

Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007

Jean David¹, Donald W. Davis², Daniel Bandyayera, Pierre Pilote et Claude Dion³

RP 2009-02

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

Résumé

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb sur des zircons analysés en 1998, 2000, 2001 et 2006 pour six échantillons prélevés en Abitibi et à la Baie-James. Les analyses ont été effectuées par dilution isotopique (ID-TIMS).

Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Eastmain

Les échantillons 2006-DB-1125 et 2006-JY-9014 (SNRC 33C09) proviennent du Pluton d'Opinaca, un dôme intrusif polyphasé encaissé dans les basaltes et les tufs à lapillis et à blocs intermédiaires à felsiques appartenant à la Formation de Kasak. L'échantillon de tonalite à hornblende et biotite 2006-DB-1125 a été daté à $2708,9 \pm 0,9$ Ma, un âge qui est comparable à ceux obtenus pour les dernières phases des intrusions synvolcaniques de la région. L'âge de $2703,5 \pm 2,8$ Ma obtenue sur la diorite du Pluton d'Opinaca (échantillon 2006-JY-9014) est très comparable à celui obtenu pour la diorite de l'Intrusion de Ell ($2705,6 \pm 1,9$ Ma).

L'échantillon 2006-DB-1076 (SNRC 33C09) est un tuf felsique d'affinité calco-alcaline de la Formation de Kasak. L'analyse géochronologique a permis d'obtenir un âge de cristallisation de $2704,4 \pm 1,1$ Ma pour cet échantillon, comparable à celui de la diorite de l'Intrusion de Ell ($2705,6 \pm 1,9$ Ma) et de l'âge de déposition du conglomérat polygénique de la portion basale de la Formation de Low (2702 ± 3 Ma).

Sous-province de l'Abitibi, secteur d'Urban-Barry

L'échantillon SGNO-2001-06 est une diorite en provenance du Pluton d'Hébert, une intrusion polyphasée localisée au nord de la Ceinture volcanique d'Urban-Barry. La mise en place de cette intrusion était traditionnellement interprétée comme synvolcanique. L'âge de $2695,3 \pm 1,0$ Ma indiquerait plutôt que la diorite du Pluton d'Hébert est de nature syntectonique. Il est possible que la phase dioritique de ce pluton représente en fait une phase tardive qui s'est mise en place au contact de l'intrusion polyphasée et de la Ceinture d'Urban-Barry.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Casa-Berardi

Nous rapportons les résultats d'analyse de deux échantillons de roches sédimentaires appartenant au Groupe de Taibi. L'échantillon SGNO-1998-10 est un grès à cailloux d'origine sédimentaire prédominante prélevé à la mine d'or Casa-Berardi ouest. L'âge du zircon le plus jeune est de 2696 ± 1 Ma et interprété comme l'âge maximal de sédimentation du grès. L'échantillon SGNO-2000-01 représente un grès quartzueux intercalé dans les épaisses séquences de formation de fer localisées au nord-est du gisement aurifère Casa-Berardi Est. Un âge maximal de déposition de $2697,2 \pm 0,8$ Ma a été obtenu pour cette roche sédimentaire. L'âge de déposition du Groupe de Taibi dans le secteur Casa-Berardi est de 20 à 25 Ma plus jeune que celui du volcanisme environnant évalué à 2719-2721 Ma. Cet âge est comparable à ceux de plusieurs bassins sédimentaires syntectoniques datés ailleurs dans la Sous-province de l'Abitibi (Cadillac, Caste ou Kewagama) et dans la Sous-province du Pontiac.

1- GEOTOP UQAM-McGill

2- Jack Satterly Geochronological Laboratory, Université de Toronto

3- Géologie Québec, 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 effectués par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune durant les années 1998-1999, 2000-2001, 2001-2002 et 2006-2007. Six échantillons ont été prélevés et traités afin d'en récupérer les minéraux lourds. Deux échantillons proviennent des phases dioritique et tonalitique du Pluton d'Opinaca (feuillelet SNRC 33C09) localisé dans la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain de la Sous-province de La Grande, à la Baie-James. Un troisième échantillon de tuf felsique appartenant à la Formation de Kasak a été prélevé dans le même secteur (feuillelet SNRC 33C09) afin de dater la séquence volcanique encaissante du Pluton d'Opinaca dont le contexte géologique s'apparente à celui de l'Intrusion de Ell et du gîte Roberto. Nous présentons également les résultats de trois autres datations effectuées entre 1998 et 2002 sur des échantillons provenant de la Sous-province de l'Abitibi. La diorite du Pluton d'Hébert a été échantillonnée afin de préciser l'âge de mise en place de cette intrusion polyphasée qui borde la portion nord de la Ceinture d'Urban-Barry (feuillelet SNRC 32G04). Deux échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Taibi en provenance du secteur de Casa-Berardi (feuillelet SNRC 32E11) ont également été récoltés afin d'obtenir l'âge de sédimentation de cette unité. Celle-ci constitue la principale lithologie encaissante des gisements aurifères de Casa-Berardi.

PROCÉDURE ANALYTIQUE

La description des méthodes d'analyse des datations effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) au Jack Satterly Geochronological Laboratory (JSGL) et au GEOTOP est présentée en détails dans les rapports de Davis *et al.* (2005) et David *et al.* (2006) respectivement et ne sera pas reprise ici. Les échantillons SGNO-1998-10, SGNO-2000-01 et SGNO 2001-06 ont été traités au JSGL entre 1998 et 2001; les trois autres analyses (2006-DB-1125, 2006-JY-9014 et 2006-DB-1076) ont été effectuées au GEOTOP en 2006.

Les droites discordia sont établies en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) et Ludwig (2003b). 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.-à-d. l'âge) est calculée en forçant l'intersection inférieure de la droite de régression vers 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, 2003b pour discussion). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1σ (intervalle de confiance de 68,3 %), alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2σ (intervalle de confiance de 95,5 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent des intervalles de confiance de 2σ .

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le tableau 1 résume les résultats des analyses isotopiques et donne la localisation des échantillons, laquelle est également indiquée sur les cartes des figures 1 et 2. Les données U-Pb sont également présentées sous la forme de tableau (tableau 2) et de diagrammes concordia (figure 3). La planche 1 expose les photographies des zircons extraits des différents échantillons.

Sous-province de La Grande, bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain

Pluton d'Opinaca

Géologie

Le Pluton d'Opinaca est une nouvelle unité lithodémique introduite pour décrire un dôme intrusif polyphasé d'environ 15 km de diamètre. Il s'agit d'une intrusion exposée principalement sur les îles du réservoir Opinaca (figure 2). Elle est encaissée dans les basaltes tholéïtiques et les tufs à lapillis et à blocs intermédiaires à felsiques de la Formation de Kasak (voir section suivante). La première phase intrusive du Pluton d'Opinaca (unité Aopn1) correspond à une unité précoce de roches felsiques composées de tonalite à hornblende et biotite foliée, magnétique et localement porphyrique à phénocristaux de plagioclase ou à yeux de quartz. La seconde phase intrusive est formée de roches de composition intermédiaire (unité Aopn2) comprenant des diorites, des diorites quartzifères et des monzodiorites porphyriques. Les relations de recoupement observées sur plusieurs affleurements montrent que la phase dioritique ou monzodioritique recoupe la phase tonalitique.

Un échantillon de tonalite à hornblende et biotite (2006-DB-1125) faiblement porphyrique en phénocristaux de plagioclase et de quartz a été prélevé dans l'unité Aopn1 pour déterminer son âge de mise en place. Un deuxième

échantillon de diorite à hornblende (2006-JY-9014) a été récolté dans l'unité Aopn2 dans le but de préciser les relations temporelles entre la diorite du Pluton d'Opinaca et la diorite de l'Intrusion de Ell. En effet, on observe une forte ressemblance texturale et géochimique entre les diorites de ces deux intrusions. Celles-ci pourraient donc représenter deux exemples d'un même événement magmatique.

Géochronologie

2006-DB-1125 : Tonalite du Pluton d'Opinaca, feuillelet SNRC 33C09

Les zircons de cet échantillon représentent une seule population de prismes courts de taille moyenne (planche 1a). Les prismes de couleur brunâtre montrent une section carrée et des arêtes tronquées et possèdent des terminaisons simples et asymétriques. Une partie des zircons récupérés présentent un développement de faces cristallines plus complexes. Ces zircons sont interprétés comme faisant partie de la même famille morphologique que les prismes décrits précédemment.

L'analyse de cinq petits prismes a donné des résultats homogènes. Quatre prismes ont livrés des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre $2708,1 \pm 1,8$ Ma et $2709,5 \pm 1,6$ Ma (tableau 2). Une seule analyse plus jeune à $2701,8 \pm 1,5$ Ma se positionne au-dessus de la courbe concordia. Les quatre résultats identiques ont été utilisés pour calculer un âge concordia de $2708,9 \pm 0,9$ Ma (figure 3a) interprété comme l'âge de mise en place de la tonalite. Ces zircons ont des rapports Th/U relativement élevés (0,776-0,848), ce qui suggère qu'ils sont associés à un magma d'affinité plutôt alcaline.

2006-JY-9014 : Diorite du Pluton d'Opinaca, feuillelet SNRC 33C09

L'échantillon de diorite ne contenait qu'une seule population morphologique de zircons. Il s'agit de prismes allongés à section rectangulaire ou triangulaire, aux arêtes tronquées et à terminaisons courtes (planche 1b). Les cristaux sont généralement de bonne qualité.

Six analyses ont été effectuées à partir de petits cristaux limpides. Ces zircons se caractérisent par des rapports Th/U plus élevés (environ 1,28) que ceux des deux autres échantillons du même secteur présentés dans ce rapport. À l'exception d'un zircon qui a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2697,5 \pm 1,6$ Ma, les résultats obtenus varient entre $2701,6 \pm 1,8$ Ma et $2705,5 \pm 1,7$ Ma (tableau 2). La concordance de ces analyses est très variable et deux résultats se situent au-dessus de la courbe concordia. De plus, les analyses définissent une droite discordia et elles montrent une dispersion par rapport à celle-ci. Le calcul de régression linéaire effectué pour déterminer l'âge indiqué par l'intersection supérieure de la courbe discordia avec la courbe concordia n'a pas permis d'obtenir une probabilité de coïn-

cidence statistiquement acceptable (0,4 %). L'utilisation de la méthode de régression linéaire modifiée de York (1969), disponible dans la macro Isoplot (Ludwig, 2003a), a produit une évaluation statistique équivalente à celle obtenue par la méthode de Davis (1982). Quoiqu'il en soit, le calcul de régression effectué à partir des cinq résultats les plus colinéaires a donné un âge de $2703,5 \pm 2,8$ Ma (figure 3b). Cet âge est interprété comme la meilleure approximation de l'âge de mise en place de la diorite.

Signification géologique

La tonalite du Pluton d'Opinaca a montré un âge de $2708,9 \pm 0,9$ Ma, proche des âges obtenus pour les phases tardives des intrusions synvolcaniques de la région (2747-2710 Ma, Moukhsil *et al.*, 2003). Comme l'unité tonalitique (Aopn1) datée est en contact intrusif avec des basaltes tholéitiques de la Formation de Kasak, on en déduit que la partie basale de la bande volcanique bordant le réservoir Opinaca est plus vieille que 2709 Ma. On peut également en déduire que la Formation de Kasak fait partie du troisième cycle volcanique du Groupe d'Eastmain (2720-2705 Ma), au même titre que la Formation d'Anatacau-Pivert (Moukhsil *et al.*, 2003).

L'âge obtenu sur la diorite du Pluton d'Opinaca ($2703,5 \pm 2,8$ Ma) est comparable à celui de la diorite de l'Intrusion de Ell ($2705,6 \pm 1,9$ Ma; Ravenelle *et al.*, 2007). De plus, ces âges confirment que les phases dioritiques du secteur Opinaca sont plus vieilles que la séquence sédimentaire sus-jacente représentée par les conglomérats polygéniques à la base de la Formation de Low ($<2702 \pm 3$ Ma; J.-F. Ravenelle, communication personnelle, 2007). Du point de vue métallogénique, le synchronisme et les caractéristiques géologiques partagées par l'Intrusion de Ell et le Pluton d'Opinaca suggèrent que ce pluton présente un fort potentiel pour les minéralisations de type porphyrique analogues à celles déjà reconnues dans la diorite de l'Intrusion de Ell.

2006-DB-1076 : Tuffelsique de la Formation de Kasak, feuillelet SNRC 33C09

Géologie

Au nord du réservoir Opinaca, la partie sommitale de la Formation de Kasak est constituée de tufs à lapillis et à blocs (Aka2; Bandyayera et Fliszár, 2007) de composition felsique à intermédiaire et d'affinité calco-alcaline. Les fragments contenus dans les tufs sont généralement mal triés, étirés, arrondis à subarrondis, localement anguleux et jointifs. Les tufs intermédiaires contiennent de 40 à 80 % de fragments, tandis que les fragments constituent de 30 à 50 % des tufs felsiques. Les tufs felsiques contiennent également jusqu'à 20 % de phénocristaux arrondis de quartz ou de plagioclase. La matrice et les fragments contiennent entre 3 et 8 % de grenat. Les tufs sont fortement déformés et localement tourmalinisés.

Un échantillon de tuf felsique à lapillis a été prélevé pour déterminer l'âge de la séquence volcanoclastique. L'affleurement échantillonné est situé sur les rives du réservoir Opinaca, à 3 km au sud-ouest du gîte Roberto, non loin du contact avec une unité de conglomérat de la Formation de Low (Alow1). Cette dernière formation repose en discordance sur l'unité de tufs.

Géochronologie

L'échantillon de tuf felsique a fourni des zircons en abondance. Plus de 80 % des cristaux représentent des prismes moyennement allongés de couleur brune (planche 1c). Les cristaux ne contiennent pas d'inclusion et se caractérisent généralement par la présence de microfractures. Cet échantillon contient également une population de cristaux montrant un développement de faces cristallines plus complexe. Ces grains sont atypiques par rapport aux zircons généralement retrouvés dans les matériaux volcaniques et pourraient représenter des cristaux hérités.

L'analyse de sept petits prismes ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similaires variant entre 2703,1 Ma et 2706,1 Ma (tableau 2), à l'exception d'un seul cristal qui a donné un âge plus jeune de $2696,7 \pm 1,9$ Ma (analyse 12, tableau 2). Ce dernier résultat est toutefois inversement discordant (-2,5 %). Les résultats d'analyse définissent une même droite. La calcul de régression à partir des cinq analyses les plus concordantes (analyses 14 à 18, tableau 2) a permis d'obtenir une intersection supérieure avec la courbe concordia correspondant à un âge de $2704,4 \pm 1,1$ Ma (figure 3c), laquelle est interprétée comme l'âge de cristallisation de la roche.

Signification géologique

L'âge de cristallisation de $2704,4 \pm 1,1$ Ma obtenu pour le tuf de la Formation de Kasak est comparable à celui de $<2702 \pm 3$ Ma pour un conglomérat polygénique présent à la base de la Formation de Low dans le secteur du lac Ell (J.-F. Ravenelle, communication personnelle, 2007). Cet âge est aussi comparable à l'âge de $2705,6 \pm 1,9$ Ma obtenu pour la mise en place de l'Intrusion de Ell (Ravenelle *et al.*, 2007). Bien que notre compréhension de l'évolution temporelle du magmatisme du secteur d'Opinaca reste fragmentaire, les données géochronologiques existantes suggèrent l'existence d'au moins deux épisodes de volcanisme associés à la mise en place de la Formation de Kasak. Le premier épisode volcanique est plus vieux que 2709 Ma et il représente l'âge de la mise en place de la phase tonalitique du Pluton d'Opinaca. Il est représenté par les basaltes tholéitiques de type plancher océanique de la partie basale de la formation (unité Aka1). Le deuxième épisode est associé à l'édification d'un arc volcanique et à la mise en place de la séquence de volcanoclastites dont fait partie le tuf daté à 2704 Ma. Ce dernier épisode volcanique a été suivi par l'exhumation

précoce et l'érosion des plutons synvolcaniques et des basaltes du premier épisode dont on retrouve des fragments dans les conglomérats de la Formation de Low sus-jacente à l'unité de tuf.

Sous-province de l'Abitibi, secteur d'Urban-Barry

*SGNO-2001-06: Diorite du Pluton d'Hébert,
feuillelet SNRC 32G04*

Géologie

Le Pluton d'Hébert, identifié à l'ouest du lac Hébert (Midra *et al.*, 1994), forme une masse intrusive allongée de 1 à 6 km de largeur. Il est bordé au nord par les plutons de Father et de Mountain (Moukhsil, 1996), et au sud par la Ceinture volcanique d'Urban-Barry (Bandyayera *et al.*, 2002). Cette dernière s'étend sur plus de 125 km, du lac Wilson (SNRC 32F01) au lac Roy (SNRC 32G02). Elle contient des centres volcaniques de composition felsique dont les âges varient entre 2791 Ma et 2707 Ma (Bandyayera *et al.*, 2003b; Bandyayera *et al.*, 2003a; Bandyayera *et al.*, 2004). Le Pluton d'Hébert est constitué principalement de diorite (Aheb1) et de tonalite (Aheb2). L'unité dioritique comprend trois faciès : la diorite massive (Aheb1a), la diorite quartzifère foliée (Aheb1b) et la diorite quartzifère fortement déformée et injectée de dyke de granite à biotite (Aheb1c).

Un échantillon de diorite massive de l'unité Aheb1a a été prélevé à l'ouest du lac Croft afin de vérifier si le Pluton d'Hébert est synvolcanique conformément à l'interprétation tirée des travaux de cartographie (Midra *et al.*, 1994; Moukhsil, 1996). La diorite est généralement massive, moyennement grenue, et montre des textures subophitiques et équigranulaires bien préservées. En lame mince, elle présente des microstructures de recristallisation métamorphique entre les grains de hornblende et de plagioclase. La diorite est foliée à certains endroits au contact avec les basaltes porphyriques de la Formation d'Urban.

Géochronologie

Les zircons sont souvent abondants dans les lithologies de composition dioritique, surtout si elles contiennent du quartz. Cet échantillon a donné beaucoup de zircons de grande taille, idiomorphes et trapus avec des faces cristallines multiples (planche 1d). La plupart des grains sont modérément fracturés, mais assez frais. Les inclusions solides de forme cristalline sont communes.

Les résultats de trois analyses de monozircons sont concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui s'accordent dans la limite des erreurs. Ils définissent un âge moyen de $2695,3 \pm 1,0$ Ma (figure 3d) représentant vraisemblablement l'âge de la mise en place de la diorite.

Signification géologique

L'âge de 2695 Ma obtenu pour la diorite du Pluton d'Hébert indique qu'elle est de nature syntectonique et non pas synvolcanique comme le suggéraient les travaux antérieurs (Chown *et al.*, 1992; Midra *et al.*, 1994; Bandyayera *et al.*, 2002). Cette interprétation était basée principalement sur la structure interne de l'intrusion, son degré de déformation, la présence et la digestion d'enclaves de basaltes gloméroporphyriques et ses caractéristiques géochimiques. Comme le Pluton d'Hébert constitue une intrusion polyphasée, il est possible que la phase dioritique datée représente en fait une phase plus tardive qui s'est mise en place au contact de l'intrusion et de la Ceinture d'Urban-Barry. Les phases tonalitiques et dioritiques très déformées représentent probablement des phases plus anciennes et distinctes de cette diorite massive. Cette dernière s'apparente par son âge et ses caractéristiques structurales à la Diorite de la Rivière Inconnue datée récemment à 2693,6 ± 0,6 Ma (McNicoll et Goutier, 2008).

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Casa-Berardi

Groupe de Taibi

Géologie

La région de Casa-Berardi (Pilote, 1989; Pilote *et al.*, 1990; Pilote, 1992; Pilote *et al.*, 1999; Pilote et Lavoie, 2000) est située dans la partie nord-ouest de la Sous-province de l'Abitibi. Cette région comprend des ensembles lithologiques de nature volcano-sédimentaire et plutonique qui sont bordés au nord par la ceinture plutonique d'Opatoca, et au sud par les plutons de Mistaouac et de Marest. Cette région fait partie de la Zone Volcanique Nord (Chown *et al.*, 1992) et du Sillon Harricana-Turgeon (Lacroix *et al.*, 1990), lesquels se caractérisent par l'abondance des coulées basaltiques subaquatiques, par des complexes volcaniques centraux dans lesquels se sont injectés des masses plutoniques synvolcaniques et par des bassins sédimentaires (groupes de Taibi et de Matagami; Latulippe, 1976) allongés selon une orientation est-ouest. L'ébauche stratigraphique qui est résumée ici reprend certains éléments des travaux de Pilote (1989 et 1992), Pilote *et al.* (1990 et 1999), Pilote et Lavoie (2000), Lacroix *et al.* (1990) et Legault *et al.* (2002a et 2002b). La région de Casa-Berardi a été subdivisée en cinq unités lithostratigraphiques principales d'après la nature et la continuité des empilements stratigraphiques, et d'après le style structural propre à chacune. Il s'agit, par ordre stratigraphique ascendant, de la formation de Théo, des groupes volcaniques de Joutel-Raymond, de Dieppe, des Collines de Cartwright et du Groupe sédimentaire de Taibi.

La formation de Théo et les groupes volcaniques de Joutel-Raymond et de Dieppe se situent au sud du Couloir de déformation de Casa-Berardi (Pilote, 1989; Pilote *et al.*, 1990; Pilote *et al.*, 1999). Ils se composent majoritairement de coulées volcaniques mafiques et, localement, de quelques coulées felsiques. La formation de Théo est une unité informelle formée de basalte, de volcanoclastites felsiques et intermédiaires et de lentilles de sulfures massifs. Les volcanoclastites felsiques ont été datées à 2735,5 ± 1 Ma sur la propriété Gemini-Turgeon au sud-ouest du secteur (Davis *et al.*, 2005). Cette nouvelle unité a été définie pour regrouper les volcanites plus anciennes que celles du Groupe de Joutel-Raymond. Elle est délimitée à l'est par le Pluton de Mistaouac, à l'ouest par une unité de roches sédimentaires et le Groupe de Dieppe, au nord par une faille et au sud par les plutons de Clive et de Boivin. Le Groupe de Joutel-Raymond comprend des volcanites mafiques à felsiques âgées de 2728 ± 2 Ma dans le secteur de Joutel (Mortensen, 1993). Dans la partie sud de la région de Casa-Berardi, la formation de Théo et le Groupe de Joutel-Raymond sont sous-jacents au Groupe de Dieppe dont ils sont séparés par une mince unité de roches sédimentaires (grès, mudrock et turbidite) qui fait généralement moins de 150 m d'épaisseur. Du côté nord-est, le Groupe de Joutel-Raymond est en contact de failles avec les groupes de Taibi et des Collines de Cartwright.

Le Groupe de Dieppe est constitué principalement de coulées basaltiques. Celles-ci sont communément surmontées de petits niveaux de chert, de roches sédimentaires variées et, en quelques endroits, de minces niveaux de formation de fer rubanée contenant communément du jaspe. De rares volcanites intermédiaires, consistant en de minces coulées et dykes, sont observées localement dans la partie centrale du canton de Dieppe (Pilote, 1989).

Le Groupe des Collines de Cartwright (Lacroix *et al.*, 1990; Legault *et al.*, 2002b) se compose principalement de volcaniques mafiques, de coulées/filons-couches ultramafiques et de quelques unités felsiques. Du côté géochronologie, une andésite bréchique a montré un âge U-Pb de 2721,4 ± 3,1 Ma au nord de Joutel (Legault *et al.*, 2002a), tandis qu'une rhyolite a dévoilé un âge U-Pb de 2719,8 ± 2,8 Ma au gisement Estrades (David *et al.*, 2007). Le Groupe des Collines de Cartwright est découpé par de nombreuses failles d'orientation E-W et est bordé au nord et au sud par des roches sédimentaires appartenant au Groupe de Taibi. Ce groupe se poursuit dans le canton de Casa-Berardi. Aux volcanites mafiques mentionnées plus haut, s'ajoute alors d'importantes séquences de volcanoclastites mafiques, ainsi que des roches sédimentaires graphiteuses. Le Groupe de Taibi, dont le nom a été suggéré par Latulippe (1976), est localisé dans le tiers nord de la région de Casa-Berardi. Cette unité affleure très peu et la plus grande partie de l'information disponible provient de travaux de sondage et de l'interprétation des levés aéromagnétiques. Selon Remick (1969), Latulippe (1976), Pattison *et al.* (1986), Pilote (1989) et Pilote et Lavoie (2000), ce groupe

se compose de roches sédimentaires clastiques dérivées des séquences supracrustales sous-jacentes et interprétées comme représentant des environnements de sédimentation alluvionnaires à marins. Il est formé de conglomérats résédimentés, de grauwackes, de wackes, de siltstones, de mudstones graphiteux et de formations de fer rubanées au faciès oxyde (magnétite, chert et jaspe). Le Groupe de Taibi contient également l'expression en surface du Couloir de déformation de Casa-Berardi. Le Taibi montre une épaisseur apparente de 4 à 6 km et est orienté selon une direction E-W, parallèlement au Couloir de déformation de Casa-Berardi et aux systèmes régionaux de failles. L'extension latérale de cette bande sédimentaire dans le secteur de Casa-Berardi est bien démontrée par la présence de formations de fer rubanées au faciès oxyde persistantes sur une distance de plus de 30 km et très visibles sur les levés aéromagnétiques. D'autres segments de formations de fer, présents de façon discontinue, permettent de suivre l'extension vers l'est de ce bassin jusque dans la région de Lebel-sur-Quévillon au moins, ainsi que vers l'ouest du côté ontarien. Les patrons définis par les cartes géologiques et géophysiques indiquent toutefois que des plis importants affectent, par endroits, la succession stratigraphique du Groupe de Taibi (Pilote, 1989; Lacroix et Sawyer, 1995; Pilote et Lavoie, 2000).

En direction est, vers les cantons de Casa-Berardi, Estrées et Estrades, le volume de volcanites du Groupe des Collines de Cartwright augmente pour devenir dominant. Celles-ci semblent apparemment interdigitées avec la séquence sédimentaire du Groupe de Taibi. Les interprétations à tirer sur la nature de ce contact, stratigraphique ou structural, et sur l'interdigitation roches sédimentaires-volcanites demeurent ambiguës. Il est donc pertinent de dater directement les roches sédimentaires du Taibi pour contraindre les scénarios possibles.

L'échantillon SGNO-1998-10 provient du niveau 200 m de la mine d'or Casa-Berardi Ouest. Il s'agit d'un grès contenant des cailloux et des blocs de roches sédimentaires (80%) variés (grès grossiers, siltstone, mudstone, claystone, formation de fer rubanées) et de volcanites (20%) de composition mafique à intermédiaire (Pilote *et al.*, 1999). Il provient de la partie sommitale d'une importante unité (environ 200 m d'épaisseur) de conglomérat à éléments sédimentaires prédominants. Un second échantillon du Groupe de Taibi, SGNO-2000-01, a été prélevé en surface. Il s'agit d'un grès quartzeux intercalé dans les épaisses séquences de formation de fer situées au nord-est du gisement aurifère Casa-Berardi Est (Pilote et Lavoie, 2000). Les objectifs de cette dernière analyse étaient d'obtenir: 1) l'âge de la déposition des formations de fer rubanées typique du Groupe de Taibi; et 2) de vérifier s'il existe différentes époques de sédimentation à l'intérieur de cette unité.

Géochronologie

SGNO-1998-10: Grès conglomératique du Groupe de Taibi, feuillet SNRC 32E11

Les zircons sont relativement abondants dans cet échantillon. Les cristaux sont pour la plupart assez frais, brun pâle, idiomorphes et trapus avec des facettes multiples (photographie non disponible). Quelques grains bien arrondis sont également présents.

Deux analyses parmi les huit effectuées sont imprécises en raison de très faibles concentrations en uranium. Les six autres analyses sont concordantes et se regroupent en trois paires de points superposés (Figure 3e) qui permettent de définir des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2696 ± 1 Ma, 2702 ± 1 Ma et 2816 ± 1 Ma. L'âge le plus jeune correspond à l'âge maximum de sédimentation du grès conglomératique. Deux zircons de ce groupe (analyses 22 et 23, tableau 2) montrent des rapports Th/U relativement élevés (>1) suggérant qu'ils dérivent de l'érosion de roches mafiques ou alcalines.

SGNO-2000-01: Grès quartzitique du Groupe de Taibi, feuillet SNRC 32E11

Les zircons provenant de cet échantillon sont abondants et se présentent comme des cristaux idiomorphes incolores ou rose pâle. La plupart des grains sont des prismes courts à facettes multiples (planche 1e). Six cristaux abrasés montrant la plus grande variété possible de couleurs et de quantité d'inclusions furent sélectionnés pour l'analyse. Deux cristaux ont révélé des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ autour de 2825 Ma (tableau 2), tandis que les autres donnent des âges identiques dans la limite des erreurs en définissant un âge de $2697,2 \pm 0,8$ Ma (figure 3f). Ceci correspond à l'âge maximal de déposition de cette roche sédimentaire.

Signification géologique

Dans la région de Casa-Berardi, l'âge maximal de la sédimentation dans le Groupe de Taibi a été déterminé à partir de deux sites. Le grès conglomératique (SGNO-1998-10) provenant de la mine Casa-Berardi Ouest a livré un âge maximal de 2696 ± 1 Ma. Le grès quartzeux (SGNO-2000-01), intercalé dans des formations de fer rubanées, a donné un âge maximal de $2697,2 \pm 0,8$ Ma. Ces résultats indiquent que les unités sédimentaires constituant le Groupe de Taibi dans le secteur de Casa-Berardi se sont déposées autour de 2696 Ma. Les lithologies sources, d'âges comparables, situées dans cette partie de la Sous-province de l'Abitibi et les plus susceptibles d'avoir contribué à la sédimentation sont les plutons syntectoniques datés entre

2697 et 2693 Ma dans la partie nord de l'Abitibi (tonalite-granodiorite-diorite-monzonites; Goutier et Melançon, 2007) dont les âges sont comparables à ceux obtenus pour les zircons détritiques.

L'âge de déposition du Groupe de Taibi dans le secteur Casa-Berardi est de 20 à 25 Ma plus jeune que celui du volcanisme environnant dans le Groupe des Collines de Cartwright, estimé à 2719-2721 Ma. L'absence de zircons de cet âge dans les unités sédimentaires est remarquable et pourrait signifier que : 1) les roches volcaniques de ce groupe n'ont pas fourni de matériaux lors de la formation du Groupe de Taibi à cet endroit; ou encore 2) elles n'ont tout simplement pas été sujettes à l'érosion. Il est aussi possible que le nombre restreint d'analyses de zircon n'ait pas permis d'identifier toutes les sources possibles du Taibi.

L'importante différence d'âges entre les unités sédimentaires et volcaniques implique que les contacts entre les deux groupes représentent soit : 1) des failles d'envergures régionales; 2) une discordance ou une paraconcordance; ou 3) une combinaison de ces deux mécanismes. C'est ce dernier scénario que nous favorisons pour l'instant. Il est important de rappeler que le Couloir de déformation de Casa-Berardi couvre la plus grande part du Taibi et les bordures du Groupe des Collines de Cartwright. Cette différence d'âges entre les ensembles lithologiques situés de part et d'autre du couloir de déformation souligne l'importance de cette structure profonde, laquelle contient le long de ses différents tronçons des minéralisations aurifères orogéniques importantes (Casa-Berardi, Discovery et Vezza) et est associée localement à un magmatisme alcalin posttectonique (syénite aurifère de Douay datée à 2676 Ma, Davis *et al.*, 2000). À cet égard, le Couloir de déformation de Casa-Berardi et la Zone tectonique de Cadillac montrent plusieurs similitudes (Pilote, 1989; Lacroix *et al.*, 1990; Pilote *et al.*, 1990; Pilote, 1992; Pilote *et al.*, 1999; Pilote et Lavoie, 2000). Toutefois, les volcanites affleurant de part et d'autre du Couloir de déformation de Casa-Berardi et du Groupe de Taibi présentent des âges entre 2722 et 2718 Ma (Ayer *et al.*, 2007; Goutier et Melançon, 2007), alors que la Zone tectonique de Cadillac accolé des ensembles lithologiques d'âges très différents. La géométrie proposée pour le Groupe de Taibi dans la région de Casa-Berardi fait appel à un bassin sédimentaire formé in situ à la faveur, dans un premier temps, de failles normales qui sont ensuite réactivées en failles inverses plus tard dans leur évolution. Ces failles permettent de juxtaposer des copeaux de volcanites plus vieilles qui occupent ainsi différentes positions structurales selon les localités (Pattison *et al.*, 1986; Pilote, 1989; Pilote *et al.*, 1990; Pilote, 1992; Pilote *et al.*, 1999; Pilote et Lavoie, 2000).

L'âge des roches sédimentaires du Groupe de Taibi dans le secteur de Casa-Berardi est plus ancien que celui de plusieurs bassins sédimentaires syn- à posttectoniques datés ailleurs dans la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi, tels ceux de Cadillac, de Caste et de Kewagama, ou de la Sous-province du Pontiac (Davis, 2002). Ceci reflète pro-

bablement une déposition plus précoce des conglomérats et des turbidites dans la région de Casa-Berardi. Mentionnons que Davis *et al.* (2005) ont estimé un âge maximal de sédimentation de $2684,9 \pm 2,6$ Ma pour une roche sédimentaire située dans la branche nord du Groupe de Taibi, dans la région du lac Olga. D'autre part, des analyses U-Pb récentes dans la région de Detour-Burntbush en Ontario (Ayer *et al.*, 2007) ont démontré un âge de déposition de 2690-2685 Ma pour des roches sédimentaires situées dans l'extension ouest du Groupe de Taibi. Ces segments du bassin sédimentaire seraient ainsi plus jeunes que celui du secteur de Casa-Berardi et contemporains à ceux de la partie méridionale de l'Abitibi. Les zircons détritiques anciens (2816 Ma et 2785 Ma) retrouvés dans les roches sédimentaires du Taibi sont généralement interprétés comme le résultat de l'érosion des roches de la Sous-province d'Opatca située plus au nord (Davis *et al.*, 1994; Davis *et al.*, 1995).

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. Harold Brisson, anciennement de Ressources Aurizon, pour avoir prélevé l'échantillon à la mine Casa-Berardi. La collaboration de M. Martin Demers, également de Ressources Aurizon, fut aussi appréciée. Jean Goutier a relu la première version de ce manuscrit et a grandement contribué à en améliorer le contenu. Jean Goutier et Mario Melançon ont également réalisé les deux figures.

RÉFÉRENCES

- AYER, J.A. – DUBÉ, B. – ROSS, P.-S. – BEAKHOUSE, G.P. – BERGER, B.R. – BLEEKER, W. – BROUILLETTE, P. – CHAPMAN, J. – DINEL, E. – DION, C. – DUMONT, R. – FOWLER, A.D. – FRIEDMAN, R. – GIBSON, H.L. – GOUTIER, J. – GRUNSKY, E.C. – HAMILTON, M.A. – HANNINGTON, M.D. – HOULÉ, M.G. – KEATING, P. – KONTAK, D. – LAURIN, J. – LAYTON – MATTHEWS, D. – LESHER, C.M. – McNICOLL, V.J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – MONECKE, T. – MOULTON, B.J.A. – PARADIS, S.J. – PERCIVAL, J.A. – PETER, J.M. – POTVIN, J. – ROY, M. – SHARMAN-HARRIS, E. – TARANOVIC, V. – TAYLOR, B.E. – THURSTON, P.C. – TROWELL, N.F. – VAN BREEMEN, O. – VEILLETTE, J.J. – WILSON, R. – WING, B.A., 2007 – 3. The Abitibi Greenstone Belt: Upgrade of the Precambrian Geoscience Section Program, the Targeted Geoscience Initiative III Abitibi and Deep Search Projects. *In: Summary of Field Work and Other Activities 2007*. Ontario Geological Survey; Open File Report 6213, pages 3.1-3.44.
- BANDYAYERA, D. – FLISZÁR, A., 2007 – Géologie de la région de la Baie Kasipasikatch (33C09) et du lac Janin (33C16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-05, 15 pages et une carte.
- BANDYAYERA, D. – THÉBERGE, L. – FALLARA, F., 2002 – Géologie de la région des lacs Piquet et Mesplet (32G/04 et

- 32B/13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2001-14, 48 pages.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – DOYON, J. – SHARMA, K.N.M., 2003a – Géologie de la région du lac Hébert (32G/03). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2003-07, 59 pages et 4 cartes.
- BANDYAYERA, D. – DAIGNEAULT, R. – SHARMA, K.N.M., 2003b – Géologie de la région du Lac de la Ligne (32F/01). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2002-12, 33 pages.
- 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.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 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., 2002 – U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, Volume 115, pages 97-117.
- DAVIS, W.J. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W., 1994 – Pre-2.8 Ga crust in the Opatica gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*; volume 22, pages 1111-1114.
- DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995 – U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.
- DAVIS, W.J. – LACROIX, S. – GARIÉPY, C. – MACHADO, N., 2000 – Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 117-133.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, 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.
- JAFFEY, A.H. – FLYNN, K.F. – GLENDENIN, L.E. – BENTLEY, W.C. – ESSLING, A.M., 1971 – Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review*; volume 4, pages 1889-1906.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2007 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; 1 carte. ftp://anonymous@ftp.mrnf.gouv.qc.ca:21/Public/Geologie/documentsRP/Abitibi_geologie.pdf
ftp://anonymous@ftp.mrnf.gouv.qc.ca:21/Public/Geologie/documentsRP/Abitibi_geologie_legende.pdf
- LACROIX, S. – SAWYER, E.W., 1995 – An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 97-112.
- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990 – Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *Dans: La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière* (M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial no 43, pages 313-326.
- LATULIPPE, M., 1976 – The stratigraphic divisions of the Abitibi-Témiscamingue area of northwestern Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; Cartes non publiées (échelle 1/633 600).
- LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, F., 2002a – Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 187-221.
- LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – MUELLER, W. – DAIGNEAULT, R. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, F., 2002b – Évolution du Complexe volcanique de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2001-01, 46 pages.
- LUDWIG, K.R., 2003a – Isoplot 3.0; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center; Special Publication no. 4, 71 pages.
- LUDWIG, K.R., 2003b – Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for ²³⁰Th/U Geochronology. *In: Uranium-Series Geochemistry* (B. Bourdon, G. Henderson, C. Lundstrom and S. Turner, editors). Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Mineralogical Society of America and Geochemical Society; volume 52, pages 631-656.
- McNICOLL, V. – GOUTIER, J., 2008 – Trois datations U-Pb de la région du lac au Goéland, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2008-02, 11 pages.
- MIDRA, R. – LAUZIÈRE, K. – CHOWN, E.H. – TAIT, L., 1994 – Géologie du secteur du lac Doda (Feuillet 32 G/06), Bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 91-05, 4 cartes.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MOUKHSIL, A., 1996 – Géochimie, pétrologie structurale et mode de mise en place du Pluton de Father, Zone Volcanique Nord,

- Sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 247 pages.
- MOUKHSIL, A. – LEGAULT, M. – BOILY, M. – DOYON, J. – SAWYER, E. – DAVIS, D.W., 2003 – Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2002-06, 55 pages et 1 plan.
- PATTISON, E.F. – SAUERBREI, J.A. – HANNILA, J.J. – CHURCH, J.F., 1986 – Gold mineralization in the Casa-Berardi Area, Québec, Canada. *In*: Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold (A.J. MacDonald, editor). Toronto; pages 170-183.
- PILOTE, P., 1989 – Géologie de la région de Casa-Berardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 89-43, 20 pages et 7 plans.
- PILOTE, P., 1992 – Altérations et aspects structuraux de la minéralisation aurifère à la mine Casa-Berardi Est. *Dans*: Un rendez-vous avec la qualité. Séminaire d'information sur la recherche géologique 1992. Résumés des conférences. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 92-03, pages 75-79.
- PILOTE, P. – LAVOIE, S., 2000 – Géologie et aspects structuraux du Couloir de déformation de Casa-Berardi. *Dans*: Explorer au Québec...Redécouvrir l'Abitibi. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Programme et résumés, 2000. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2000-03, pages 25.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – CLOUTIER, J.Y. – GOLIGHTLY, J.P., 1990 – The structural evolution of the Casa-Berardi East gold deposits, Casa-Berardi township, Quebec. *Dans*: La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière (M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial no 43, pages 337-348.
- PILOTE, P. – BRISSON, H. – DEMERS, M. – GILBERT, M., 1999 – Géologie de la région entourant les gisements aurifères Casa-Berardi Est et Ouest. *Dans*: Explorer au Québec: Le défi de la connaissance. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Programme et résumés 1999. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 1999-03, pages 53.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – MCNICOLL, V. – THIBOUTOT, H. – ARCHER, P. – BANDYAYERA, D. – GAUTHIER, M., 2006 – Géologie du gisement aurifère Roberto, Propriété Éléonore, Baie-James, Québec. Québec Exploration 2006, Québec, 20-23 novembre 2006. Résumés des conférences et des photoprésentations, p. 12.
- REMICK, J., 1969 – Géologie de la région d'Harricana-Turgeon, comtés d'Abitibi-Est et d'Abitibi-Ouest. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 564, 260 pages et 6 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 26, pages 207-221.
- York, D., 1969 – Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 5, pages 320-324.

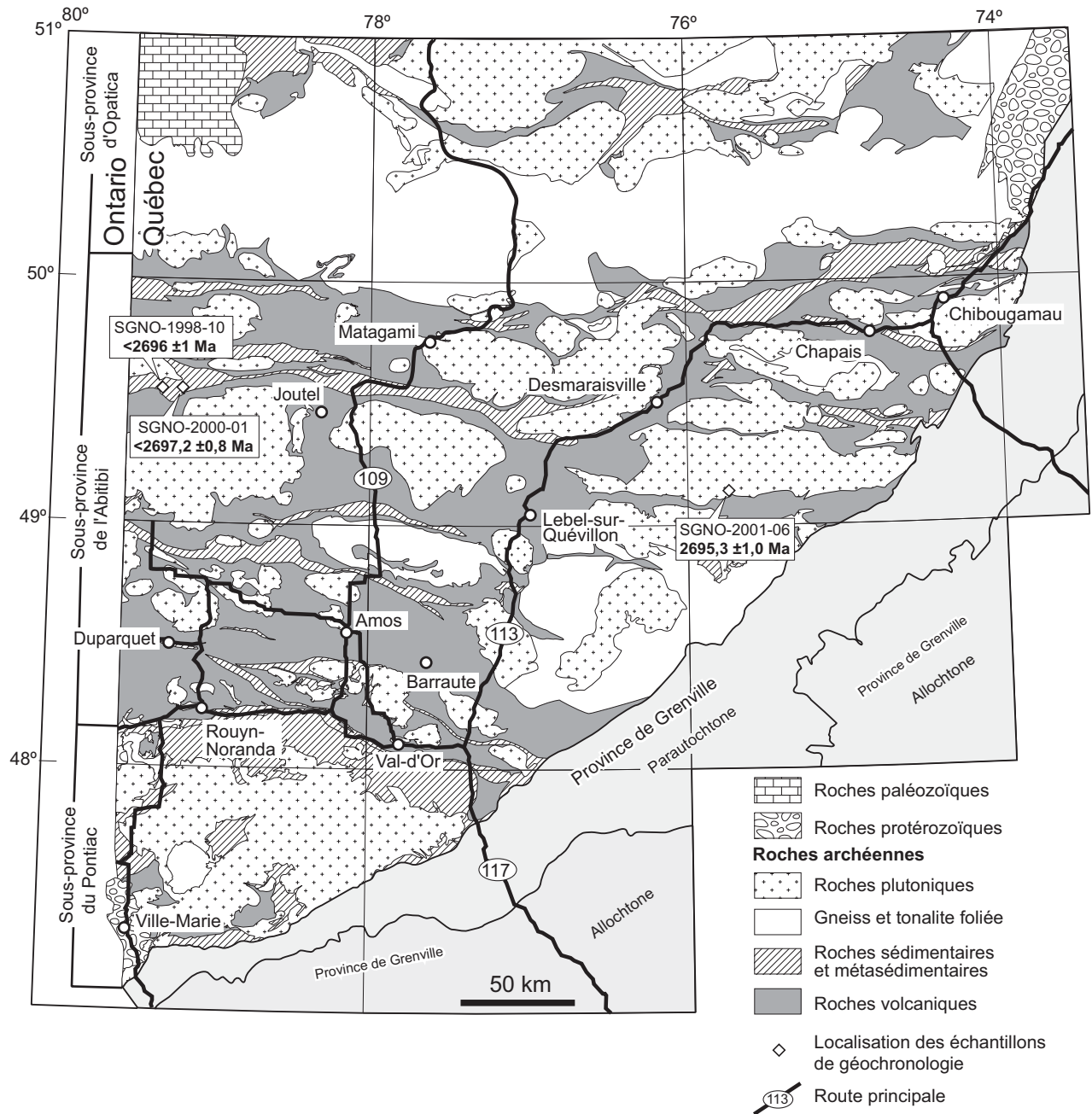


FIGURE 1-Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de l'Abitibi et de la Province de Grenville avec la position des échantillons de géochronologie.

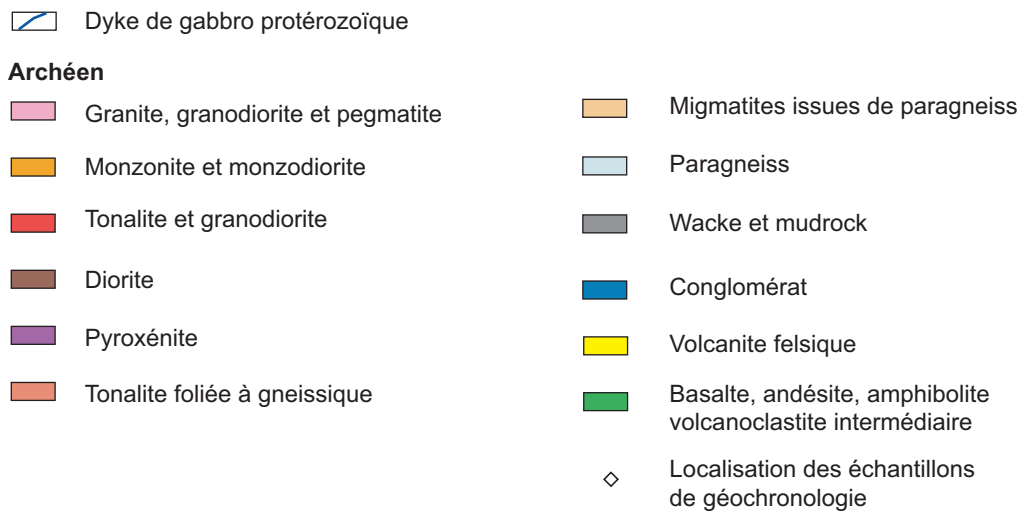
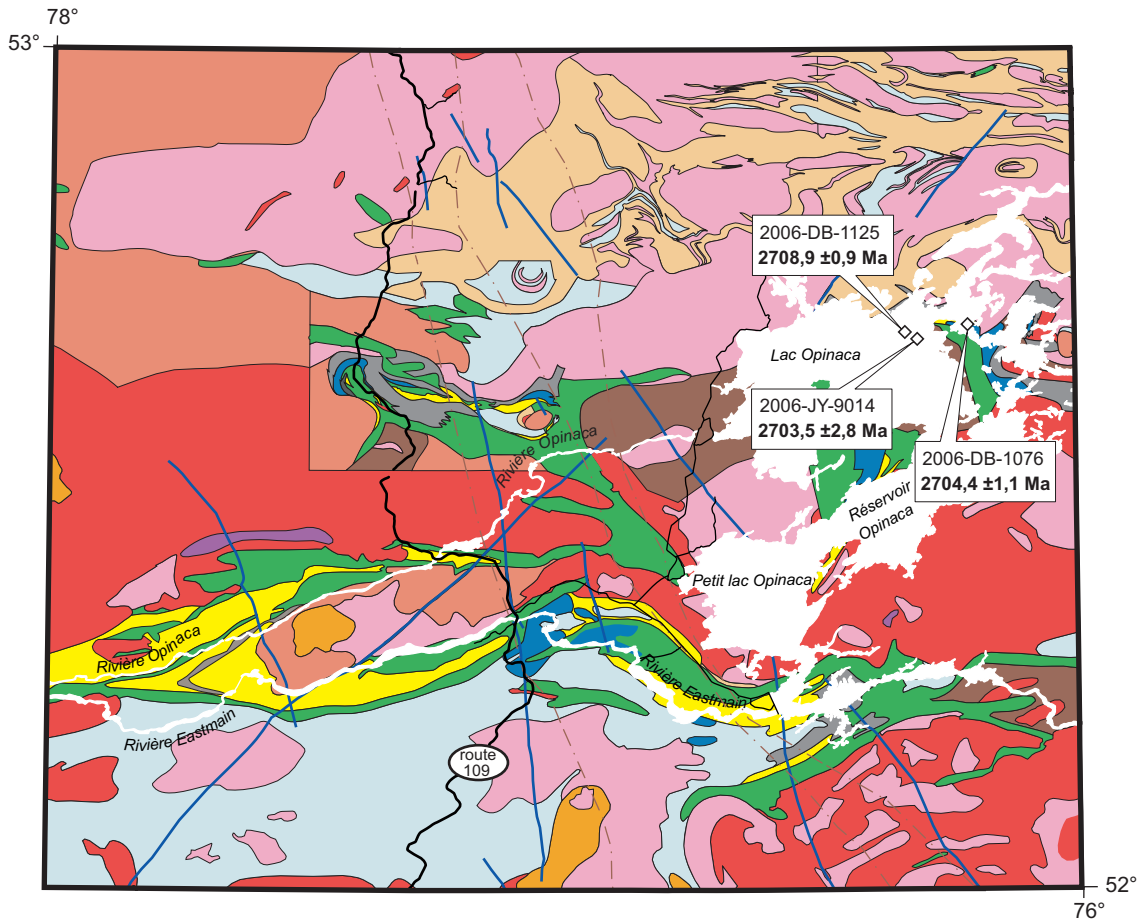


FIGURE 2 - Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de La Grande dans le secteur de la rivière Eastmain (feuillelet SNRC 33C) avec la position des échantillons de géochronologie.

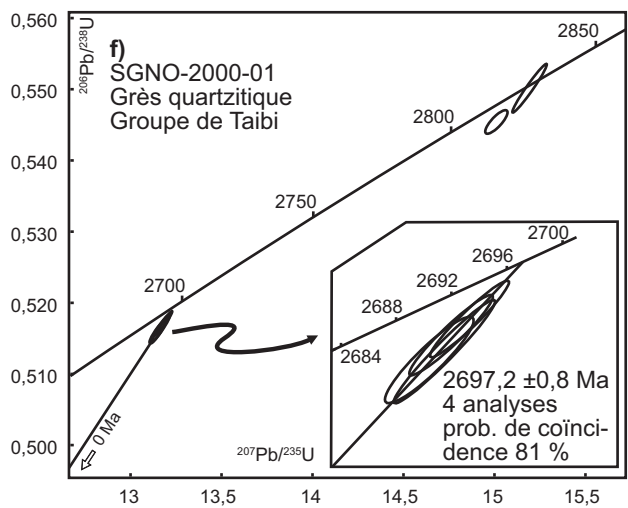
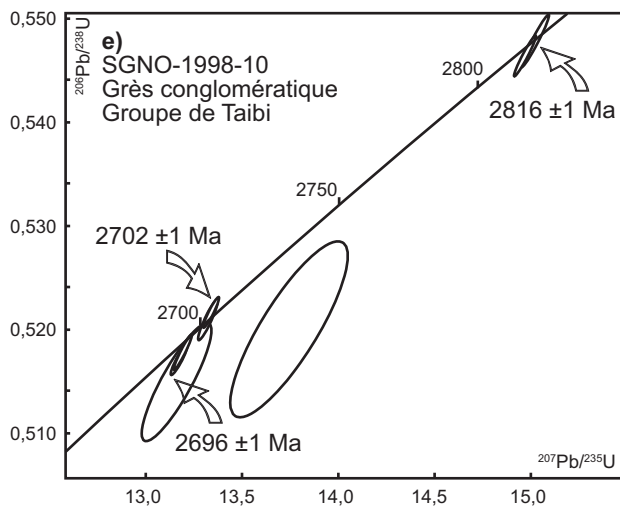
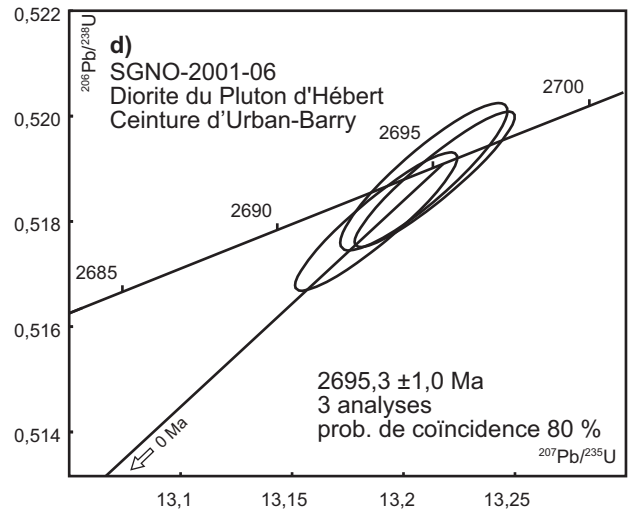
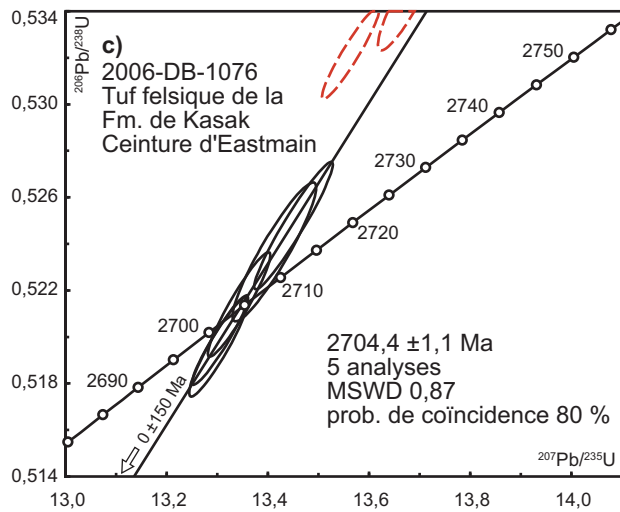
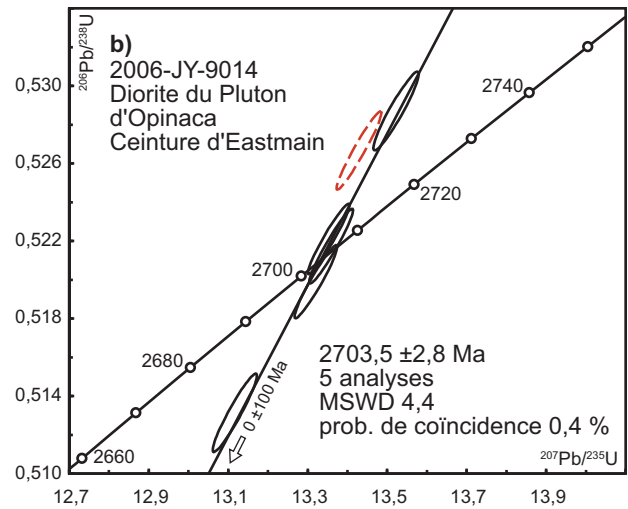
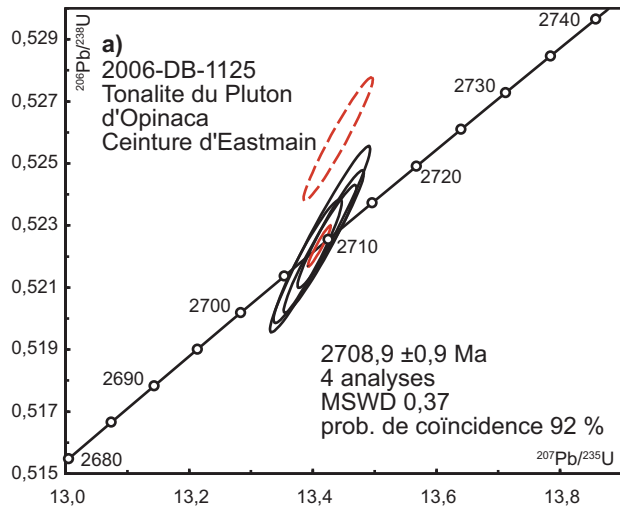
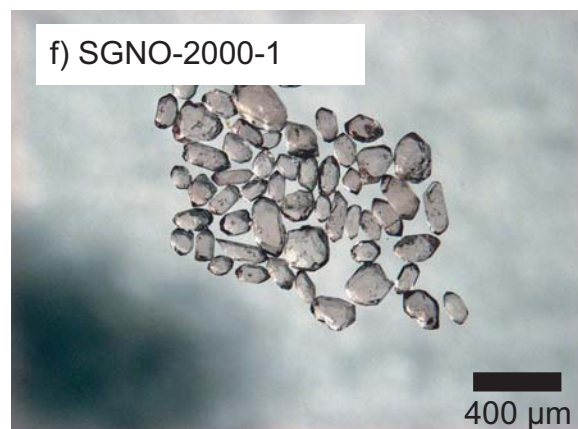
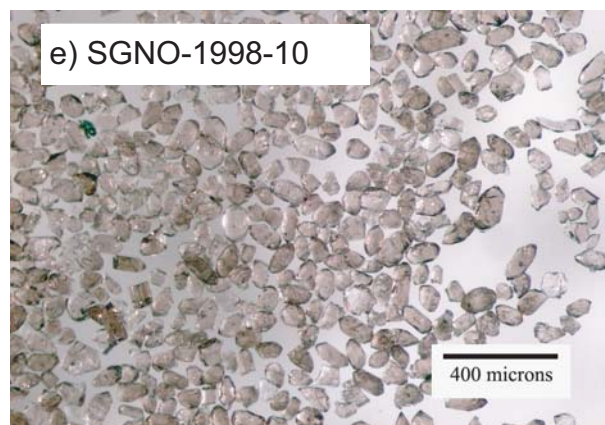
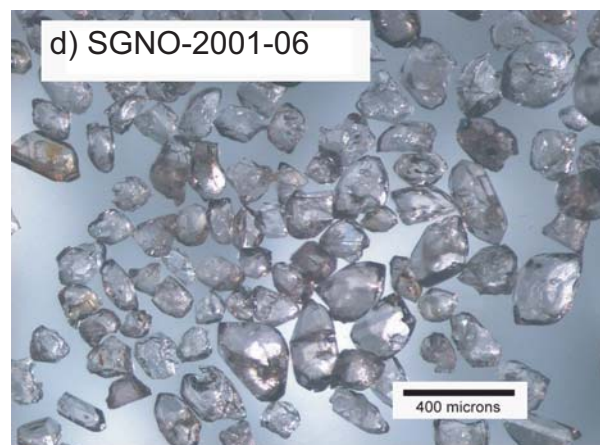


FIGURE 3 - Diagrammes concordia des analyses des zircons effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats détaillés sont présentés au tableau 2. Les analyses, représentées par des ellipses délimitées par un tiret rouge, ne sont pas utilisées dans le calcul des âges. MSWD = *Mean Squared Weighted Deviates*.



PHOTOS A À F - Photographies de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.

TABLEAU 1 - Description, localisation et âge des échantillons.

N° laboratoire	Affleurement	Feuillet SNRC	Zone	Localisation (UTM NAD 83)	Unité stratigraphique/ lithodémique	Lithologie	Âge
2006-DB-1125	2006-DB-1125A	33C09	18	409813 m E 5835627 m N	Pluton d'Opinaca	Tonalite à HB-BO à phénocx de PG-QZ	2708,9 ±0,9 Ma (âge de cristallisation)
2006-JY-9014	2006-JY-9014A	33C09	18	411409 m E 5834681 m N	Pluton d'Opinaca	Diorite à HB	2703,5 ±2,8 Ma (âge de cristallisation)
2006-DB-1076	2006-DB-1076B	33C09	18	418144 m E 5836498 m N	Formation de Kasak	Tuf felsique à lapillis	2704,4 ±1,1 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-2001-06	2000-DB-1017A	32G04	18	453406 m E 5441819 m N	Pluton d'Hébert	Diorite à HB massive	2695,3 ±1,0 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-1998-10 ¹		32E11	17	623100 m E 5492100 m N	Groupe de Taibi	Grès conglomératique, mine Casa-Berardi Ouest	2696 ±1 Ma (âge maximal)
SGNO-2000-01	1987-PP-2178	32E11	17	628737 m E 5493531 m N	Groupe de Taibi	Grès quartzitique	2697,2 ±0,8 Ma (âge maximal)

1- Échantillon prélevé à la mine Casa-Berardi Ouest, niveau 200 m.

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

N°	Description ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com. ² (pg)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2s (%)	Disc (%)
2006-DB-1125 Tonalite du Pluton d'Opinaca																			
1	1 zr. b, pc	0,0020	189	2,90	0,82	3905	0,52579	0,2	13,4408	0,2	0,18540	0,0	2723,7	6,9	2711,1	3,2	2701,8	1,5	-1,0
2	1 zr. b, pc	0,0032	215	6,50	0,79	4400	0,52289	0,1	13,4289	0,2	0,18626	0,0	2711,4	6,6	2710,3	3,1	2709,5	1,6	-0,1
3	1 zr. b, pc	0,0015	245	8,50	0,85	1852	0,52225	0,2	13,4115	0,2	0,18625	0,1	2708,7	7,1	2709,1	3,4	2709,4	1,7	0,0
4	1 zr. b, pc	0,0018	197	7,10	0,80	1873	0,52256	0,2	13,4116	0,2	0,18614	0,1	2710,0	10,4	2709,1	4,7	2708,4	2,0	-0,1
5	1 zr. b, pc	0,0022	193	1,80	0,78	6880	0,52186	0,2	13,3915	0,2	0,18611	0,1	2707,1	6,9	2707,7	3,2	2708,1	1,8	0,0
2006-JY-9014 Diorite du Pluton d'Opinaca																			
6	1 zr. b, pl	0,0020	200	1,51	1,32	8619	0,52668	0,2	13,4288	0,2	0,18482	0,0	2727,4	7,0	2710,3	3,2	2697,5	1,6	-1,4
7	1 zr. b, pl	0,0018	212	2,07	1,29	6573	0,51314	0,2	13,1161	0,2	0,18538	0,1	2670,0	7,0	2688,0	3,3	2701,6	1,8	1,4
8	1 zr. b, pl	0,0140	286	1,78	1,33	10538	0,52211	0,1	13,3523	0,2	0,18548	0,0	2708,1	6,3	2704,9	3,0	2702,5	1,6	-0,3
9	1 zr. b, pl	0,0024	197	4,30	1,27	3681	0,52871	0,2	13,5218	0,2	0,18549	0,1	2736,0	7,0	2716,8	3,3	2702,6	1,9	-1,5
10	1 zr. b, pl	0,0019	261	9,50	1,27	1756	0,52174	0,2	13,3586	0,2	0,18570	0,1	2706,6	6,6	2705,3	3,2	2704,4	1,7	-0,1
11	1 zr. b, pl	0,0022	242	3,80	1,25	4218	0,51991	0,1	13,3204	0,2	0,18582	0,1	2698,8	6,5	2702,6	3,1	2705,5	1,7	0,3
2006-DB-1076 Tuf felsique de la Formation de Kasak																			
12	1 zr. f, b, pl, frc	0,0010	332	16,80	0,72	1353	0,53219	0,2	13,5629	0,2	0,18484	0,1	2750,7	6,8	2719,7	3,2	2696,7	1,9	-2,5
13	1 zr. f, b, pl	0,0017	148	4,20	0,90	2992	0,53469	0,2	13,6793	0,2	0,18555	0,1	2761,2	8,1	2727,8	3,5	2703,1	2,7	-2,6
14	1 zr. b, pl, frc	0,0023	158	4,70	0,83	2226	0,52140	0,2	13,3427	0,2	0,18560	0,1	2705,1	7,8	2704,2	3,6	2703,5	2,1	-0,1
15	1 zr. b, pl	0,0024	238	9,50	0,76	2372	0,51987	0,2	13,3053	0,2	0,18562	0,1	2698,6	6,7	2701,6	3,2	2703,7	1,8	0,2
16	1 zr. b, pl	0,0020	195	4,10	0,97	3154	0,51958	0,2	13,3021	0,2	0,18568	0,1	2697,4	7,4	2701,3	3,4	2704,3	2,2	0,3
17	1 zr. f, b, pl	0,0009	270	4,30	0,86	2064	0,52366	0,2	13,4126	0,3	0,18576	0,1	2714,7	10,3	2709,1	4,8	2705,0	3,2	-0,4
18	1 zr. b, pl, frc	0,0025	109	11,10	0,51	806	0,52479	0,2	13,4503	0,2	0,18589	0,1	2719,5	9,4	2711,8	4,5	2706,1	2,3	-0,6
SGNO-2001-06 Diorite du Pluton d'Hébert																			
19	1 Ab zr. pc, ic incl	0,0371	43	0,61	0,85	86273	0,51885	0,14	13,2091	0,14	0,18464	0,06	2694,3	6,0	2694,7	2,7	2695,0	2,1	0,0
20	1 Ab zr. eq. ic incl	0,0191	41	1,48	0,84	17628	0,51800	0,13	13,1877	0,14	0,18465	0,05	2690,7	5,6	2693,2	2,6	2695,1	1,8	0,2
21	1 Ab zr. eq	0,0173	58	0,65	0,85	51606	0,51880	0,12	13,2140	0,14	0,18473	0,05	2694,1	5,5	2695,1	2,6	2695,8	1,7	0,1

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

N°	Description ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com ² (pg)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁴	Erreur 1s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2s (%)	Disc (%)
SGNO-1998-10 Grès conglomératique du Groupe de Taibi																			
22	1 Ab zr, b pâle, pl, incl	0,0120	24	3,16	1,56	3062	0,51709	0,14	13,1731	0,16	0,18476	0,06	2686,8	6,2	2692,1	3,1	2696,1	2,1	0,4
23	1 Ab zr, b pâle, t, frc	0,0080	107	2,69	1,02	10604	0,51783	0,16	13,1924	0,18	0,18477	0,05	2690,0	7,2	2693,5	3,4	2696,2	1,7	0,3
24	1 Ab zr, ic, pc	0,0060	2	0,86	0,54	440,9	0,51495	0,55	13,1602	0,69	0,18535	0,34	2677,5	24,2	2691,1	13,0	2701,4	11,2	1,1
25	1 Ab zr, b pâle, rnd, eq	0,0010	131	0,29	0,71	15128	0,52167	0,14	13,3395	0,15	0,18546	0,05	2706,2	6,3	2704,0	2,9	2702,3	1,7	-0,2
26	1 Ab zr, b pâle, pc, incl	0,0200	28	0,80	0,72	23519	0,52093	0,19	13,3229	0,19	0,18549	0,07	2703,1	8,2	2702,8	3,6	2702,6	2,4	0,0
27	1 Ab zr, ic, pc	0,0030	3	0,84	-0,01	321,6	0,52004	0,82	13,7441	1,11	0,19168	0,62	2699,1	36,0	2732,1	21,0	2756,7	20,5	2,5
28	1 Ab zr, ic rnd, pl, incl	0,0030	41	0,40	0,51	10816	0,54641	0,18	14,9692	0,19	0,19869	0,05	2810,2	8,2	2813,3	3,6	2815,5	1,7	0,2
29	1 Ab zr, b pâle, pc, incl	0,0120	10	0,80	0,68	5269	0,54785	0,23	15,0220	0,24	0,19887	0,06	2816,2	10,6	2816,6	4,6	2816,9	2,0	0,0
SGNO-2000-01 Grès quartzeux du Groupe de Taibi																			
30	1 Ab zr, au, tr	0,0080	19	0,94	0,63	5471	0,51683	0,14	13,1710	0,16	0,18483	0,05	2685,7	6,3	2692,0	3,0	2696,7	1,7	0,5
31	1 Ab zr, au, tr, incl	0,0100	16	1,33	0,55	3944	0,51592	0,15	13,1490	0,17	0,18485	0,07	2681,8	6,7	2690,4	3,2	2696,8	2,3	0,7
32	1 Ab zr, au, eq	0,0060	56	1,09	1,02	10152	0,51743	0,14	13,1896	0,15	0,18488	0,05	2689,2	6,0	2693,3	2,9	2697,1	1,5	0,4

Remarques

- Description du minéral: 1 grain analysé, Ab = abrasé, zr = zircon, ic = incolore, b = brun, au = idiomorphe, f = fragment, pc = prisme court, pl = prisme long, eq = équidimensionnel, frc = fracture, t = terminaison, rnd = arrondi, incl = présence d'inclusions, tr = trapu.
- Pbmb commun total (étalon, contamination et minéral).
- Corrigé pour la discrimination de masse.
- 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).

Constantes de désintégration de Jaffrey *et al.* (1971).