

Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005

Jean David¹, Claude Dion², Jean Goutier², Patrice Roy², Daniel Bandyayera², Marc Legault² et Pierre Rhéaume²

RP 2006-04

Mots-clés : géochronologie, U-Pb, zircon, Abitibi, Archéen

Résumé

Cette contribution vise à présenter les résultats d'analyses géochronologiques U-Pb sur des zircons effectuées durant l'année 2004-2005 pour 8 échantillons prélevés en Abitibi. Les analyses ont été effectuées par deux méthodes, la dilution isotopique (ID-TIMS) ou l'ablation laser (LA-MC-ICPMS).

Sous-province de l'Abitibi, secteur du lac Olga :

L'échantillon SGNO-2004-08 est une volcanite felsique altérée provenant de l'extension orientale du Groupe du Lac Watson dans les secteurs des lacs Olga et au Goéland (32F/10). Les analyses par dilution isotopique et ablation laser ont permis d'obtenir un âge peu précis de $2722,1 \pm 6,4$ Ma qui semble confirmer l'hypothèse d'une corrélation entre ces volcanites et le Groupe du Lac Watson, plus à l'ouest.

L'échantillon SGNO-2004-07 provient de l'Intrusion alcaline de Montviel (32F/15). Cet échantillon d'ijolite a donné un âge paléoprotérozoïque de $1894,2 \pm 3,5$ Ma. Peu d'intrusions de cet âge sont connues dans la Province du Supérieur. La plus connue est probablement la Carbonatite de Cargill en Ontario située en bordure de la Zone tectonique de Kapuskasing.

Sous-province de l'Abitibi et Parautochtone grenvillien, secteur du Front du Grenville au sud de Chibougamau :

L'échantillon SGNO-2004-01 représente un conglomérat polygénique de la Formation de Caopatina (32G/07). L'analyse par ablation laser de 55 cristaux de zircon a permis d'obtenir des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 2707 Ma et 2802 Ma. L'âge maximal de la sédimentation est estimé à $2707,3 \pm 2,3$ Ma, ce qui suggère la présence de volcanites de cet âge dans le Segment de Caopatina. L'âge le plus ancien observé est de $2802,2 \pm 3,2$ Ma. L'âge d'une majorité de zircons se distribue entre 2725 Ma et 2735 Ma avec une moyenne de $2730,0 \pm 1,3$ Ma. Le traitement statistique de ces résultats permet de reconnaître trois âges, soit : $2726,3 \pm 0,5$ Ma, $2729,4 \pm 0,3$ Ma et $2734,5 \pm 0,9$ Ma.

L'échantillon SGNO-2004-06 provient d'un dyke de gabbro coronitique à grenat (32B/14) du Parautochtone grenvillien. La meilleure évaluation de l'âge de mise en place de ce gabbro est de 2423 ± 16 Ma avec un fort effet du métamorphisme grenvillien autour de 1 Ga.

L'échantillon SGNO-2004-11 est issu d'une intrusion de diorite quartzifère du Parautochtone grenvillien (32G/08). Un âge de mise en place de $2703,9 \pm 3,4$ Ma a été obtenu, ce qui représente l'âge minimal des unités archéennes encaissantes dans ce secteur.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Rouyn-Noranda :

Un échantillon (SGNO-2004-05) de rhyolite sphérolitique porphyrique à phénocristaux de quartz a été prélevé dans la Formation de Duprat-Montbray du Groupe de Blake River, à l'ouest du Pluton de Flavrian (32D/06). Cette rhyolite a donné un âge de $2696,9 \pm 3,4$ Ma, comparable à ceux obtenus jusqu'à maintenant pour les volcanites du Groupe de Blake River (2701-2696 Ma).

L'échantillon SGNO-2004-09 provient de l'unité de dacite-rhyodacite du lac Turcotte (32D/06), un équivalent de la Rhyolite de Millenbach. Cette unité appartient à la Formation de Noranda du Groupe de Blake River, laquelle est caractérisée par la présence de plusieurs lentilles de sulfures massifs. Cette dacite porphyrique a été datée à $2698,5 \pm 2,0$ Ma.

Un échantillon de conglomérat polygénique (SGNO-2004-04) a été prélevé dans la Formation de Duparquet, au nord de la Faille de Porcupine-Destor (32D/06). Un âge maximal de $2678,9 \pm 2,8$ Ma a été obtenu pour la sédimentation de la Formation de Duparquet. Près de 40 analyses ont livré des âges qui s'étalent entre 2686,7 Ma et 2705,5 Ma. Le traitement statistique de ces données démontre la présence de six groupes d'âge, soit : $2689,4 \pm 0,5$ Ma, $2693,3 \pm 0,6$ Ma, $2696,7 \pm 1,6$ Ma, $2699,7 \pm 0,2$ Ma, $2701,7 \pm 0,3$ Ma et $2703,6 \pm 0,5$ Ma. Près de 14 cristaux ont donné des âges plus anciens variant entre 2720 Ma et 2800 Ma et un cristal a livré un âge aussi ancien que $3136,9 \pm 0,2$ Ma.

1 - GEOTOP UQAM-McGill

2 - Ministère des Ressources naturelles et de la Faune



INTRODUCTION

Ce rapport fait état des travaux de datation géochronologique effectués sur une série d'échantillons en relation avec les projets de cartographie géologique et de compilation géoscientifique entrepris par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune durant l'année 2004-2005. Dix échantillons ont été prélevés et traités afin d'en récupérer les minéraux lourds. Parmi ceux-ci, 8 échantillons ont été retenus pour les travaux de datation. Les échantillons sont rattachés à plusieurs projets. Le projet Lac Olga a fourni un échantillon de volcanite felsique du Groupe du Lac Watson (feuillet SNRC 32F/10) et un second issu de l'Intrusion alcaline de Montviel (feuillet SNRC 32F/15). Des échantillons de roche sédimentaire de la Formation de Caopatina (feuillet SNRC 32G/07), de dyke mafique (feuillet SNRC 32B/14) et d'intrusion intermédiaire (feuillet SNRC 32G/08) ont été prélevés dans le secteur du Front du Grenville au sud de Chibougamau. Finalement, un échantillon de conglomérat de la Formation de Duparquet (feuillet SNRC 32D/06) et deux échantillons de rhyolite associés à différents stades d'évolution du Groupe de Blake River (feuillet SNRC 32D/06) proviennent de projets localisés dans la région de Rouyn-Noranda.

Des datations ont aussi été effectuées suite à d'autres travaux de 2004-2005 effectués dans les territoires de la Province de Grenville (5 échantillons) et des Appalaches du nord (3 échantillons). Les résultats de ces datations sont disponibles dans le rapport de David (2005).

MÉTHODES D'ANALYSE

Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau avec une brosse pour éviter toute contamination. Tous les appareils sont rigoureusement nettoyés, encore une fois afin d'éviter une contamination en provenance d'un échantillon précédemment traité. L'échantillon est réduit à l'aide d'un broyeur à mâchoires, puis d'un pulvérisateur à disques afin d'obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable fin à très fin. Une première étape de concentration des minéraux lourds est effectuée en utilisant une table à secousses de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour ne conserver que le matériel avec une granulométrie plus fine que 200 μm . La deuxième étape est effectuée en utilisant une liqueur dense à base d'iodure de méthylène (densité de 3,3). Finalement les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons se caractérisant par des propriétés diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire et sélectionnés sur la base de leur qualité (absence de micro-fractures, d'évidences d'altération et d'inclusions) pour être ensuite classés en fonction de critères typologiques tels la morphologie, le développement des faces cristallines et la couleur.

Les analyses ont été effectuées, en grande majorité, par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS). Les analyses effectuées par mise en solution du zircon exigent que les parties superficielles des zircons sélectionnés soient préalablement enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamictique des cristaux souvent affectée par une perte en Pb. Après avoir été nettoyés à l'acide nitrique (HNO_3 4N) dans un bain ultrasonique, les cristaux de zircon choisis sont placés dans des capsules de téflon à l'intérieur desquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques milligrammes d'un étalon isotopique de ^{205}Pb et $^{233-235}\text{U}$, pour être mis au four à 220°C. Les solutions sont subséquentement purifiées pour le plomb et l'uranium grâce à l'utilisation de colonnes chromatographiques constituées de résines à échange anionique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée en utilisant des capsules de dissolution et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination.

Le plomb et l'uranium, pour être ionisés, sont déposés sur un même filament de rhénium avec un gel de silice et de l'acide phosphorique. Les analyses sont effectuées en mode dynamique en utilisant le détecteur analogique Daly d'un spectromètre de masse VG Sector. Les facteurs de correction, prenant en considération à la fois la discrimination thermique des masses et celle du détecteur, sont de 0,29 %/AMU pour le plomb et de 0,35 %/AMU pour l'uranium. Ces corrections sont déterminées grâce à l'analyse répétée d'une solution standard de plomb (SRM981) et des traceurs isotopiques ^{233}U - ^{235}U contenus dans l'étalon isotopique.

Les droites Discordia sont établies en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération 1) les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb et 2) la discordance des points par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la courbe Concordia. Lorsque les données sont cohérentes et se distribuent à proximité ou sur la courbe Concordia, l'intersection supérieure, c'est-à-dire l'âge, est calculée en forçant une droite passant par les données et l'origine de la courbe Concordia (0 Ma). La validité statistique de la droite obtenue par le calcul de régression linéaire s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*) qui devrait normalement se situer autour de 50 %. On considère qu'une valeur de 10 à 15 % est statistiquement acceptable (cf. Ludwig, 2003 pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1σ (intervalle de confiance de 65 %), alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2σ (intervalle de confiance de 95 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent un intervalle de 2σ .

Les zircons détritiques des échantillons SGNO-2004-01 (conglomérat polygénique de la Formation de Caopatina) et SGNO-2004-04 (conglomérat de la Formation de Duparquet), ainsi qu'un certain nombre de zircons issus des échantillons SGNO-2004-06 (volcanite felsique du Groupe du Lac Watson), SGNO-2004-06 (dyke de gabbro coronitique à grenat)

et SGNO-2004-11 (diorite quartzifère) ont été analysés par la méthode LA-MC-ICP-MS. L'analyse est effectuée à l'aide d'un laser de type Excimer d'une longueur d'onde 193 nm couplé à un spectromètre de masse à multicollecteurs muni d'une source à ionisation au plasma (MC-ICP-MS, Isoprobe GV Instrument). Les grains sont sélectionnés d'après leur morphologie et leur couleur pour représenter les différentes populations de zircons. Ils sont préalablement nettoyés dans un bain ultrasonique et immergés dans l'acide chlorhydrique 3N puis dans de l'eau suprapure. Les grains sont ensuite montés dans de la résine époxy et abrasés afin d'exposer la partie médiane des cristaux. Le montage est poli avec une série de films abrasifs. La structure interne des cristaux est examinée à l'aide d'une microsonde (Cameca SX-100) en mode électrons rétrodiffusés, ce qui permet de mettre en évidence la présence de noyaux anciens ou l'existence de plusieurs zones de cristallisation.

Pour l'analyse isotopique, les différents paramètres du spectromètre sont ajustés afin d'optimiser l'intensité du signal à partir d'une solution standard de plomb non isotopique. L'ablation du cristal est réalisée à l'aide du faisceau laser (diamètre 35 µm). L'analyte ainsi produit est transporté dans un mélange gazeux d'hélium et d'argon vers la source de plasma pour être ionisé. Les différentes masses isotopiques (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U et ^{238}U) sont mesurées simultanément en mode statique en utilisant des détecteurs de type Faraday, sauf le ^{204}Pb qui est analysé avec un détecteur pour signal de faible intensité de type « channeltron ». Les corrections pour les fractionnements isotopiques et élémentaires ainsi que pour la dérive quotidienne de l'Isoprobe sont effectuées via une méthode de « *standard bracketing* » pour laquelle l'analyse d'un zircon standard permet de calculer des facteurs de correction pour les rapports isotopiques mesurés $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Pour ce faire, on utilise un zircon (KLO1125) dont l'âge de $2761,7 \pm 1,2$ Ma a été établi par 15 analyses par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique. Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mesurés par LA-MC-ICP-MS sur ce standard maison présentent une reproductibilité externe (1σ) d'environ 0,1-0,2 % et 0,6-1,5 % respectivement. Tout comme pour les analyses par dilution isotopique, les âges sont établis à partir des calculs de régression linéaire selon la méthode de York (1969) et effectués en utilisant le logiciel ISOPLOT version 3 (Ludwig, 2003).

La méthode de datation par LA-MC-ICP-MS permet d'analyser de manière relativement rapide un grand nombre de zircons et constitue donc une façon intéressante de reconnaître et de caractériser les sources des roches sédimentaires par l'identification des différentes populations d'âges (cf. Fedo *et al.*, 2003). Il est bien évident que l'application de cette méthode aux roches sédimentaires de l'Abitibi doit être considérée avec certaines réserves considérant la quantité et la qualité des travaux de datation radiométrique effectués dans cette région, lesquels ont permis de caler avec précision les divers événements géologiques.

Il est parfois difficile de distinguer diverses populations d'âges différents à l'intérieur d'une distribution composée d'un grand nombre d'analyses. Cette situation est commune pour des techniques de datation du type traces de fission. Dans de tels cas, des traitements statistiques basés sur les théories de « *finite mixture modelling* » ont été mis au point afin de mettre en évidence les principales composantes d'une distribution. Sambridge et Compston (1994) ont adapté ces modèles mathématiques pour traiter les âges obtenus des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ provenant des sondes ioniques SHRIMP. Dans le cas d'analyses de zircons archéens obtenues par LA-MC-ICP-MS, l'identification des populations d'âges est obtenue par le traitement statistique des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Il est important de retenir qu'il s'agit d'une estimation qualitative et que les erreurs « $\pm$ » sur les âges sont de nature statistique. Ces erreurs sont d'autant plus faibles que la quantité d'analyses est importante et ne peuvent pas être directement comparées aux erreurs obtenues par un calcul de régression linéaire. Même si on peut s'interroger sur la pertinence de ce type de modélisation, sur la représentativité des résultats synthétiques que l'on obtient et sur l'interprétation que l'on en tire (Andersen, 2005), il s'agit de la méthode la plus objective dont l'on dispose actuellement.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le tableau 1 résume les résultats des analyses isotopiques. La localisation des échantillons est illustrée à la figure 1. Les données U-Pb sont également présentées sous la forme de tableaux (tableaux 2 et 3), de diagrammes Concordia (figures 2 et 3) et d'histogrammes (figure 4).

Sous-province de l'Abitibi, secteur du lac Olga

SGNO-2004-08 : Volcanite felsique du Groupe du Lac Watson, feuillet SNRC 32F/10

Géologie

Les volcanites du Groupe du Lac Watson constituent l'encaissant des gisements de sulfures massifs à Matagami. Mortensen (1993b) estime l'âge de cette unité entre 2725 ± 2 Ma et 2723 ± 1 Ma. Jusqu'à récemment, les roches du Lac Watson n'avaient pas été reconnues vers l'est au-delà des gisements de Radiore et du lac Garon dans le feuillet 32F/13 (Masson, 1997) et des environs de la rivière Bell dans 32F/12 (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986). En 2002, une bande de volcanites apparentées au Groupe du Lac Watson a été identifiée sur les rives du lac Olga (Goutier *et al.*, 2004). Par la suite, l'extension orientale de cette unité a été retrouvée sur les rives du lac au Goéland (Goutier, 2005). La roche échantillonnée est une volcanite felsique, altérée en chlorite

et en séricite, foliée et métamorphisée. Elle possède la même signature géochimique que les volcanites felsiques du Groupe du Lac Watson plus à l'ouest, dans le secteur de Matagami (Goutier, 2005). L'échantillon provient d'un affleurement situé directement sur la rive nord de la baie Ramsay, à 2 km à l'ouest de l'ouverture de cette baie sur le lac au Goéland (figure 1).

Géochronologie

La volcanite felsique du Groupe du Lac Watson montre les effets d'importants processus secondaires. Les zircons récupérés de cet échantillon sont abondants et montrent plusieurs évidences de dissolution. Plus de 95 % des cristaux sont xénomorphes avec des surfaces corrodées. Quelques cristaux automorphes ou subautomorphes subsistent et forment des prismes moyennement allongés qui sont peut-être d'origine magmatique. L'analyse par dilution isotopique de 2 cristaux très émoussés a donné des âges concordants et pratiquement identiques de $2721,7 \pm 8,3$ Ma et $2723,0 \pm 12,7$ Ma, avec une moyenne de $2722,1 \pm 6,4$ Ma (figure 2a). On estime qu'il s'agit de l'âge de cristallisation de cette population. L'analyse par ablation de 12 fragments xénomorphes a produit des résultats similaires à ceux obtenus par dilution isotopique. Le calcul par régression linéaire a livré un âge de $2725,3 \pm 2,8$ Ma (figure 3a). La structure interne des cristaux ne présente pas la zonation en bandes fines et alternantes (*Oscillatory Zoning Pattern*) qui caractérise les zircons en provenance de lithologies magmatiques (Corfu *et al.*, 2003). Les zircons sont plutôt caractérisés par des textures en veines fluidales et aléatoires ou par de larges bandes diffuses qui se développent durant la recristallisation des zircons à l'état sub-solidus (Corfu *et al.*, 2003).

Signification géologique

L'âge de $2722,1 \pm 6,4$ Ma obtenu de cet échantillon semble confirmer l'hypothèse d'une corrélation de ces volcanites avec le Groupe du Lac Watson. Les volcanites felsiques de la Formation de Dussieux, situées un peu plus au nord (32F/14 et 32F/15), n'ont pas la même signature géochimique (Goutier *et al.*, 2004; Goutier, 2005) et sont plus jeunes (2720 ± 1 Ma, Davis *et al.*, 2005).

SGNO-2004-02 et SGNO-2004-07 : Carbonatite et ijolite de l'Intrusion alcaline de Montviel, feuillet SNRC 32F/15

Géologie

L'Intrusion alcaline de Montviel est une nouvelle unité lithodémique instaurée par Goutier (2006). Elle est située dans la partie SE du feuillet 32F/15 (figure 1). Sa partie centrale, constituée d'une carbonatite minéralisée en niobium, est connue depuis 1974 (Barker, 1975). L'intrusion est encaissée dans une tonalite foliée archéenne appartenant

à la Sous-province de l'Abitibi. Elle est orientée ENE et se signale par une très forte anomalie magnétique positive de forme irrégulière. Ses dimensions sont de 10 km par 3 km (32 km^2).

L'Intrusion de Montviel est divisée en six unités : les unités Pmtv1 à Pmtv4 sont composées de roches silicatées de composition ultramafique à felsique et d'une affinité variant de miaskitique [$(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} < 1$] à agpaïtique ou hyperalcalin [$(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} > 1$]. Les unités Pmtv5 et Pmtv6 regroupent des carbonatites, des silicocarbonatites et une brèche polygénique à matrice de carbonatite.

Un premier échantillon (SGNO-04-02) de ferrocronatite (unité Pmtv5) n'a pas fourni de minéraux appropriés pour une datation géochronologique. Il provenait d'une section de carotte du forage MV-02-01, entre 57,9 m et 99,5 m (De Corta et Berthelot, 2002). Un second échantillon (SGNO-04-07) d'ijolite a été prélevé dans l'unité Pmtv3 afin de déterminer l'âge de mise en place de l'Intrusion alcaline de Montviel. Cet échantillon se situe dans la partie SW de l'intrusion, en bordure d'un ruisseau se déversant dans la rivière Nomans (voir la figure 3 de Goutier, 2006).

Géochronologie

La fraction de minéraux lourds provenant de l'échantillon d'ijolite contenait des zircons et des titanites en abondance. La plus grande partie des zircons récupérés est constituée de fragments xénomorphes dont certains laissent deviner une forme de prismes allongés. La structure interne de ces cristaux est caractérisée par de larges bandes bien distinctes. L'analyse de 5 fragments a produit des résultats homogènes avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 1890,8 Ma et 1899,1 Ma qui se projettent près de la courbe Concordia (figure 3b). Les rapports Th/U élevés compris entre 2,3 et 2,9 (tableau 2), tout comme la structure interne des cristaux nous confirment que les zircons proviennent d'une lithologie d'affinité alcaline. Le calcul de la droite de régression a donné un âge de $1894,2 \pm 3,5$ Ma (probabilité de 81 %). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place de l'ijolite.

Signification géologique

Antérieurement à cette analyse géochronologique, l'Intrusion alcaline de Montviel était considérée comme archéenne et appartenant à la suite d'intrusions alcalines reconnue dans la région (Carbonatite du lac Shortt, $2691 \pm 5/-3$ Ma, Joannis, 1994; Syénite de Berthiaume, 2688 ± 1 Ma, Davis *et al.*, 2005). Cette nouvelle datation démontre toutefois que cette intrusion est d'âge paléoproterozoïque, une première dans cette portion de la Province du Supérieur. Les intrusions alcalines sont peu communes et celles de cet âge sont rares. Deux exemples sont rapportés au Québec, au lac Castignon (Dimroth, 1970; 1880 ± 2 Ma, Chevé et Machado, 1988) dans l'Orogène du Nouveau-Québec à plus de 900 km au NNE de Montviel, et au lac Aigneau dans la Sous-province de Minto ($1940,7 \pm 2,7$ Ma, Berclaz *et al.*, 2001). En Ontario, quelques

intrusions alcalines paléoprotérozoïques sont associées à la Zone tectonique de Kapuskasing, telles les carbonatites de Borden (1872 ± 13 Ma, Bell *et al.*, 1987) et de Cargill (1907 ± 4 Ma, Sage, 1988).

Sous-province de l'Abitibi et Parautochtone grenvillien, secteur du Front du Grenville au sud de Chibougamau

SGNO-2004-01 : Conglomérat polygénique de la Formation de Caopatina, feuillet SNRC 32G/07

Géologie

Un échantillon de conglomérat de la Formation de Caopatina (Sharma *et al.*, 1987) a été prélevé à l'extrême est du segment du même nom (figure 1). Cette unité forme une bande E-W relativement étroite d'environ 50 km de longueur et jusqu'à 10 km de largeur au cœur du Synclinal de Druillettes. Elle est constituée de roches sédimentaires en partie épiciastiques d'origine turbiditique (wackes feldspathiques, siltstones et argilites) interstratifiées avec des niveaux de formation de fer et des lentilles de conglomérat et de grès conglomératique. La présence de niveaux mineurs de pyroclastites, de coulées basaltiques et de filons-couches mafiques indique la poursuite de l'activité volcanique durant l'épisode de sédimentation. La Formation de Caopatina surmonte et est interdigitée avec des volcanites mafiques interprétées par Sharma *et al.* (1987) comme appartenant à la Formation d'Obatogamau.

L'affleurement d'où provient l'échantillon fait partie d'une série de décapages effectués par Placer Dome sur la propriété Pontiac, hôte de plusieurs indices d'or (Gauthier et Cantin, 1991). Le secteur est situé dans le tiers inférieur du bassin sédimentaire de la Formation de Caopatina, à environ 1,8 km au sud du contact avec les volcanites mafiques (Midra *et al.*, 1992). Les roches sédimentaires présentent une polarité stratigraphique vers le sud et sont coupées par de nombreux filons-couches de gabbro. Le conglomérat échantillonné est polygénique et contient des fragments arrondis de tonalite, de grès et de volcanites mafiques et felsiques. Les fragments sont entre 1 et 10 cm de longueur et sont étirés selon un rapport 1 : 3. La matrice du conglomérat est à granulométrie fine à moyenne, schisteuse et contient de la pyrite en traces. La datation du conglomérat polygénique a pour objectif de préciser l'âge maximal de déposition de la Formation de Caopatina et des volcanites intercalées et, du même coup, de dater le premier cycle sédimentaire de l'Abitibi dont l'âge a été estimé par Mueller et Donaldson (1992) à 2730-2720 Ma.

Géochronologie

Les zircons récupérés de l'échantillon de conglomérat polygénique présentent pour la plupart les caractéristiques de grains détritiques, c'est-à-dire des arêtes émoussées et une

surface givrée. La forme des cristaux varie d'automorphe à xénomorphe, alors que certains sont complètement arrondis. Il est possible de regrouper la majorité des grains en trois populations : une première constituée de zircons prismatiques à faces cristallines de deuxième ordre, brun rougeâtre et contenant des inclusions; une seconde représentée par des cristaux de forme ovoïde, incolores et limpides avec des terminaisons à faces multiples, et finalement une troisième population de cristaux incolores et ayant l'aspect de long bâtonnet.

Des analyses par ablation laser ont été effectuées sur 55 cristaux de zircon. Les résultats analytiques de 6 zircons représentant 2 groupes distincts de cristaux ont permis de calculer les âges les plus jeunes à $2706,4 \pm 3,1$ Ma et $2708,5 \pm 3,3$ Ma qui, en tenant compte des erreurs, sont équivalents (figure 3c). Le premier âge a été obtenu de l'analyse de petits prismes incolores avec des terminaisons à faces cristallines complexes qui présentent des rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ variant entre 0,295 et 0,443 (tableau 3). Le deuxième âge provient de l'analyse de cristaux morphologiquement similaires à ceux du premier groupe, mais de couleur brunâtre, caractérisés par un rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ faible de 0,10 et des concentrations en plomb élevées. L'âge calculé en faisant la moyenne de ces deux groupes et en incluant l'âge le plus jeune obtenu pour l'ensemble des analyses est de $2707,3 \pm 2,3$ Ma (figure 3c). L'âge le plus ancien à $2802,2 \pm 3,2$ Ma (figure 3b) a été calculé à partir des résultats d'analyse de 4 fragments de cristaux tabulaires, incolores et très émoussés ayant des rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ variant entre 0,301 et 0,384 (tableau 3; analyses 24, 39, 50, 55). Finalement, les trois types morphologiques les plus abondants qui regroupent la majorité des zircons ont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui se distribuent entre 2725 Ma et 2735 Ma avec une moyenne de $2730,0 \pm 1,3$ Ma (figure 3b). Ces zircons présentent des rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ variant entre 0,2 et 0,3. Le traitement statistique de ces résultats permet de reconnaître 3 populations, soit $2726,3 \pm 0,5$ Ma, $2729,4 \pm 0,3$ Ma et $2734,5 \pm 0,9$ Ma (figure 4a). Ces âges ne sont pas associés à des morphologies de zircons spécifiques.

Signification géologique

Le conglomérat polygénique de la Formation de Caopatina contient une population de zircons anciens (2802 Ma) que l'on interprète généralement comme le résultat de l'érosion des roches plutoniques de la Sous-province d'Opatika plus au nord. Cependant, la datation d'un échantillon de volcanite felsique du Membre des Vents effectuée par Mortensen (1993b) a également révélé la présence de zircons hérités du même âge (2802-2805 Ma). L'origine véritable de ces zircons n'a pas encore été identifiée. Par ailleurs, il est possible de relier une part importante des fragments de volcanite felsique du conglomérat à l'érosion de ce petit centre felsique, localisé à moins de 20 km au NW du site d'échantillonnage. Il est donc probable que le Membre des Vents, associé ou non à cette possible source de zircons hérités, constitue l'origine d'une partie ou même de la totalité des zircons anciens. La population de zircons à 2730 Ma correspond à l'âge de la

Formation de Waconichi (2728-2730 Ma, Mortensen, 1993b) et à l'âge minimal des volcanites mafiques de la Formation d'Obatogamau, laquelle forme une importante unité le long de la bordure nord du Segment de Caopatina. La Formation de Waconichi et les petits centres felsiques interstratifiés avec les volcanites mafiques de la Formation d'Obatogamau auraient donc fourni une part substantielle des détritiques formant le conglomérat.

La population de zircons la plus jeune a été datée à 2707 Ma, ce qui représente probablement l'âge maximal de la sédimentation des roches de la Formation de Caopatina. Aucune lithologie de cet âge n'a encore été reconnue dans le Segment de Caopatina. Une unité de tuf dacitique comprise dans une séquence de volcanites mafiques glomérporphyrique (Membre de Freeman de la Formation d'Urban) datée à $2707 \pm 3,2$ Ma a été identifiée plus au sud dans la Ceinture d'Urban-Barry (Bandyayera *et al.*, 2003). La présence de niveaux de volcanoclastites et de volcanites mafiques intercalés avec les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina suggère toutefois que certaines unités volcaniques du Segment de Caopatina assignées à la Formation d'Obatogamau (2728 Ma) pourraient en fait être beaucoup plus jeunes. De plus, la présence de zircons détritiques à 2707 Ma démontre que l'épisode de sédimentation de la Formation de Caopatina, assigné au cycle 1 de sédimentation de l'Abitibi par Mueller et Donaldson (1992), est passablement plus jeune qu'estimé antérieurement (>2720 Ma).

Un échantillon de conglomérat de la Formation de Haüy a été prélevé en 2005 afin de déterminer l'âge de la sédimentation et du volcanisme dans le Groupe d'Opémisca du Segment de Chibougamau, plus au nord, qui correspond au cycle 2 de sédimentation de l'Abitibi (Mueller et Donaldson, 1992).

SGNO-2004-06 : Dyke de gabbro coronitique à grenat, feuillet SNRC 32B/14

Géologie

Dans la région du lac Lagacé, de nombreux dykes de gabbro coronitique à grenat sont observés dans le Parautochtone grenvillien, à l'est de la Faille Buteux (limite ouest du Front du Grenville) et au sud de la Faille Amiskotci (Bandyayera *et al.*, 2004). Les dykes de gabbro coronitiques à grenat coupent les structures gneissiques des unités tonalitiques migmatitisées. Ils sont typiquement orientés NE, avec une extension kilométrique et une épaisseur variant entre 100 et 200 m. Ces dykes sont aisément identifiés sur les cartes aéromagnétiques par leur signature magnétique positive.

Le gabbro à grenat est typiquement massif, quoique localement les bords sont amphibolitisés et déformés. Par endroits, les dykes montrent un litage magmatique marqué par une alternance de niveaux leucocrates et melanocrates, d'épaisseur centimétrique à métrique. Localement, le sommet des niveaux leucocrates est grossièrement grenu et contient plus de grenats que la base. La microstructure coronitique

est très bien développée. Elle se présente soit sous la forme de couronnes de grenat autour de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène ou comme des couronnes successives de biotite et de grenat autour de la magnétite. Le grenat peut également se développer directement sur le plagioclase.

L'échantillon provient de niveaux leucocrates d'un dyke décimétrique coupant un gneiss tonalitique. L'échantillon a été prélevé sur le bord d'un chemin d'hiver situé à 1 km à l'est de la rivière Pascagama et 4 km au nord du lac Lagacé (figure 1). Le but de cette datation était de vérifier si la mise en place et le métamorphisme de ces dykes sont protérozoïques ou archéens.

Géochronologie

Les zircons provenant du gabbro coronitique représentent vraisemblablement des fragments de prismes allongés. Ils sont de couleur brunâtre à brun moyen et sont parfois caractérisés par un « clivage » parallèle à l'allongement des cristaux. Ils ne contiennent pas d'inclusion, mais la plupart des grains montrent de microfractures abondantes. Les résultats analytiques de 6 fragments révèlent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variés qui s'étalent entre 2171 Ma et 2423 Ma (tableau 2). Les concentrations de plomb commun élevées, associées principalement à la présence de microfractures, ont pour effet d'augmenter l'incertitude des analyses et influencent la précision des intersections calculées. Quatre de ces analyses se distribuent sur une droite (figure 2c) avec une intersection supérieure contrôlée par l'analyse 2 relativement peu précise. L'âge ainsi obtenu est de $2419 \pm 28/-23$ Ma (probabilité 24 %). L'analyse par ablation laser de 9 cristaux a produit des résultats essentiellement comparables aux précédents avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2102 Ma et 2403 Ma (tableau 3). Tous les résultats se distribuent sur une même droite Discordia avec une intersection supérieure indiquant un âge de 2423 ± 16 Ma et une intersection inférieure à 1009 ± 96 Ma (figure 3d). Le concentré de minéraux lourds ne contenait malheureusement aucun minéral permettant de préciser l'âge du métamorphisme, ce qui aurait peut-être permis de mieux fixer l'intersection inférieure pour le calcul de la régression. L'âge de 2423 ± 16 Ma représente la meilleure évaluation pour la mise en place du gabbro, lequel a été fortement affecté par le métamorphisme grenvillien aux environs de 1 Ga.

Signification géologique

La mise en place des dykes de gabbros coronitiques à grenat de la région du lac Lagacé est datée à 2423 ± 16 Ma. Ces dykes paléoprotérozoïques ne semblent pas être reliés à des essais de dykes de gabbro-diabase connus. L'Essaim de Matachewan, daté à 2473-2446 Ma (Heaman, 1997), est celui qui se rapproche le plus de l'âge des gabbros du lac Lagacé. Les microstructures symplectitiques et coronitiques observées dans ces gabbros sont reliées à un déséquilibre

des conditions thermodynamiques du milieu lors de la décompression des roches durant l'exhumation grenvillienne autour de 1 Ga.

SGNO-2004-10 : Tuf intermédiaire de la Formation de Lacroix, feuillet SNRC 32B/14

L'échantillon SGNO-2004-10 est un tuf fin de composition intermédiaire, granoclassé et caractérisé par la présence de laminations parallèles et de rares laminations entrecroisées. Il est interstratifié avec des basaltes glomérporphyriques amphibolitisés typiques de la Formation de Lacroix de la Ceinture d'Urban-Barry. Cette datation devrait permettre de répondre à plusieurs questions. Bandyayera *et al.* (2004) ont corrélié la Formation de Lacroix avec la Formation d'Obatogamau en se basant sur ses caractéristiques lithologiques et sa position entre les formations de Fecteau (2791 Ma) et de Chanceux (2727 Ma, Bandyayera *et al.*, 2003). L'absence de continuité cartographique entre ces unités permet cependant d'entretenir un doute sur la validité de cette hypothèse. D'autre part, la Formation de Lacroix est l'une des rares unités de la Zone volcanique Nord à contenir des quantités appréciables de laves komatiitiques. L'âge de ce magmatisme ultramafique est intéressant en soi. L'affleurement échantillonné est localisé en bordure d'un chemin forestier gravelé au SE du lac Lacroix (figure 1).

Le concentré de minéraux lourds de l'échantillon de tuf était constitué essentiellement de cristaux d'apatite et de titanite. Cette titanite était incolore ce qui, par expérience, indique qu'elle ne contient pratiquement pas de fer et d'uranium et est par conséquent inappropriée pour l'analyse isotopique. Aucun travail analytique n'a été effectué sur cet échantillon.

SGNO-2004-11 : Diorite quartzifère, feuillet SNRC 32G/08

Géologie

L'échantillon SGNO-2004-11 provient d'une intrusion de tonalite et de diorite quartzifère à hornblende et biotite située dans le Parautochtone grenvillien, entre les lacs Rohault et Nicabau (figure 1). Cette intrusion est faiblement foliée comparativement aux autres roches du secteur. Elle contient des enclaves de gneiss mafique, d'hornblendite et de tonalite migmatitisée. Le contact graduel avec les paragneiss encaissants est migmatitisé et présente des enclaves de paragneiss. Ces relations de recoupement suggèrent que l'unité de tonalite et de diorite quartzifère est relativement tardive. Cette datation devrait donc nous fournir un âge minimal pour les roches archéennes du secteur. Des injections de granite pegmatitique et des dykes de gabbro à grenat recoupent l'intrusion et sont interprétés comme étant plus jeunes.

L'échantillon de diorite quartzifère à hornblende provient d'un secteur localisé à l'extrémité SSE du lac Bouteroue, à environ 500 m de la rive est du lac le long d'une route forestière.

Géochronologie

L'échantillon de diorite quartzifère a fourni des zircons en abondance. On peut les classer en deux catégories distinctes dont la principale est constituée de grains xénomorphes très émousés. La deuxième population morphologique regroupe des cristaux en forme de bâtonnet montrant une portion prismatique très allongée et une section transversale hexagonale. Les cristaux sont incolores, limpides et les arêtes des faces cristallines sont légèrement émousées. Trois analyses par dilution isotopique (ID-TIMS) ont été effectuées sur des bâtonnets. Deux analyses ont donné des âges similaires de $2701,5 \pm 4,1$ Ma et $2701,6 \pm 2,6$ Ma discordants de 0,1 % et 0,5 % respectivement (figure 2d). Une troisième analyse a livré un âge de $2531,9 \pm 3,1$ Ma très discordant (19,1 %) (figure 2d). La droite Discordia calculée à partir de ces analyses présente une intersection supérieure à $2703,9 \pm 3,4$ Ma (figure 2d) et une intersection inférieure à 1000 ± 22 Ma. Les analyses par ablation laser de 14 cristaux provenant des deux populations morphologiques a fourni des résultats qui se distribuent sur une même droite. Les intersections inférieure et supérieure de la droite Discordia indiquent des âges de 233 ± 220 Ma et $2705,9 \pm 3,1$ Ma respectivement (figure 3e). Les âges de $2703,9 \pm 3,4$ Ma et $2705,9 \pm 3,1$ Ma sont équivalents si l'on tient compte des incertitudes et représentent l'âge de mise en place de la diorite quartzifère. Les images à la microsonde indiquent que les deux types morphologiques de zircons sont identiques et présentent les mêmes structures internes constituées de bandes larges et distinctes qui caractérisent les zircons provenant de magmas de composition intermédiaire à mafique (Corfu *et al.*, 2003). Quelques rares cristaux exhibent des évidences de recristallisation telles des structures convolutées d'une épaisseur maximale de 20 μm . Ce phénomène peut expliquer le fait que les analyses par ablation laser ne montrent pas les effets de l'événement à 1001 ± 22 Ma mis en évidence par les analyses effectuées par dilution isotopique, à l'exception de l'analyse 10 (figure 3e).

Signification géologique

La mise en place de cette diorite quartzifère à $2703,9 \pm 3,4$ Ma représente l'âge minimal des unités archéennes encaissantes dans ce secteur du Parautochtone grenvillien. L'événement à 1000 ± 22 Ma peut être associé au métamorphisme grenvillien.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Rouyn-Noranda

SGNO-2004-03 : Rhyolite porphyrique de la mine Delbridge, feuillet SNRC 32D/07

L'échantillon SGNO-2004-03 provient d'une coulée de rhyolite porphyrique sous-jacente au gisement de sulfures

massifs Delbridge (Barrett *et al.*, 1993). Cette coulée à lobes et brèches est localisée au sommet de la Formation de Noranda. L'échantillon a été prélevé sous la ligne de transport d'électricité entre les anciennes mines Delbridge et Eldona (figure 1). La roche est porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath (10 %, 1-2 mm) et présente une forte altération en ankérite et en séricite.

À la suite des travaux de séparation des minéraux lourds et de l'examen du concentré ainsi obtenu à la loupe binoculaire, seulement une dizaine de fragments de cristaux xénomorphes de zircon ont été identifiés. Ce phénomène est probablement attribuable à la relative rareté des zircons originellement présents dans la roche et à l'effet de l'intense altération hydrothermale qui affecte cette rhyolite. Aucun travail analytique n'a été effectué sur cet échantillon.

SGNO-2004-05 : Rhyolite sphérolitique de la Formation Duprat-Montbray, feuillet SNRC 32D/06

Géologie

La majeure partie de la Formation de Duprat-Montbray (Gélinas *et al.*, 1984; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 2005) est localisée à l'ouest du Pluton de Flavrian, dans la partie occidentale du Groupe de Blake River (2691 à 2701 Ma, Lafrance *et al.*, 2005 et références citées). Cette unité volcanique d'affinité tholéiitique à calco-alcaline était traditionnellement interprétée comme la partie basale du Groupe de Blake River (Cycles I et II de Gibson, 1989). La reconnaissance par Péloquin *et al.* (1996) d'un niveau marqueur de rhyolite sphérolitique, la Rhyolite de Fish-roe, suggère toutefois que les diverses unités du Blake River pourraient être contemporaines et résulteraient de la juxtaposition de plusieurs systèmes magmatiques.

Le secteur localisé à l'ouest du Pluton de Flavrian est constitué d'un empilement de volcanites felsiques d'affinité principalement transitionnelle (rhyolites, rhyodacites et dacites) et de volcanites intermédiaires tholéiitiques et transitionnelles formant une séquence homoclinale orientée N-S à NE-SW (Dion et Rhéaume, en préparation). On y retrouve un centre volcanique felsique désigné comme le « Complexe volcanique de Flavrian-Ouest » qui repose sur et est surmonté par des unités andésitiques. La séquence comprend également plusieurs unités de rhyolite sphérolitique porphyrique à phénocristaux de quartz ou de quartz et de feldspath. La majorité de ces unités représente des dykes ou des filons-couches métriques à décamétriques regroupés en essaims orientés N-S à ENE. Toutefois, ces roches se présentent aussi par endroits sous la forme de coulées lobées et bréchiques de rhyolite sphérolitique à écoulement laminaire, interstratifiées avec des coulées d'andésite, ce qui semble indiquer une origine extrusive. La ressemblance superficielle entre ces roches et la Rhyolite de Fish-roe ($2700,6 \pm 1,6$ Ma, Lafrance *et al.*, 2005) nous a amené à recueillir un échantillon pour une analyse géochronologique dans le but de vérifier l'hypothèse de Péloquin *et al.* (1996) touchant à l'existence

d'un tel niveau repère dans le Blake River. L'échantillon provient d'une aire d'affleurement importante située à environ 500 m au SW de l'indice Sylvie et à moins de 800 m à l'ouest du Pluton de Flavrian (figure 1). Le site est accessible par le sentier qui donne accès au secteur minéralisé de la Brèche de St-Jude.

Des analyses plus poussées nous ont subséquemment démontré que ces rhyolites sphérolitiques d'affinité transitionnelle possèdent une composition distincte des dacites et des rhyolites sphérolitiques de type Fish-roe qui présentent typiquement des teneurs plus élevées en Ti, Yb, Y et Zr (Péloquin *et al.*, 1996; Dion et Rhéaume, en préparation). Cette analyse géochronologique devrait tout de même permettre de mieux définir la stratigraphie du Blake River et de situer la Formation de Duprat-Montbray dans cet ensemble.

Géochronologie

La rhyolite sphérolitique n'a fourni qu'une faible quantité de zircons. Les petits cristaux automorphes appartiennent à une seule population. Il s'agit de cristaux prismatiques courts ou avec des terminaisons à faces cristallines très simples. Les grains sont incolores et généralement très limpides. Six analyses ont été produites sur autant de fragments de cristaux provenant des 12 grains récupérés à la suite de l'étape d'abrasion. Les zircons sont pauvres en uranium avec des teneurs comprises entre 26 et 70 ppm, ce qui augmente les difficultés analytiques lors de l'utilisation d'un détecteur analogique Daly. De plus, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement faibles ont pour résultats de rehausser les incertitudes. Les analyses ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2685 Ma et 2710 Ma. Malgré cette dispersion, il a été possible de calculer une droite de régression avec une probabilité de 19 % dont l'intersection avec la courbe Concordia indique un âge de $2696,9 \pm 3,4$ Ma (figure 2e), interprété comme celui du volcanisme.

Signification géologique

Cette unité de rhyolite sphérolitique de la Formation de Duprat-Montbray a donné un âge de $2696,9 \pm 3,4$ Ma, comparable à ceux obtenus jusqu'à maintenant pour les volcanites du Groupe de Blake River (2696 à 2701 Ma, Lafrance *et al.*, 2005 et références citées). Cet âge est légèrement plus jeune, mais très proche compte tenu des marges d'erreurs, que celui de la dacite porphyrique du lac Turcotte de la Formation de Noranda ($2698,5 \pm 2,0$ Ma, voir section suivante), plus à l'est. Ceci semble confirmer l'hypothèse que les diverses unités du Blake River sont formées d'une juxtaposition de centres volcaniques plus ou moins contemporains (Péloquin *et al.*, 1996; Lafrance *et al.*, 2005) plutôt que de représenter un empilement stratigraphique unique rajeunissant vers l'est (Gibson, 1989; Gibson et Watkinson, 1990). Une rhyolite provenant du secteur du gîte Four Corners, localisé à un peu plus de 5 km au SW, a été datée par Mortensen (1993a) et présente un âge de $2700,9 \pm 1,4/-1,1$ Ma, très semblable

à celui de la trondhjémite précoce du Pluton de Flavrian (2700,8 +2,6/-1,0 Ma, Mortensen, 1993a) et légèrement plus ancien que la phase tardive du même pluton (2700 +3/-2 Ma, Galley et Van Breemen, 2002). On constate également la similitude entre les âges de la rhyolite sphérolitique et d'un dyke d'aplite coupant la Brèche de St-Jude à l'indice Sylvie (2697,0 ±2,0 Ma, Galley et Van Breemen, 2002). Cette zone de brèche intrusive et hydrothermale faiblement minéralisée en cuivre et en molybdène (Kennedy, 1985; Carrier, 1992; Galley et Van Breemen, 2002) occupe la partie occidentale du Pluton de Flavrian et est elle-même injectée par une petite masse (250 m) de trondhjémite (Trondhjémite de St-Jude).

Ces nouveaux résultats impliquent la juxtaposition de volcanites plus ou moins contemporaines au Pluton de Flavrian (rhyolite de Four Corners, 2701 Ma) et de volcanites plus jeunes que celui-ci (2697 Ma, rhyolite sphérolitique de Duprat-Montbray). En excluant la possibilité d'éventuelles erreurs d'interprétation géologique ou de problèmes analytiques, ces données géochronologiques nous conduisent à présumer l'existence de complications de nature stratigraphique ou structurale (graben, caldera) dans le secteur localisé immédiatement à l'ouest du Pluton de Flavrian.

SGNO-2004-09 : Dacite porphyrique du lac Turcotte, Formation de Noranda, feuillet SNRC 32D/06

Géologie

La séquence volcanique de la région de D'Alembert, au nord de Rouyn-Noranda, contient de nombreuses minéralisations de sulfures massifs et a déjà fait l'objet de quelques tentatives infructueuses de datation isotopique par le passé (Mortensen, 1993a; Vaillancourt, 1996). Un nouvel échantillon a été prélevé dans une coulée de dacite porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath (7 %, 1 mm), à structure principalement massive, non déformée et peu métamorphisée. Cette dacite appartient à l'unité informelle de dacite-rhyodacite du lac Turcotte, un équivalent de la Rhyolite de Millenbach. Cette dernière unité est située dans la portion médiane de la Formation de Noranda du Groupe de Blake River (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 2005), dans l'intervalle stratigraphique qui regroupe la majorité des lentilles de sulfures massifs du district. L'affleurement échantillonné est situé du côté ouest du chemin qui relie les mines Waite Amulet et Corbet (figure 1). Il expose une coulée de dacite-rhyodacite en contact au SW avec des andésites, le tout coupé par un dyke de diorite. Le contact entre les coulées de dacite et d'andésite est marqué par un mince niveau d'exhalite (*Exhalite Lower A*). Ce même affleurement avait fait l'objet d'une datation isotopique U-Pb par Vaillancourt (1996), sans résultats concluants.

Géochronologie

Les zircons extraits de cet échantillon sont peu abondants et forment une seule population constituée de prismes courts

subautomorphes et incolores. Il s'agit principalement de fragments de cristaux qui se caractérisent par la présence d'inclusions incolores plus ou moins allongées. Des analyses par dilution isotopique ont été réalisées sur 5 cristaux uniques et ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 2681,1 Ma et 2700,5 Ma (tableau 2). Un calcul de régression pour l'ensemble des analyses a donné un âge de 2695,4 +2,2/-2,7 Ma, mais avec une probabilité de 0 %. Le même calcul effectué en utilisant les quatre analyses les plus cohérentes, en excluant le résultat plus jeune de l'analyse 2, permet d'obtenir un âge de 2698,5 ±2,0 Ma avec une probabilité de 19 % (figure 2f). Ce dernier âge est considéré comme représentatif de la mise en place de la rhyolite.

Signification géologique

L'analyse de la dacite du lac Turcotte représente la première datation fiable d'une volcanite du Groupe de Blake River dans la Formation de Noranda du camp minier de Rouyn-Noranda. L'âge de 2698,5 ±2,0 Ma est compris dans la fourchette d'âges relativement restreinte obtenue jusqu'à maintenant pour les volcanites du Groupe de Blake River (2696 à 2701 Ma, Lafrance *et al.*, 2005 et références citées). Cette base de données géochronologique, complétée par les datations présentées ici et à la section précédente, semblent confirmer l'hypothèse que le Blake River est constitué d'une juxtaposition de centres volcaniques plus ou moins contemporains (Péloquin *et al.*, 1996; Lafrance *et al.*, 2005).

Notre compréhension de la chronologie de mise en place de la Formation de Noranda et du Groupe de Blake River en général est encore très fragmentaire. La Formation de Noranda montre une polarité stratigraphique vers l'est (Gibson et Watkinson, 1990). Les unités sous-jacentes à la dacite du lac Turcotte, plus à l'ouest, sont donc plus vieilles que 2698,5 Ma et sont recoupées à la base (andésite d'Amulet) par l'unité de trondhjémite précoce du Pluton de Flavrian datée par Mortensen (1993a) à 2700,8 +2,6/-1,0 Ma. L'extrusion des laves de la Formation de Noranda débute donc avant 2701 Ma et se termine après 2699 Ma. Cet épisode correspond grossièrement à l'intervalle de temps compris entre la mise en place des volcanites de la Formation de Rouyn-Pelletier (rhyolite de Fish-roe, 2701 Ma, Lafrance *et al.*, 2005) d'une part et des formations de Reneault-Dufresnoy (rhyolites de Joannès et de Cléricy, 2698-2696 Ma, Lafrance *et al.*, 2005) et de Bousquet (2699-2698 Ma, Lafrance *et al.*, 2005) d'autre part, c'est-à-dire la durée estimée jusqu'à maintenant pour la mise en place du Groupe de Blake River.

SGNO-2004-04 : Conglomérat de la Formation de Duparquet, feuillet SNRC 32D/06

Géologie

La Formation de Duparquet représente l'unité lithologique archéenne la plus jeune dans la région de la zone de Faille de Porcupine-Destor (FPD). Elle se présente généralement

sous la forme de lentilles de taille restreinte en association avec la FPD. Dans le secteur du village de Duparquet, cette unité s'étend sur plus de 15 km selon un axe E-W. Elle est composée de conglomérat polygénique et de grès déposés dans un environnement alluvionnaire-fluvial (Rocheleau, 1980; Mueller *et al.*, 1991; Mueller *et al.*, 1996). Cette unité repose en discordance angulaire sur les volcanites déformées ainsi que sur les intrusions porphyriques alcalines et calco-alcalines. Une datation d'une de ces intrusions alcalines indiquait que la sédimentation de la Formation de Duparquet était postérieure à $2681,5 \pm 1,0$ Ma (Mueller *et al.*, 1996).

Un échantillon de conglomérat polygénique de la Formation de Duparquet a été prélevé pour déterminer l'âge maximal de la sédimentation. L'affleurement échantillonné est localisé sur le bord d'un chemin forestier, à environ 4 km à l'est du village de Duparquet et à 400 m au sud de la route 393 (figure 1). Le conglomérat provient du centre du bassin et il est principalement composé de fragments de volcanites felsiques à mafiques, d'intrusions felsiques généralement porphyriques, de jaspe et de quartz dans une matrice gréseuse. Certains des fragments de quartz récupérés sur cet affleurement sont aurifères (Legault *et al.*, 2005). La roche est métamorphisée au faciès inférieur des schistes verts et elle est modérément foliée.

Géochronologie

Les zircons provenant de l'échantillon de conglomérat ne sont pas très abondants. Le concentré contient une bonne proportion de cristaux automorphes présentant une grande variété de morphologies et de couleurs, d'incolore à rosâtre et de brun à brun rougeâtre. On retrouve aussi des fragments de cristaux aux formes aléatoires mais présentant des faces cristallines, ainsi que des grains xénomorphes, brunâtres et arrondis. Plus de 60 zircons ont été analysés par ablation laser (figures 3f et 3g). Plusieurs grains d'or ont aussi été observés dans le concentré de minéraux lourds.

Les âges les plus jeunes ont été obtenus pour des zircons ayant des concentrations en uranium relativement élevées. Ces cristaux se caractérisent par leur structure interne où la partie centrale des cristaux est à l'état métamict. Les âges obtenus pour ces zircons se projettent parfois au-dessus de la courbe Concordia et n'ont pas été retenus. L'âge le plus jeune a été déterminé pour une même population de cristaux prismatiques courts, limpides et incolores qui s'apparentent aux cristaux que l'on récupère généralement dans les rhyolites ou les tufs felsiques. L'analyse de 5 cristaux a donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2677,5 Ma et 2682,4 Ma pour lesquels le calcul de régression linéaire a permis d'obtenir un âge $2678,9 \pm 2,8$ Ma (figure 3g). Près de 40 analyses ont livré des âges qui s'étalent entre 2686,7 Ma et 2705,5 Ma. Le traitement statistique de ces données fait ressortir 6 groupes d'âge, soit $2689,4 \pm 0,5$ Ma, $2693,3 \pm 0,6$ Ma, $2696,7 \pm 1,6$ Ma, $2699,7 \pm 0,2$ Ma, $2701,7 \pm 0,3$ Ma et $2703,6 \pm 0,5$ Ma (figure 4b). Près de 14 cristaux ont donné des âges plus anciens

variant entre 2720 Ma et 2800 Ma et un cristal a livré un âge aussi ancien que $3136,9 \pm 0,2$ Ma (analyse 33).

Signification géologique

L'âge maximal de $2678,9 \pm 2,8$ Ma pour la sédimentation de la Formation de Duparquet est un peu plus jeune que l'âge des syénites sous-jacentes ($2681,5 \pm 1,0$ Ma, Mueller *et al.*, 1996), mais reste compris dans la marge d'erreur. Cette datation donne aussi l'âge maximal pour un événement aurifère marqué par la présence de fragments de quartz aurifère et de grains d'or détritiques dans le conglomérat (Legault *et al.*, 2005).

Des zircons plus anciens furent aussi récupérés lors de ce traitement. Les populations d'âge à $2689,4 \pm 0,5$ Ma et $2693,3 \pm 0,6$ Ma proviennent vraisemblablement des intrusions porphyriques calco-alcalines, ceux à $2696,7 \pm 1,6$ Ma et $2699,7 \pm 0,2$ Ma des volcanites du Groupe de Blake River et ceux à $2701,7 \pm 0,3$ Ma et $2703,6 \pm 0,5$ Ma des volcanites de la Formation d'Hébertcourt. La population de zircons autour de 2720 Ma peut être associée aux volcanites du Groupe de Kinojévis (Formation de Lanaudière). Les sources des zircons plus vieux (> 2730 Ma), notamment celle à 3137 Ma, n'ont pas été reconnues dans la région de Duparquet.

RÉFÉRENCES

- ANDERSEN, T., 2005 – Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*; volume 216, pages 249-270.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – DOYON, J. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie de la région du lac Hébert (32G/03). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-07, 59 pages et 4 cartes.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – CADÉRON, S. – GIGUÈRE, E. – SHARMA, K.N.M., 2004 – Géologie de la région du lac Lagacé (32B/14). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-02, 30 pages et 4 cartes.
- BARKER, A.L., 1975 (Duval International Corporation) – Summary report on exploration work. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 31071, 133 pages et 12 cartes.
- BARRETT, T.J. – CATTALANI, S. – MACLEAN, W.H., 1993 – Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 135-173.
- BEAUDRY, C. – GAUCHER, E.H., 1986 – Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32, 147 pages et 6 cartes.
- BELL, K. – BLENKINSOP, J. – KWON, S.T. – TILTON, G.R. – SAGE, R.P., 1987 – Age and radiogenic isotopic systematics of the Borden carbonatite complex, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 24, pages 24-30.

- BERCLAZ, A. – CADIEUX, A.-M. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J. – PARENT, M. – LECLAIR, A., 2001 – Géologie de la région du Lac Aigueau (24E et 24F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-01, 50 pages.
- CARRIER, A., 1992 – Le porphyre à Au-Mo de St-Jude. Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec); projet de fin d'études, 60 pages.
- CHEVÉ, S.R. – MACHADO, N., 1988 – Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Through, New Quebec. *In*: Réunion annuelle, Programme et résumés. Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada; volume 14, pages A119.
- CORFU, F. – HANCHAR, J.M. – HOSKIN, P.W.O. – KINNY, P., 2003 – Atlas of Zircon Textures. *In*: Zircon (Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., editors). Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Mineralogical Society of America and Geochemical Society; volume 53, pages 469-500.
- DAVID, J., 2005 – Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62069, 31 pages.
- DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2141-2149.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.
- DE CORTA, H. – BERTHELOT, P., 2002 (Ressources Nomans) – Rapport d'une campagne de sondages, propriété Montviel (subvention 2001-B-306). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59647, 191 pages et 7 cartes.
- DIMROTH, E., 1970 – Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake complex, New Quebec. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*; volume 112, pages 2717-2742.
- DION, C. – RHÉAUME, P., en préparation – Synthèse de la partie occidentale du Groupe de Blake River, phase 1 (32D/06 SW). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- FEDO, C.M. – SIRCOMBE, K.N. – RAINBIRD, R.H., 2003 – Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. *In*: Zircon (Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., editors). Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Mineralogical Society of America and Geochemical Society; volume 53, pages 277-303.
- GALLEY, A.G. – VAN BREEMEN, O., 2002 – Timing of synvolcanic magmatism in relation to base-metal mineralization, Rouyn-Noranda, Abitibi volcanic belt, Quebec. *In*: Radiometric Age and Isotopic Studies. Geological Survey of Canada; Report 15, Current Research 2002-F8.
- GAUTHIER, L. – CANTIN, N., 1991 (Placer Dome) – Geological survey and stripping program, summer 1991, project 447 (Pontiac Option). Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 51191, 89 pages et 9 cartes.
- GÉLINAS, L. – TRUDEL, P. – HUBERT, C., 1984 – Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 21, pages 220-231.
- GIBSON, H.L., 1989 – The Mine Sequence of the Central Noranda Volcanic Complex: Geology, Alteration, Massive Sulphide Deposits and Volcanological Reconstruction. Université Carleton (Ottawa, Ontario); thèse de doctorat, 715 pages.
- GIBSON, H.L. – WATKINSON, D.H., 1990 – Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda Cauldron and shield volcano, Quebec. *Dans* : La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière (Rive, M., Verpaelt, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G. et Simard A. éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43, pages 119-132.
- GOUTIER, J. – RHÉAUME, P. – DAVIS, D.W., 2004 – Géologie de la région du lac Olga (32F/14). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-09, 40 pages et 4 cartes.
- GOUTIER, J., 2005 – Géologie de la région de la baie Ramsay (32F/10) et de la rivière Opaoca (32F/11). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-01, 56 pages et 8 cartes.
- GOUTIER, J., 2006 – Géologie de la région du lac au Goéland (32F/15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-05, 38 pages et 4 cartes.
- HEAMAN, L.M., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- JOANISSE, A., 1994 – Datation de la Carbonatite du lac Shortt. Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec); projet de fin d'études, 16 pages.
- KENNEDY, L.P., 1985 – The geology and geochemistry of the Archean Flavrian Pluton, Noranda, Quebec. University of Western Ontario (London, Ontario); thèse de doctorat, 469 pages.
- KROGH, T.E., 1973 – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 485-494.
- KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- LAFRANCE, B. – DAVIS, D.W. – GOUTIER, J. – MOORHEAD, J. – PILOTE, P. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – GALLEY, A.G. – MUELLER, W.U., 2005 – Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-01, 15 pages.
- LEGAULT, M. – GOUTIER, J. – BEAUDOIN, G. – AUCOIN, M., 2005 – Synthèse métallogénique de la Faille de Porcupine-Destor, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2005-01, 35 pages.
- LUDWIG, K.R., 2003 – Isoplot 3.0; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center; Special Publication no. 4, 71 pages.
- MASSON, M., 1997 (Mines et Exploration Noranda) – Rapport de forage, propriété Lozile J. V.. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 54474, 32 pages et 3 cartes.

- MIDRA, R. – LAUZIÈRE, K. – CHOWN, E.H. – MUELLER, W., 1992 – Géologie du secteur du lac Surprise, bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-16, 122 pages et 4 cartes.
- MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE, 2005 – Géologie 1/50 000, 32D06 - Rivière Kanasuta. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; 1 carte.
- MORTENSEN, J.K., 1993a – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Revue canadienne des sciences de la terre*; volume 30, pages 29-41.
- MORTENSEN, J.K., 1993b – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Revue canadienne des sciences de la terre*; volume 30, pages 11-28.
- MUELLER, W. – DONALDSON, J.A., 1992 – Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Revue canadienne des sciences de la terre*; volume 29, pages 2249-2265.
- MUELLER, W.U. – DONALDSON, J.A. – DUFRESNE, D. – ROCHELEAU, M., 1991 – The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 28, pages 1394-1406.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J.K. – CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; volume 265, pages 127-150.
- PÉLOQUIN, A.S. – VERPAELST, P. – LUDDEN, J.N., 1996 – Spherulitic Rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada: Implications for Stratigraphic Correlation and Volcanogenic Massive Sulfide Exploration. *Economic Geology*; volume 91, pages 343-354.
- ROCHELEAU, M., 1980 – Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Université de Montréal (Montréal, Québec); thèse de doctorat, 313 pages.
- SAGE, R.P., 1988 – Geology of Carbonatite-Alkalic Rock Complexes in Ontario: Cargill Township Carbonatite Complex, District of Cochrane. Ontario Geological Survey; Study 36, 92 pages.
- SAMBRIDGE, M.S. – COMPSTON, W., 1994 – Mixture modeling of multi-component data sets with the application to ion-probe zircons ages. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 128, pages 373-390.
- SHARMA, K.N.M. – GOBEIL, A. – MUELLER, W., 1987 – Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-16, 16 pages.
- SHARPE, J.I., 1968 – Géologie et gisements de sulfures massifs de la région de Matagami, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 137, 130 pages et 8 plans.
- STACEY, J.S. – KRAMERS, J.D., 1975 – Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 6, pages 15-25.
- VAILLANCOURT, D., 1996 – Âges U-Pb des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes dans le Groupe de Blake River de la Sous-province de l'Abitibi : Les sites d'Aldermac, Hébecourt et Millenbach. Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 34 pages.
- YORK, D., 1969 – Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 5, pages 320-324.

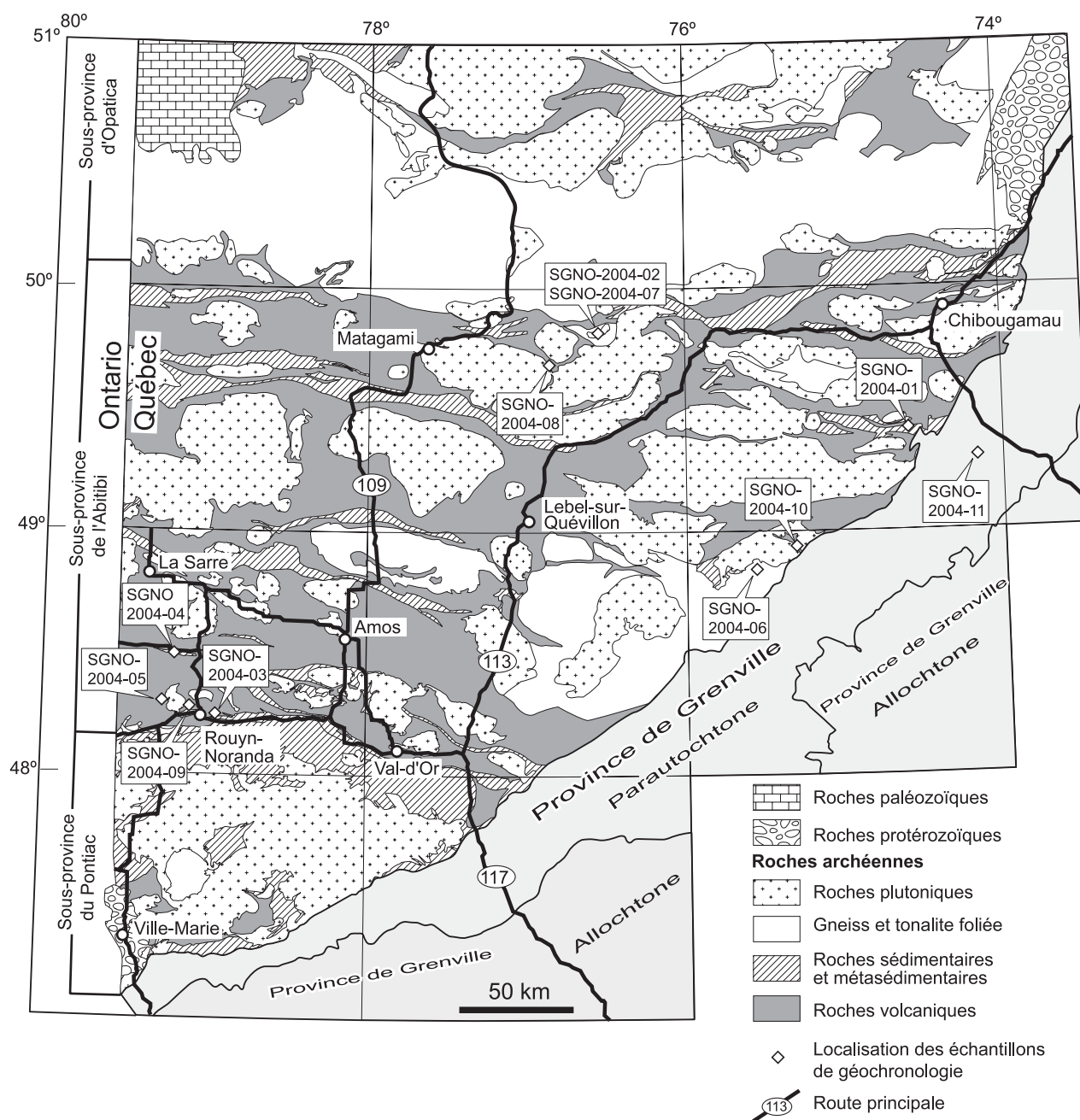


FIGURE 1 - Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de l'Abitibi et de la Province du Grenville avec la position des échantillons de géochronologie.

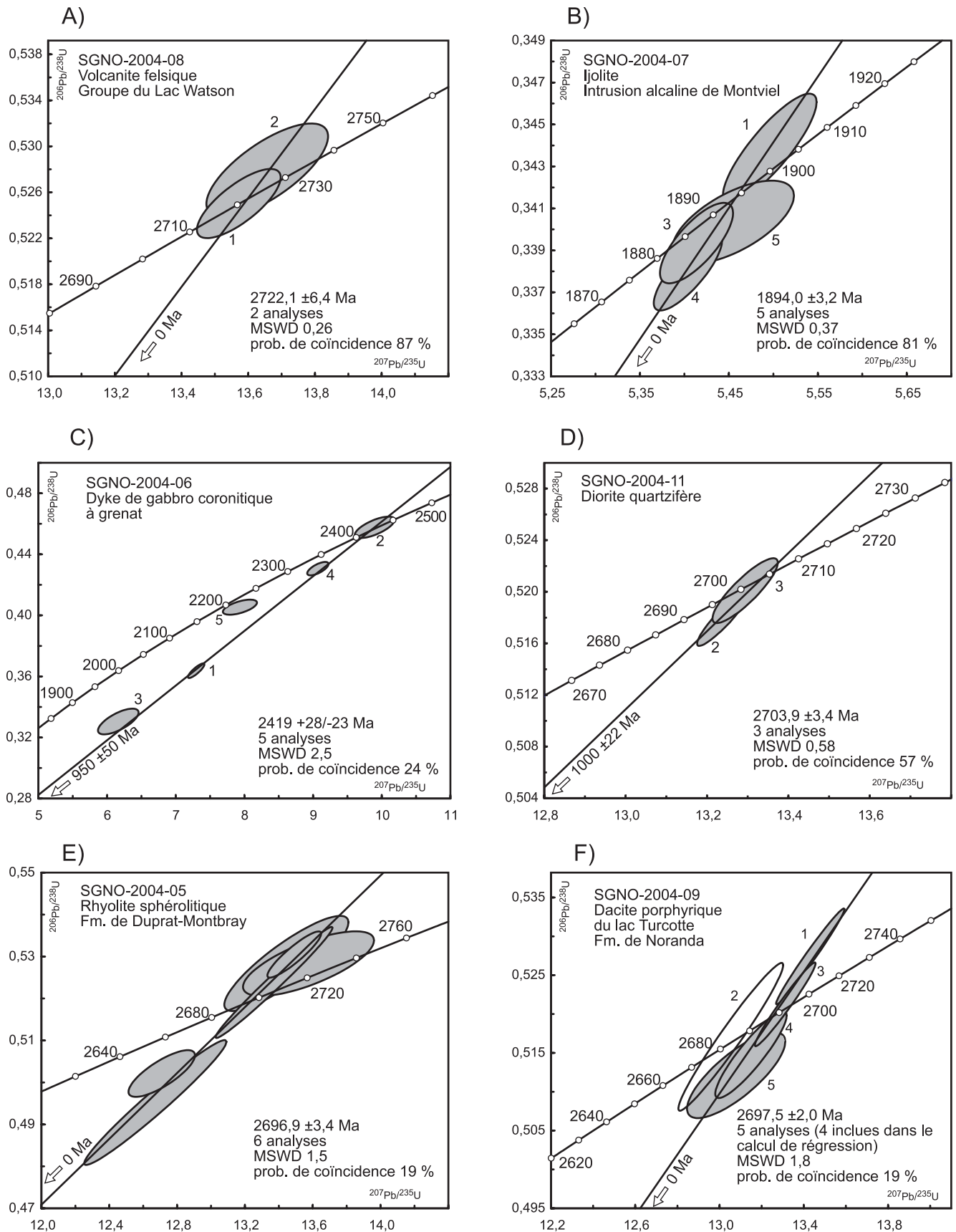


FIGURE 2 - Diagrammes Concordia des analyses des zircons effectuées par la méthode ID-TIMS et dont les résultats sont présentés au tableau 2. MSWD = Mean Squared Weighted Deviates.

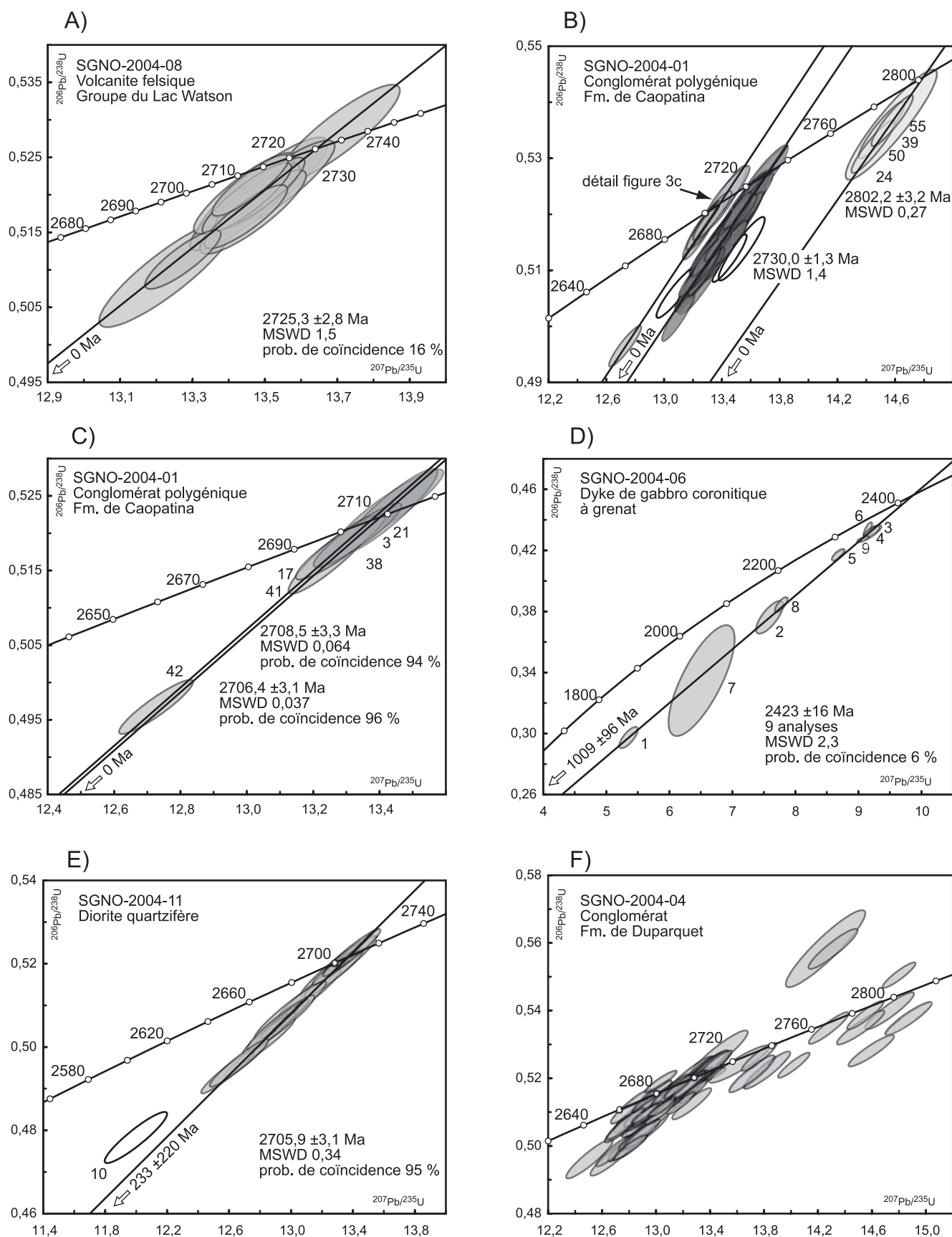


FIGURE 3 - Diagrammes Concordia des analyses de zircons effectuées par la méthode LA-MC-ICPMS et dont les résultats sont présentés au tableau 3. MSWD = Mean Squared Weighted Deviates.

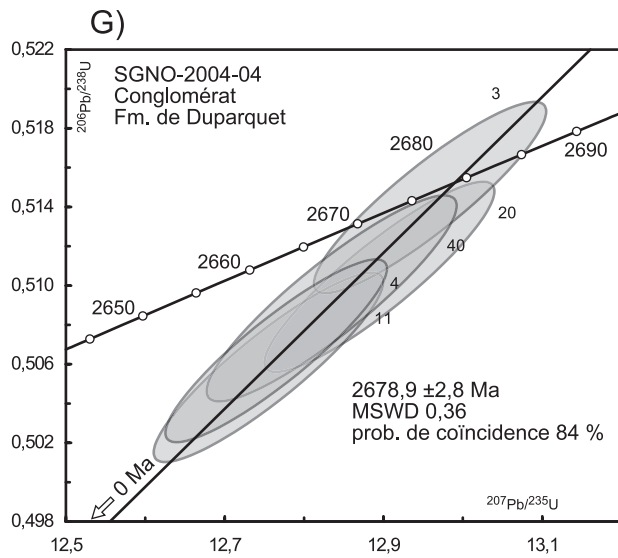


FIGURE 3 (suite) - Diagrammes Concordia des analyses de zircons effectuées par la méthode LA-MC-ICPMS et dont les résultats sont présentés au tableau 3. MSWD = *Mean Squared Weighted Deviates*.

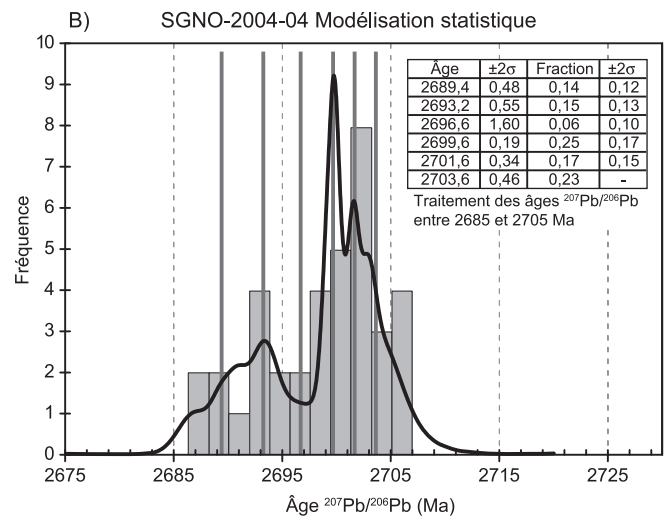
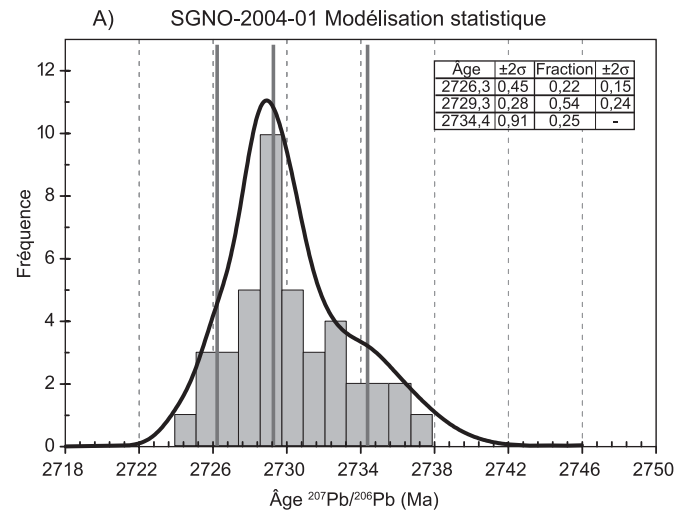


FIGURE 4 - Histogrammes et modélisations statistiques des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des zircons provenant des échantillons de conglomerat **a)** de la Formation de Caopatina (SGNO-2004-01) et **b)** de la Formation de Duparquet (SGNO-2004-04).

TABEAU 1 - Résumé des résultats des analyses isotopiques.

Numéro de laboratoire	Affleurement	Feuillet SNRC	Zone	Localisation UTM NAD 83	Stratigraphie	Lithologie	Âge
SGNO-2004-01		32G/07	18	528038 m E 5476494 m N	Formation de Caopatina	Conglomérat polygénique à matrice gréseuse	2707,3 ±2,3 Ma (âge maximal)
SGNO-2004-02		32F/15	18	390110 m E 5520552 m N	Complexe alcalin de de Montviel	Ferrocronatite	(pas de zircon)
SGNO-2004-03		32D/07	17	650936 m E 5347596 m N	Rhyolite de Delbridge, Formation de Noranda, Groupe de Blake River	Rhyolite à phénocristaux de QZ-PG, altérée en MV-AK	(pas de zircon)
SGNO-2004-04		32D/06	17	635322 m E 5372696 m N	Formation de Duparquet	Conglomérat polygénique, folié	2678,9 ±2,8 Ma (âge maximal)
SGNO-2004-05	04-PR-2108	32D/06	17	631285 m E 5351728 m N	Formation de Duprat-Montbray, Groupe de Blake River	Rhyolite sphérolitique à phénocristaux de QZ	2696,9 ±3,4 Ma
SGNO-2004-06	03-CG-4083	32B/14	18	492707 m E 5418612 m N	Dyke de gabbro	Gabbro coronitique massif à grenat, grains moyens	2419 +28/-23 Ma
SGNO-2004-07		32F/15	18	386095 m E 5518433 m N	Complexe alcalin de de Montviel	ljolite	1894,2 ±3,5 Ma
SGNO-2004-08	03-JG-1720G	32F/10	18	366102 m E 5505503 m N	Groupe du Lac Watson	Volcanite felsique, altérée en CL-MV-BO, foliée	2722,1 ±6,4 Ma
SGNO-2004-09		32D/06	17	642727 m E 5351861 m N	Dacite-rhyodacite du lac Turcotte (équivalent de la Rhyolite de Millenbach), Formation de Noranda, Groupe de Blake River	Dacite à phénocristaux de QZ-PG, massive	2698,5 ±2,0 Ma
SGNO-2004-10	03-PR-5015	32B/14	18	474560 m E 5420084 m N	Formation de Lacroix	Tuf intermédiaire granoclassé à laminations parallèles	(pas de zircon)
SGNO-2004-11	04-AC-8048	32G/08	18	562128 m E 5460701 m N	Diorite quartzifère	Diorite quartzifère à HB, faiblement foliée	2703,9 ±3,4 Ma

TABLEAU 2 - Résultats des analyses U-Pb par dilution isotopique (ID-TIMS).

No	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ (%)	Disc.
1																				
SGNO-2004-08 Volcanite felsique du Groupe du Lac Watson																				
1	1zr.ic.pc.f.frc	0,0011	119	69	4,8	0,34	1929	0,52461	0,2	13,5737	0,4	0,18766	0,3	2718,7	10,5	2720,4	7,2	2721,7	8,3	0,1
2	1zr.ic.pc	0,0016	36	21	5,3	0,48	1381	0,52752	0,3	13,6592	0,5	0,18780	0,4	2731,0	14,1	2726,4	10,3	2723,0	12,7	-0,4
SGNO-2004-07 Ilolite du Complexe de Montviel																				
1	1zr.ic.pl.f	0,0021	132	75	8,3	2,88	1753	0,34386	0,3	5,4960	0,4	0,11592	0,2	1905,2	10,2	1900,0	6,7	1894,3	7,5	-0,7
2	1zr.ic.pl.f	0,0013	33	18	6,3	2,55	874	0,34094	0,8	5,4658	1,2	0,11627	0,8	1891,2	25,0	1895,2	20,6	1899,7	29,0	0,5
3	1zr.ic.xn.f	0,0020	163	92	2,6	2,66	2644	0,33935	0,2	5,4136	0,3	0,11570	0,2	1893,5	7,5	1887,0	5,3	1890,8	7,4	0,4
4	2zr.ic.pl.f	0,0050	144	82	8,2	2,31	1903	0,33797	0,2	5,4039	0,3	0,11597	0,2	1876,9	7,2	1885,5	5,0	1894,9	6,2	1,1
5	2zr.ic.xn.f	0,0031	55	30	5,4	2,42	1410	0,34035	0,2	5,4548	0,5	0,11624	0,4	1888,4	7,8	1893,5	8,8	1899,1	14,6	0,7
SGNO-2004-06 Dyke de gabbro coronitique à grenat																				
1	1zr.ic-br.pl.f	0,0005	130	58	7,5	0,88	523	0,36297	0,6	7,2943	0,7	0,14575	0,3	1996,2	18,9	2148,1	12,1	2296,7	11,9	15,2
2	1zr.ic-br.pl.f.frc	0,0008	44	26	16,4	1,33	557	0,45746	0,6	9,8991	1,2	0,15694	0,8	2428,3	25,5	2425,4	22,1	2423,0	28,8	-0,3
3	1zr.ic.pl.f.frc	0,0010	34	13	11,8	0,55	282	0,32937	1,1	6,1553	2,0	0,13554	1,4	1835,3	34,0	1998,1	34,0	2170,9	50,1	17,7
4	1zr.ic-br.xn.f	0,0013	83	40	3,6	0,46	946	0,43038	0,4	9,0689	0,7	0,15283	0,5	2307,4	15,8	2345,0	12,8	2377,8	17,5	3,5
5	1zr.ic.xn.f	0,0018	54	26	7,4	0,79	661	0,40502	0,5	7,9330	1,3	0,14206	1,1	2192,1	18,5	2223,4	22,8	2252,4	36,3	3,2
SGNO-2004-11 Diorite quartzifère																				
1	1zr.ic.pl.sub-au	0,0063	73	34	3,6	0,57	3121	0,38925	0,2	8,9849	0,2	0,16741	0,1	2119,4	6,5	2336,5	3,9	2531,9	3,1	19,1
2	1zr.ic.pl.au	0,0051	69	44	9,2	0,81	2266	0,51804	0,2	13,2413	0,2	0,18538	0,1	2690,9	7,7	2697,0	3,8	2701,6	2,6	0,5
3	1zr.ic.pl.au	0,0057	64	41	9,3	0,87	1804	0,52010	0,2	13,2934	0,2	0,18537	0,1	2699,6	8,7	2700,7	4,7	2701,5	4,1	0,1
SGNO-2004-05 Rhyolite sphérolitique de la Formation de Duprat-Montbray																				
1	1zr.ic.pc.t	0,0009	42	27	16,6	0,75	495	0,52835	0,9	13,4447	1,1	0,18455	0,6	2734,5	39,0	2711,4	20,9	2694,2	18,5	-1,8
2	1zr.ic.pc.t	0,0006	45	28	2,9	0,56	335	0,52383	1,0	13,3722	1,1	0,18514	0,2	2715,4	45,7	2706,3	19,8	2699,5	5,9	-0,7
3	1zr.ic.pc.f	0,0007	71	42	6,2	0,57	662	0,50212	0,5	12,7096	0,6	0,18358	0,4	2622,9	19,5	2658,4	11,8	2685,5	13,1	2,8
4	1zr.ic.pc.f.frc	0,0008	48	28	21,1	0,61	375	0,49521	1,2	12,6723	1,4	0,18559	0,3	2593,2	52,3	2655,6	25,3	2703,5	10,6	5,0
5	1zr.ic.pc.f	0,0010	26	16	1,7	0,64	529	0,52831	0,6	13,5752	1,2	0,18636	0,8	2734,3	26,5	2720,5	21,9	2710,3	27,8	-1,1
6	2zr.ic.pc.t	0,0010	69	44	5,1	0,69	781	0,53048	0,4	13,4914	0,5	0,18445	0,2	2743,5	18,9	2714,7	9,1	2693,3	6,7	-2,3
SGNO-2004-09 Dacite du lac Turcotte, Formation de Noranda																				
1	1zr.ic.pc.t	0,0022	78	49	3,6	0,73	1244	0,52741	0,5	13,4307	0,5	0,18469	0,1	2730,5	21,3	2710,4	9,3	2695,5	2,9	-1,6
2	1zr.ic.pc.t	0,0010	114	70	7,8	0,72	698	0,51707	0,8	13,0534	0,8	0,18309	0,2	2686,7	33,0	2683,5	14,6	2681,1	6,2	-0,3
3	1zr.ic.pc.f.incl	0,0011	91	55	4,8	0,57	739	0,52125	0,4	13,3120	0,4	0,18522	0,1	2704,5	18,6	2702,0	8,3	2700,2	3,2	-0,2
4	1zr.ic.pc.f.incl	0,0009	82	50	10,8	0,63	568	0,51477	0,4	13,1492	0,5	0,18526	0,2	2677,0	19,4	2690,4	9,9	2700,5	7,6	1,1
5	1zr.ic.pc.incl	0,0005	73	44	8,7	0,59	459	0,51213	0,4	13,0789	0,7	0,18522	0,5	2665,7	19,2	2685,4	13,7	2700,2	15,6	1,6

Remarques :

- 1 = Minéral : nombre de grains zr = zircon, ic = incolore, br = brun, au = idiomorphe, f = fragment, pc = prisme court, pl = prisme long, xn = xénomorphe, frc = fracture, t = terminaison, incl = présence d'inclusions
- 2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)
- 3 = corrigé pour la discrimination de masse
- 4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 5 pg, U = 1 pg), le traceur ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U et le Pb commun initial
- Les erreurs sont présentées à 1s. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

TABLEAU 3 - Résultats des analyses U-Pb in situ par ablation Laser (LA-MC-ICP-MS).

			Rapport isotopique												Âge (Ma)		
No	²⁰⁷ Pb int. (mV)	±1σ (%)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrige	±1σ (%)	²³² Th/ ²³⁸ U mesuré	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb mesuré	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U corrige	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U calculé	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrige	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc. (%)
SGNO-2004-08 Volcanite felsique du Groupe du Lac Watson																	
1	0,0089	0,5	0,043	2,25	0,073	0,59	6605	2,0	0,52005	0,37	13,485	0,38	0,18807	0,04	2725,3	1,4	1,2
2	0,0063	3,0	0,094	4,31	0,164	3,54	4189	4,1	0,52542	0,92	13,526	0,93	0,18670	0,11	2713,4	3,6	-0,4
3	0,0071	1,0	0,156	0,75	0,263	0,70	2991	1,7	0,51749	0,44	13,466	0,45	0,18872	0,07	2731,1	2,3	1,9
4	0,0074	2,7	0,144	0,70	0,241	0,73	3282	1,0	0,50928	0,58	13,227	0,58	0,18836	0,08	2727,9	2,5	3,3
5	0,0122	1,6	0,130	2,18	0,207	2,27	5964	1,9	0,51823	0,46	13,443	0,46	0,18814	0,04	2725,9	1,5	1,5
6	0,0044	1,8	0,122	0,71	0,205	0,51	2600	1,3	0,52093	0,49	13,527	0,50	0,18833	0,11	2727,6	3,5	1,1
7	0,0083	1,0	0,148	0,76	0,253	0,75	3494	1,0	0,52045	0,55	13,490	0,56	0,18798	0,07	2724,6	2,2	1,1
8	0,0202	1,6	0,035	3,09	0,059	2,59	12021	3,6	0,52000	0,43	13,440	0,43	0,18746	0,03	2720,0	0,8	0,9
9	0,0054	2,3	0,088	2,34	0,154	2,22	2785	2,7	0,51690	0,34	13,445	0,35	0,18865	0,10	2730,5	3,3	2,0
10	0,0094	2,7	0,160	0,38	0,272	0,45	3964	1,3	0,53771	0,86	13,902	0,86	0,18751	0,05	2720,5	1,8	-2,4
12	0,0128	3,1	0,160	0,32	0,257	0,33	5389	1,0	0,51932	0,37	13,448	0,38	0,18782	0,03	2723,1	1,1	1,2
13	0,0287	2,8	0,100	0,87	0,161	0,77	7347	1,7	0,52804	0,50	13,705	0,50	0,18824	0,03	2726,9	1,1	-0,3
14	0,0174	3,5	0,112	0,42	0,185	0,42	7470	1,2	0,52111	0,32	13,458	0,32	0,18731	0,03	2718,7	1,0	0,7
15	0,0069	0,9	0,116	0,29	0,190	0,38	3089	1,3	0,51119	0,31	13,270	0,32	0,18828	0,07	2727,2	2,4	2,9
SGNO-2004-06 Dyke de gabbro coronitique à grenat																	
1	0,0023	3,9	0,171	2,15	0,204	3,23	1395	1,7	0,29559	0,93	5,313	1,11	0,13035	0,89	2102,7	31,1	23,4
2	0,0055	3,0	0,262	2,02	0,384	2,74	2009	1,9	0,37538	1,14	7,561	1,15	0,14609	0,29	2300,7	9,9	12,5
3	0,0052	1,5	0,310	0,34	0,468	0,84	1411	4,0	0,43101	0,36	9,217	0,62	0,15510	0,43	2402,9	14,5	4,6
4	0,0067	0,6	0,275	0,93	0,420	0,71	2044	1,7	0,42912	0,40	9,098	0,57	0,15377	0,22	2388,3	7,4	4,3
5	0,0083	0,4	0,277	0,17	0,427	0,31	2884	1,1	0,41684	0,38	8,701	0,47	0,15139	0,16	2361,7	5,4	5,8
6	0,0131	2,0	0,313	0,05	0,492	0,07	3248	0,6	0,43514	0,43	9,204	0,30	0,15341	0,08	2384,3	2,8	2,8
7	0,0042	9,9	0,106	3,13	0,115	7,59	1304	8,4	0,29555	4,36	5,514	3,27	0,13532	1,45	2168,2	50,5	26,1
8	0,0057	4,0	0,287	1,40	0,405	1,39	1812	1,3	0,38768	0,50	7,815	0,52	0,14620	0,26	2302,0	8,8	9,7
9	0,0083	1,9	0,275	0,90	0,400	0,97	1635	1,5	0,42268	0,17	8,999	0,45	0,15441	0,27	2395,3	9,0	6,1
SGNO-2004-11 Diorite quartzifère																	
1	0,014	1,7	0,274	0,55	0,437	0,52	6275	1,1	0,51926	0,57	13,309	0,75	0,18590	0,09	2706,2	2,9	0,5
2	0,015	0,7	0,227	0,27	0,366	0,22	7754	2,1	0,51236	0,49	13,119	0,63	0,18571	0,07	2704,5	2,3	1,7
3	0,009	1,1	0,196	0,76	0,315	0,84	4409	1,3	0,51766	0,45	13,283	0,59	0,18609	0,10	2707,9	3,3	0,8
4	0,011	0,9	0,273	0,29	0,438	0,30	5474	1,7	0,51872	0,32	13,275	0,42	0,18562	0,12	2703,7	4,0	0,5
5	0,010	0,5	0,238	0,61	0,384	0,58	5157	2,0	0,52255	0,44	13,395	0,58	0,18592	0,14	2706,4	4,5	-0,2
6	0,011	1,0	0,269	0,22	0,445	0,35	5780	1,7	0,49684	0,35	12,709	0,45	0,18553	0,09	2702,9	2,8	4,6
7	0,009	0,7	0,240	0,09	0,379	0,29	6315	1,8	0,45382	0,29	11,654	0,38	0,18625	0,13	2709,3	4,3	13,1
8	0,012	1,0	0,256	0,35	0,403	0,39	4976	1,1	0,50139	0,45	12,844	0,59	0,18579	0,03	2705,3	1,1	3,8
9	0,009	2,3	0,221	0,09	0,343	0,11	5312	1,7	0,50861	0,56	12,998	0,73	0,18535	0,05	2701,3	1,6	2,3
10	0,012	1,2	0,261	0,25	0,400	0,34	5708	1,6	0,47795	0,53	11,995	0,68	0,18202	0,04	2671,3	1,3	6,9
11	0,012	1,4	0,286	0,22	0,449	0,19	5575	1,3	0,50653	0,38	12,962	0,49	0,18559	0,04	2703,5	1,2	2,8
12	0,013	2,2	0,270	0,18	0,423	0,21	6396	1,9	0,50314	0,41	12,861	0,54	0,18538	0,04	2701,6	1,2	3,4
13	0,012	0,6	0,247	0,55	0,390	0,79	5854	1,6	0,49370	0,43	12,590	0,55	0,18496	0,05	2697,8	1,6	5,0
14	0,015	1,7	0,297	0,04	0,466	0,06	7129	1,3	0,50570	0,53	12,937	0,69	0,18554	0,04	2703,0	1,2	2,9
15	0,012	3,2	0,289	0,10	0,455	0,10	6132	1,6	0,49583	0,47	12,664	0,62	0,18525	0,04	2700,4	1,5	4,7

TABLEAU 3 (suite) - Résultats des analyses U-Pb in situ par ablation Laser (LA-MC-ICP-MS).

No	Rapport isotopique														Âge (Ma)		
	²⁰⁷ Pb int. (mV)	±1σ (%)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrigé	±1σ (%)	²³² Th/ ²³⁸ U mesuré	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb mesuré	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U corrigé	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U calculé	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrigé	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc. (%)
SGNO-2004-01 Conglomérat polygénique de la Formation de Caopatina																	
1	0,0045	2,4	0,175	0,35	0,279	0,58	2650	3,6	0,52078	0,45	13,712	0,48	0,19096	0,17	2750,4	5,6	2,1
2	0,0061	0,4	0,182	0,65	0,293	0,65	3929	1,4	0,50848	0,34	13,266	0,35	0,18922	0,08	2735,4	2,7	3,8
3	0,0442	1,1	0,066	2,51	0,105	2,55	21571	2,4	0,53009	0,45	13,605	0,45	0,18614	0,01	2708,4	0,4	-1,5
4	0,0156	1,1	0,134	0,20	0,220	0,25	8063	1,7	0,52126	0,37	13,547	0,37	0,18849	0,04	2729,1	1,2	1,1
5	0,0165	0,8	0,148	1,03	0,236	1,01	7852	2,1	0,52434	0,45	13,605	0,45	0,18819	0,04	2726,4	1,2	0,4
6	0,0037	1,3	0,161	0,46	0,259	0,44	2466	2,3	0,51938	0,34	13,635	0,36	0,19040	0,12	2745,6	3,9	2,2
7	0,0207	0,7	0,145	0,21	0,237	0,18	10391	2,3	0,51797	0,42	13,454	0,42	0,18838	0,03	2728,1	0,9	1,7
8	0,0108	1,7	0,188	0,24	0,302	0,27	5570	1,4	0,52682	0,49	13,735	0,49	0,18909	0,05	2734,3	1,7	0,3
9	0,0121	0,5	0,140	1,27	0,230	1,35	6475	1,9	0,51733	0,34	13,461	0,34	0,18871	0,05	2731,0	1,5	1,9
10	0,0155	0,3	0,155	0,60	0,242	0,33	6893	1,6	0,51683	0,57	13,468	0,57	0,18900	0,04	2733,5	1,2	2,1
11	0,0167	2,2	0,148	1,30	0,239	1,34	8299	1,4	0,51890	0,47	13,477	0,47	0,18837	0,03	2728,0	0,9	1,5
12	0,0170	1,0	0,149	1,14	0,232	1,31	8496	2,3	0,52476	0,40	13,635	0,40	0,18845	0,03	2728,7	1,0	0,4
13	0,0209	2,0	0,165	0,78	0,270	0,97	9365	1,5	0,51480	0,36	13,384	0,36	0,18856	0,02	2729,7	0,7	2,4
14	0,0085	1,0	0,213	0,36	0,345	0,43	5193	1,7	0,52152	0,43	13,606	0,43	0,18922	0,05	2735,4	1,7	1,3
15	0,0055	1,4	0,151	0,64	0,239	0,56	3228	1,4	0,52714	0,42	13,725	0,43	0,18883	0,08	2732,0	2,7	0,1
16	0,0168	1,8	0,176	0,46	0,276	0,47	9115	2,0	0,52395	0,57	13,606	0,57	0,18834	0,03	2727,7	1,1	0,5
17	0,0222	0,5	0,270	1,09	0,443	1,10	12225	2,7	0,52524	0,42	13,464	0,42	0,18592	0,03	2706,4	0,8	-0,7
18	0,0070	2,4	0,178	0,30	0,285	0,44	4161	1,5	0,52800	0,46	13,757	0,46	0,18897	0,07	2733,2	2,3	0,0
19	0,0052	0,3	0,182	0,31	0,291	0,30	4290	2,4	0,51965	0,34	13,552	0,40	0,18914	0,08	2734,7	2,6	1,7
20	0,0119	2,0	0,134	1,50	0,208	1,37	8722	2,2	0,52679	0,43	13,692	0,51	0,18851	0,05	2729,2	1,5	0,1
21	0,0654	2,7	0,063	0,79	0,101	0,83	35150	2,0	0,52331	0,41	13,431	0,49	0,18615	0,01	2708,4	0,4	-0,2
22	0,0149	1,7	0,139	1,48	0,223	1,47	9764	1,7	0,52315	0,35	13,594	0,42	0,18846	0,03	2728,7	1,0	0,7
23	0,0076	0,4	0,189	0,79	0,304	0,98	5264	2,7	0,52268	0,35	13,614	0,42	0,18891	0,07	2732,7	2,3	1,0
24	0,0102	2,8	0,237	1,34	0,384	1,32	5805	2,1	0,53493	0,38	14,518	0,46	0,19684	0,05	2800,2	1,6	1,7
25	0,0215	0,7	0,156	0,67	0,252	0,70	13999	2,1	0,52055	0,26	13,504	0,31	0,18815	0,02	2726,1	0,8	1,1
26	0,0076	2,2	0,128	0,36	0,212	0,36	6142	2,0	0,51790	0,40	13,453	0,48	0,18840	0,06	2728,3	2,0	1,7
27	0,0071	2,1	0,166	0,39	0,270	0,53	5331	2,1	0,51400	0,42	13,370	0,51	0,18866	0,05	2730,5	1,8	2,5
28	0,0148	0,4	0,132	1,49	0,215	1,51	9532	2,1	0,51396	0,38	13,369	0,46	0,18866	0,03	2730,5	1,1	2,6
29	0,0187	1,0	0,146	1,48	0,243	1,70	11025	1,6	0,50877	0,28	13,205	0,33	0,18824	0,04	2726,9	1,3	3,4
30	0,0106	1,7	0,162	0,41	0,267	0,46	7382	1,9	0,51968	0,30	13,520	0,36	0,18869	0,04	2730,8	1,4	1,5
31	0,0157	1,7	0,136	0,84	0,220	0,89	10324	1,8	0,51765	0,34	13,427	0,41	0,18812	0,03	2725,8	1,1	1,6
32	0,0077	1,4	0,183	0,21	0,297	0,20	5997	1,8	0,51873	0,36	13,501	0,43	0,18877	0,05	2731,5	1,5	1,7
33	0,0133	1,0	0,135	0,14	0,220	0,18	9266	2,0	0,51913	0,30	13,480	0,36	0,18832	0,04	2727,6	1,2	1,4
34	0,0236	2,3	0,184	1,61	0,299	1,60	11724	1,9	0,51030	0,31	13,265	0,38	0,18854	0,02	2729,4	0,8	3,2
35	0,0181	1,3	0,179	1,05	0,285	1,05	10044	1,9	0,52183	0,43	13,549	0,52	0,18831	0,04	2727,4	1,2	0,9
36	0,0073	0,5	0,160	0,69	0,259	0,78	4790	1,9	0,51485	0,32	13,449	0,39	0,18945	0,07	2737,4	2,1	2,7
37	0,0123	0,4	0,121	0,86	0,198	1,00	8394	2,5	0,51477	0,25	13,377	0,30	0,18847	0,04	2728,8	1,2	2,3
38	0,0492	0,9	0,067	1,52	0,105	1,52	30416	2,2	0,51970	0,34	13,334	0,41	0,18609	0,01	2707,9	0,4	0,5
39	0,0104	2,3	0,234	0,86	0,383	0,96	5997	1,2	0,53659	0,34	14,589	0,41	0,19719	0,04	2803,1	1,3	1,5
40	0,0075	1,3	0,190	0,30	0,304	0,33	5577	2,3	0,51688	0,37	13,458	0,45	0,18883	0,05	2732,0	1,6	2,1
41	0,0168	0,9	0,239	1,40	0,397	1,74	12355	2,3	0,49651	0,30	12,725	0,36	0,18588	0,03	2706,0	0,9	4,8
42	0,0116	2,4	0,192	1,02	0,295	1,10	8392	2,1	0,51813	0,35	13,282	0,42	0,18591	0,04	2706,3	1,3	0,7
43	0,0150	1,3	0,165	0,33	0,261	0,39	8606	1,8	0,52135	0,33	13,434	0,40	0,18688	0,04	2714,9	1,3	0,5
44	0,0159	1,7	0,234	0,49	0,374	0,55	9524	1,9	0,51322	0,32	13,300	0,38	0,18795	0,03	2724,3	1,0	2,4
45	0,0134	2,2	0,145	0,86	0,230	1,01	8376	1,7	0,51413	0,37	13,347	0,45	0,18828	0,04	2727,2	1,3	2,4
46	0,0086	0,4	0,130	0,80	0,212	0,88	5818	1,8	0,51218	0,26	13,286	0,31	0,18813	0,06	2725,9	2,0	2,7
47	0,0169	2,9	0,163	0,96	0,258	0,91	10593	2,4	0,51795	0,40	13,457	0,48	0,18843	0,02	2728,5	0,8	1,7
48	0,0135	2,2	0,138	0,77	0,223	0,96	7147	2,0	0,51192	0,41	13,320	0,50	0,18871	0,04	2730,9	1,4	3,0
49	0,0029	1,6	0,175	0,23	0,283	0,29	2679	2,3	0,50609	0,37	13,088	0,44	0,18757	0,20	2720,9	6,4	3,6
50	0,0078	1,0	0,159	0,42	0,311	0,44	4871	1,8	0,53197	0,36	14,458	0,43	0,19711	0,06	2802,4	1,9	2,3
51	0,0104	1,0	0,126	0,17	0,202	0,20	7137	1,5	0,51484	0,35	13,384	0,42	0,18855	0,05	2729,6	1,6	2,3
52	0,0121	2,3	0,187	0,51	0,292	0,66	7658	2,0	0,51532	0,38	13,392	0,46	0,18848	0,03	2728,9	1,1	2,2
53	0,0080	1,7	0,160	1,31	0,265	1,31	5779	2,9	0,50999	0,32	13,286	0,39	0,18894	0,08	2732,9	2,5	3,4
54	0,0176	2,0	0,163	0,25	0,291	1,82	10668	1,3	0,51572	0,51	13,395	0,61	0,18837	0,02	2728,0	0,8	2,1
55	0,0077	1,2	0,198	0,78	0,335	0,76	4388	2,0	0,53583	0,75	14,587	0,90	0,19744	0,07	2805,1	2,3	1,7

TABLEAU 3 (suite) - Résultats des analyses U-Pb in situ par ablation Laser (LA-MC-ICP-MS).

No	Rapport isotopique														Âge (Ma)		
	²⁰⁷ Pb int. (mV)	±1σ (%)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrige	±1σ (%)	²³² Th/ ²³⁸ U mesure	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb mesure	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U corrige	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U calcule	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb corrige	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc. (%)
SGNO-2004-04 Conglomerat de la Formation de Duparquet																	
1	0,014	1,7	0,208	0,69	0,328	0,65	10179	2,0	0,51245	0,369	13,254	0,443	0,18758	0,033	2721,0	1,1	2,4
2	0,010	2,0	0,141	2,08	0,228	2,05	14683	4,9	0,52393	0,287	14,019	0,344	0,19406	0,050	2776,9	1,7	2,7
3	0,017	3,3	0,270	0,85	0,418	1,10	24493	3,9	0,51448	0,386	12,960	0,464	0,18269	0,031	2677,5	1,0	0,1
4	0,014	1,9	0,298	0,20	0,470	0,31	18879	3,0	0,50667	0,375	12,764	0,450	0,18271	0,038	2677,7	1,2	1,6
5	0,006	0,9	0,277	0,38	0,444	0,35	7869	3,6	0,52129	0,420	13,704	0,504	0,19067	0,088	2747,9	2,9	1,9
6	0,003	2,4	0,147	1,05	0,244	0,85	3365	1,8	0,51434	0,405	13,178	0,485	0,18582	0,140	2705,6	4,6	1,4
7	0,005	0,5	0,222	0,14	0,374	0,15	11675	6,0	0,49878	0,410	12,387	0,492	0,18011	0,106	2653,9	3,5	2,1
8	0,006	2,4	0,173	0,33	0,291	0,35	7280	2,8	0,53483	0,353	14,277	0,424	0,19361	0,089	2773,1	2,9	0,5
9	0,004	0,4	0,247	1,07	0,404	1,15	3204	3,2	0,49856	0,383	12,681	0,460	0,18447	0,140	2693,5	4,6	3,9
10	0,031	1,1	0,181	0,36	0,292	0,45	23830	1,7	0,51001	0,313	13,018	0,376	0,18513	0,020	2699,4	0,7	1,9
11	0,010	1,0	0,229	0,17	0,362	0,15	11681	2,2	0,50585	0,389	12,755	0,467	0,18287	0,047	2679,1	1,5	1,8
12	0,025	3,2	0,289	0,97	0,451	1,02	20193	1,7	0,52031	0,479	13,237	0,574	0,18451	0,028	2693,8	0,9	-0,3
13	0,019	1,0	0,125	0,58	0,198	0,77	15008	3,0	0,52632	0,324	13,757	0,389	0,18957	0,029	2738,4	0,9	0,6
14	0,022	1,4	0,190	2,25	0,301	2,26	17649	2,8	0,53859	0,321	14,549	0,386	0,19592	0,027	2792,5	0,9	0,7
15	0,012	1,8	0,172	0,38	0,277	0,31	13305	2,0	0,51194	0,390	13,016	0,468	0,18440	0,033	2692,9	1,1	1,3
16	0,007	0,6	0,104	2,63	0,153	3,55	6550	4,5	0,51265	0,268	13,176	0,322	0,18641	0,121	2710,7	4,0	1,9
17	0,064	0,5	0,148	0,10	0,229	0,16	56983	1,8	0,52140	0,470	13,315	0,564	0,18521	0,011	2700,0	0,4	-0,2
18	0,010	0,7	0,096	0,36	0,155	0,45	9145	2,1	0,51299	0,448	13,042	0,538	0,18439	0,046	2692,8	1,5	1,1
19	0,046	1,2	0,160	0,40	0,249	0,42	31383	1,9	0,52358	0,369	13,383	0,443	0,18538	0,012	2701,6	0,4	-0,6
20	0,009	0,8	0,253	0,26	0,354	0,18	9149	2,7	0,51044	0,385	12,896	0,462	0,18324	0,054	2682,4	1,8	1,1
21	0,012	1,5	0,222	0,11	0,346	0,12	11495	2,2	0,51785	0,347	13,240	0,417	0,18544	0,043	2702,1	1,4	0,5
22	0,015	1,6	0,302	0,06	0,470	0,16	12558	1,8	0,51300	0,459	13,122	0,551	0,18551	0,047	2702,8	1,5	1,5
23	0,019	1,9	0,250	0,03	0,391	0,27	17845	2,5	0,51679	0,436	13,212	0,523	0,18542	0,034	2702,0	1,1	0,7
24	0,022	2,4	0,169	0,76	0,264	0,89	24223	2,9	0,51804	0,336	13,227	0,403	0,18518	0,028	2699,8	0,9	0,4
25	0,008	0,8	0,206	0,85	0,327	0,90	6689	1,9	0,52375	0,348	13,416	0,417	0,18578	0,055	2705,1	1,8	-0,5
26	0,031	1,2	0,256	0,98	0,401	1,13	17860	1,3	0,51166	0,408	12,805	0,489	0,18151	0,034	2666,7	1,1	0,1
27	0,016	1,1	0,136	1,93	0,203	1,53	13184	1,4	0,55049	0,282	14,798	0,338	0,19497	0,037	2784,5	1,2	-1,9
28	0,006	1,5	0,170	0,55	0,266	0,48	6105	1,7	0,55826	0,437	14,307	0,524	0,18587	0,078	2705,9	2,6	-7,0
29	0,038	2,2	0,183	0,44	0,282	0,46	24426	1,3	0,52217	0,442	13,359	0,530	0,18555	0,018	2703,1	0,6	-0,2
30	0,018	1,4	0,134	0,41	0,218	0,43	13814	2,0	0,53997	0,414	14,731	0,497	0,19786	0,032	2808,6	1,1	1,1
31	0,010	0,8	0,109	0,48	0,178	0,78	10434	2,2	0,52244	0,429	13,817	0,515	0,19182	0,049	2757,8	1,6	2,1
32	0,007	0,3	0,267	0,52	0,431	0,72	5344	1,6	0,50348	0,356	12,882	0,427	0,18557	0,060	2703,3	2,0	3,4
33	0,084	2,0	0,145	0,40	0,232	0,41	39533	1,5	0,62543	0,413	20,917	0,495	0,24256	0,007	3136,9	0,2	0,2
34	0,104	1,1	0,171	0,10	0,264	0,09	69212	1,4	0,52716	0,535	13,459	0,642	0,18517	0,010	2699,7	0,3	-1,4
35	0,011	2,3	0,189	0,45	0,300	0,42	9980	1,9	0,51754	0,268	13,157	0,322	0,18438	0,041	2692,7	1,3	0,2
36	0,011	0,5	0,139	1,30	0,222	1,29	9244	2,1	0,51613	0,281	13,266	0,338	0,18641	0,035	2710,8	1,2	1,3
37	0,010	1,8	0,303	0,44	0,481	0,53	8870	2,1	0,51190	0,368	13,082	0,441	0,18535	0,045	2701,4	1,5	1,7
38	0,017	0,8	0,286	0,27	0,454	0,39	13737	1,5	0,50951	0,307	12,927	0,368	0,18402	0,027	2689,4	0,9	1,6
39	0,015	1,0	0,226	0,13	0,352	0,15	15666	2,4	0,51636	0,378	13,105	0,454	0,18406	0,039	2689,8	1,3	0,3
40	0,009	1,2	0,262	0,25	0,410	0,24	9288	2,0	0,50935	0,421	12,835	0,505	0,18275	0,060	2678,0	2,0	1,1
41	0,009	0,5	0,181	2,06	0,283	2,07	7476	2,1	0,50824	0,441	12,932	0,529	0,18454	0,055	2694,1	1,8	2,0
42	0,014	1,3	0,245	0,06	0,379	0,13	13666	1,7	0,50951	0,399	12,908	0,479	0,18374	0,040	2687,0	1,3	1,5
43	0,044	0,8	0,209	0,64	0,328	0,46	28503	1,5	0,49622	0,477	12,493	0,572	0,18259	0,015	2676,5	0,5	3,6
44	0,015	0,7	0,306	0,03	0,502	0,09	10610	1,5	0,50471	0,412	12,925	0,494	0,18574	0,040	2704,8	1,3	3,2
45	0,018	0,4	0,220	0,11	0,358	0,16	14649	2,6	0,50294	0,358	12,846	0,430	0,18525	0,030	2700,5	1,0	3,3
46	0,009	1,8	0,210	0,52	0,338	0,59	7486	1,4	0,50048	0,415	12,792	0,498	0,18537	0,047	2701,5	1,6	3,9
47	0,007	2,0	0,153	0,25	0,249	0,30	5694	1,5	0,49683	0,457	12,670	0,548	0,18495	0,059	2697,8	1,9	4,4
48	0,020	1,3	0,214	0,19	0,342	0,25	13881	1,6	0,50846	0,406	12,998	0,487	0,18541	0,027	2701,8	0,9	2,3
49	0,020	1,3	0,198	1,65	0,299	1,67	15510	2,0	0,51880	0,339	13,248	0,808	0,18520	0,031	2700,0	1,0	0,3
50	0,012	0,6	0,229	0,17	0,351	0,19	10090	1,6	0,51156	0,246	13,032	0,320	0,18476	0,053	2696,1	1,7	1,5
51	0,021	1,3	0,105	0,34	0,156	0,39	17128	1,9	0,52421	0,428	13,610	0,676	0,18830	0,026	2727,4	0,9	0,5
52	0,052	0,5	0,174	0,51	0,262	0,44	26122	0,9	0,50754	0,401	12,889	0,498	0,18418	0,025	2690,9	0,8	2,0
53	0,014	0,8	0,139	0,47	0,214	0,43	11008	1,8	0,53771	0,370	14,869	0,481	0,20056	0,036	2830,7	1,2	2,5
54	0,011	0,7	0,215	0,13	0,325	0,15	9846	2,0	0,49958	0,307	12,797	0,399	0,18578	0,060	2705,2	2,0	4,2
55	0,034	1,2	0,263	0,07	0,390	0,14	25473	1,4	0,51339	0,397	13,103	0,604	0,18511	0,014	2699,2	0,5	1,3
56	0,002	2,1	0,092	0,62	0,149	0,38	1816	2,1	0,52814	0,364	14,594	0,473	0,20042	0,260	2829,6	8,5	4,2
57	0,004	0,7	0,148	0,29	0,214	0,36	3145	2,0	0,53503	0,383	14,514	0,498	0,19675	0,122	2799,4	4,0	1,6
58	0,066	1,4	0,157	0,70	0,230	0,69	12281	8,0	0,51909	0,248	13,026	0,364	0,18200	0,032	1,1	-1,1	
59	0,009	1,1	0,244	0,49	0,342	0,72	8897	2,2	0,51876	0,342	13,277	0,444	0,18563	0,046	2703,8	1,5	0,4
60	0,008	2,3	0,304	0,88	0,433	0,96	7480	1,7	0,51785	0,413	13,203	0,537	0,18491	0,067	2697,5	2,2	0,3
61	0,008	1,0	0,206	0,59	0,297	0,41	8156	2,2	0,50957	0,250	12,907	0,325	0,18371	0,047	2686,7	1,5	1,4
62	0,063	4,0	0,163	0,11	0,255	0,44	52843	2,2	0,55835	0,836	14,252	0,846	0,18513	0,016	2699,4	0,5	-7,4