure, et le magma crustal qui est le produit de cette fusion (Acef *et al.*, 2003; Liégeois *et al.*, 1998, 2003).

Le groupe métasédimentaire de Djanet présente une signature isotopique typique des roches magmatiques calco-alcalines panafricaines du bouclier touareg (tabl. II). Dans le diagramme ISr vs  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  (fig. 8), les échantillons analysés se reportent dans le champ de l'Anfeg. Notons également que la localisation des échantillons représentatifs de cet encaissant est plus proche du pôle mantellique, contrairement à celle des granitoïdes intrusifs. De même, les âges modèles ( $1100 < \text{TDM} < 1400$  Ma) calculés pour les métasédiments (tabl. II) chevauchent ceux de l'Anfeg. Cette signature isotopique est conforme aux compositions géochimiques des éléments majeurs et traces ainsi qu'aux résultats des datations U-Pb sur les zircons détritiques qui montrent une nette prédominance du matériel panafricain dans le Groupe sédimentaire de Djanet. Les données isotopiques du Sr et Nd attestent que les roches sources dont sont issus les sédiments du Groupe de Djanet sont principalement constituées de matériel calco-alcalin d'âge panafricain pour lesquelles la composante mantellique est plus importante que pour la majorité des roches qui constituent les batholites actuellement à l'affleurement ou qu'une composante

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

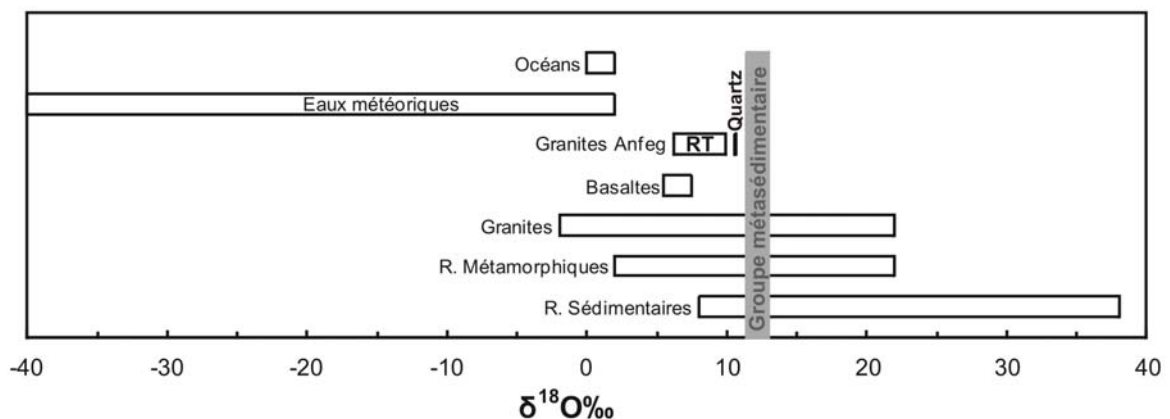


**Fig. 8** - Diagrammes  $\epsilon_{Nd}$  vs ISr dans lequel sont projetées les roches étudiées et quelques références du bouclier touareg (le batholite de l'Anfeg, Acef et *al.*, 2003; le granite Renatt, Liégeois et *al.*, 1994 ; les granitoïdes de l'Ounane, Liégeois et *al.*, 2003; Abdallah et *al.*, 2008).

**$\epsilon_{Nd}$  vs ISr diagram in which are plotted the studied samples as well as some references from the Touareg Shield (Anfeg batholite, Acef and *al.*, 2003; Renatt granite, Liégeois and *al.*, 1994; Ounane granitoïds, Liégeois and *al.*, 2003; Abdallah and *al.*, 2008).**

océanique juvénile faisait partie de la source. En effet, on sait qu'il existe des lithologies océaniques en discordance tectonique non loin d'Anfeg (région de Tin Begane; Liégeois et *al.*, 2003) mais également dans les terranes de Sérouénout (Bitam-Derridj et *al.*, 2010; Adjerid, 2009) et d'Aouzegueur (Caby et Andreopoulos, 1987; Henry et *al.*, 2009). Ces terranes juvéniles charriés dans LATEA et la bordure occidentale du métacraton saharien sont superficiels et donc susceptibles d'avoir été fortement érodés.

Les compositions isotopiques de l'oxygène des échantillons appartenant au Groupe de Djanet sont assez homogènes ( $11 < \delta^{18}O < 13\%$ ). Elles superposent les valeurs basses que peuvent avoir les sédiments mais sont également compatibles avec les compositions isotopiques des granites d'origine mixte (croûte/manteau) en général (fig. 9). Ceci est en accord avec une origine mixte de la source du Groupe de Djanet, le socle de LATEA et les terrains océaniques juvéniles en discordance tectonique et connus en relique actuellement. Il est à remarquer que l'étude des zircons détritiques des sédiments cambriens au Maroc suggère également une telle origine mixte en provenance du Hoggar (Avigad et *al.*, 2012).



**Fig. 9** - Compositions isotopiques de l'oxygène des roches étudiées (champ en gris foncé) comparées à celles des différents grands types de roches (magmatiques, métamorphiques et sédimentaires), à celles des eaux de surface et à celles des roches et quartz du batholite de l'Anfeg.

**Oxygen isotopic compositions (dark grey) compared to those of the different rock types (igneous, metamorphic and sedimentary rocks), those of surface water and those of Anfeg batholiths (total rock and quartz).**

Ces valeurs sont néanmoins plus élevées que celles du batholite de l'Anfeg (fig. 9;  $6\text{‰} < \delta^{18}\text{O}_{\text{RT}} < 10\text{‰}$  et  $10.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}} < 10.6\text{‰}$ ). La grande sensibilité des isotopes de l'oxygène aux interactions fluides/roches est souvent à l'origine de la modification de ces rapports isotopiques lors de processus tardi- et post-magmatiques (métamorphisme, hydrothermalisme, altération superficielle) où interviennent les fluides. Le rapport isotopique mesuré de la roche dépendra aussi de la composition isotopique du fluide et du rapport fluide/roche. Il est donc plus rigoureux de considérer la composition isotopique de minéraux tel que le quartz, résistant à l'altération. À noter que les  $\delta^{18}\text{O}$  des métasédiments sont plus proches de ceux obtenus sur les quartz appartenant aux roches de l'Anfeg. Bien que les roches étudiées soient composées essentiellement de quartz, de par sa résistance au transport, elles contiennent également, en faibles proportions, des feldspaths et des biotites héritées plus sensibles au processus d'altération. De même, l'analyse pétrographique indique que le métamorphisme de faible degré et la déformation modérée qui affectent le groupe sédimentaire ont été responsables de la recristallisation du quartz dans certaines roches. Les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des quartz recristallisés sont forcément différentes des valeurs originelles et dépendent des rapports isotopiques des fluides présents dans le milieu lors de la recristallisation. La présence en moindre proportion d'un matériel magmatique d'arc océanique, mis en évidence par la présence de zircons détritiques d'âge 750 Ma (exemple du batholite d'Arif dans le terrane Aouzegueur à l'Ouest de Djanet, Caby et Andreopoulos, 1987; Abbassene, 2010) et par les rapports isotopiques qui attestent qu'une composante océanique juvénile faisait partie de la source des sédiments, peut également être à l'origine des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  légèrement plus élevées. Dans le magmatisme d'arc, une des sources magmatiques sont les sédiments entraînés par la croûte océanique qui peuvent avoir généralement des  $\delta^{18}\text{O}$  élevées (fig. 9).

## 6. CONCLUSION

Le Groupe sédimentaire de Djanet se dépose entre 590 et 570 Ma à la fin de la phase post-collision panafricaine (630-580 Ma; Liégeois et *al.*, 2003; Abdallah et *al.*, 2007) qui affecte le métacraton LATEA. La phase collisionnelle a charrié sur le LATEA des terranes océaniques juvéniles et la phase post-collisionnelle transpressive a permis la mise en place de nombreux batholites alcalins potassiques d'origine mixte manteau/croûte pendant la surrection modérée du socle métacratonique (Liégeois et *al.*, 2003; Liégeois et *al.*, 2012). Cet épisode orogénique était terminé lorsque l'épisode orogénique mourzoukien (575-555 Ma) a débuté, plissant et métamorphisant modérément le Groupe de Djanet. Au contraire, lors du dépôt du Groupe de Djanet, son socle correspondait à une zone cratonique stable qui a permis son dépôt sur une vaste surface.

L'épisode orogénique mourzoukien fini-édiacarien affecte seulement l'Est du Hoggar. La déformation précoce est compatible avec un régime de cisaillements dextre est-ouest. Elle est enregistrée par le Groupe sédimentaire, et est, contemporaine de la mise en place du magmatisme panafricain du terrane de Djanet qui le recoupe. Ce magmatisme est le marqueur de la métacratonisation de la bordure ouest du craton de Mourzouk en conséquence de sa collision avec le bouclier touareg (Fezaa et *al.*, 2010). L'orientation nord-ouest/sud-est du grand batholite de Djanet qui marque le début de l'épisode mourzoukien vers 575 Ma et le complexe filonien de Tin Amali qui se met en place à la fin de cet événement vers 555 Ma est compatible avec la déformation enregistrée par les métasédiments. L'existence d'une lithosphère épaisse du socle cratonique de Mourzouk a préservé la couverture sédimentaire de Djanet d'un comportement rhéologique ductile qui est enregistré un peu plus à l'ouest dans le terrane migmatitique d'Edembo (Fezaa et *al.*, 2010). Elle lui a permis de garder ses caractéristiques sédimentaires et géochimiques originelles. Les âges (595, 600,

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

630, 650, 670, 710, 735, 1750, 1900, 2000, 2450, 2650, 2800, 2850 et 3232 Ma) obtenus sur les zircons détritiques du Groupe de Djanet correspondent aux âges des différentes lithologies qui forment le bouclier touareg. Cependant, les âges panafricains de 600 et 630 Ma qui coïncident avec les âges des batholites calco-alcalins fortement potassiques dans le LATEA sont représentés par les pics les plus importants (fig. 4D). Ceci reflète l'abondance des zircons appartenant à ces granitoïdes et donc l'abondance de ce matériel dans le Groupe détritique de Djanet qui se dépose après 590 Ma.

L'absence d'une étude sédimentologique détaillée ne permet pas de déterminer avec précision le contexte géodynamique dans lequel la série sédimentaire de Djanet s'est déposée. Néanmoins, les caractéristiques géochimiques, révélées par cette étude, mettent en évidence la prédominance du matériel calco-alcalin, produit de l'orogénèse panafricaine entre (630 et 590 Ma) dans le sédiment originel ainsi qu'un matériel plus juvénile correspondant vraisemblablement aux terranes et lambeaux océaniques présents sur le socle de LATEA. Le Groupe de Djanet présente les caractéristiques géochimiques en éléments majeurs et en éléments en traces proches de celles des roches calco-alcalines continentales. Ce type de composition chimique caractérise habituellement les sédiments qui se déposent près d'un site géodynamique d'arc continental (Johnson et al., 1978; Bailey, 1981). Toutefois, en considérant le contexte géodynamique particulier de l'évolution panafricaine du Hoggar central, les résultats de l'étude géochimique semblent concorder avec la source continentale régionale suggérée par l'étude géochronologique. La collision entre le craton ouest africain et le bouclier touareg qui se déroule vers 630 Ma induit la mise en place d'un grand volume de matériel magmatique calco-alcalin potassique de source mixte (croûte-manteau) dans le Hoggar central et occidental. Ce magmatisme, qui est engendré et contrôlé par le mouvement des terranes le long des grands accidents lithosphé-

riques qui les séparent, cristallise à un niveau structural relativement élevé. Les métasédiments étudiés dans ce travail portent la signature isotopique de ce magmatisme.

**Remerciements :** Nos sincères et vifs remerciements s'adressent au Professeur D. BELHAI pour ses observations de structuraliste sur le terrain et aux Professeurs K. Ouzegane et H. Haddoum pour leurs suggestions et critiques.

### BIBLIOGRAPHIE

- ABBASSENE, F. 2010.** Pétrologie, géochronologie et géochimie du massif granitique panafricain d'Arif (Hoggar oriental, Algérie). *Thèse de Magister, FSTGAT/USTHB-Algérie*, 103p.
- ABDALLAH, N., LIÉGEOIS, J.-P., DE WAELE, B., FEZAA, N. AND OUABADI, A. 2007.** The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U–Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the Late Pan-African magmatism of the Tuareg Shield. *Journal of African Earth Sciences*, 49, pp. 153-178.
- ABDALLAH, N., LIÉGEOIS, J.-P., FEZAA, N., DE WAELE, B. ET OUABADI, A. 2008.** Géochimie et géochronologie des intrusions magmatiques panafricaines du terrane Egéré-Aleksod : exemple des massifs granitiques de l'Ounane, Tihoudaine et Tiselliline (Métacraton de LATEA-Hoggar central, Algérie). *22<sup>nd</sup> Colloquium of African Geology and 13<sup>th</sup> Conference of the Geological Society of Africa, Tunisia, Tunis*, p. 254.
- ABDELSALAM, M., LIÉGEOIS, J.-P. AND STERN, R.-J. 2002.** The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, pp. 119-136.
- ACEF, K., LIÉGEOIS, J.-P., OUABADI, A. AND LATOUCHE, L. 2003.** The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonization. *Jour. of African Earth Sciences*, 37, pp. 295-311.
- ADJERID, Z. 2009.** Textures et modélisation thermodynamique: exemple des séries métamorphiques de haute température et de haute pression du Hoggar. *Thèse de Doctorat, FSTGAT/USTHB-Algérie*, 369p.

- AVIGAD, D., STERN, R.-J., BEYTH, M., MILLER, N. AND MC-WILLIAMS, M.-O. 2007. Detrital zircon U–Pb geochronology of Cryogenian diamictites and Lower Palaeozoic sandstone in Ethiopia (Tigrai). Age constraints on Neoproterozoic glaciation and crustal evolution of the Southern Arabian- Nubian Shield. *Precambrian Research*, 154, pp. 88-106.
- AVIGAD, D., GERDES, A., MORAG, N. AND BECHSTÄDT, T. 2012. Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa. *Gondwana Research*, 21, pp. 690-703.
- BAILEY, J.-C. 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32, pp. 139-154.
- BENDAOU, A., OUZEGANE, K., GODARD, G., LIÉGEOIS, J.-P., KIENAST, J.-R., BRUGUIER, O. AND DRAREN, A. 2008. Geochronology and metamorphic P–T–X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution. In: ENNIH, N. AND LIÉGEOIS, J.-P. (eds). The Boundaries of the West African Craton. *Geological Society of London*, special publication, 297, pp. 111-146.
- BERTRAND, J.-M., 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, pp. 955-972.
- BHATIA, M.-R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, pp. 611- 627.
- BITAM-DERRIDJ, A., OUZEGANE, K., ADJERID, Z., GODARD, G. ET KIENAST, J.-R. 2010. Les éclo-gites granulitisées de Ti-N-Eggoleh (terrane du Sérrouénout, Hoggar central): étude métamorphique et conséquence géodynamique. *Bull. du Serv. Géol. Nat.*, vol. 21, n°2, pp. 117-136.
- BLACK, R., CABY, R., MOUSSINE-POUCHKINE, A., BAYER, R., BERTRAND, J.-M., BOULLIER, A.-M., FABRE, J. AND LESQUER, A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, 278, pp. 223-227.
- 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, pp. 641-644.
- BOSCH, D., GARRIDO, C.-J., BRUGUIER, O., DHUIME, B., BODINIER, J.-L., PADRON-NAVARTA, J.-A. AND GALLAND, B. 2011. Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*, 309, pp. 268-279.
- BRUGUIER, O., HAMMOR, D., BOSCH, D. AND CABY, R. 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology*, 261, pp. 171-183.
- CABY, R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of Central-Western Hoggar: a synthesis. *Jour. of Afri. Earth Sciences*, 37, pp. 133-159.
- CABY, R., ANDREOPOULOS-RENAUD, U. ET GRAVELLE, M. 1982. Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-fricain du Hoggar central (Algérie). *Bull. de la Soc. Géol. de France*, 7, pp. 876-882.
- CABY, R. ET ANDREOPOULOS-RENAUD, U. 1983. Âge à 1800 Ma du magmatisme sub-alkalin associé aux métasédiments monocycliques de la chaîne panafricaine du Sahara central. *Journal of African Earth Sciences*, 1, pp. 193-197.
- CABY, R. ET ANDREOPOULOS-RENAUD, U. 1987. Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne panafricaine du Nord du continent africain. *Precambrian Research*, 36, pp. 335-344.
- DHUIME, B., BOSCH, D., BRUGUIER, O., CABY, R. AND POURTALES, S. 2007. Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the prograde metasedimentary sequence of the Nathorst Land group (Eleonore Bay Supergroup, NE Greenland) - a LA-ICP-MS and SIMS study. *Precambrian Research*, 155, pp. 24-46.

ORIGINE DU GROUPE MÉTASÉDIMENTAIRE DE DJANET (HOGGAR ORIENTAL, ALGÉRIE).  
GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE.

- EWART, A. 1976.** Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 31, pp. 417-432.
- FERRARA, G. AND GRAVELLE, M. 1966.** Radiometric age from Western Ahaggar (Sahara) suggesting an upper limit for the West African Craton. *Earth and Planetary Science letters*, 1, pp. 319-329.
- FEZAA, N. 2002.** Géochimie (Majeurs, Traces et Isotopes) et géochronologie des granitoïdes panafricains de l'In Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). *Thèse de Magister, FSTGAT/USTHB - Algérie*, 101p.
- FEZAA, N., LIÉGEOIS, J.-P., ABDALLAH, N., CHERFOUH, E.-H., DE WAELE, B., BRUGUIER, O. AND OUABADI, A. 2010.** Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research*, 180, pp. 299-327
- GROMET, L.-P., HASKIN, L.-A., KOROTEV, R.-L. AND DYMEK, R.-F. 1984.** The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, pp. 2469-2482.
- HADDOUM, H., CHOUKROUNE, P. AND PEUCAT, J.-J. 1994.** Evolution of the Precambrian In Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrian Research*, 65, pp. 155-166.
- HENRY, B., LIÉGEOIS, J.-P., NOUAR, O., DERDER, M.-E.-M., BAYOU, B., BRUGUIER, O., OUABADI, A., BELHAI, D., AMENNA, M., HEMMI, A. AND AYACHE, M. 2009.** Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: an AMS and U–Pb zircon age study. *Tectonophysics*, 474, pp. 417-434.
- HUNTSMAN-MAPILA, P., TIERCELIN, J.-J., BENOIT, M., RINGROSE, S., DISKIN, S., COTTEN, J. AND HEMOND, C. 2009.** Sediment geochemistry and tectonic setting: application of discrimination diagrams to early stages of intracontinental rift evolution, with examples from the Okavango and Southern Tanganyika rift basins. *Journal of African Earth Sciences*, 53, pp. 33-44.
- JAHN, B.-M., CABY, R. AND MONIÉ, P. 2001.** The oldest UHP eclogites of the World: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, 178, pp. 143-158.
- JOHNSON, R.-W., MACKENZIE, D.-E. AND SMITH, I.-E.-M. 1978.** Volcanic rock associations at convergent plate boundaries: reappraisal of the concept using case histories from Papua-New Guinea. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, pp. 96-106.
- KÜSTER, D., LIÉGEOIS, J.-P., MATUKOV, D., SERGEEV, S. AND LUCASSEN, F. 2008.** Zircon geochronology and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of granitoids from Bayuda Desert and Sabaloka (Sudan): evidence for a Bayudian event (920-900 Ma) preceding the Pan-African orogenic cycle (860-590 Ma) at the eastern boundary of the Saharan Metacraton. *Precambrian Research*, 164, pp. 16-39.
- LE CAIGNEC, J., HAREL, M., DIDIER, J. AND ILLY, P. 1957.** Reports of the BRMA (Bureau de Recherches Minières de l'Algérie) for Djanet area, Mission Illy (Hoggar, 1956-1957), Feuilles au 1/200 000 : Fort Charlet et Tin Alkoum, .
- 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. *In : African Geology Review* (J. Kinnaird and P. Bowden, eds), J. Wiley, London. *Geological Journal*, 22, pp. 185-211.
- LIÉGEOIS, J.-P., BLACK, R., NAVEZ, J. AND LATOUCHE, L. 1994.** Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, pp. 59-88.
- LIÉGEOIS, J.-P., NAVEZ, J., HERTOGEN, J. AND BLACK, R. 1998.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. *Lithos*, 45, pp. 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, pp. 161-190.

- LIÉGEOIS, J.-P., ABDELSALAM, M., ENNIH, N. AND OUABADI, A. 2012. Metacraton: nature, genesis and behaviour. *Gondwana Research* (in press)
- NOUAR, O., HENRY, B., LIÉGEOIS, J.-P., DERDER, M.-E.-M., BAYOU, B., BRUGUIER, O., OUABADI, A., AMENNA, M., HEMMI, A. AND AYACHE, M. 2011. Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Tenere (Tuareg shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 60, pp. 133-152.
- OUZEGANE, K., KIENAST, J.-R., BENDAOU, A. AND DRARENI, A. 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Science*, 37, pp. 207-227.
- PEARCE, J.-A. 1982. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Continental basalts and mantle xenoliths. *Cheshire, U.K.*, Shiva Publication, pp. 230-249.
- PEUCAT, J.-J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., CHOUKROUNE, P., FANNING, C.-M., BERNARD-GRIFITHS, J. AND FOURCADE, S. 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematic of an Archaean basement involved in 2.0 Ga very high-temperature (1000°C) metamorphic event: In Ouzzal Massif, Hoggar, Algeria. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, pp. 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 Oumalelen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp. 229-239.
- RONOV, A.-B. AND MIGDISOV, A.-A. 1971. Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platform. *Sedimentology*, 16, pp. 137-185.
- ROSER, B.-P. AND KORSCH, R.-J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suite using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios. *Geological Journal*, 94, pp. 635-650.
- SUN, S.-S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. *Philosophical Transactions Royal Society London A*, 297, pp. 409-445.
- TAYLOR, H.-P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In : Barnes H.L. (Eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2<sup>nd</sup> edition. *Wiley, New York*, pp. 236-277.
- TAYLOR, S.-R. AND MC LENNAN, S.-M. 1985. The continental Crust: its Composition and Evolution. *Blakwell, Oxford*, 312 p.