

# RP 2010-11

DATATIONS U-PB EFFECTUEES DANS LES SOUS-PROVINCES D'ASHUANIPI, DE LA GRANDE, D'OPINACA ET D'ABITIBI EN 2008-2009

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009

Jean David<sup>1</sup>, Denis Vaillancourt<sup>1,2</sup>, Daniel Bandyayera, Martin Simard, Jean Goutier, Pierre Pilote, Claude Dion<sup>3</sup> et Patrice Barbe<sup>4,5</sup>

Coordonnateur : Claude Dion

RP 2010-11

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

## Résumé

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb sur des zircons analysés en 1995 et 2008 pour 13 échantillons provenant de la Province du Supérieur. Parmi ceux-ci, quatre échantillons ont été prélevés dans les secteurs du réservoir Caniapiscou et de la rivière Sérigny (Grand Nord), quatre sont issus du secteur du réservoir Opinaca (Baie-James) et cinq proviennent de l'Abitibi.

### **Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Sérigny**

L'échantillon 2008-MP-1021 est un gneiss tonalitique assigné à la Suite de Brésolles (2833 à 2807 Ma), une unité de gneiss caractéristique du nord-est de la Sous-province de La Grande. L'âge de  $2840,3 \pm 4,1$  Ma obtenu confirme la présence de cette unité dans une fenêtre du La Grande à l'intérieur de la Sous-province d'Ashuanipi.

### **Sous-province d'Ashuanipi, secteur du réservoir Caniapiscou**

L'échantillon 2008-MP-1081 est une diatexite appartenant à la Suite de Caniapiscou. L'âge de  $2664,5 + 8,6/-7,2$  Ma obtenu indique que cette lithologie est reliée à un phénomène de fusion contemporain à celui à l'origine des grandes unités de diatexites de l'Ashuanipi (2682 à 2650 Ma).

L'échantillon 2008-MP-1047 est une tonalite à hypersthène assignée à la Suite de Lachaine. La tonalite a donné un âge de  $2692,0 + 1,1/1,0$  Ma suggérant que le Lachaine regroupe des tonalites à hypersthène d'âge et d'origine différents.

L'échantillon 2008-MS-0040 est une tonalite très déformée assignée à la Suite de Beausac, une unité de tonalite formant de grands lambeaux dans les diatexites et les intrusions felsiques du nord-ouest de l'Ashuanipi. L'âge obtenu de  $2698,8 \pm 0,8$  Ma, jumelé à un autre résultat obtenu précédemment plus à l'ouest, indique que la Suite de Beausac s'est mise en place entre 2700 et 2690 Ma.

### **Sous-province d'Opinaca, secteur du réservoir Opinaca**

L'intrusion ultramafique de Giard regroupe des intrusions litées ultramafiques encaissées dans les paragneiss migmatitiques du Complexe de Laguiche. Un échantillon de gabbronorite (2008-PR-6035) a fourni quelques zircons de mauvaise qualité qui n'ont pu être analysés. Une pegmatite mafique (2008-PR-6037), interprétée au départ comme comagmatique, a donné un âge de  $2619,6 + 1,9/-1,4$  Ma. Cet âge indique que cette pegmatite n'est pas génétiquement associée au Giard, mais plutôt à la mise en place des intrusions de pegmatite granitique tarditectoniques de la Baie-James.

Une diatexite issue des métasédiments du Complexe de Laguiche a été échantillonnée dans le but de dater la migmatitisation et l'âge du paragneiss fusionné. La restite (échantillon 2008-PR-6040D) et le mobilisat (échantillon 2008-PR-6040E) ont été datés séparément. Le mobilisat granitique a été daté par ID-TIMS à  $2671,6 \pm 1,8$  Ma, ce qui correspond à l'épisode de migmatitisation principal des paragneiss du Laguiche. L'échantillon de restite, analysé par LA-MC-ICP-MS, a donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  compris entre 2573 Ma et 3248 Ma, avec un mode principal à 2728 Ma représentant l'âge de la source dominante des roches métasédimentaires, et un mode secondaire à 2647 Ma, interprété comme étant associé à une phase de migmatitisation tardive du paragneiss.

L'échantillon 2008-PR-6060 est un grès lité et non fusionné de la Formation de Low qui constitue l'unité encaissante du gîte Roberto. L'analyse par LA-MC-ICP-MS a permis d'obtenir un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2717 \pm 17$  Ma interprété comme l'âge maximal de déposition des sédiments. Les modes associés à des âges plus anciens (2793, 2817 et 2858 Ma) sont attribuables à des sources associées au socle.

#### **Sous-province de l'Abitibi**

L'échantillon 1994-CH-01 est un dyke porphyrique à phénocristaux de quartz et de plagioclase coupant la minéralisation Cu-Au filonienne à la mine Copper Rand à Chibougamau. La réanalyse de cet échantillon a donné un âge de  $2705,1 \pm 1,7/-1,2$  Ma et confirme le résultat préalablement obtenu par Joannis (1998). Cette analyse permet de fixer l'âge minimal de la minéralisation à la mine Copper Rand et met en évidence l'existence d'un épisode intrusif felsique plus jeune que le Pluton de Chibougamau dont la mise en place est comprise entre 2718 Ma et 2714 Ma.

Un important décapage sur la propriété Dubuisson près de Val-d'Or expose une zone de cisaillement E-W à rejet dextre injectée d'une veine de quartz-carbonate aurifère. La datation d'un dyke de monzonite coupé et déplacé par la zone de cisaillement a donné un âge de mise en place de  $2672,6 \pm 2,1/-1,5$  Ma qui représente donc l'âge maximal de la minéralisation aurifère et du décrochement dextre dans le secteur de Val-d'Or.

Dans la région de Rouyn-Noranda, la rhyolite sphérolitique à phénocristaux de quartz de la Formation de Duprat-Montbray (2004-SGNO-05) a donné un âge de  $2697,0 \pm 1,5/-1,3$  Ma. De même, la dacite porphyrique à phénocristaux de quartz et de plagioclase du lac Turcotte (2004-SGNO-09), de la Formation de Noranda, a été datée à  $2698,3 \pm 1,2/-1,0$  Ma.

L'échantillon VSG-94 est une tonalite porphyrique à phénocristaux de quartz provenant du Pluton de Val-St-Gilles, au nord de La Sarre. L'âge de  $2716 \pm 3$  Ma obtenu indique que cette intrusion synvolcanique est tardive par rapport aux roches volcaniques encaissantes du Groupe de Normétal ( $2727,7 \pm 2,6/-2,1$  Ma).

## INTRODUCTION

---

Ce rapport présente les résultats des travaux de datation géochronologique effectués sur une série d'échantillons prélevés lors des projets de cartographie géologique et de compilation géoscientifique effectués par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. Treize échantillons ont été prélevés et traités en 2008 afin d'en récupérer les minéraux lourds. Parmi ceux-ci, 12 échantillons ont été retenus pour les travaux de datation. Nous présentons également les résultats d'une datation inédite d'une intrusion felsique effectuée en 1994-1995 pour le compte du MRNF.

## PROCÉDURES ANALYTIQUES

---

La procédure analytique utilisée en 1995 par Vaillancourt au GEOTOP pour la datation de l'échantillon VSG-94 par la méthode de dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) est décrite dans Machado *et al.* (1990). Pour les autres échantillons, la méthode utilisée est décrite dans le rapport de David *et al.* (2006), à l'exception de l'utilisation d'un compteur d'ions Daly équipant un spectromètre de masse VG Sector 54 à l'étape finale de l'analyse. Les corrections pour la discrimination thermique des masses et celles associées au détecteur sont de 0,16 %/AMU pour le plomb. Cette correction a été établie en utilisant les étalons de plomb NIST SRM981 et SRM982. Ces facteurs de correction ont été confirmés par l'analyse du zircon standard z91500 pour lequel nous avons obtenu un âge de  $1066,17 \pm 0,59$  Ma, comparable à l'âge de  $1066,37 \pm 0,38$  Ma obtenu par Schoene *et al.* (2006). Pour l'uranium, des valeurs de fractionnement variant entre 0,12 et 0,16 %/AMU ont été obtenues pour chacune des analyses à l'aide du traceur  $^{233}\text{U}$ - $^{235}\text{U}$ . Une correction de 11 nanosecondes pour le temps mort du détecteur a été déterminée en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500.

Les droites discordias sont tracées 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.-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). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à  $1\sigma$  (intervalle de confiance de 68,3 %), alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à  $2\sigma$  (intervalle de confiance de 95,5 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent des intervalles de confiance de  $2\sigma$ .

Les zircons détritiques des échantillons de grès 2008-PR-6060 et de restite 2008-PR-6040D ont été analysés par la

méthode LA-MC-ICP-MS (Ablation Laser - Spectromètre de masse à multicollecteurs à ionisation au plasma). Cette méthode 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 (par ex. Fedo *et al.*, 2003).

Les analyses *in situ* ont été effectuées à l'aide d'un laser de type UV 213 nm à impulsions courtes (4 ns) couplé à un spectromètre de masse à multicollecteurs muni d'une source à ionisation au plasma (Nu Plasma HR Multi-collector Mass Spectrometer) du « Earth and Atmospheric Sciences Department » de l'Université de l'Alberta à Edmonton. Les analyses ont été réalisées grâce à la participation du Pr Larry Heaman, responsable du laboratoire. La procédure analytique est décrite dans David *et al.* (2009b). Le zircon UQZ8 dont l'âge de  $1143 \pm 1$  Ma, établi par dilution isotopique ( $n = 16$ ), a été utilisé comme standard interne durant la présente étude. Les résultats ( $n = 28$ ) des analyses de ce standard produites par ablation laser pendant les différentes séances effectuées pour l'acquisition des données de ce rapport sont présentés sur le diagramme concordia de l'annexe 1. Ces résultats ont une dispersion légèrement plus importante que les incertitudes analytiques (MSWD = 3,2). Les résultats ne se recourent pas parfaitement et un âge concordant ne peut être calculé. Un âge de  $1150,6 \pm 8,5$  Ma a finalement été obtenu pour l'intersection supérieure d'une droite de régression calculée en forçant l'intersection inférieure à 0 Ma. Cet âge est plus ancien de 8 Ma comparativement aux résultats obtenus par dilution isotopique ( $1143 \pm 1$  Ma).

## PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

---

Le tableau 1 résume les résultats des analyses isotopiques et donne la localisation des échantillons, laquelle est également illustrée aux figures 2, 4 et 5. Les résultats des analyses isotopiques U-Pb obtenus par la méthode ID-TIMS sont présentés au tableau 2, alors que les résultats provenant des zircons analysés par ablation laser sont donnés au tableau 3. Les résultats sont illustrés sous la forme de diagrammes concordia (figures 6 et 7), d'histogrammes (figure 8) et de diagramme de probabilité cumulative (figure 9). L'annexe 2 expose les photographies des zircons extraits des différents échantillons, alors que les images en cathodoluminescence de certains zircons sont montrées à l'annexe 3.

### Sous-province de La Grande, secteur de la rivière Sérigny

Les travaux de cartographie géologique réalisés par le MRNF durant l'été 2007 ont permis de définir une nouvelle fenêtre de la Sous-province de La Grande dans la région de la rivière Sérigny (Simard *et al.*, 2009a). Ce secteur

d'environ 2500 km<sup>2</sup> situé au nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figures 1 et 2) était originellement inclus dans celle-ci (Chevé et Brouillette, 1995). La reconnaissance de La Grande à cet endroit est basée sur la présence de gneiss anciens assignés à la Suite de Brésolles, unité qui caractérise la partie nord-est de la Sous-province de La Grande.

### **32008-MP-1021 : Gneiss tonalitique, Suite de Brésolles, feuillet SNRC 23N08**

#### *Géologie*

La Suite de Brésolles est une unité de gneiss rubanés qui couvre une superficie importante dans la partie nord-est de la Sous-province de La Grande. Le gneiss est constitué d'une alternance de rubans leucocrates, composés de tonalite à biotite, et de rubans mélanocrates formés de diorite, de diorite quartzifère et de tonalite à biotite et hornblende. Il renferme aussi de nombreuses enclaves mafiques fortement étirées qui accentuent le rubanement. Les gneiss de la Suite de Brésolles présentent de nombreux plissements et sont injectés par les unités plus jeunes produisant des motifs complexes. Trois datations U-Pb ont été réalisées sur des échantillons de gneiss, permettant d'estimer l'âge de la Suite de Brésolles entre 2833 ±5 Ma et 2807 ±6 Ma (David *et al.*, 2009a; Simard, 2008).

Les gneiss rubanés de composition tonalitique et dioritique de la région de la rivière Sérigny sont similaires à ceux de la Suite de Brésolles. L'échantillon 2008-MP-1021 (figure 2) a été prélevé au cours de l'été 2009 sur un gros affleurement en relief et bien dégagé localisé en bordure de la rivière du Sable. L'objectif de cette datation est de confirmer l'appartenance de ces gneiss à la Suite de Brésolles et, par le fait même, la présence d'une fenêtre de la Sous-province de La Grande dans ce secteur.

#### *Géochronologie*

Les zircons récupérés de ce gneiss sont de taille moyenne (125-150 µm) et constituent une population homogène d'un point de vue morphologique. Il s'agit de prismes trapus et brunâtres, à section carrée ou plus ou moins triangulaire, avec des arêtes tronquées (annexe 2, photo a). Les cristaux sont subidiomorphes et de bonne qualité.

Six analyses ont été effectuées à partir de grains uniques. Le signal de plusieurs analyses était trop intense et les premiers paliers ont été analysés à une trop basse température. Les résultats de ces analyses, même recalculés, montrent une certaine dispersion. Conséquemment, les âges <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb s'étendent entre 2823,2 Ma et 2843,8 Ma (tableau 2). Les résultats de cinq analyses ont été utilisés pour calculer l'âge correspondant à l'intersection supérieure de la concordia en utilisant la méthode de régression linéaire de Davis (1982). Un âge de 2840,3 ±4,1 Ma (figure 6a) a été obtenu (MSWD = 4,0); il est interprété comme la meilleure estimation pour la mise en place du protolithe de composition tonalitique.

#### *Interprétation*

L'âge de 2840,3 ±4,1 Ma, jumelé aux caractéristiques lithologiques de cette unité, permet d'assigner les gneiss tonalitiques et dioritiques la région de la rivière Sérigny à la Suite de Brésolles et de confirmer ainsi la présence d'une fenêtre de la Sous-province de La Grande qui s'étend jusqu'à la Fosse du Labrador dans ce secteur.

### **Sous-province d'Ashuanipi, secteur du réservoir Caniapiscou**

La Sous-province d'Ashuanipi est un domaine de haut grade métamorphique, aux faciès des amphibolites et des granulites, localisé à l'extrémité orientale de la Province du Supérieur (figure 1). Cette sous-province est caractérisée par la présence de grandes masses de diatexites qui proviennent de la fusion de roches considérées comme les équivalents de certaines unités des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (figure 2).

### **2008-MP-1081 : Diatexite (diorite quartzifère), Suite de Caniapiscou, feuillet SNRC 23K14**

#### *Géologie*

La Suite de Caniapiscou est une unité particulière de diatexite localisée dans le secteur du réservoir Caniapiscou (Simard *et al.*, 2009b). Les diatexites de cette unité ont une composition tonalitique et renferment des enclaves de composition tonalitique et dioritique, contrairement aux autres diatexites de la Sous-province d'Ashuanipi (Suite d'Opiscotéo) dont la composition varie de tonalitique à granitique et qui contiennent surtout des enclaves de paragneiss. Les diatexites de la Suite d'Opiscotéo proviennent de la fusion de grandes unités de paragneiss analogues à celles de la Sous-province d'Opinaca. Ces diatexites ont donné des âges variant entre 2682 et 2650 Ma, avec un mode autour de 2660 Ma (Chevé et Brouillette, 1995; Leclair *et al.*, 1998; Percival, 1993; Simard *et al.*, 2009a). Simard *et al.* (2009b) mentionnent que les diatexites de la Suite de Caniapiscou sont probablement le résultat de la fusion des tonalites et des diorites de la Suite de Beausac localisée juste au nord-ouest. Deux échantillons de tonalite de la Suite de Beausac ont donné des âges de 2690 ±7 Ma (David *et al.*, 2009a) et 2698,8 ±0,8 Ma (échantillon 2008-MS-0040, ce rapport).

L'échantillon 2008-MP-1081 a été prélevé sur un gros affleurement localisé sur une île du réservoir Caniapiscou, près de la bordure nord du réservoir (figure 2). Il s'agit d'un affleurement de diatexite rubanée très hétérogène, de composition tonalitique et dioritique, à texture de fluage typique des diatexites hétérogènes de l'Ashuanipi. L'échantillon a une composition de diorite quartzifère à hornblende et biotite et provient d'une partie un peu plus homogène de l'affleurement.

## Géochronologie

L'échantillon 2008-MP-1081 a fourni des zircons en abondance. La majorité se présentent sous la forme de cristaux subidiomorphes à xénomorphes parmi lesquels on distingue des prismes allongés ou courts (annexe 2, photo b). Comme ces zircons montrent des caractéristiques morphologiques hétérogènes, nous avons tenté de sélectionner les prismes plats et allongés de forme plus ou moins rectangulaire ou carrée. L'examen des cristaux prismatiques et brunâtres par cathodoluminescence (annexe 3, photo a) permet de démontrer qu'ils sont associés à la dernière phase de cristallisation. Ces zircons sont caractérisés par une zonalité en secteur également visible dans les surcroissances développées sur les cristaux incolores. Les zircons incolores, quant à eux, montrent une structure interne de type oscillatoire (OZP - Oscillatory Zoning Pattern).

Huit analyses ont été effectuées. Les résultats se distribuent le long de la courbe concordia avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  qui s'étalent entre 2661,9 Ma et 2703,2 Ma (tableau 2 et figure 6b). Cinq analyses effectuées à partir de terminaisons et de cristaux entiers brunâtres ont donné des résultats représentant les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  les plus jeunes. Ces résultats peu discordants ont été utilisés pour calculer l'intersection supérieure d'une droite de régression. L'âge de 2664,5  $\pm$  8,6/-7,2 Ma obtenu (figure 6b) est interprété comme la meilleure estimation pour la mise en place de la diorite. L'analyse no 1 est décalée vers la droite par rapport à la distribution des analyses no 3, 4, 5 et 8, et n'a pas été retenue pour le calcul de régression linéaire (figure 6b). Trois analyses ont été effectuées à partir de cristaux incolores afin de vérifier s'ils pouvaient appartenir à un événement de cristallisation plus jeune. Les résultats obtenus ont donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  plus anciens que ceux des zircons brunâtres (tableau 2 et figure 6b). Ils sont interprétés comme des cristaux hérités provenant d'une lithologie dont l'âge minimum est de 2703,2  $\pm$  0,8 Ma (figure 6b). Par contre, ils pourraient également provenir de plusieurs lithologies d'âges différents.

## Interprétation

L'âge de cristallisation de 2664,5  $\pm$  8,6/-7,2 Ma correspond à l'âge le plus répandu obtenu dans les échantillons de diatexite de la Suite d'Opiscotéo (2660 Ma). Ceci indique que la fusion des tonalites et des diorites de la Suite de Beusac, à l'origine des diatexites de la Suite de Caniapiscou, est contemporaine à l'épisode de fusion principal des paragneiss dont sont issues les grandes unités de diatexite de la Sous-province d'Ashuanipi (Suite d'Opiscotéo). Les zircons hérités contenus dans l'échantillon analysé ont un âge de 2703,2  $\pm$  0,8 Ma qui s'apparente à celui des tonalites et des diorites de la Suite de Beusac (2700 à 2690 Ma), appuyant l'hypothèse que ces roches seraient le protolithe des diatexites de la Suite de Caniapiscou.

## 2008-MP-1047 : Tonalite à hypersthène, Suite de Lachaine, feuillet SNRC 23K15

### Géologie

Plusieurs intrusions felsiques à pyroxènes (suites charnockitiques) se trouvent dans le nord de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2). Ces roches intrusives, qui contiennent du clinopyroxène et de l'orthopyroxène, ont été assignées à quatre suites différentes en fonction de leur composition ou de leurs particularités structurales. Il s'agit de la Suite de Lachaine (tonalite et diorite quartzifère), de la Suite de Sérigny (granodiorite  $\pm$ tonalite), de la Suite du lac Pons (granodiorite à texture porphyroïde) et de la Suite de LeFrançois (leucogranite) (Simard *et al.*, 2009a; Simard *et al.*, 2009b). Ces unités sont spatialement associées et sont possiblement liées génétiquement. À certains endroits, ces roches charnockitiques sont en contact graduel avec les diatexites à orthopyroxène de la Suite d'Opiscotéo (2682 à 2650 Ma, mode autour de 2660 Ma), ou encore renferment des enclaves de diatexite appartenant à cette suite. Ces observations suggèrent que les suites charnockitiques sont contemporaines ou plus jeunes que les diatexites de l'Opiscotéo.

L'échantillon 2008-MP-1047 a été prélevé sur un affleurement plat et partiellement couvert de mousse situé au sommet d'une petite colline localisée à environ 8 km au NNE du réservoir Caniapiscou (figure 2). Il s'agit d'un affleurement hétérogène constitué de tonalite à hypersthène (enderbite) avec amas de feldspath potassique, mélangée à une phase granitique à orthopyroxène aux contacts graduels et diffus. Cette tonalite à hypersthène a été assignée à la Suite de Lachaine (Simard *et al.*, 2009b).

### Géochronologie

Le traitement de la tonalite à hypersthène a permis d'obtenir des zircons en abondance. Les cristaux exhibent des caractéristiques morphologiques très variées, ce qui rend difficile la caractérisation et la sélection des spécimens à analyser. Les zircons sélectionnés correspondent à des cristaux idiomorphes à subidiomorphes ayant la forme de prismes tabulaires, bruns à brunâtres (annexe 2, photo c). Ils présentent un bon développement de faces cristallines et montrent presque systématiquement des microfractures. Une vingtaine de cristaux allongés les plus idiomorphes présentant une couleur brun foncé ont été choisis et abrasés afin de déterminer l'âge de cristallisation. La structure interne des zircons prismatiques sélectionnés est caractérisée par une zonalité magmatique de type oscillatoire (OZP). Cependant, de nombreux cristaux présentent une large zone externe très peu luminescente (annexe 3, photo b). Cette zone est interprétée comme étant le résultat d'une recristallisation à l'état solide produite par la circulation de fluides appauvris en uranium (Möller *et al.*, 2002).

Trois des six résultats analytiques obtenus sont discor-

dants à moins de 0,5 % et ont produit des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  identiques aux erreurs près de 2691,2 Ma, 2692,5 Ma et 2692,9 Ma (tableau 2). Une droite de régression a été calculée pour ces résultats en forçant l'intersection inférieure à 0 Ma. L'intersection supérieure de cette droite avec la courbe concordia donne un âge de 2692,0 +1,1/-1,0 Ma (figure 6c), la meilleure estimation pour l'âge de cette lithologie. Les rapports Th/U très variables de l'ensemble des analyses (tableau 2) montrent que les fluides secondaires qui ont affecté les zircons ont pu modifier leur composition chimique, mais les rapports isotopiques U-Pb n'ont pas été modifiés de façon systématique.

### Interprétation

L'âge obtenu dans la tonalite à hypersthène (2692,0 +1,1/-1,0 Ma) contredit les observations de terrain qui suggèrent que les roches de la Suite de Lachaine sont plus jeunes que les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2682 à 2650 Ma; mode autour de 2660 Ma). Toutefois, l'échantillon daté possède des caractéristiques chimiques différentes des autres tonalites de la Suite de Lachaine (Simard *et al.*, 2009b). Il pourrait donc s'agir d'un lambeau ancien de tonalite à hypersthène inclus à l'intérieur d'une intrusion de tonalite plus jeune. Quoi qu'il en soit, ces données suggèrent la possibilité que la Suite de Lachaine regroupe des roches d'âge et d'origine différents dont l'étendue est inconnue pour l'instant. Des datations supplémentaires seraient donc nécessaires pour établir l'âge de cristallisation des diverses unités charnockitiques de la partie nord de la Sous-province d'Ashuanipi.

### 2008-MS-0040 : Tonalite foliée, Suite de Beusac, feuillet SNRC 23K13

#### Géologie

La Suite de Beusac est une unité de tonalite à biotite et hornblende qui se présente sous la forme de lambeaux plurikilométriques ou d'enclaves plus restreintes dans les diatexites et les roches intrusives plus jeunes du nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (Gosselin et Simard, 2000; Thériault et Chevé, 2001).   plusieurs endroits, des feuillets de tonalite alternent avec des niveaux de paragneiss. La tonalite est une roche grisâtre, de granulométrie fine à moyenne, foliée   rubanée et possède une texture granoblastique plus ou moins nette. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de tonalite de la région du lac Gayot a donné un âge de 2690 ± 7 Ma (David *et al.*, 2009a).

La Suite de Beusac couvre une superficie restreinte au nord du réservoir Caniapiscou, dans le secteur du lac Pau (Simard *et al.*, 2009b).   cet endroit, les tonalites de Beusac sont coupées par des zones de déformation intense à l'origine d'une foliation très pénétrante et d'une forte linéation d'étirements à faible plongée. Ces zones de déformation

sont limitées aux tonalites et ne se poursuivent pas dans les diatexites et les roches intrusives plus jeunes.

Dans la région du réservoir Caniapiscou, la Suite de Beusac est l'hôte de plusieurs sites minéralisés en Au-Ag-Cu. L' chantillon 2008-MS-0040 a été prélevé sur un affleurement bien dégagé localisé en bordure de la rivière Caniapiscou, à environ 15 km au nord du réservoir (figure 2). La tonalite est affectée par de nombreuses zones de déformation métriques à décamétriques, dans lesquelles se trouvent des zones rouillées et sulfurées de quelques mètres d'épaisseur. Cette datation a pour objectif d'établir l'âge des tonalites encaissant la minéralisation et de confirmer leur assignation à la Suite de Beusac.

#### Géochronologie

L'échantillon recueilli se compose de tonalite foliée et contenait de nombreux cristaux de zircon. Ceux-ci, comme pour l'échantillon de tonalite   hypersthène 2008-MP-1047, constituent une population hétérogène. Des zircons subidiomorphes brunâtres formant des prismes allongés à section plus ou moins hexagonale ont été sélectionnés pour l'étude géochronologique (annexe 2, photo d). Des zircons incolores, limpides et idiomorphes ont également été reconnus. Ces derniers présentent des formes cristallines souvent complexes et variées. Ils sont interprétés comme des zircons hérités, car certains spécimens sont entourés d'une surcroissance brunâtre. La structure interne des zircons prismatiques est peu luminescente, mais montre une zonalité typique des cristaux formés à partir d'un liquide magmatique (annexe 3, photo c). Par contre, les cristaux incolores montrent une structure interne de type zonalité par secteur qui indique une formation ou une recristallisation dans des conditions de métamorphisme de haut grade. Ce type de structure se superpose parfois à une structure oscillatoire magmatique plus ancienne.

L'analyse de cinq fragments de cristaux brunâtres a donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  pratiquement identiques variant entre 2697,1 Ma et 2698,7 Ma (tableau 2).   l'exception d'une analyse (no 2), les résultats sont peu discordants (< 0,6 %) et permettent de calculer une droite de régression (MSWD = 0,2) dont l'intersection supérieure avec la concordia représente un âge de 2698,8 ± 0,8 Ma (figure 6d), soit l'âge de mise en place de la tonalite.

#### Interprétation

L'âge de 2698,8 ± 0,8 Ma obtenu pour cette tonalite foliée confirme les observations de terrain voulant qu'elle soit plus ancienne que les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2682   2650 Ma) et les intrusions environnantes. Cet âge se compare à celui de la Suite de Beusac obtenu dans la région du lac Gayot (2690 ± 7 Ma, David *et al.*, 2009a) et indique que les tonalites de Beusac se sont mises en place entre 2700 et 2690 Ma. L'âge de la déformation intense qui a affecté les tonalites serait

compris entre 2700 et 2660 Ma, ce dernier étant l'âge des diatexites de la Suite de Caniapiscou (voir plus haut, échantillon 2008-MP-1081) en contact intrusif avec les tonalites de la Suite de Beusac. Rappelons que ces diatexites n'ont pas subi les effets de la déformation intense observée dans les tonalites.

### **Sous-province d'Opinaca, secteur du réservoir Opinaca**

#### **2008-PR-6035 et 2008-PR-6037 : Gabbronorite et pegmatite mafique, Intrusion ultramafique de Giard, feuillet SNRC 33B13**

##### *Géologie*

L'Intrusion ultramafique de Giard regroupe une vingtaine d'intrusions ultramafiques d'épaisseur hectométrique à kilométrique encaissées dans les paragneiss migmatitiques du Complexe de Laguiche, dans la moitié nord du secteur Opinaca (Bandyayera *et al.*, 2010; figures 3 et 4). Il s'agit d'intrusions litées, constituées essentiellement de pyroxénites et de péridotites massives, grossièrement grenues et fortement magnétiques. La majorité des intrusions sont composées à la base, de niveaux de métacumulats à orthopyroxène, clinopyroxène et, localement, olivine partiellement à totalement métamorphisés en amphibole et en serpentine. La partie sommitale des intrusions est parfois constituée d'une faible proportion (<5 %) de gabbronorites également litées. Dans les niveaux lités des faciès ultramafiques et mafiques, les structures magmatiques primaires, telles que les laminations parallèles ou entrecroisées, les structures de charge et les fractures de refroidissement, sont bien préservées. Par endroits, l'Intrusion ultramafique de Giard est recoupée par des dykes de pegmatite mafique, discontinus et ramifiés. Les intrusions de Giard sont coupées de quelques injections de mobilisat, ce qui suggère qu'elles ont été métamorphosées et déformées en même temps que les paragneiss du Complexe de Laguiche. Cependant, les intrusions ultramafiques fortement compétentes ont réagi comme des blocs rigides, alors que la déformation a été concentrée dans les métasédiments encaissants et dans les zones de contact. Ainsi, à l'exception de quelques plis sans structure planaire associée, l'Intrusion de Giard est relativement peu déformée (Bandyayera *et al.*, 2010).

Un échantillon de gabbronorite leucocrate (2008-PR-6035) a été prélevé dans le but de déterminer l'âge de mise en place de l'Intrusion ultramafique de Giard. Malheureusement, la mauvaise qualité des zircons n'a pas permis de dater cet échantillon. Une pegmatite mafique (2008-PR-6037), interprétée au départ comme comagmatique, a également été échantillonnée pour déterminer l'âge de l'événement magmatique de l'Intrusion de Giard. Cette pegmatite se trouve sur un affleurement situé à 3 km au sud de la rivière Giard et à 4 km au nord de la rivière Opinaca (figure 4).

##### *Géochronologie*

#### *2008-PR-6035 : Gabbronorite*

Cet échantillon de gabbronorite leucocrate a fourni quelques zircons de petite taille et de qualité passable. Les grains sont pour la plupart xénomorphes. Toutefois, après plusieurs tentatives pour classer les cristaux d'après leur morphologie, il a été possible d'identifier une population de zircons formant des prismes allongés (annexe 2, photo e). Ces cristaux sont interprétés comme d'origine magmatique et les plus susceptibles de représenter l'âge de mise en place. Les deux tentatives d'abrasion sur ces cristaux ont toutefois échoué. Les zircons sont en effet affectés par de nombreuses microfractures et ont été complètement réduits en fragments dont la dimension maximale atteint à peine 10 µm. Aucune analyse n'a donc été effectuée.

#### *2008-PR-6037 : Pegmatite mafique*

L'échantillon de pegmatite mafique a été traité pour récupérer les minéraux pouvant faire l'objet d'une analyse géochronologique. Une petite quantité de zircons de qualité variable a été récupérée. Les cristaux très bien formés forment des prismes trapus ou tabulaires bruns (annexe 2, photo f). Ils contiennent presque systématiquement une portion centrale incolore. On trouve de plus des xéno-cristaux incolores et complètement émoussés.

Quatre analyses ont été effectuées en utilisant des terminaisons prélevées sur les cristaux prismatiques. Les résultats analytiques (tableau 2) indiquent que ces zircons riches en uranium ont des rapports Th/U faibles (0,15-0,17) qui caractérisent souvent les zircons ayant cristallisé à partir de fluides tardifs. Les résultats ont permis de calculer des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  identiques d'environ 2619 Ma se distribuant sur une même droite (figure 6e). L'intersection supérieure de la droite de régression avec la courbe concordia indique un âge de 2619,6 ± 1,9/-1,4 Ma (MSWD = 0,25). Cet âge est interprété comme celui de mise en place du matériel pegmatitique.

##### *Interprétation*

L'âge de 2619,6 ± 1,9/-1,4 Ma obtenu pour l'échantillon 2008-PR-6037 indique que cette pegmatite n'est pas génétiquement associée (c.-à-d. comagmatique) à l'Intrusion ultramafique de Giard. En effet, cette intrusion ne peut être plus jeune que 2671,6 ± 1,8 Ma, l'âge de la migmatitisation subie à la fois par le paragneiss du Complexe de Laguiche et par l'Intrusion de Giard (voir plus loin, échantillon 2008-PR-6040E). L'âge de 2619 Ma correspond en fait à la mise en place des intrusions de pegmatite granitique tarditectoniques à la Baie-James, auxquelles appartient notamment le Granite du Vieux Comptoir daté à 2618 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999; Goutier *et al.*, 2000). Des âges de 2616 Ma ont été également



obtenus pour des intrusions de pegmatite blanche qui s'injectent dans les métasédiments de la Formation de Low abritant le gîte Roberto (Dubé, 2009, communication personnelle).

### **2008-PR-6040D et 2008-PR-6040E : Restite et mobilisat, Complexe de Laguiche, feuillelet SNRC 33B13**

#### *Géologie*

Le Complexe de Laguiche (Bandyayera et Fliszár, 2007) correspond à la séquence métasédimentaire fortement métamorphisée, migmatitisée et plissée qui forme la majeure partie de la Sous-province d'Opinaca. Dans le secteur du réservoir Opinaca (figure 4), le Complexe de Laguiche couvre la moitié nord du territoire et a été subdivisé en quatre grandes unités (Bandyayera et Lacoste, 2008) : une unité d'amphibolite et de gneiss mafique (Algi1), une unité de paragneiss avec moins de 20 % de mobilisat (Algi2), une unité de paragneiss migmatitique comprenant entre 20 % et 50 % de mobilisat (Algi3) et une unité de diatexite constituée de plus de 50 % de mobilisat (Algi4). Dans ces unités, la composition du mobilisat est variable, passant de tonalitique à granitique ou granodioritique.

L'unité Algi4 constitue plus de 60 % du Complexe de Laguiche dans le secteur du réservoir Opinaca. Elle se compose de diatexite hétérogène et rubanée à biotite ± hornblende ± grenat ± pyroxène. Cette diatexite provient de la fusion partielle des paragneiss. Les bandes de mobilisat alternent avec des restites et des enclaves de paragneiss pour produire un rubanement migmatitique bien développé, mais chaotique, accentué par la présence de schlierens de biotite ou de hornblende. On trouve également d'importantes concentrations de biotite ± pyroxènes ± magnétite ± grenat en bordure des rubans de leucosome. Par endroits, les diatexites sont caractérisées par une teinte vert olive associée à la présence du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Ces roches ont donc atteint les conditions métamorphiques du faciès des granulites.

L'échantillon analysé est une diatexite appartenant à l'unité Algi4. Il a été prélevé sur un affleurement situé à 2 km au nord-est du lac Yatiwanikaw (figure 4, SNRC 33B12). La restite (échantillon 2008-PR-6040D) et le mobilisat (échantillon 2008-PR-6040E) provenant de cet échantillon ont été analysés séparément dans le but de dater la migmatitisation et l'âge des terrains sources du paragneiss fusionné.

#### *Géochronologie*

##### *2008-PR-6040D : Restite*

Un échantillon provenant de la portion résiduelle (restite) de la diatexite a été recueilli pour en récupérer les zircons et déterminer l'âge des terrains sources. Les zircons présen-

tent des caractéristiques morphologiques variées (annexe 2, photo g). Leur structure interne permet d'interpréter qu'il s'agit de zircons provenant d'environnements tant magmatiques que métamorphiques. Par contre, de nombreux zircons sont caractérisés par une zone de résorption externe qui recoupe la zonalité primaire (annexe 3, photos d à g). Cette zone de recristallisation tardive est interprétée comme étant associée à la migmatitisation du paragneiss et la formation de la restite.

Soixante analyses par la technique d'ablation laser ont été produites pour autant de zircons afin de déterminer l'âge des zircons appartenant aux différentes variations morphologiques (tableau 3). La distribution des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  est présentée sur un diagramme combinant l'histogramme des fréquences et un diagramme de distribution de la densité de probabilité (figure 8a). Les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  se distribuent entre 2573 Ma et 3248 Ma et affichent des précisions presque identiques d'environ  $\pm 17$  Ma (tableau 3). Le résultat correspondant à l'âge le plus ancien (3248 Ma) est discordant de 6,4 % et n'est pas présenté à la figure 8a. Six modes ou pics sont identifiables à la suite du traitement statistique des 55 résultats montrant un degré de discordance inférieur à 5 %. Le mode principal correspond à un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2728 Ma et le mode associé à l'âge le plus jeune est de 2647 Ma. Le premier résultat correspond probablement à l'âge dominant de la source détritique, alors que le second est un âge métamorphique. Ce dernier résultat est plus jeune que l'âge de 2671,6  $\pm$  1,8 Ma obtenu pour le mobilisat de l'échantillon 2008-PR-6040E (voir section suivante) et ne correspond probablement pas au même événement métamorphique. Finalement, deux modes indiquent des âges plus anciens à 2803 Ma et 2844 Ma. Ces âges s'apparentent aux âges les plus anciens des unités volcanoplutoniques obtenus dans la partie nord de la Sous-province de La Grande.

##### *2008-PR-6040E : Mobilisat granitique*

Le mobilisat (granite d'anatexie) associé à la restite de l'échantillon précédent a été prélevé afin d'établir l'âge de migmatitisation. Les zircons récupérés sont prismatiques à tabulaires et varient de brun foncé à incolore ou blanchâtre à l'aspect laiteux (annexe 2, photo h). Les cristaux tabulaires sont caractérisés par une partie centrale polycristalline qui n'est pas bien visible sur les images en cathodoluminescence (annexe 3, photos h et i). Aucune interprétation n'est avancée quant à la nature de cette partie centrale, en l'occurrence s'il s'agit ou non d'un noyau plus ancien.

Des analyses isotopiques ont été effectuées à partir de terminaisons de cristaux prismatiques brunâtres. L'ensemble des résultats analytiques permet de calculer une première droite discordia dont l'intersection supérieure représente un âge de 2679,1  $\pm$  7,1/-4,5 Ma avec une MSWD de 2,6 (figure 6f). L'âge de 1,8 Ga que représente l'intersection inférieure n'est pas interprété comme une perturbation associée à un événement géologique paléoprotérozoïque, mais plutôt comme la

superposition d'une perte en Pb récente couplée à une perturbation thermique aux environs de 2,6 Ga. Les résultats de trois analyses les plus concordantes (no 4, 5 et 6) ont donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  similaires entre 2670,0 et 2673,3 Ma (tableau 2). Ces trois résultats peuvent aussi être utilisés pour calculer une droite de régression en forçant l'origine à 0 Ma. L'âge indiqué par l'intersection supérieure de cette droite est de  $2671,6 \pm 1,8$  Ma (MSWD = 1,2, figure 6f). Ce dernier âge a été retenu comme représentant l'événement de migmatitisation.

### Interprétation

Goutier *et al.* (2000, 2002) avaient proposé le terme « Groupe de Laguiche » pour désigner les roches métasédimentaires relativement peu métamorphisées de la partie nord de la Sous-province d'Opinaca. Cette unité a été redéfinie par Bandyayera et Fliszár (2007) comme le Complexe de Laguiche pour inclure les roches de haut grade métamorphique localisées plus au sud. Goutier *et al.* (2002) et Machado (communication personnelle) avaient proposé que le Complexe de Laguiche était plus jeune que les roches sédimentaires du La Grande. Cette hypothèse était basée notamment sur l'absence dans la Sous-province d'Opinaca de plutons granitoïdes datés à 2716-2709 Ma, tels que ceux reconnus en plusieurs endroits dans le La Grande où ils coupent les séquences turbiditiques et les formations de fer. L'âge de déposition de la Formation d'Ekomiak, une unité sédimentaire de la Sous-province de La Grande, est comprise entre  $2747 \pm 2$  Ma (Goutier *et al.*, 2002) et  $2712,4 \pm 1,4$  Ma (Davis *et al.*, 2005). Dans le cas du Laguiche, une première tentative de datation de zircons détritiques contenus dans un conglomérat polygénique assigné au Laguiche (SNRC 33F04) a été réalisée par Machado en 1999 (inédit, communication personnelle). L'âge du zircon le plus jeune a été estimé à  $2648 \pm 50$  Ma. L'erreur de cette datation est cependant trop importante et l'analyse isotopique U-Pb de ces zircons mériterait probablement d'être reprise.

L'âge maximal de 2647 Ma obtenu pour l'échantillon de restite 2008-PR-6040D est interprété comme étant l'âge de la fusion partielle du paragneiss lors du second épisode métamorphique PM2 (Bandyayera *et al.*, 2010). Dans la partie nord de la Sous-province d'Opinaca (secteur du lac Vallard, SNRC 23C/13), Wodicka *et al.*, (2009) ont rapporté des âges métamorphiques compris entre 2668 et 2648 Ma pour des monazites provenant d'un paragneiss migmatitisé à grenat-orthopyroxène dont l'âge maximal de sédimentation était de 2721 Ma. Ces données, jumelées aux résultats d'analyses présentés ici, viennent corroborer les âges métamorphiques obtenus dans le secteur du réservoir Opinaca. Elles indiquent également que l'âge de déposition de l'Opinaca se situe entre 2721 et 2671 Ma. Cet intervalle d'âges correspond également à la déposition de deux bassins sédimentaires du La Grande localisés dans la partie nord du réservoir Opinaca. Le premier bassin est daté à  $<2686 \pm 3$  Ma (Ravenelle *et al.*, 2008) et le second à  $<2714$  Ma (Dubé, communication personnelle, 2009). À la lumière de ces don-

nées, on ne peut donc pas conclure que l'Opinaca est plus jeune que les formations sédimentaires du La Grande. Ces unités pourraient être contemporaines ou former plusieurs bassins sédimentaires distincts.

Les âges autour de 2844 Ma provenant de l'échantillon de restite 2008-PR-6040D s'apparentent aux âges du socle tonalitique de la Sous-province de La Grande, tel que le Complexe de Langelier (2788 - 3360 Ma) et le Pluton de Poste Lemoyne ( $2881 \pm 2$  Ma; Goutier *et al.*, 2002).

La portion du mobilisat de l'échantillon de diatexite (échantillon 2008-PR-6040E) a donné un âge de  $2671,6 \pm 1,8$  Ma. On interprète cet âge comme le résultat de la première phase de migmatitisation des paragneiss du Laguiche associé à l'épisode métamorphique PM1 et à l'apparition de l'orthopyroxène (Bandyayera, *et al.*, 2010). Cette phase de migmatitisation est contemporaine à la fusion des roches de la Sous-province d'Ashuanipi (2682 à 2650 Ma avec un mode autour de 2660 Ma; voir plus haut l'échantillon 2008-MP-1081).

## Sous-province de La Grande, secteur du réservoir Opinaca

### 2008-PR-6060 : Grès, Formation de Low, feuillelet SNRC 33B12

#### Géologie

La Formation de Low a été introduite par Bandyayera et Fliszár (2007) pour décrire une importante séquence de roches sédimentaires localisée à l'est et au nord-est du réservoir Opinaca. Au sud, cette séquence repose en discordance sur les basaltes ou les tufs de la Formation de Kasak ou encore, se présente en contact de faille avec ces roches. Au nord, la Formation de Low est séparée des paragneiss migmatitisés de la Sous-province d'Opinaca (Complexe de Laguiche) par une zone de déformation régionale.

La Formation de Low a été subdivisée en deux unités. La première (A1ow1), à la base, se compose essentiellement de conglomérat et de grès conglomératique. La seconde unité (A1ow2), constituée de wacke et de grès, forme la majeure partie de la séquence. Celle-ci constitue également l'unité encaissante du gîte Roberto de la propriété Éléonore. Les ressources indiquées de ce gîte aurifère de classe mondiale sont évaluées à 7,709 Mt à 7,40 g/t Au et les ressources présumées à 4,059 Mt à 7,12 g/t Au (Simoneau *et al.*, 2007). Plusieurs indices aurifères ont été mis au jour à l'est de la propriété Éléonore, dans l'extension de la séquence sédimentaire de la Formation de Low. Les plus importants sont l'indice JT (5,91 g/t Au sur 1 m) et l'indice Claude (1 à 4 g/t Au sur 1 à 3 m; Kendle et Tolhurst, 2007). Ces indices contiennent des altérations métasomatiques similaires à celles que l'on trouve sur la propriété Éléonore, en plus d'être associés à de fortes anomalies en arsenic similaires à celles qui caractérisent le gîte Roberto.

L'échantillon 2008-PR-6060 est un grès de l'unité A1ow2 prélevé dans une tranchée de l'indice Claude, à 3 km au nord de la rivière Gipouloux (SNRC 33B12; figure 4). La séquence sédimentaire exposée dans cette tranchée consiste en une alternance de lits de grès arkosique et de bancs massifs de grès quartzifère. Dans cette tranchée, les grès sont recoupés par une pegmatite à tourmaline. L'échantillon 2008-PR-6060 a été prélevé afin de comparer l'âge de ces roches sédimentaires avec celui obtenu dans l'échantillon de restite du Complexe de Laguiche (2008-PR-6040D).

### Géochronologie

La population de zircons de ce grès est très hétérogène et comprend des cristaux xénomorphes à idiomorphes dont la couleur varie d'incolore à brun foncé (annexe 2, photo i). Aucun spécimen ne présente les caractéristiques d'une abrasion mécanique pendant le transport en milieu fluvial. La structure interne des zircons examinés est très similaire à celle des zircons de l'échantillon de restite (2008-PR-6040D), sauf qu'aucun des zircons détritiques ne présente de zones de résorption (annexe 3, photos h et i).

Des analyses par la technique d'ablation laser ont été effectuées sur une sélection de 60 zircons (tableau 3). Les résultats obtenus sont présentés sur un diagramme combinant l'histogramme des fréquences et un diagramme de distribution de la densité de probabilité (figure 8b) dont l'axe horizontal, à des fins de comparaison, est à une échelle identique à celle du diagramme de l'échantillon 2008-PR-6040D (figure 8a). Une proportion importante des résultats (environ 90 %) montrent une discordance inférieure à 5 %. À l'exception d'un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  plus ancien à 3097 Ma, les âges obtenus se répartissent entre 2683 Ma et 2863 Ma (tableau 3). On n'observe qu'un mode principal à  $2717 \pm 17$  Ma. Trois modes de moindre importance sont associés à des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  plus anciens, soit 2793 Ma, 2817 Ma et 2858 Ma.

Un test de comparaison de Kolmogorov-Smirnov a été appliqué aux distributions des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  afin de déterminer si les distributions des âges des zircons des échantillons 2008-PR-6060 et 2008-PR-6040D diffèrent ou non de façon significative. Dans un premier test, l'ensemble des données de chacun des échantillons a été comparé, indiquant une valeur de probabilité critique  $p$  de 0,491 et une valeur  $D$  de 0,152. Ces valeurs représentent respectivement le niveau de risque et la plus grande différence entre la distribution des deux échantillons. L'échantillon de restite 2008-PR-6040D montre les effets d'un métamorphisme important qui ne semble pas avoir touché de façon significative les zircons provenant du grès. Conséquemment, le test de comparaison des deux distributions d'âges a été reconduit cette fois en omettant les résultats de l'échantillon 2008-PR-6040D dont les âges sont inférieurs à 2680 Ma, lequel correspond à l'âge le plus jeune obtenu pour les zircons de l'échantillon 2008-PR-6060. Ce deuxième test a produit une valeur  $D$  de 0,084, une différence moins importante que pour le premier

test, et une valeur  $p$  de 0,989. L'hypothèse nulle  $H_0$  que les deux échantillons ont une distribution d'âges semblable ne peut donc être rejetée.

La distribution des âges pour les échantillons 2008-PR-6060 et 2008-PR-6040D est illustrée sur le diagramme de fréquences relatives cumulées prenant en considération les erreurs (figure 9). Ce diagramme permet de noter que les deux distributions commencent nettement à se différencier à partir de 2705 Ma. Cette observation est en accord avec l'interprétation que les âges les plus jeunes de l'échantillon 2008-PR-6040D, dont plusieurs sont associés à des résultats inversement discordants, reflètent l'événement de fusion partielle reconnu dans le mobilisat de l'échantillon 2008-PR-6040E ( $2671,6 \pm 1,8$  Ma).

### Interprétation

L'âge de  $2717 \pm 17$  Ma du pic principal est interprété comme l'âge dominant de la source des roches sédimentaires de la Formation du Low. Un âge de  $< 2714$  Ma a été également obtenu récemment dans l'extension ouest de cette formation, au sud du gîte Roberto (B. Dubé, 2009, communication personnelle). Les modes associés aux âges plus anciens, à 2793 Ma, 2817 Ma et 2858 Ma, sont probablement attribuables à l'héritage du socle dont l'âge varie de 2788 Ma à 3360 Ma (Goutier *et al.*, 2002).

## Sous-province de l'Abitibi, secteur de Chibougamau

### 1994-CH-01 : Dyke porphyrique, mine Copper Rand, feuillet SNRC 32G16

#### Géologie

Un échantillon de dyke porphyrique à phénocristaux de quartz et de plagioclase recoupant la minéralisation à la mine Copper Rand avait été analysé par André Joannis dans le cadre d'un projet de maîtrise effectué à l'UQAM (Joannis, 1998). Un âge de  $2704 \pm 2$  Ma (présenté dans le texte du mémoire) ou de  $2705 \pm 2$  Ma (présenté à la figure 13 du même document) a été proposé en calculant la moyenne des résultats de deux fractions analytiques constituées de plusieurs zircons ou à partir du résultat de l'analyse la plus concordante.

Dans le cadre d'une synthèse géologique du flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau réalisée par Patrice Roy du MRNF, Vicki McNicoll de la Commission géologique du Canada a effectué la datation d'une unité de leucotonalite à phénocristaux de quartz censée représenter la phase la plus tardive du Pluton de Chibougamau. Cette unité renferme notamment les minéralisations porphyriques de Cu-Mo associées à la brèche de Queylus (Bureau, 1980; Cimon, 1970; Furic, 2006; Pilote, 1996). La roche a été datée à  $2701,7 \pm 1$  Ma (V. McNicoll, communication personnelle), alors que le Pluton de Chibougamau avait jusqu'alors donné

des âges compris entre 2718 et 2714 Ma (Pilote *et al.*, 1998 et références citées). L'âge de cette phase leucotonalitique est suffisamment proche de celui obtenu par Joannis (1998) pour justifier la reprise de cette dernière analyse (échantillon 1994-CH-01, figure 5) et examiner l'existence possible d'une phase intrusive tonalitique beaucoup plus jeune et d'envergure régionale dans la région de Chibougamau.

L'échantillon 1994-CH-01 (figure 5) provient de la zone minéralisée « 49-8 » de la mine Copper Rand, au niveau 3800 pieds (voir figure 4.5 dans Magnan *et al.*, 1996). Il s'agit d'un dyke felsique porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath d'environ 1 m d'épaisseur qui, selon Magnan *et al.* (1996), coupe une veine de type carbonate-sulfures-magnétite et l'anorthosite chloritisée encaissante du Complexe du Lac Doré. D'après ces auteurs, ce type de dyke pourrait avoir joué un rôle important dans la localisation de la minéralisation et était interprété comme synchrone à légèrement tardif par rapport à la mise en place de la minéralisation filonienne du type Cu-Au à la mine Copper Rand. Le dyke échantillonné présente une bordure de trempe et se situe entre la zone minéralisée et l'anorthosite chloritisée. Le centre du dyke présente la partie la moins altérée. À l'approche de la zone minéralisée, la quantité de pyrite et de séricite augmente. L'échantillon provient du côté le plus proche de l'anorthosite, à l'extérieur de la zone de trempe. Le dyke montre à cet endroit une granulométrie plus grossière et contient moins de pyrite et de séricite. La datation de cette roche a été effectuée afin de fixer l'âge minimal de la minéralisation filonienne recoupée par le dyke.

### Géochronologie

Il ne restait qu'une vingtaine de cristaux disponibles dans les fractions non magnétiques séparées par Joannis. Ceux-ci présentaient pour la plupart des microfractures. Les zircons sont subidiomorphes, brun pâle à foncé (annexe 2, photo j). Ils forment généralement des prismes courts de dimensions très variables et contiennent de nombreuses inclusions opaques.

Quatre analyses effectuées à partir de petits cristaux brunâtres ont donné des résultats très similaires. Parmi ces résultats, deux sont pratiquement concordants avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2704,0 Ma et 2705,5 Ma, alors qu'un résultat affichant une discordance supérieure à 1 % a produit un âge légèrement plus jeune de 2701,9 Ma (tableau 2). Les quatre analyses se distribuent sur une même droite, ce qui permet de calculer une droite de régression dont l'intersection supérieure avec la concordia correspond à un âge de 2705,1  $\pm$  1,7/-1,2 Ma (figure 7a). Cet âge, interprété comme celui de la mise en place du dyke, corrobore les résultats précédemment obtenus par Joannis (1998).

### Interprétation

La datation d'un dyke felsique à la mine Copper Rand permet de fixer l'âge minimal de la minéralisation filonienne

à 2705,1  $\pm$  1,7/-1,2 Ma. Rappelons par contre que des filons similaires de type Cu-Au, présents aux mines Merrill et Principale, avaient été datés avec précision à 2714 Ma (voir Pilote *et al.*, 1998 et références citées). Cet âge de 2714 Ma demeure encore la meilleure estimation de l'âge de la minéralisation filonienne de type Cu-Au du camp minier du lac Doré.

L'âge de 2705,1  $\pm$  1,7/-1,2 Ma présenté ici est toutefois proche de celui obtenu pour la phase tardive de leucotonalite à phénocristaux de quartz du Pluton de Chibougamau (2701,7  $\pm$  1 Ma, V. McNicoll, communication personnelle). Il est également très semblable à celui obtenu pour l'intrusion tonalitique du lac Line (2707,6  $\pm$  1,4 Ma) sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau (Côté-Mantha, 2009). L'âge de 2705,1  $\pm$  1,7/-1,2 Ma nous suggère pour le moment deux interprétations : (1) la période de mise en place du Pluton de Chibougamau s'étend de 2718 jusqu'à environ 2702 Ma; (2) l'âge de 2702 représente un événement intrusif felsique distinct beaucoup plus jeune et d'envergure régionale, couvrant à la fois les flancs nord et sud de l'Anticlinal de Chibougamau. Le premier scénario nous semble peu probable, puisqu'il impliquerait que les différentes phases intrusives du Pluton de Chibougamau se seraient mises en place durant une période de près de 16 Ma. La deuxième option nous apparaît plus plausible et soulève plusieurs considérations métallogéniques importantes et fort intéressantes, la principale étant le lien spatial et temporel entre certains types de minéralisations et cette nouvelle phase intrusive plus jeune.

## Sous-province de l'Abitibi, secteur de Val-d'Or

### Dubuisson : Dyke de monzonite, propriété Dubuisson, feuillet SNRC 32C04

#### Géologie

La propriété Dubuisson de Ressources Métanor (anciennement Ressources Pyrinor) est située au nord-ouest de la ville de Val-d'Or, à l'ouest de l'intersection de la voie de contournement (route 117) et du chemin Sullivan (route 111). Elle contient l'ancienne mine Greene-Stabell (Jacola), une petite exploitation aurifère exploitée de 1934 à 1936 avec une production de 68 867 t à une teneur de 7,2 g/t Au (471 kg Au), 2 g/t Ag et 0,28 % Cu (Sauvé, 1985). Cette zone minéralisée est associée à la veine Stabell, une veine de quartz orientée 300°/65° discordante par rapport à la stratification E-W. Cette veine s'est mise en place dans une séquence volcanique composée d'une alternance de coulées de basalte tholéitique, de basalte magnésien et de komatiite formant la partie basale de la Formation de Jacola du Groupe de Malartic. La partie supérieure de cette unité a été datée à 2703,8  $\pm$  1,3 Ma (Pilote *et al.*, 2000 et références citées). L'empilement volcanique est coupé par des dykes de porphyre feldspathique et de diorite, ainsi que par un

complexe intrusif polyphasé composé principalement d'une brèche intrusive à éléments polygéniques.

Les travaux de Métanor, réalisés entre 2000 et 2003, ont surtout porté sur la zone 5, une zone de cisaillement E-W injectée d'une veine de quartz-carbonate aurifère localisée à environ 650 m au sud-sud-ouest du puits de la Greene-Stabell. Métanor a effectué des travaux de décapage qui ont exposé la zone sur près de 250 m, ainsi que 43 sondages totalisant 5838 m. Ces travaux ont permis d'estimer les ressources de la zone 5 à 3,25 Mt à 4,15 g/t Au (Bourgoin, 2003). Le décapage a été l'objet d'un examen détaillé dans le cadre du projet de maîtrise effectué par Patrice Barbe à l'UQAC (Barbe *et al.*, 2009). Cet affleurement expose une veine de quartz-carbonate encaissée dans une zone de cisaillement de 3 à 5 mètres d'épaisseur à décrochement dextre coupant le complexe intrusif polyphasé. Les phases intrusives du complexe sont pour la plupart tardives par rapport à la déformation régionale et au paroxysme du métamorphisme, comme le démontre la présence de fragments de roches volcaniques métamorphisées et schisteuses dans la brèche intrusive polygénique. Les phases intrusives suivent une évolution qui débute par la mise en place de magmas intermédiaires à felsiques d'affinité subalcaline suivie de magmas de plus faibles volumes de composition progressivement plus mafique ou alcaline. Outre l'association spatiale évidente entre le complexe intrusif tarditectonique et la minéralisation, les relations de terrain suggèrent un certain synchronisme entre l'hydrothermalisme et les dernières phases magmatiques du complexe. De plus, l'assemblage minéralogique (absence de tourmaline, assemblage pyrite-magnétite ± chalcopryrite) et une caractérisation isotopique sommaire (soufre et oxygène) ont permis de souligner certaines différences avec d'autres gisements du champ filonien de Val-d'Or (Robert, 1994). La zone 5 de la propriété Dubuisson représenterait probablement l'un des plus jeunes épisodes aurifères du secteur.

L'échantillon Dubuisson (figure 5 et tableau 1) provient d'un dyke de monzonite d'environ 30 cm d'épaisseur retrouvé sur la zone de décapage de Métanor. Ces dykes sont généralement moins épais (quelques centimètres), à grains très fins et sont souvent qualifiés d'aprites. Le dyke échantillonné est stérile et est coupé et entraîné par la zone de déformation dextre de la zone 5. Le dyke de monzonite a été échantillonné et traité partiellement par Adrien Pouradier dans le cadre d'un projet de maîtrise à l'UQAM. La datation du dyke devait nous permettre de contraindre l'âge (âge maximal) de cet épisode de minéralisation aurifère et de la phase de décrochement dextre dans cette portion de l'Abitibi.

### Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer une centaine de zircons idiomorphes. Il s'agit de cristaux de qualité gemme à multifacettes dont la couleur varie de brun rose à incolore (annexe 2, photo k). Les caractéristiques

morphologiques de l'ensemble de ces cristaux permettent de conclure qu'ils appartiennent à une seule et même population. Vingt cristaux sans inclusion ont été abrasés pour être analysés.

Cinq analyses ont été effectuées à partir de cristaux uniques. Les résultats de quatre analyses effectuées sur des cristaux incolores affichent une discordance inférieure à 1 %. Les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtenus varient entre 2670,9 Ma et 2673,1 Ma (tableau 2). Ces résultats, même s'ils sont peu discordants (0,4 % à 0,8 %) et qu'ils se recoupent, ne permettent pas de calculer un âge concordia. Un résultat discordant obtenu à la suite de l'analyse d'un cristal brunâtre a donné un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2669,7 Ma (tableau 2). Ce dernier résultat, dont le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  est de 875, présente une erreur légèrement plus importante. Ces résultats analytiques permettent de calculer une droite de régression linéaire (MSWD = 1,5) dont l'intersection supérieure avec la courbe concordia indique un âge de 2672,6 +2,1/-1,5 Ma (figure 7b). Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du dyke.

### Interprétation

L'âge de 2672,6 +2,1/-1,5 Ma obtenu pour un dyke de monzonite de la propriété Dubuisson représente l'un des événements magmatiques les plus jeunes reconnus jusqu'à maintenant dans la région de Val-d'Or (Pilote *et al.*, 2000 et références citées). Les suites monzodioritiques et granitiques syntectoniques du Batholite de Preissac-La Corne, plus à l'ouest, sont plus jeunes (batholites de La Motte et de La Corne : 2647-2639 Ma, Ducharme *et al.*, 1997 et Feng et Kerrich, 1991; Batholite de Preissac 2681-2660 Ma, Ducharme *et al.*, 1997), mais elles appartiennent aux suites « Monzodiorite-Monzonite-Granodiorite-Syénite » et « Granite à grenat-muscovite » et ne sont pas liées génétiquement au dyke de Dubuisson. Un porphyre syénitique coupant les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming a été daté à 2671,7 ±2,3 Ma à Granada, au sud de Rouyn-Noranda (Davis, 2002). Le dyke de monzonite présente également le même âge que les intrusions syénitiques de Lebel (2673 ±2 Ma) et de Murdoch Creek (2672 ±2 Ma) qui se butent sur la Zone de déformation de Larder Lake-Cadillac dans la région de Kirkland Lake (Wilkinson *et al.*, 1999).

Le dyke de monzonite échantillonné pour cette étude est coupé par une zone de cisaillement aurifère à mouvement de décrochement dextre. L'âge de 2672,6 +2,1/-1,5 Ma représente donc l'âge maximal de la minéralisation aurifère et de l'épisode de décrochement dextre dans le secteur de Val-d'Or.

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

Des résultats d'analyses géochronologiques des deux échantillons suivants (2004-SGNO-05 et 2004-SGNO-09, figure 5) ont déjà été publiés dans David *et al.* (2006). Les

analyses isotopiques avaient été réalisées à l'époque en utilisant le détecteur Daly équipé d'un photomultiplicateur analogique de l'ancien spectromètre de masse Sector du GEOTOP. Les deux analyses de 2004 ont été reprises en 2009 avec le nouvel équipement disponible au GEOTOP afin d'obtenir une précision comparable à celle obtenue pour les échantillons analysés au Laboratoire de Géochronologie de la Commission géologique du Canada par Vicki McNicoll durant la campagne de datation du Groupe de Blake River (Projet IGC-3 - Plan cuivre). Ce projet a permis d'obtenir 24 nouvelles déterminations géochronologiques qui feront bientôt l'objet de nouvelles publications traitant de l'évolution géologique du Groupe de Blake River.

L'environnement géologique de ces deux échantillons a déjà été décrit dans David *et al.* (2006) et ne sera pas repris ici. Les résultats obtenus sont sensiblement identiques à ceux obtenus par David *et al.* (2006), mais avec une meilleure précision. De même, l'interprétation géologique de chacun des résultats ne se trouve pas modifiée de façon notable. Ces données seront prochainement reprises et mises en contexte dans des publications en voie de préparation par Jean Goutier et Vicki McNicoll.

#### **2004-SGNO-05 : Rhyolite sphérolitique, Formation de Duprat-Montbray, feuillet SNRC 32D06**

##### *Géochronologie*

Une petite quantité de zircons ont pu être récupérés de la rhyolite sphérolitique. Les petits cristaux idiomorphes appartiennent à une seule et même population de cristaux prismatiques courts. Les grains sont incolores et généralement très limpides (annexe 2, photo 1).

Les résultats présentés antérieurement par David *et al.* (2006) étaient peu précis et montraient une dispersion importante en raison notamment de la concentration en uranium relativement faible des zircons. Un âge de  $2696,9 \pm 3,4$  Ma avait été déterminé à partir de ces analyses. Quatre nouvelles analyses ont été effectuées à partir de fractions constituées de 2 à 3 fragments de zircon. Les résultats d'analyse de la fraction no 6 ont donné un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2697,6 \pm 1,1$  Ma (discordance de -0,3 %) avec un rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 1634 (tableau 2). Les trois autres résultats sont discordants et présentent des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  inférieurs à 1000. Les résultats se répartissent le long d'une droite établie par la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982), laquelle pondère les résultats en fonction du pourcentage de discordance de chacune des analyses. La pondération de l'analyse no 6 est par conséquent prépondérante dans le calcul de l'intersection supérieure de la droite de régression avec la courbe concordia. Ce calcul permet d'obtenir un âge de  $2697,0 +1,5/-1,3$  Ma (figure 7c) que l'on considère comme l'âge de mise en place de la rhyolite.

#### **2004-SGNO-09 : Dacite porphyrique du lac Turcotte, Formation de Noranda, feuillet SNRC 32D06**

##### *Géochronologie*

Tout comme pour l'échantillon précédent, un âge de  $2698,5 \pm 2,0$  Ma a déjà été obtenu pour la dacite du Lac Turcotte (David *et al.*, 2006). Les zircons de cet échantillon sont issus d'une même population morphologique constituée de prismes courts idiomorphes, incolores et légèrement émoussés. Il s'agit principalement de cristaux qui se caractérisent par la présence d'inclusions incolores plus ou moins allongées (annexe 2, photo m).

Les résultats d'analyse de cinq cristaux individuels sont relativement uniformes avec des rapports Th/U variant entre 0,537 et 0,678 (tableau 2). Ils ont donné des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  identiques aux erreurs près qui s'étalent entre 2696,3 Ma et 2699,6 Ma. Ces résultats analytiques présentent une faible dispersion et ont permis de calculer une droite discordia en utilisant la méthode de Davis (1982) et en forçant l'intersection inférieure à 0 Ma (figure 7d). Le calcul de régression a permis d'établir une intersection supérieure qui correspond à un âge de  $2698,3 +1,2/-1,0$  Ma (probabilité de coïncidence = 52,4 %, MSWD = 0,78). Nous considérons ce résultat comme l'âge de mise en place de la dacite. Cet âge est identique à celui obtenu précédemment (David *et al.*, 2006), mais sa précision et son évaluation statistique sont meilleures.

#### **Sous-province de l'Abitibi, secteur de La Sarre**

#### **VSG-94, tonalite porphyrique à phénocristaux de quartz, Pluton de Val-St-Gilles, feuillet SNRC 32E03**

##### *Géologie*

Le Pluton de Val-St-Gilles est situé à une trentaine de kilomètres au nord de la ville de La Sarre. Cette intrusion multiphasée de type « TTG » (Trondhjemite-Tonalite-Granodiorite) est formée d'injections en feuillets relativement massives de leucotonalite à biotite, de tonalite à biotite, de diorite quartzifère à biotite et hornblende et de granodiorite à biotite. Ce pluton présente une forme oblongue (environ 12,5 km par 4,5 km) selon une direction E-W. Le contact nord de l'intrusion est recoupé par le Pluton de Rousseau, alors que sa partie sud est intrusive dans les roches volcaniques du Groupe de Normétal et du Groupe de Gale. Les roches volcaniques du Groupe de Normétal constituent l'unité encaissante du gîte de SMV de Normétal (Lafrance, 2003; Lafrance *et al.*, 2000). Le Pluton de Rousseau, composé de tonalite à biotite et hornblende foliée, s'est mis en place à  $2703 +3/-2$  Ma (Davis *et al.*, 2000). Le Pluton de Boivin, de composition dioritique à tonalitique, forme la couronne nord et est du Pluton de Rousseau et a été daté à  $2713 \pm 2$  Ma (Davis *et al.*, 2000).

L'analyse du Pluton de Val-St-Gilles vise à confirmer par la géochronologie les évidences de terrain qui suggèrent que cette intrusion est de nature synvolcanique.

Le site du gîte Rollmac (Val St-Gilles), connu également sous le nom d'International Standard, à l'ouest du lac Turgeon, a été choisi pour l'échantillonnage (échantillon VSG-94, figure 5). Le gîte Rollmac possède une rampe et un concentrateur construits durant la période des actions accréditives de la fin des années 1980. Des veines de quartz aurifères ont été mises au jour et brièvement exploitées. Le secteur échantillonné est situé sur une zone décapée en 1993 au sud-ouest du concentrateur (Chabot, 1994). Selon le réseau de lignes existant à l'époque, le site d'échantillonnage est localisé sur la ligne 1 +25 W, station 4+90 S. On retrouve sur le décapage une tonalite à phénocristaux de quartz recoupant une diorite quartzifère. Une phase plus potassique (rosée) ou hématitisée représentée par des dykes felsiques à phénocristaux de quartz recoupe les unités de tonalite et de diorite. Un dyke de gabbro protérozoïque coupe le tout. La datation a porté sur la tonalite à phénocristaux de quartz.

### Géochronologie

L'échantillon de tonalite contenait une abondance de zircons de bonne qualité et de la titanite. Les fractions finales du Frantz contenaient également de la galène. Les zircons sont limpides, rose très pâle et peuvent contenir des inclusions. Des cristaux sans inclusion ni fracture ont été sélectionnés pour analyse. Toutes les fractions, sauf une, ont été abrasées dans le but d'obtenir des analyses concordances (Krogh, 1982). Quatre analyses définissent une discordia dont l'intersection supérieure est à 2716 Ma. Une dernière analyse (no 6) se place légèrement à droite de la discordia et n'a pas été incluse dans le calcul. La titanite s'est avérée inutile pour la datation étant donné la faible teneur en uranium (13 ppm). La meilleure estimation pour l'âge de cristallisation de la phase tonalitique du Pluton de Val-St-Gilles est de 2716 ± 3 Ma (figure 7e).

### Interprétation

L'âge de 2716 ± 3 Ma obtenu pour le Pluton de Val-St-Gilles indique que la mise en place de cette intrusion est tardive par rapport à celle des roches volcaniques encaissantes du Groupe de Normétal datées à 2727,7 +2,6/-2,1 Ma (Mortensen, 1993). Cet âge est comparable à celui du Pluton de Boivin (2713 ± 2 Ma, Davis *et al.*, 2000), plus à l'est, et du Pluton de Normétal (2710 ± 2 Ma, Zhang *et al.*, 1993), au nord-est de la mine Normétal. Quelques unités volcaniques à 2718-2714 Ma ont été toutefois reconnues dans la partie nord de l'Abitibi, notamment dans les secteurs de Lebel-sur-Quévillon (Bandyayera *et al.*, 2003; David *et al.*, 2007; Davis *et al.*, 2005), d'Amos (Labbé, 1999) et de Preissac-La Pause (Pilote *et al.*, 2008).

## RÉFÉRENCES

- BANDYAYERA, D. – DAIGNEAULT, R. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie de la région du lac de la Ligne (32F/01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-12, 33 pages.
- BANDYAYERA, D. – FLISZÁR, A., 2007 – Géologie de la région de la baie Kasipakatch (33C09) et du lac Janin (33C16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-05, 15 pages, 1 plan.
- BANDYAYERA, D. – LACOSTE, P., 2008 – Géologie de la région du lac de Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-06, 15 pages, 3 plans.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – BÉDARD, E. – MORFIN, S. – SAWYER, E.W., en préparation – Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. RG 2010-02, 46 pages, 1 plan.
- BARBE, P. – GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R. – TREMBLAY, A., 2009 – Minéralisation aurifère centrée sur une brèche intrusive : contrôle structural et rôle du magmatisme, propriété Dubuisson, Val-d'Or, Québec. *Dans*: Recueil des résumés; Nouveaux outils et nouveaux concepts pour l'exploration aurifère, 7e Forum technologique du CONSOREM-DIVEX, page 6.
- BOURGOIN, M., 2003 – Technical Report; Dubuisson Gold Mineral Property (Val d'Or, Quebec NTS 32C/4). MRB & Associates; Rapport technique soumis à Ressources Métanor, 31 pages.
- BUREAU, S., 1980 – Zones de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères archéens dans la région de Chibougamau. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 103 pages.
- CHABOT, N., 1994 – Levé géologique et décapage 1993, propriété Val St-Gilles. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 53158, 58 pages, 3 plans.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec), Carte synthèse 23J, 23K, 23N et 23O. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 95-01, 7 pages, 1 plan.
- CIMON, J., 1970 – Rapport préliminaire sur le quart nord-ouest du canton de Queylus et le quart nord-est du canton de Haÿy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 056, 25 pages, 1 plan.
- CÔTÉ-MANTHA, O., 2009 – Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 506 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.
- 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. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009a – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur, travaux de 1999, 2000 et 2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPPIN, A.-A., 2009b – Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-03, 32 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, 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.
- 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.
- DUCHARME, Y. – STEVENSON, R.K. – MACHADO, N., 1997 – Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 34, pages 1059-1071.
- 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). Mineralogical Society of America and Geochemical Society; *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, volume 53, pages 277-303.
- FENG, R. – KERRICH, R., 1991 – Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 55, pages 3437-3441.
- FURIC, R., 2006 – Genèse et organisation interne des brèches de Queylus, Chibougamau. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 54 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999 – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-18, 52 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 ET 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages, 3 plans.
- 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  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review*, volume 4, pages 1889-1906.
- JOANISSE, A., 1998 – Géochronologie des minéralisations à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du lac Doré. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 58 pages.
- KENDLE, F.R. – TOLHURST, J., 2007 – Report on exploration activities in 2006, Technical report NI 43-101, Eleonore South Project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63371, 2642 pages, 18 plans.
- 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.
- LABBÉ, J.-Y., 1999 – Évolution stratigraphique et structurale dans la région d'Amos-Barraute. Dans: *Études géologiques dans la région d'Amos* (recueil de 4 articles) (Labbé, J.-Y., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 98-04, pages 5-18.
- LAFRANCE, B., 2003 – Reconstruction d'un environnement de sulfures massifs volcanogènes déformé: Exemple archéen de Normétal, Abitibi. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 381 pages.
- LAFRANCE, B. – MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – DUPRAS, N., 2000 – Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Precambrian Research*; volume 101, pages 277-311.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages, 2 plans.
- MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – PHILIPPE, S. – DAVID, J., 1990 – Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosse du Labrador et de l'Ungava et Sous-province de Pontiac. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 91-07, 50 pages.
- MAGNAN, M. – BLAIS, A. – DAIGNEAULT, R. – PILOTE, P. – ROBERT, F., 1996 – La mine Copper Rand. Dans: *Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau: des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères* (Pilote, P., Dion, C. et Morin, R., éditeurs). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 96-14, pages 93-102.
- MÖLLER, A. – O'BRIEN, P.J. – KENNEDY, A. – KRÖNER, A., 2002 – Polyphase zircon in ultra-high-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 20, pages 727-740.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 29-41.
- PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve – Québec. Commission géologique du Canada; Carte 1785A.



- PILOTE, P., 1996 – Les brèches du canton Queylus. *Dans* : Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau: des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères (Pilote, P., Dion, C. et Morin, R., éditeurs). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, MB 96-14, pages 136-139.
- PILOTE, P. – MCNICOLL, V. – DAIGNEAULT, R. – MOORHEAD, J., 2008 – Géologie des groupes de Malartic et de Kinojévis. *Dans*: Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, pages 42.
- PILOTE, P. – MOORHEAD, J. – MUELLER, W.U., 2000 – Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, Ceinture de l'Abitibi: volcanologie physique et évolution métallogénique. *Dans* : Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi – Volcanologie physique et évolution métallogénique (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2000-09, pages 1-20.
- PILOTE, P. – ROBERT, F. – KIRKHAM, R.V. – DAIGNEAULT, R. – SINCLAIR, W.D., 1998 – Minéralisation de type porphyrique et filonienne dans le Complexe du lac Doré – Le secteur du lac Clark et de l'île Merrill. *Dans*: Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : Nouvelle vision du potentiel de découverte (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 98-03, pages 71-90.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – MCNICOLL, V. – NADEAU, L. – SIMONEAU, J. – BÉCU, V. – GAUTHIER, M. – BANDYAYERA, D., 2008 – Géologie, structure et hydrothermalisme du gisement aurifère de classe mondiale Roberto, propriété Éléonore, Baie-James, Québec. *Dans*: Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, pages 24.
- ROBERT, F., 1994 – Vein fields in gold districts: the example of Val d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Quebec. *Geological Survey of Canada; Current Research 1994-C*, pages 295-302.
- SAUVÉ, P., 1985 – Géologie de la mine d'or Jacola ou Green-Stabell, Val-d'Or, Québec. Ministère de Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 85-15, 44 pages.
- SCHOENE, B. – CROWLEY, J.L. – CONDON, D.C. – SCHMITZ, M.D. – BOWRING, S.A., 2006 – Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 70, pages 426-445.
- SIMARD, M., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *In*: Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard, M., éditeur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, 196 pages, 8 plan.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009a – Géologie de la région de la rivière Sérigny (24C – 23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-02, 40 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – PARENT, M. – PAQUETTE, L. – LAFRANCE, I., 2009b – Géologie de la région du réservoir de Caniapiscou (SNRC 23K et 23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-04, 37 pages, 1 plan.
- SIMONEAU, J. – PRUD'HOMME, N. – BOURASSA, Y. – COUTURE, J.-F., 2007 – Mineral resource estimation. Eleonore gold project, Quebec. SRK Consulting; Rapport soumis à Goldcorp, Project number 3CG006.005, 101 pages.
- SIRCOMBE, K.N., 2000 – The usefulness and limitations of binned frequency histograms and probability density distributions for displaying absolute age data. *In*: Radiometric Age and Isotopic Studies: Report 13. Geological Survey of Canada; Current Research 2000-F2.
- SIRCOMBE, K.N., 2004 – AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences*; volume 30, pages 21-31.
- 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.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2000-11, 49 pages.
- WILKINSON, L. – CRUDEN, A.R. – E., K.T., 1999 – Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake – Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 36, pages 627-647.
- WODICKA, N. – LAMOTHE, D. – LECLAIR, A., 2009 – Géochronologie U-Pb du projet Ashwanipi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63858, 21 pages.
- ZHANG, Q. – MACHADO, N. – LUDDEN, J. – MOORE, D., 1993 – Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojévis Group and the Normetal mine area, Abitibi, Quebec. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts*, volume 18, pages A-114.

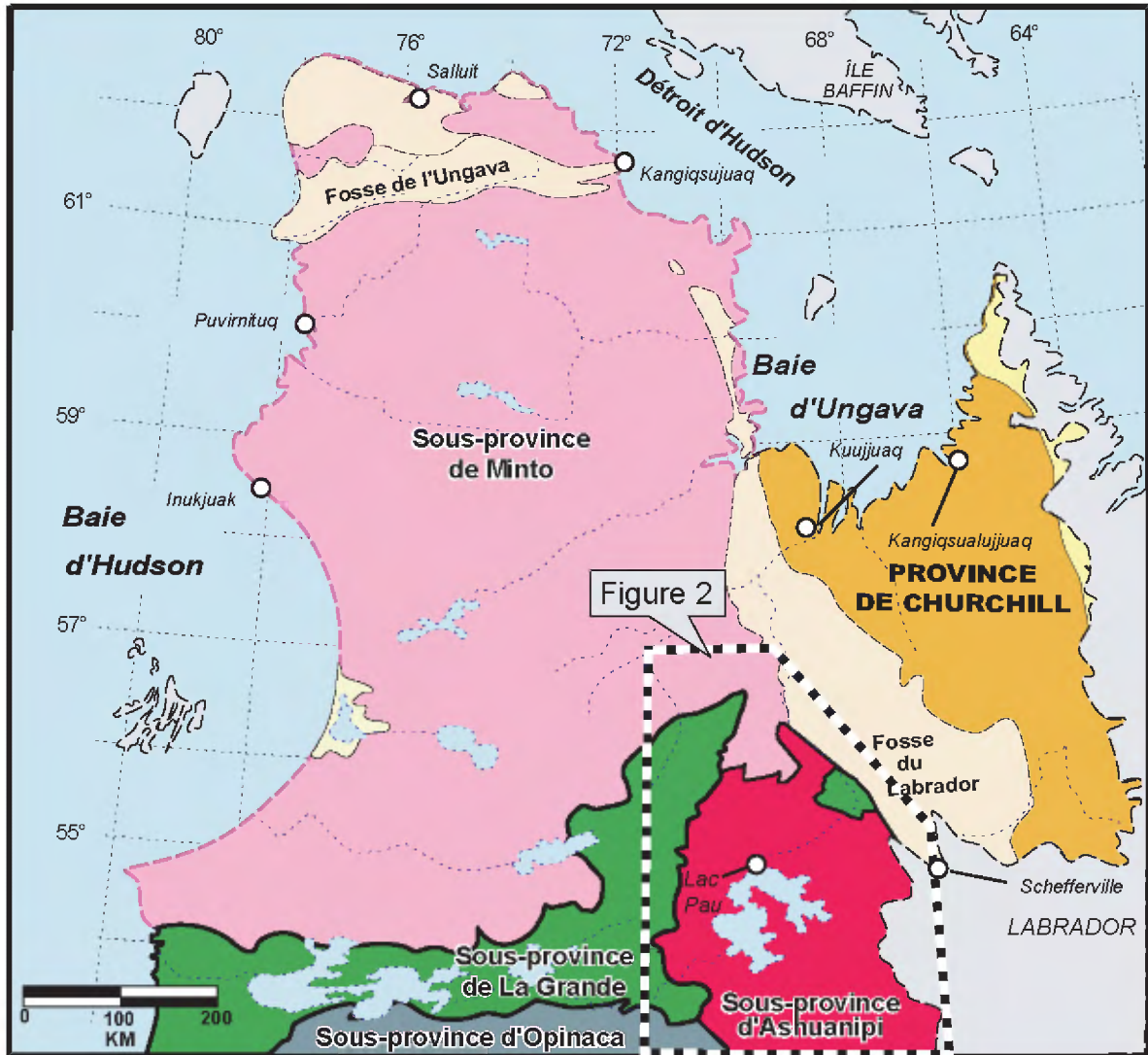


FIGURE 1 - Localisation des sous-provinces du nord-est de la Province du Supérieur.

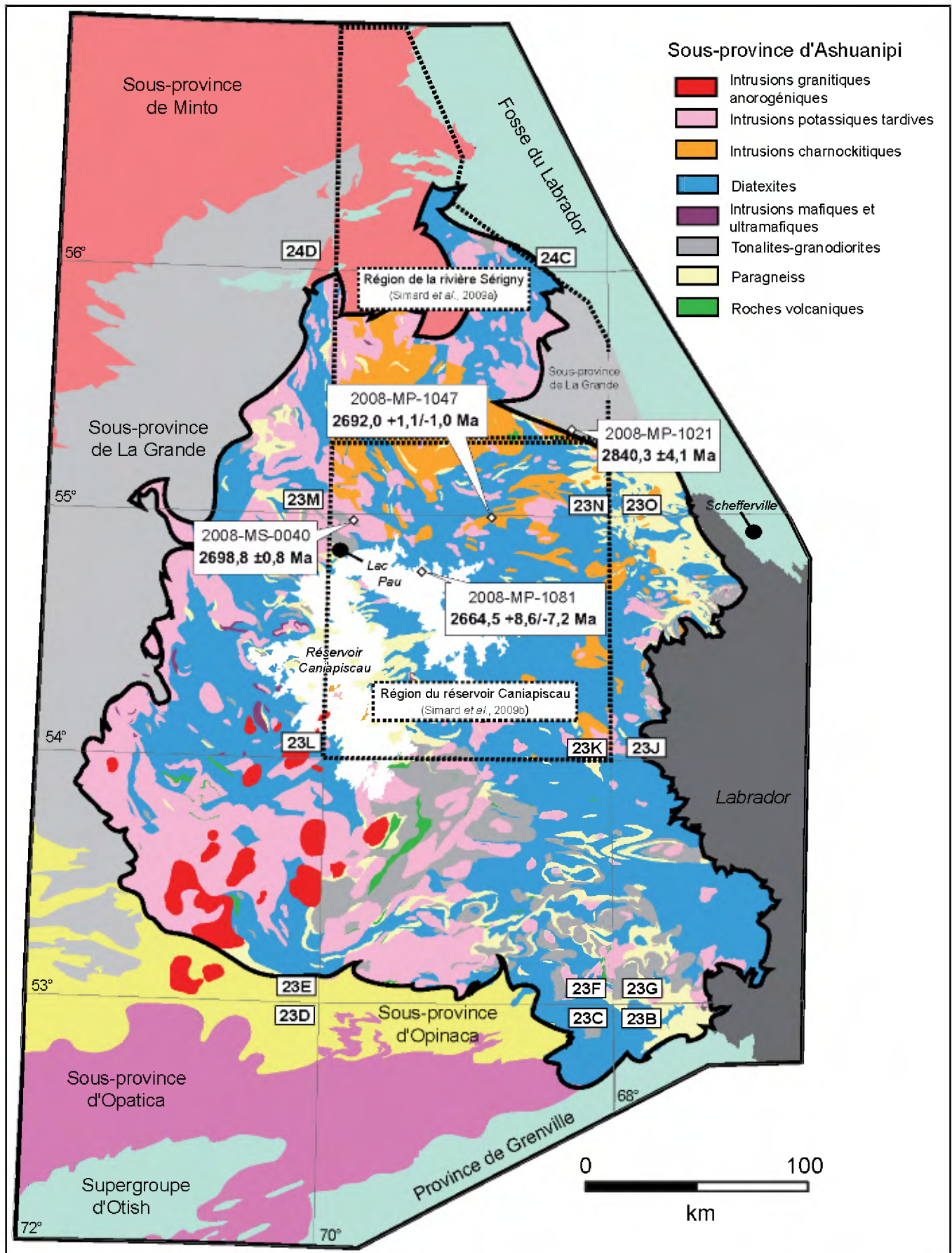


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la Sous-province d'Ashuanipi avec la position des échantillons de géochronologie. Figure modifiée de Simard *et al.* (2009b)

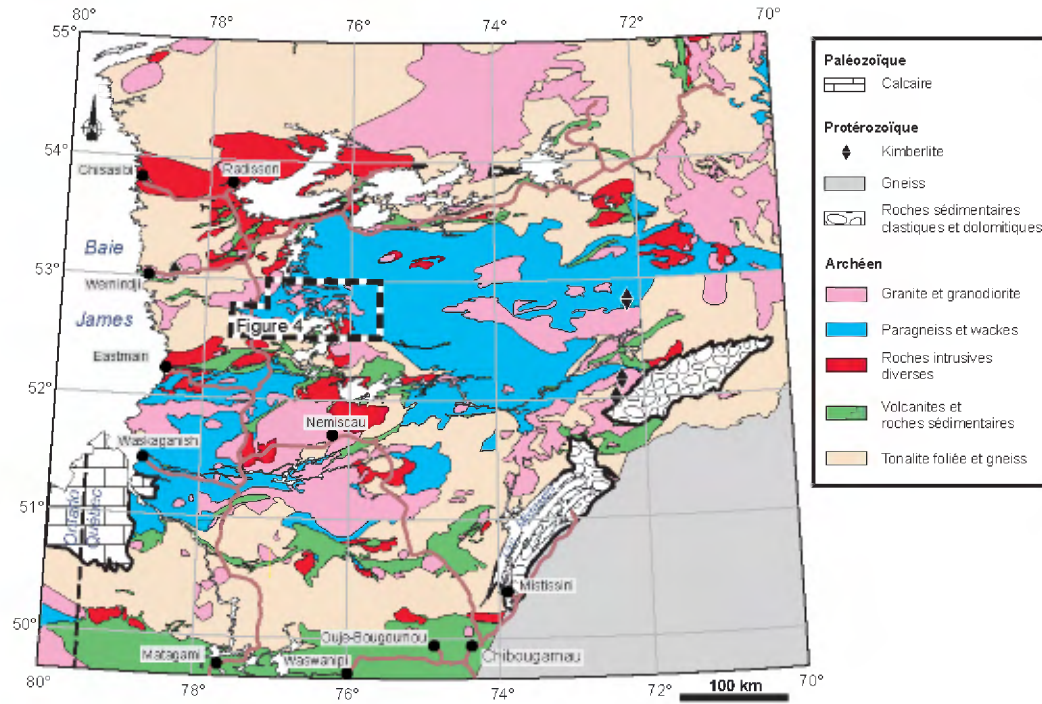


FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région de la Baie-James avec la position du secteur Opinaca.



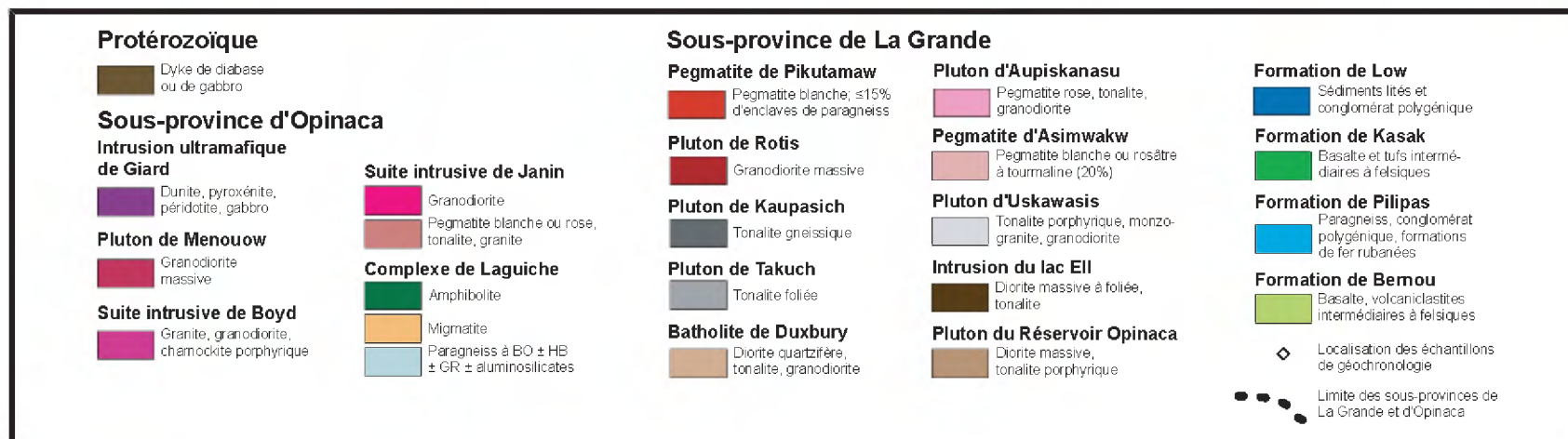
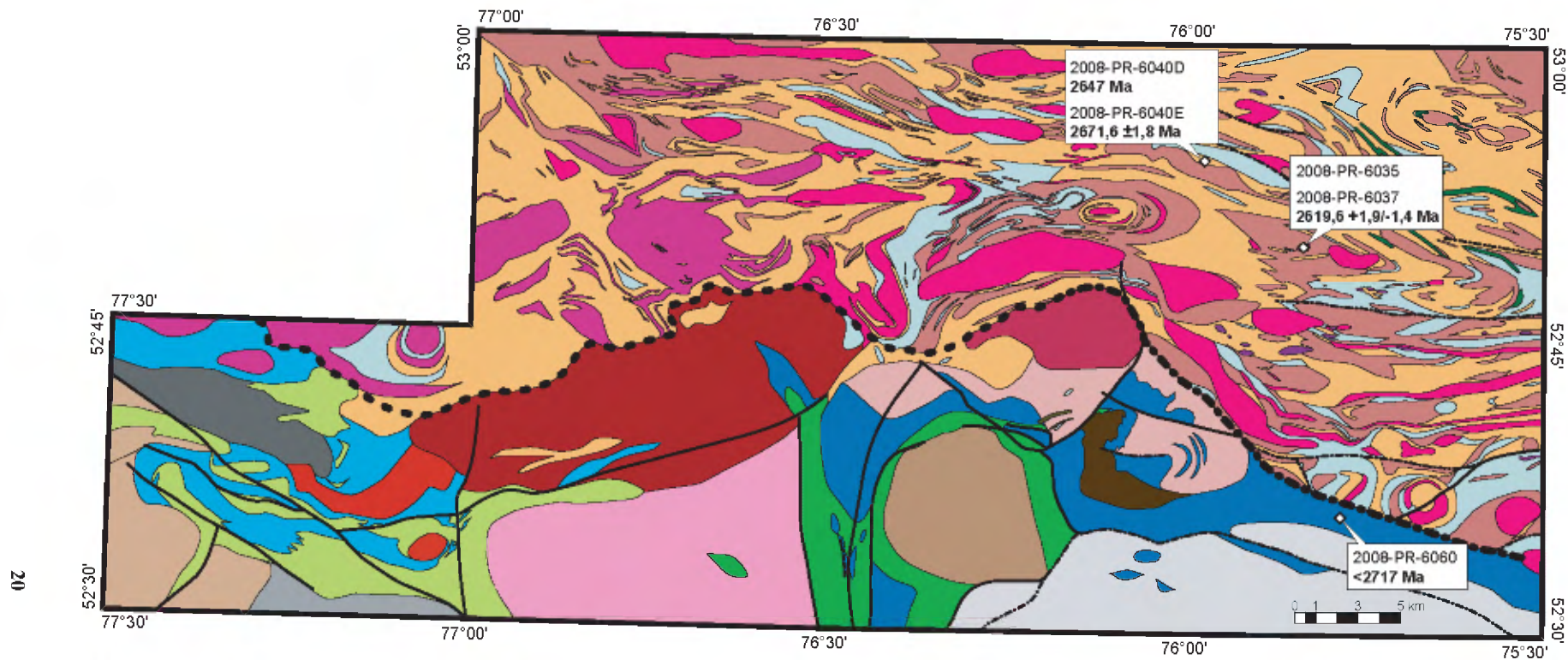


FIGURE 4 - Géologie simplifiée d'une partie des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca dans le secteur Opimaca avec la position des échantillons de géochronologie.

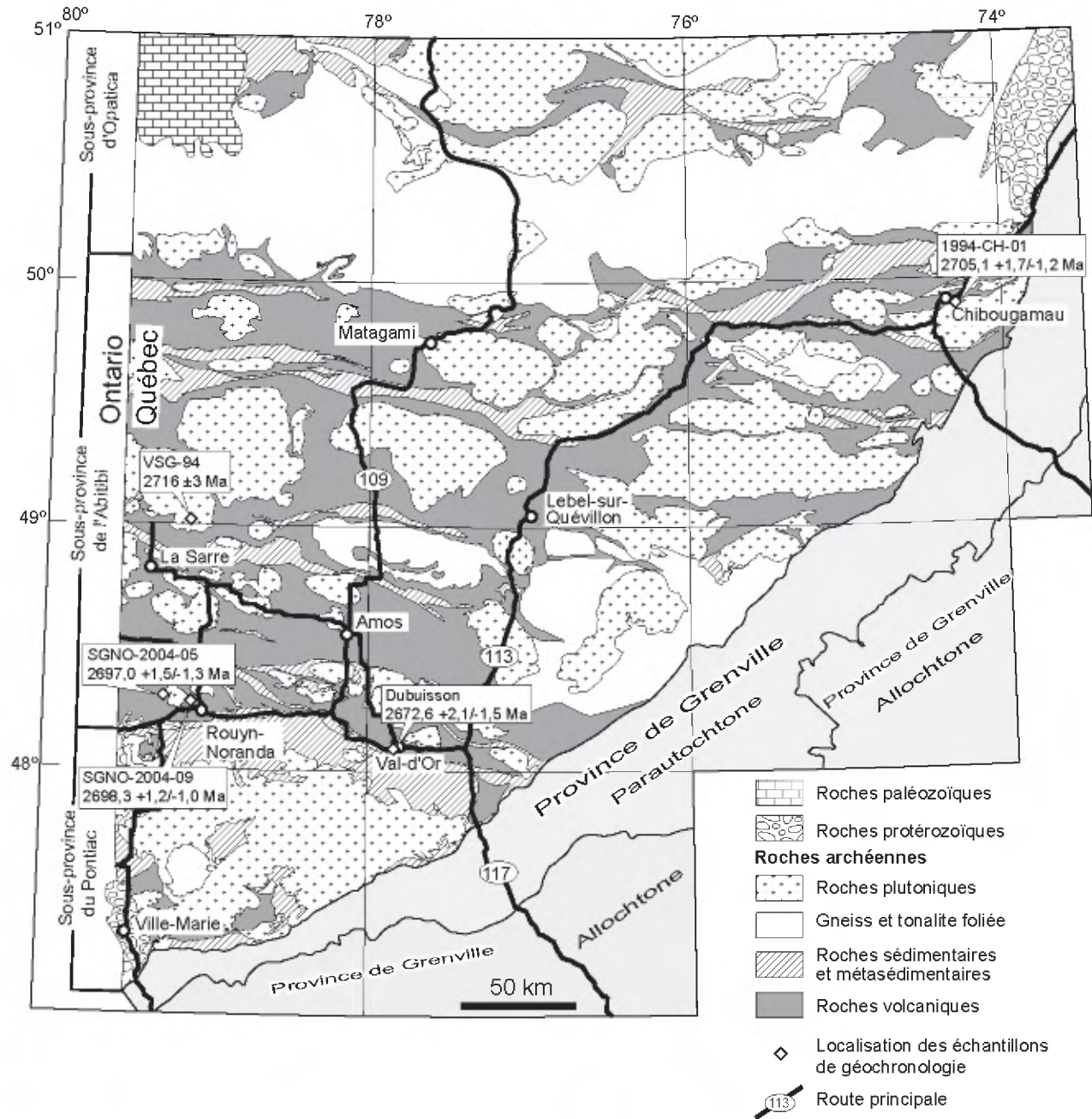


FIGURE 5 - Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de l'Abitibi et de la Province du Grenville avec la position des échantillons de géochronologie.

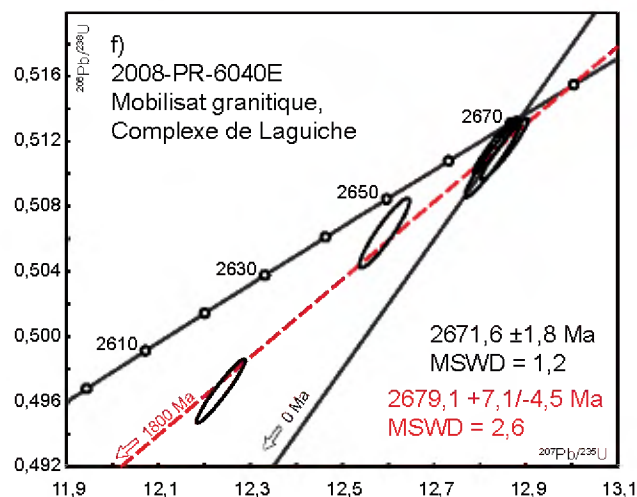
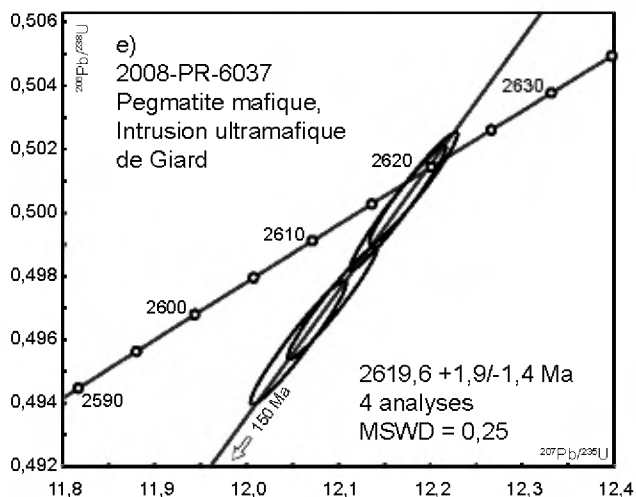
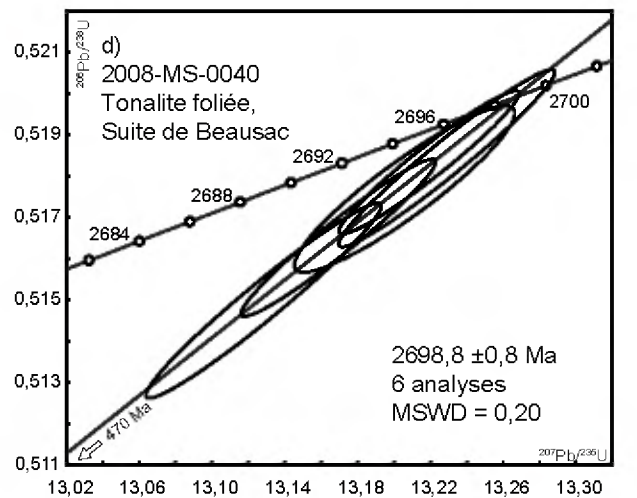
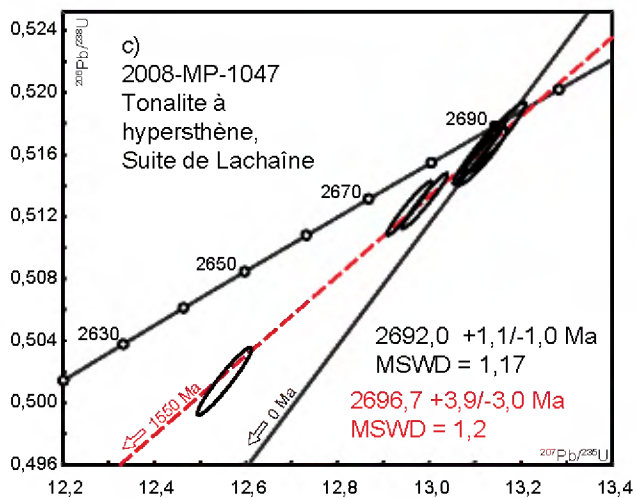
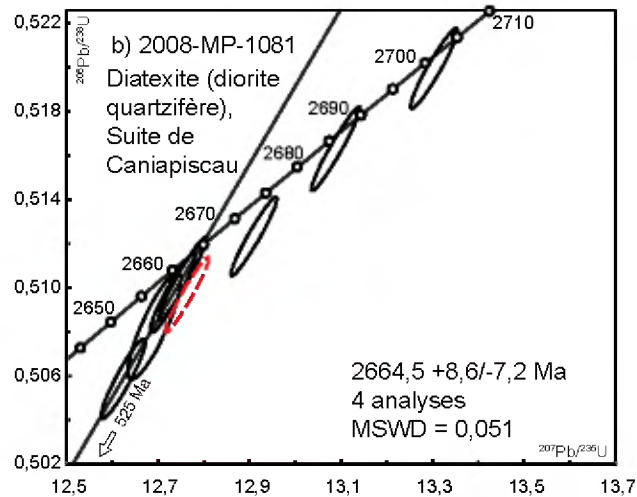
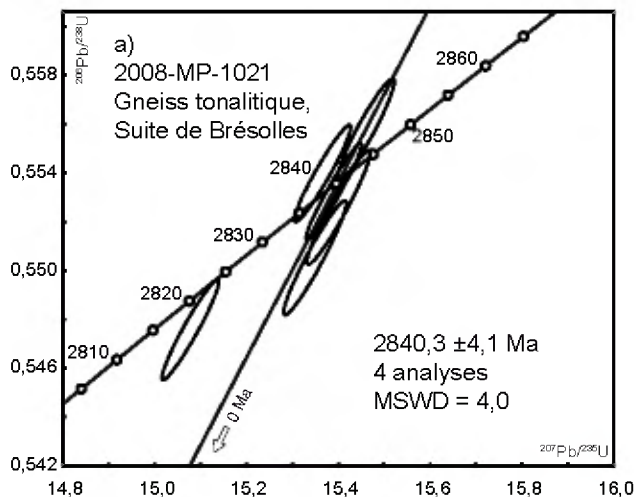


FIGURE 6 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance des secteurs du réservoir Caniapiscou, de la rivière Sérigny et du réservoir Opinaca effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». Les analyses représentées par des ellipses rouges en tireté ne sont pas utilisées dans le calcul des âges.



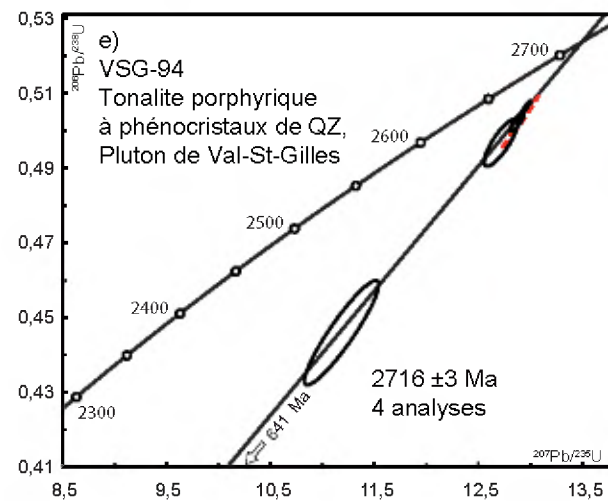
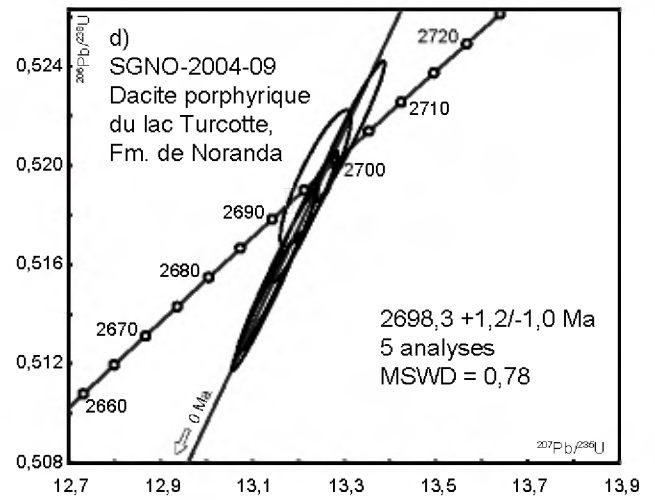
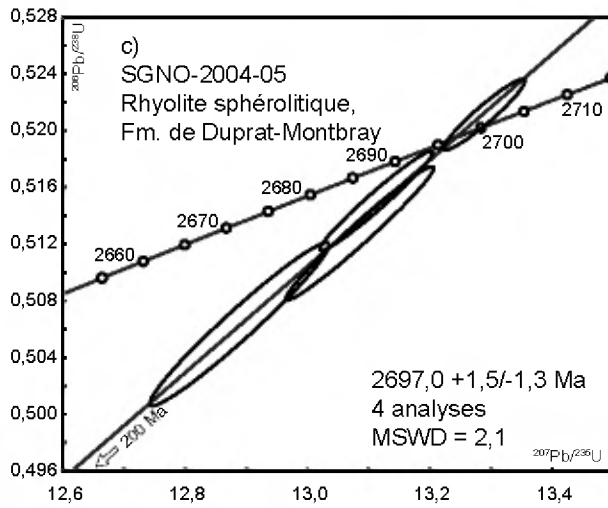
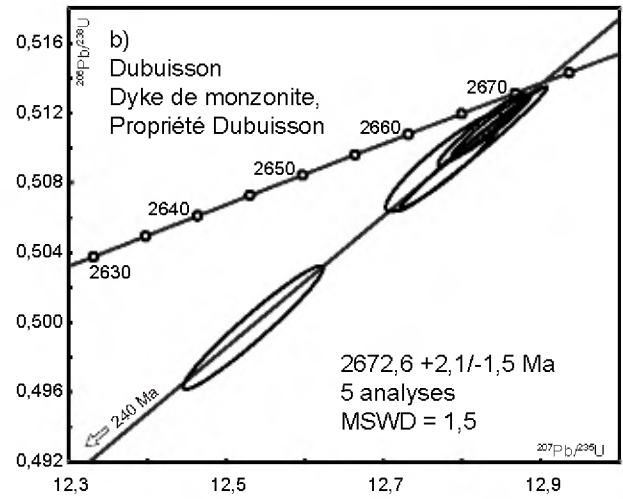
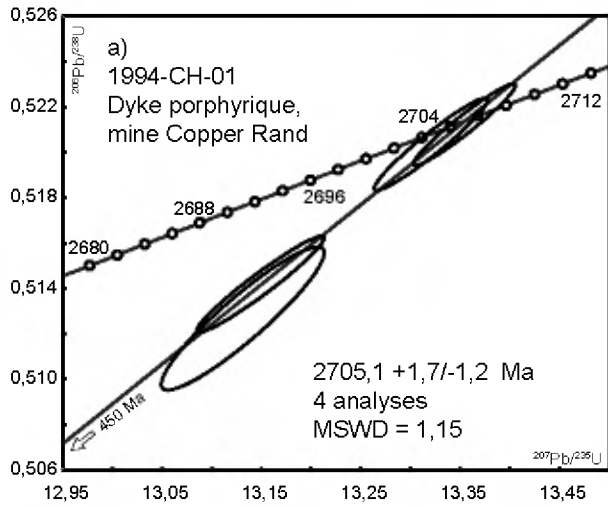
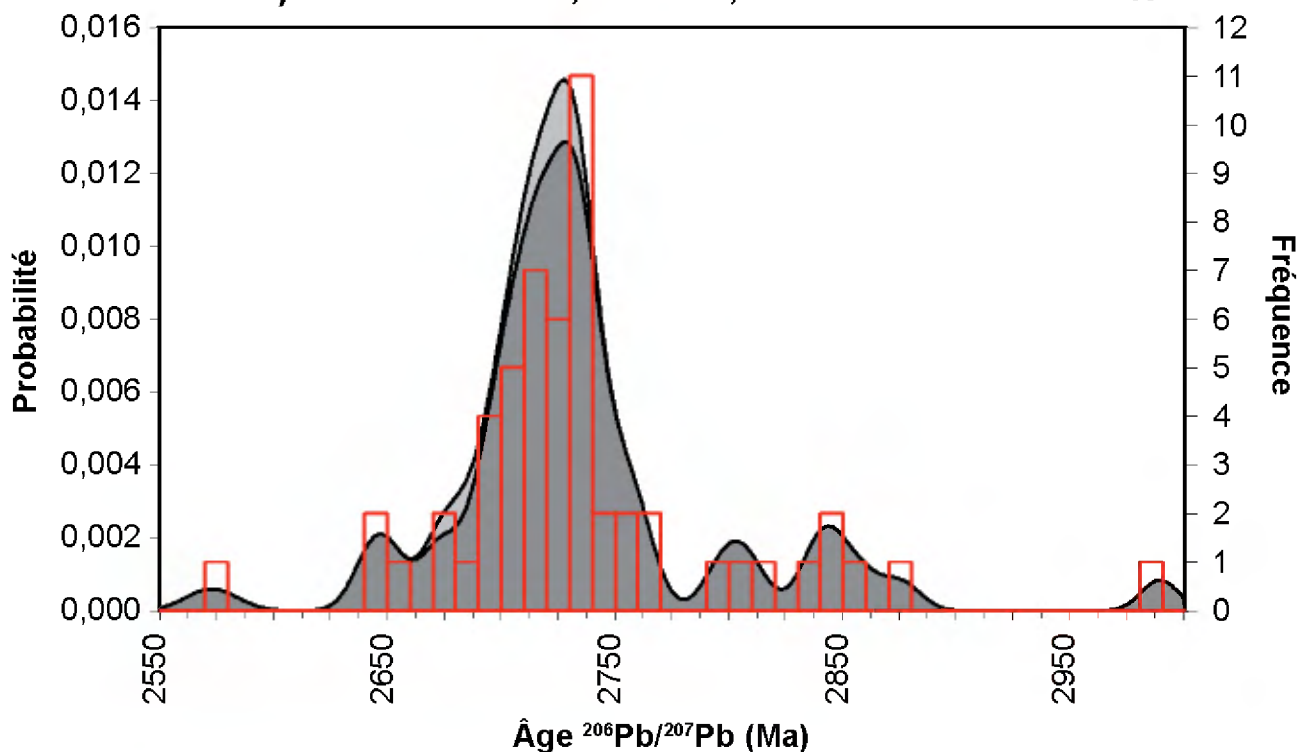


FIGURE 7 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance de la Sous-province de l'Abitibi effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». Les analyses représentées par des ellipses rouges en tireté ne sont pas utilisées dans le calcul des âges.



a) 2008-PR-6040D, n=55/59, concordance 95–105 %



b) 2008-PR-6060, n=52/59, concordance 95–105 %

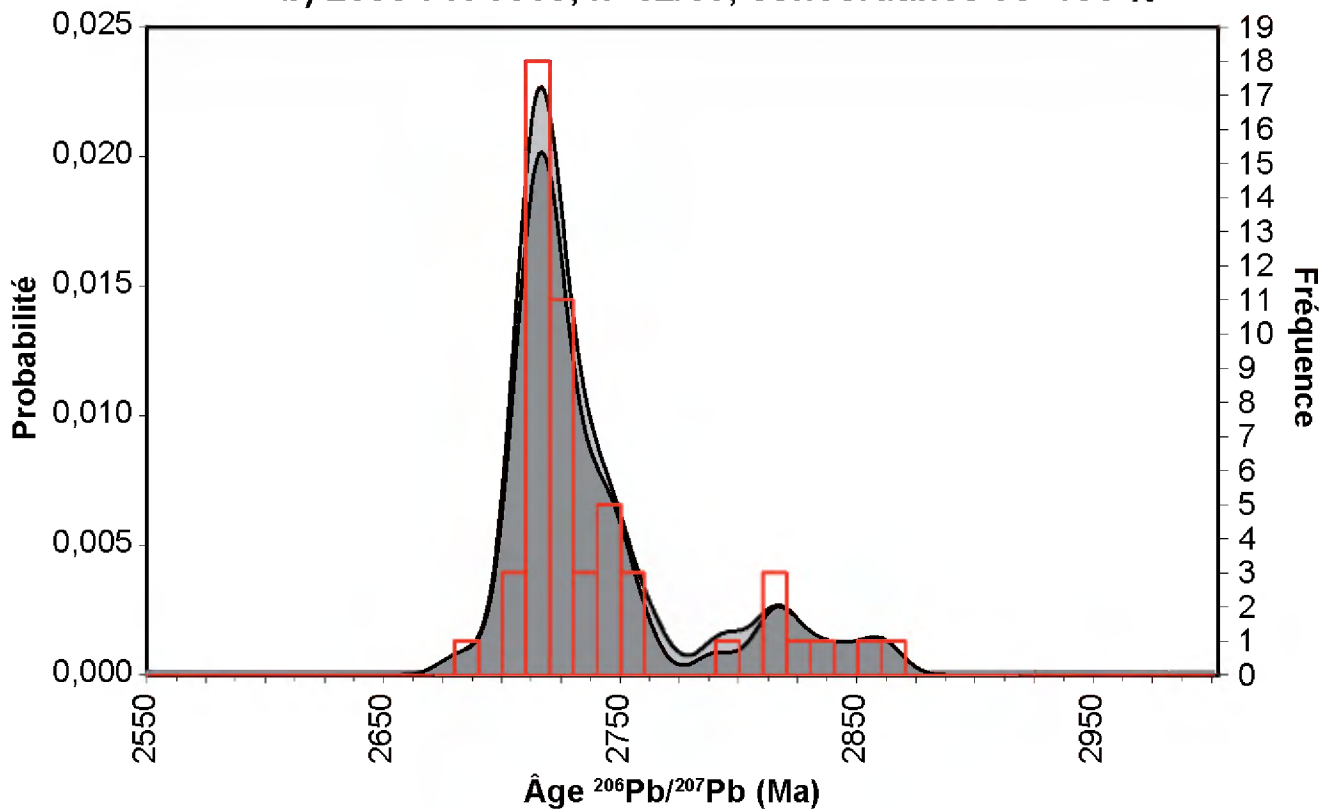


FIGURE 8 - Graphiques combinant l'histogramme des fréquences et le diagramme de distribution de la densité de probabilité (Sircombe, 2000 et 2004) des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtenus par la méthode LA-MC-ICPMS à partir des échantillons 2008-PR-6040D (a) et 2008-PR-6060 (b). Ces résultats sont présentés au tableau 3.

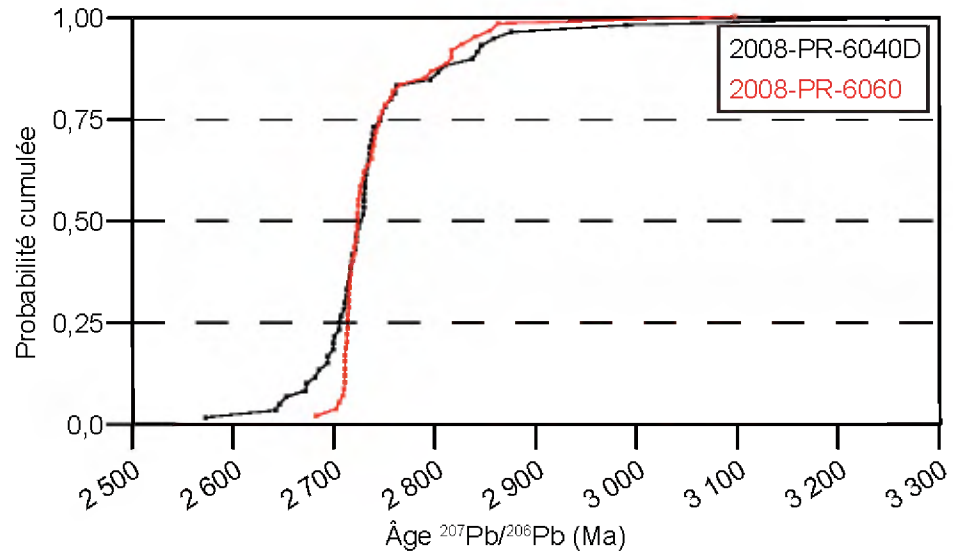


FIGURE 9 - Diagramme de la fréquence relative cumulative des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtenus par la méthode LA-MC-ICPMS pour les échantillons 2008-PR-6040D et 2008-PR-6060.

TABLEAU 1 – Résumé des résultats des analyses isotopiques et localisation des échantillons.

No de laboratoire	No d'échantillon	Feuillet SNRC	Zone	Localisation (UTM NAD 83)	Unité stratigraphique/lithodémique (code)	Lithologie	Âge
2008-MP-1021	2008-MP-1021A	23N08	19	544066 m E 6132582 m N	Suite de Brésolles (Abre)	Gneiss tonalitique	2840,3 ±4,1 Ma (âge de cristallisation)
2008-MP-1081	2008-MP-1081A	23K14	19	477507 m E 6068275 m N	Suite de Caniapiscou (Acnp2) (Unité de diatexite)	Diatexite (diorite quartzifère à HB-BO)	2664,5 +8,6/-7,2 Ma (âge de cristallisation)
2008-MP-1047	2008-MP-1047A	23K15	19	510303 m E 6092844 m N	Suite de Lachaîne (Alha2b)	Tonalite à hypers-thène	2692,0 +1,1/-1,0 Ma (âge de cristallisation)
2008-MS-0040	2008-MS-0040A	23K13	19	539114 m E 6102104 m N	Suite de Beausac (Abea2)	Tonalite foliée	2698,8 ±0,8 Ma (âge de cristallisation)
2008-PR-6035	2008-PR-6035A	33B13	18	443288 m E 5853596 m N	Intrusion ultramafique de Giard (Agia)	Gabbro-norite	(pas analysé)
2008-PR-6037	2008-PR-6037C	33B13	18	443500 m E 5853750 m N	Intrusion ultramafique de Giard (Agia)	Pegmatite mafique	2619,6 +1,9/-1,4 Ma (âge de cristallisation)
2008-PR-6040D	2008-PR-6040D	33B13	18	435071 m E 5861915 m N	Complexe de Laguiche (Algi4)	Restite	2647 Ma (âge du métamorphisme)
2008-PR-6040E	2008-PR-6040E	33B13	18	435071 m E 5861915 m N	Complexe de Laguiche (Algi4)	Mobilisat granitique	2671,6 ±1,8 Ma (âge du métamorphisme)
2008-PR-6060	2008-PR-6060A	33B12	18	446657 m E 5827648 m N	Formation de Low (Alow2)	Grès	2717 Ma (âge maximal de sédimentation)
1994-CH-01		32G16	18	552055 m E 5526578 m N		Dyke porphyrique à phénocristaux de QZ-PG mine Copper Rand	2705,1 +1,7/-1,2 Ma (âge de cristallisation)
Dubuisson		32C04	18	289486 m E 5332295 m N		Dyke de monzonite propriété Dubuisson	2672,6 +2,1/-1,5 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-2004-05	04-PR-2108	32D06	17	631285 m E 5351728 m N	Formation de Duprat-Montbray (Adm) Groupe de Blake River	Rhyolite sphérolitique à phénocristaux de QZ	2697,0 +1,5/-1,3 Ma (âge de cristallisation)
SGNO-2004-09		32D06	17	642727 m E 5351861 m N	Dacite-rhyodacite du lac Turcotte (éq Rhyolite de Millenbach), Formation de Noranda (And), Groupe de Blake River	Dacite porphyrique à phénocristaux de QZ-PG	2698,3 +1,2/-1,0 Ma (âge de cristallisation)
VGS-94		32E03	17	637649 m E 5430531 m N	Pluton de Val-St-Gilles (Avsg)	Tonalite porphyrique à phénocristaux de QZ	2716 ±3 Ma (âge de cristallisation)

1 Échantillon prélevé à la mine Copper Rand, Zone 49-8, coordonnées 33511 pi E 26879 pi N, niveau 3800 pi

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

No	Description <sup>1</sup>	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com <sup>2</sup> (pg)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>3</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Âge (Ma)	2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U Âge (Ma)	Erreur 2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Âge (Ma)	Erreur 2s	Disc. (%)
<b>2008-MP-1021 Gneiss tonalitique, Suite de Brésolles</b>																			
6	1 Ab zr e-au tr b	0,0020	95	2,9	0,312	2271	0,5477	0,15	15,076	0,17	0,1996	0,05	2815,7	6,9	2820,1	3,2	2823,2	0,8	0,3
4	1 Ab zr e-au tr b	0,0030	120	6,0	0,297	2126	0,5540	0,14	15,364	0,16	0,2011	0,05	2842,0	6,6	2838,1	3,1	2835,4	0,8	-0,3
5	1 Ab zr e-au tr b	0,0020	126	3,1	0,362	2840	0,5558	0,15	15,460	0,16	0,2017	0,06	2849,3	6,9	2844,0	3,1	2840,2	0,9	-0,4
1	1 Ab zr e-au tr b	0,0030	153	3,7	0,254	4308	0,5533	0,14	15,389	0,16	0,2018	0,04	2838,9	6,6	2839,6	3,0	2840,6	0,7	0,1
2	1 Ab zr e-au tr b	0,0030	130	2,9	0,192	4540	0,5527	0,17	15,400	0,18	0,2021	0,05	2836,3	7,8	2840,3	3,5	2843,2	0,9	0,3
3	1 Ab zr e-au tr b	0,0040	89	3,6	0,356	3266	0,5506	0,17	15,349	0,18	0,2022	0,05	2827,8	7,8	2837,1	3,5	2843,8	0,9	0,7
<b>2008-MP-1081 Diorite quartzifère à HB-BO (diatexite), Suite de Caniapiscau</b>																			
5	1 Ab zr pl e-au b	0,0010	342	1,9	0,211	5669	0,5059	0,15	12,624	0,16	0,18098	0,06	2639,1	6,3	2652,0	3,0	2661,9	1,0	1,0
4	1 Ab zr pl e-au b	0,0015	130	2,7	0,292	3216	0,5083	0,19	12,692	0,19	0,18111	0,10	2649,2	8,4	2657,0	3,5	2663,0	1,7	0,6
8	1 Ab zr pl e-au b	0,0012	293	3,1	0,162	3647	0,5098	0,14	12,732	0,16	0,18114	0,06	2655,6	6,3	2660,0	3,0	2663,3	0,9	0,4
3	1 Ab zr pl e-au b	0,0030	142	4,4	0,232	2956	0,5104	0,15	12,753	0,17	0,18122	0,05	2658,4	6,6	2661,6	3,2	2664,0	0,8	0,3
1	1 Ab zr pl e-au b	0,0040	317	3,9	0,200	10315	0,5097	0,14	12,763	0,15	0,18161	0,04	2655,3	5,9	2662,3	2,9	2667,7	0,7	0,6
2	1 Ab zr pl e-au ic	0,0050	163	9,2	0,201	2894	0,5123	0,14	12,909	0,16	0,18275	0,05	2666,6	6,2	2673,1	3,0	2677,9	0,8	0,5
6	1 Ab zr pl e-au ic	0,0022	212	4,5	0,434	3196	0,5161	0,15	13,082	0,17	0,18385	0,05	2682,5	6,6	2685,6	3,1	2687,9	0,8	0,2
7	1 Ab zr pl e-au ic	0,0016	192	3,2	0,468	3484	0,5200	0,14	13,303	0,16	0,18556	0,05	2699,0	6,3	2701,4	3,0	2703,2	0,8	0,2
<b>2007-MP-1047 Enderbite avec amas de FK (tonalite à hypersthène), Suite de Lachaine</b>																			
3	1 Ab zr au b frc	0,0020	359	28,5	0,153	836	0,5016	0,18	12,553	0,19	0,18150	0,06	2620,8	7,5	2646,7	3,6	2666,6	1,0	2,1
1	1 Ab zr au b frc	0,0020	365	3,3	0,335	7014	0,5126	0,14	12,958	0,16	0,18333	0,04	2667,9	6,0	2676,6	2,9	2683,3	0,7	0,7
5	1 Ab zr au b frc	0,0020	465	3,3	0,405	8984	0,5131	0,14	12,991	0,16	0,18363	0,04	2669,9	6,2	2679,0	3,0	2685,9	0,7	0,7
6	1 Ab zr au b frc	0,0030	166	4,3	0,215	3761	0,5183	0,17	13,112	0,18	0,18421	0,05	2683,3	7,4	2687,8	3,4	2691,2	0,8	0,4
4	1 Ab zr au b frc	0,0020	93	8,7	0,215	723	0,5172	0,18	13,146	0,21	0,18436	0,06	2687,1	7,9	2690,2	3,9	2692,5	1,0	0,2
2	1 Ab zr au b frc	0,0030	103	2,8	0,708	3632	0,5159	0,15	13,118	0,17	0,18440	0,06	2681,9	6,4	2688,1	3,1	2692,9	0,9	0,5
<b>2008-MS-0040 Tonalite foliée, Suite de Beausac</b>																			
2	1 Ab zr fl pl e-au b	0,0010	186	2,1	0,495	3028	0,5151	0,19	13,129	0,20	0,18487	0,05	2678,2	8,1	2688,9	3,8	2697,1	0,8	0,9
4	1 Ab zr fl pl e-au b	0,0010	474	3,9	0,466	3953	0,5166	0,15	13,169	0,17	0,18490	0,04	2684,6	6,5	2691,9	3,1	2697,3	0,7	0,6
5	1 Ab zr fl pl e-au b	0,0020	291	3,4	0,545	5560	0,5184	0,14	13,219	0,15	0,18495	0,04	2692,2	5,9	2695,4	2,9	2697,8	0,7	0,3
3	1 Ab zr fl pl e-au b	0,0010	295	4,2	0,454	2273	0,5177	0,16	13,205	0,19	0,18500	0,08	2689,5	6,9	2694,4	3,5	2698,2	1,3	0,4
6	1 Ab zr fl pl e-au b	0,0010	124	2,3	0,475	3480	0,5185	0,17	13,226	0,18	0,18505	0,05	2692,6	7,3	2696,1	3,4	2698,7	0,8	0,3
<b>2008-PR-6037 Pegmatite mafique, Intrusion ultramafique de Giard</b>																			
1	1 Ab zr aut b	0,0030	448	5,8	0,150	7250	0,4959	0,16	12,056	0,18	0,17632	0,05	2596,2	6,9	2608,8	3,3	2618,6	0,8	1,0
4	1 Ab zr aut b	0,0040	236	4,5	0,159	4015	0,5002	0,16	12,165	0,18	0,17640	0,04	2614,5	6,9	2617,2	3,3	2619,3	0,7	0,2
2	1 Ab zr aut b	0,0040	178	11,0	0,161	2046	0,4972	0,15	12,093	0,17	0,17642	0,05	2601,6	6,3	2611,7	3,1	2619,5	0,8	0,8
3	1 Ab zr aut b	0,0040	146	4,9	0,177	3649	0,5008	0,14	12,182	0,16	0,17643	0,05	2617,1	6,2	2618,5	3,0	2619,5	0,7	0,1
<b>2008-PR-6040E Mobilisat granitique, Complexe de Laguiche</b>																			
2	1 Ab zr t b	0,0010	304	3,9	0,228	2433	0,4969	0,16	12,235	0,18	0,17858	0,05	2600,5	6,8	2622,6	3,3	2639,7	0,9	1,8
3	1 Ab zr t b	0,0020	187	4,3	0,097	2765	0,5065	0,17	12,592	0,18	0,18031	0,07	2641,7	7,4	2649,6	3,3	2655,7	1,1	0,6
5	1 Ab zr t b	0,0010	688	3,2	0,101	6765	0,5118	0,14	12,834	0,15	0,18187	0,04	2664,4	5,9	2667,6	2,9	2670,0	0,7	0,3
4	1 Ab zr t b	0,0010	751	4,9	0,126	4949	0,5110	0,19	12,829	0,20	0,18209	0,06	2660,8	8,2	2667,2	3,7	2672,0	1,0	0,5
6	1 Ab zr t b	0,0010	706	5,7	0,113	4006	0,5116	0,15	12,854	0,16	0,18223	0,05	2663,4	6,5	2669,0	3,1	2673,3	0,8	0,5
<b>1994-CH-01 Dyke porphyrique, mine Copper Rand</b>																			
6	1 Ab zr pce-e-au b incl	0,0024	151	7,4	0,647	2010	0,5143	0,17	13,149	0,20	0,18542	0,06	2675,0	7,3	2690,4	3,8	2701,9	1,0	1,2
1	1 Ab zr pce-e-au b incl	0,0020	80	4,5	0,635	1189	0,5204	0,16	13,321	0,18	0,18565	0,05	2700,9	7,0	2702,7	3,3	2704,0	0,9	0,1
3	1 Ab zr pce-e-au b incl	0,0007	91	3,6	0,757	834	0,5128	0,25	13,131	0,26	0,18571	0,10	2668,7	10,8	2689,1	4,8	2704,5	1,7	1,6
5	1 Ab zr pce-e-au b incl	0,0018	263	4,9	0,585	3542	0,5213	0,14	13,355	0,16	0,18582	0,05	2704,5	6,1	2705,1	3,0	2705,5	0,7	0,0

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

No	Description <sup>1</sup>	Poids (mg)	U (ppm)	Pb com <sup>2</sup> (pg)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>3</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>4</sup>	Erreur 1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Âge (Ma)	Erreur 2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U Âge (Ma)	Erreur 2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb Âge (Ma)	Erreur 2s	Disc. (%)
Dubuisson Dyke de monzonite, propriété Dubuisson																			
3	1 Ab zr au b incl	0,0010	118	4,4	0,809	875	0,4999	0,29	12,534	0,29	0,18183	0,08	2613,5	12,2	2645,3	5,4	2669,7	1,3	2,6
2	1 Ab zr au ic incl	0,0020	236	6,1	0,535	2471	0,5092	0,22	12,777	0,24	0,18197	0,10	2653,4	9,7	2663,3	4,5	2670,9	1,6	0,8
1	1 Ab zr au ic incl	0,0020	158	5,3	0,735	1954	0,5111	0,16	12,825	0,18	0,18199	0,05	2661,3	7,1	2666,8	3,4	2671,1	0,8	0,4
5	1 Ab zr au ic incl	0,0017	391	4,0	0,678	3182	0,5113	0,14	12,837	0,16	0,18209	0,05	2662,1	6,3	2667,8	3,0	2672,0	0,7	0,5
4	1 Ab zr au ic incl	0,0010	406	3,8	0,642	2967	0,5100	0,28	12,813	0,30	0,18221	0,05	2656,7	12,2	2666,0	5,6	2673,1	0,8	0,7
SGNO-2004-05 Rhyolite sphérolitique, Formation de Duprat-Montbray																			
9	1 Ab zr pc ic	0,0012	31	1,9	0,616	563	0,5066	0,46	12,888	0,46	0,18452	0,11	2642,1	19,8	2671,5	8,7	2693,9	1,8	2,3
7	1 Ab zr pc ic	0,0010	61	2,7	0,656	752	0,5152	0,27	13,112	0,29	0,18460	0,07	2678,6	12,0	2687,8	5,4	2694,6	1,1	0,7
6	1 Ab zr pc ic	0,0008	98	2,0	0,680	1634	0,5212	0,19	13,289	0,20	0,18494	0,07	2704,1	8,5	2700,4	3,8	2697,6	1,1	-0,3
8	1 Ab zr pc ic	0,0007	41	2,3	0,683	586	0,5129	0,37	13,085	0,38	0,18502	0,08	2669,1	16,1	2685,8	7,2	2698,4	1,3	1,3
SGNO-2004-09 Dacite porphyrique du lac Turcotte, Formation de Noranda																			
10	1 Ab zr pc ic corr	0,0010	73	5,3	0,548	751	0,5195	0,21	13,237	0,24	0,18479	0,12	2697,2	9,4	2696,7	4,5	2696,3	2,0	-0,0
8	1 Ab zr pc ic corr	0,0010	122	3,2	0,678	1124	0,5159	0,26	13,154	0,28	0,18494	0,05	2681,7	11,5	2690,8	5,2	2697,6	0,9	0,7
9	1 Ab zr pc ic corr	0,0010	96	2,8	0,591	1084	0,5180	0,21	13,214	0,22	0,18501	0,06	2690,7	9,1	2695,1	4,1	2698,3	1,0	0,3
6	1 Ab zr pc ic corr	0,0010	153	2,3	0,605	2103	0,5147	0,22	13,129	0,23	0,18502	0,05	2676,5	9,5	2689,0	4,4	2698,4	0,8	1,0
7	1 Ab zr pc ic corr	0,0010	77	3,4	0,537	896	0,5214	0,22	13,311	0,24	0,18516	0,06	2705,1	9,7	2701,9	4,5	2699,6	1,1	-0,2
VGS-94 Tonalite porphyrique à phénocristaux de QZ, Pluton de Val-St-Gilles																			
1	1 Ab ti	0,1220	13	4411,0	72,750	23	0,4298	0,27	10,581	0,65	0,17863	0,53	2304,8	10,4	2487,0	12,0	2640,2	17,6	15,1
2	1 Ab zr r	0,0110	97	21,0	0,554	1598	0,5025	0,19	12,867	0,21	0,18566	0,05	2624,4	8,2	2669,9	3,6	2703,0	3,9	2,9
3	1 Ab zr r	0,0390	73	83,0	0,600	1103	0,5057	0,20	12,935	0,19	0,18554	0,12	2638,2	8,6	2674,9	3,9	2704,1	1,7	3,6
4	1 Ab zr r	0,0440	103	21,0	0,466	6692	0,4968	0,52	12,704	0,53	0,18553	0,06	2600,0	22,3	2657,9	3,6	2703,0	3,9	2,9
5	1 Ab zr r	0,0210	101	12,0	0,504	5618	0,5021	0,58	12,894	0,58	0,18632	0,23	2622,9	25,0	2671,9	9,9	2702,9	1,8	4,6
6	1 zr n-ab r	0,0920	146	67,0	0,399	904	0,4459	1,28	11,165	1,31	0,18153	0,31	2377,0	50,7	2537,0	10,8	2709,9	7,5	3,9

Remarques :

Les analyses pour chacun des échantillons sont ordonnées selon les âges <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb

1 = Description du minéral : nombre de grains analysés, minéral (zr=zircon, ti=titanite), ab=abrasé, n-ab=non abrasé, ic=incolore, b=brun, r=rose, au=idiomorphe, f=fragment, e-au=subidiomorphe, fr=fracture, pl=prisme long, pc=prisme court, t=terminaison, tr=trapez, 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=4 pg, U=0,5 pg), le traceur <sup>205</sup>Pb-<sup>233</sup>U-<sup>235</sup>U 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)

TABLEAU 3 – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS).

No	No analyse	Rapports isotopiques								Âge (Ma)						
		<sup>206</sup> Pb (cps)	<sup>204</sup> Pb (cps)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	Disc. (%)
<b>2008-PR-6040D Restite, Complexe de Laguiche</b>																
61	AP C-7	226332	303	0,4689	0,0142	11,091	0,368	0,17156	0,00233	2479	62	2531	30	2573	23	4,4
62	AP C-60	291357	275	0,5215	0,0158	12,859	0,410	0,17882	0,00183	2706	66	2669	30	2642	17	-3,0
63	AP C-43	248494	211	0,5175	0,0156	12,793	0,408	0,17928	0,00184	2689	66	2665	30	2646	17	-2,0
64	AP C-42	236845	202	0,5073	0,0154	12,592	0,404	0,18001	0,00185	2645	66	2650	30	2653	17	0,4
65	AP C-35	335067	200	0,5160	0,0156	12,953	0,413	0,18206	0,00185	2682	66	2676	30	2672	17	-0,5
66	AP C-49	389363	240	0,5277	0,0159	13,261	0,422	0,18225	0,00185	2732	67	2698	30	2673	17	-2,7
67	AP C-2	995051	206	0,4745	0,0143	11,981	0,382	0,18312	0,00186	2503	62	2603	29	2681	17	8,0
68	AP C-31	226260	176	0,5261	0,0159	13,316	0,424	0,18358	0,00188	2725	67	2702	30	2685	17	-1,8
69	AP C-12	398924	155	0,5126	0,0154	13,044	0,415	0,18454	0,00187	2668	65	2683	30	2694	17	1,2
70	AP C-29	434772	167	0,5252	0,0159	13,366	0,428	0,18457	0,00188	2721	67	2706	30	2694	17	-1,2
71	AP C-1	253823	92	0,5263	0,0159	13,435	0,430	0,18513	0,00192	2726	67	2711	30	2699	17	-1,2
72	AP C-58	928261	304	0,5204	0,0157	13,288	0,423	0,18519	0,00189	2701	66	2700	30	2700	17	-0,0
73	AP C-53	380359	213	0,5294	0,0160	13,525	0,432	0,18528	0,00189	2739	67	2717	30	2701	17	-1,7
74	AP C-38	673561	223	0,5262	0,0159	13,478	0,429	0,18579	0,00188	2725	67	2714	30	2705	17	-0,9
75	AP C-18	730997	97	0,5174	0,0156	13,254	0,422	0,18579	0,00189	2688	66	2698	30	2705	17	0,8
76	AP C-51	576581	202	0,5212	0,0157	13,366	0,425	0,18598	0,00188	2704	66	2706	30	2707	17	0,1
77	AP C-15	333122	88	0,5213	0,0158	13,389	0,428	0,18629	0,00189	2704	67	2707	30	2710	17	0,2
78	AP C-57	772427	292	0,5552	0,0170	14,275	0,461	0,18648	0,00190	2847	70	2768	30	2711	17	-6,2
79	AP C-59	717055	265	0,5252	0,0159	13,514	0,431	0,18663	0,00189	2721	67	2716	30	2713	17	-0,4
80	AP C-24	716392	191	0,5073	0,0153	13,060	0,417	0,18672	0,00190	2645	65	2684	30	2713	17	3,1
81	AP C-16	448812	75	0,5198	0,0157	13,389	0,426	0,18683	0,00189	2698	66	2707	30	2714	17	0,7
82	AP C-39	837959	245	0,5268	0,0159	13,584	0,433	0,18700	0,00189	2728	67	2721	30	2716	17	-0,6
83	AP C-34	853157	224	0,5156	0,0156	13,296	0,424	0,18701	0,00189	2681	66	2701	30	2716	17	1,6
84	AP C-33	845922	230	0,5273	0,0159	13,612	0,433	0,18722	0,00189	2730	67	2723	30	2718	17	-0,6
85	AP C-4	2170027	125	0,5140	0,0156	13,271	0,425	0,18727	0,00191	2674	66	2699	30	2718	17	2,0
86	AP C-14	579747	88	0,5104	0,0154	13,201	0,420	0,18759	0,00190	2658	65	2694	30	2721	17	2,8
87	AP C-30	849529	182	0,5259	0,0159	13,607	0,433	0,18766	0,00190	2724	67	2723	30	2722	17	-0,1
88	AP C-9	1078399	126	0,5177	0,0156	13,399	0,427	0,18771	0,00192	2690	66	2708	30	2722	17	1,5
89	AP C-52	982671	222	0,5301	0,0161	13,740	0,439	0,18798	0,00190	2742	67	2732	30	2725	17	-0,8
90	AP C-5	969520	112	0,4733	0,0143	12,284	0,392	0,18822	0,00190	2498	62	2626	30	2727	17	10,1
91	AP C-44	1018915	221	0,5321	0,0161	13,828	0,441	0,18847	0,00190	2750	67	2738	30	2729	17	-1,0
92	AP C-10	1022695	110	0,4970	0,0150	12,921	0,411	0,18856	0,00191	2601	64	2674	30	2730	17	5,7

TABLEAU 3 – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS)(suite).

No	No analyse	Rapports isotopiques								Âge (Ma)						
		<sup>206</sup> Pb (cps)	<sup>204</sup> Pb (cps)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	Disc. (%)
<b>2008-PR-6040D Restite, Complexe de Laguiche (suite)</b>																
93	AP C-40	1436868	248	0,5162	0,0156	13,421	0,428	0,18857	0,00193	2683	66	2710	30	2730	17	2,1
94	AP C-37	1134349	234	0,5299	0,0161	13,785	0,441	0,18867	0,00191	2741	67	2735	30	2731	17	-0,5
95	AP C-32	1143549	214	0,5317	0,0160	13,833	0,440	0,18870	0,00191	2749	67	2738	30	2731	17	-0,8
96	AP C-56	988306	257	0,5165	0,0156	13,439	0,429	0,18873	0,00193	2684	66	2711	30	2731	17	2,1
97	AP C-20	1124410	119	0,5189	0,0156	13,509	0,430	0,18882	0,00192	2694	66	2716	30	2732	17	1,7
98	AP C-41	1191789	224	0,5249	0,0158	13,673	0,435	0,18891	0,00191	2720	67	2727	30	2733	17	0,6
99	AP C-26	1673392	134	0,5157	0,0155	13,450	0,428	0,18917	0,00194	2681	66	2712	30	2735	17	2,4
100	AP C-13	809884	125	0,5142	0,0155	13,413	0,428	0,18920	0,00196	2674	66	2709	30	2735	17	2,7
101	AP C-54	1759356	244	0,5214	0,0157	13,605	0,433	0,18926	0,00191	2705	66	2723	30	2736	17	1,4
102	AP C-27	1667427	164	0,5208	0,0157	13,610	0,434	0,18954	0,00194	2702	66	2723	30	2738	17	1,6
103	AP C-45	1516454	231	0,5208	0,0157	13,611	0,433	0,18956	0,00192	2702	66	2723	30	2738	17	1,6
104	AP C-36	1530645	225	0,5271	0,0159	13,789	0,439	0,18972	0,00194	2729	67	2735	30	2740	17	0,5
105	AP C-22	1656470	149	0,5133	0,0155	13,478	0,429	0,19044	0,00194	2671	66	2714	30	2746	17	3,3
106	AP C-3	2168186	97	0,5143	0,0155	13,522	0,431	0,19067	0,00193	2675	66	2717	30	2748	17	3,2
107	AP C-11	166772	160	0,5511	0,0166	14,512	0,461	0,19098	0,00195	2830	69	2784	30	2751	17	-3,6
108	AP C-6	207914	112	0,5360	0,0162	14,165	0,451	0,19166	0,00196	2767	67	2761	30	2756	17	-0,5
109	AP C-47	2649573	261	0,5347	0,0162	14,167	0,454	0,19216	0,00201	2761	68	2761	30	2761	17	-0,0
110	AP C-46	2983978	336	0,5243	0,0158	13,901	0,443	0,19228	0,00197	2717	67	2743	30	2762	17	2,0
111	AP C-50	585645	259	0,5203	0,0157	14,083	0,448	0,19630	0,00199	2700	66	2755	30	2796	17	4,2
112	AP C-23	767185	165	0,5439	0,0164	14,792	0,471	0,19724	0,00199	2800	68	2802	30	2803	17	0,2
113	AP C-55	2336267	288	0,5379	0,0162	14,693	0,469	0,19811	0,00203	2775	68	2796	30	2811	17	1,6
114	AP C-21	415178	126	0,5375	0,0162	14,925	0,475	0,20139	0,00206	2773	68	2810	30	2837	17	2,8
115	AP C-8	247324	146	0,5720	0,0173	15,936	0,512	0,20205	0,00221	2916	70	2873	30	2843	18	-3,2
116	AP C-48	2025321	291	0,5452	0,0165	15,222	0,486	0,20252	0,00205	2805	69	2829	30	2847	16	1,8
117	AP C-17	839338	121	0,5465	0,0165	15,371	0,490	0,20399	0,00208	2811	68	2839	30	2858	17	2,1
118	AP C-28	948358	281	0,5751	0,0174	16,349	0,524	0,20618	0,00223	2929	71	2897	30	2876	18	-2,3
119	AP C-25	1358707	132	0,5870	0,0177	17,908	0,569	0,22125	0,00223	2977	71	2985	30	2990	16	0,5
120	AP C-19	2692092	132	0,6129	0,0185	21,996	0,706	0,26027	0,00289	3082	73	3184	31	3248	17	6,4

TABLEAU 3 – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS)(suite).

No	No analyse	Rapports isotopiques								Âge (Ma)						
		<sup>206</sup> Pb (cps)	<sup>204</sup> Pb (cps)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	Disc. (%)
<b>2008-PR-6060 Grès, Formation de Low</b>																
121	AP B-47	772413	19	0,5077	0,0155	12,829	0,414	0,18326	0,00188	2647	66	2667	30	2683	17	1,6
122	AP B-36	567937	47	0,5071	0,0154	12,965	0,416	0,18545	0,00188	2644	66	2677	30	2702	17	2,6
123	AP B-19	245337	101	0,5021	0,0153	12,860	0,417	0,18577	0,00203	2623	65	2669	30	2705	18	3,7
124	AP B-50	515255	19	0,5127	0,0156	13,168	0,421	0,18628	0,00189	2668	66	2692	30	2710	17	1,9
125	AP B-39	2113145	67	0,4893	0,0149	12,571	0,403	0,18634	0,00190	2568	64	2648	30	2710	17	6,4
126	AP B-32	642595	9	0,5027	0,0153	12,920	0,414	0,18640	0,00189	2625	65	2674	30	2711	17	3,8
127	AP B-37	595370	37	0,5198	0,0159	13,360	0,430	0,18641	0,00190	2698	67	2705	30	2711	17	0,6
128	AP B-45	1253101	14	0,5119	0,0155	13,160	0,421	0,18643	0,00189	2665	66	2691	30	2711	17	2,1
129	AP B-38	271580	44	0,5104	0,0155	13,124	0,421	0,18648	0,00191	2659	66	2689	30	2711	17	2,4
130	AP B-18	288833	106	0,5037	0,0154	12,952	0,420	0,18650	0,00204	2630	66	2676	30	2712	18	3,7
131	AP B-42	748741	45	0,5179	0,0157	13,319	0,426	0,18652	0,00190	2690	66	2703	30	2712	17	1,0
132	AP B-52	1311814	7	0,5135	0,0157	13,216	0,425	0,18667	0,00189	2671	66	2695	30	2713	17	1,9
133	AP B-41	1465790	32	0,4897	0,0149	12,607	0,405	0,18670	0,00189	2570	64	2651	30	2713	17	6,4
134	AP B-34	450922	0	0,4960	0,0151	12,772	0,410	0,18674	0,00189	2597	65	2663	30	2714	17	5,2
135	AP B-48	1103022	32	0,4978	0,0151	12,817	0,410	0,18675	0,00189	2604	65	2666	30	2714	17	4,9
136	AP B-58	418005	41	0,5086	0,0154	13,098	0,419	0,18678	0,00189	2651	66	2687	30	2714	17	2,9
137	AP B-46	1774159	0	0,5038	0,0153	12,981	0,415	0,18687	0,00189	2630	65	2678	30	2715	17	3,8
138	AP B-25	312783	77	0,5135	0,0157	13,230	0,429	0,18688	0,00203	2671	67	2696	30	2715	18	2,0
139	AP B-7	265487	107	0,5187	0,0158	13,368	0,432	0,18691	0,00204	2694	67	2706	30	2715	18	1,0
140	AP B-8	250520	76	0,4993	0,0152	12,870	0,417	0,18696	0,00205	2611	65	2670	30	2716	18	4,7
141	AP B-27	399631	117	0,5314	0,0162	13,699	0,445	0,18698	0,00204	2747	68	2729	30	2716	18	-1,4
142	AP B-33	374293	0	0,5145	0,0157	13,274	0,426	0,18710	0,00190	2676	66	2699	30	2717	17	1,8
143	AP B-30	1492137	69	0,5324	0,0162	13,736	0,440	0,18711	0,00189	2752	68	2732	30	2717	17	-1,6
144	AP B-40	1279746	49	0,5063	0,0154	13,076	0,419	0,18732	0,00190	2641	66	2685	30	2719	17	3,5
145	AP B-57	888997	11	0,5118	0,0155	13,228	0,423	0,18744	0,00191	2664	66	2696	30	2720	17	2,5
146	AP B-56	369410	11	0,5124	0,0156	13,254	0,424	0,18758	0,00191	2667	66	2698	30	2721	17	2,4
147	AP B-31	1086230	65	0,5160	0,0157	13,352	0,427	0,18767	0,00190	2682	66	2705	30	2722	17	1,8
148	AP B-20	246371	82	0,5055	0,0154	13,083	0,424	0,18773	0,00206	2637	66	2686	30	2722	18	3,8
149	AP B-15	352602	80	0,5114	0,0156	13,245	0,429	0,18784	0,00204	2663	66	2697	30	2723	18	2,7
150	AP B-26	268937	92	0,5174	0,0158	13,402	0,435	0,18786	0,00207	2688	67	2708	30	2724	18	1,6
151	AP B-10	392206	76	0,5135	0,0157	13,301	0,431	0,18787	0,00204	2672	66	2701	30	2724	18	2,3
152	AP B-16	427581	96	0,5096	0,0155	13,201	0,427	0,18789	0,00205	2655	66	2694	30	2724	18	3,1

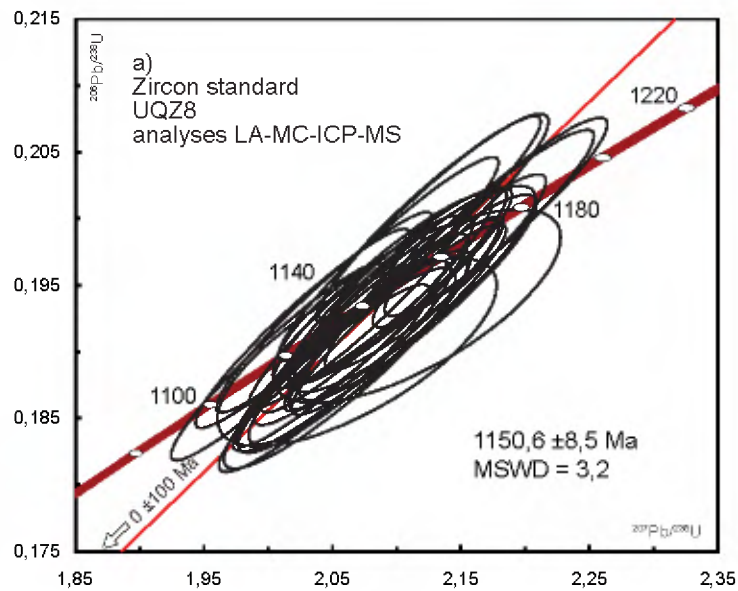


TABLEAU 3 – Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS)(suite et fin).

No	No analyse	Rapports isotopiques								Âge (Ma)						
		<sup>206</sup> Pb (cps)	<sup>204</sup> Pb (cps)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	Disc. (%)
<b>2008-PR-6060 Grès, Formation de Low (suite)</b>																
153	AP B-28	1156722	183	0,5146	0,0157	13,336	0,432	0,18795	0,00206	2676	66	2704	30	2724	18	2,2
154	AP B-54	681246	8	0,5044	0,0153	13,087	0,418	0,18816	0,00191	2633	65	2686	30	2726	17	4,2
155	AP B-35	1222727	28	0,5061	0,0154	13,131	0,420	0,18818	0,00191	2640	65	2689	30	2726	17	3,9
156	AP B-17	534619	103	0,4997	0,0152	12,984	0,420	0,18845	0,00205	2612	65	2678	30	2729	18	5,2
157	AP B-4	633079	89	0,5159	0,0158	13,412	0,437	0,18857	0,00205	2682	67	2709	30	2730	18	2,2
158	AP B-11	464798	73	0,5008	0,0153	13,049	0,422	0,18900	0,00205	2617	65	2683	30	2733	18	5,2
159	AP B-22	876332	83	0,5162	0,0158	13,481	0,437	0,18941	0,00205	2683	67	2714	30	2737	18	2,4
160	AP B-24	804362	81	0,5208	0,0159	13,602	0,440	0,18942	0,00205	2703	67	2722	30	2737	18	1,5
161	AP B-13	817559	71	0,5106	0,0156	13,351	0,433	0,18966	0,00206	2659	66	2705	30	2739	18	3,6
162	AP B-3	1066647	83	0,5132	0,0156	13,433	0,434	0,18982	0,00205	2670	66	2711	30	2741	18	3,1
163	AP B-9	101147	83	0,5262	0,0160	13,779	0,446	0,18994	0,00210	2725	67	2735	30	2742	18	0,7
164	AP B-5	2293317	93	0,5200	0,0158	13,642	0,441	0,19026	0,00207	2699	67	2725	30	2744	18	2,0
165	AP B-44	1087012	15	0,5229	0,0159	13,727	0,439	0,19040	0,00192	2711	67	2731	30	2746	17	1,5
166	AP B-60	447267	11	0,5219	0,0158	13,719	0,438	0,19065	0,00194	2707	67	2730	30	2748	17	1,8
167	AP B-53	229317	0	0,5162	0,0156	13,596	0,435	0,19103	0,00197	2683	66	2722	30	2751	17	3,0
168	AP B-23	1062087	89	0,5126	0,0156	13,550	0,438	0,19171	0,00209	2668	66	2719	30	2757	18	3,9
169	AP B-21	1662150	128	0,5094	0,0156	13,479	0,437	0,19191	0,00208	2654	66	2714	30	2759	18	4,6
170	AP B-12	2105479	83	0,5021	0,0153	13,345	0,432	0,19276	0,00210	2623	65	2704	30	2766	18	6,3
171	AP B-55	1099394	17	0,5268	0,0160	14,212	0,455	0,19566	0,00198	2728	67	2764	30	2790	17	2,7
172	AP B-51	1886920	240	0,5001	0,0152	13,548	0,435	0,19647	0,00204	2614	65	2719	30	2797	17	7,9
173	AP B-6	824694	81	0,5272	0,0161	14,411	0,466	0,19825	0,00214	2730	67	2777	30	2812	18	3,6
174	AP B-29	454641	52	0,5483	0,0166	15,029	0,480	0,19881	0,00202	2818	69	2817	30	2816	17	-0,1
175	AP B-2	1474892	92	0,5262	0,0161	14,425	0,467	0,19884	0,00214	2725	67	2778	30	2817	18	4,0
176	AP B-49	347081	21	0,5283	0,0160	14,576	0,467	0,20011	0,00204	2734	67	2788	30	2827	17	4,0
177	AP B-59	479702	32	0,5348	0,0162	14,872	0,476	0,20169	0,00205	2762	68	2807	30	2840	17	3,4
178	AP B-14	370731	76	0,5428	0,0165	15,230	0,492	0,20350	0,00221	2795	69	2830	30	2854	18	2,6
179	AP B-43	1252513	17	0,5485	0,0166	15,470	0,494	0,20454	0,00207	2819	69	2845	30	2863	16	1,9
180	AP B-1	1309282	74	0,6080	0,0185	19,832	0,638	0,23658	0,00249	3062	74	3083	31	3097	17	1,4

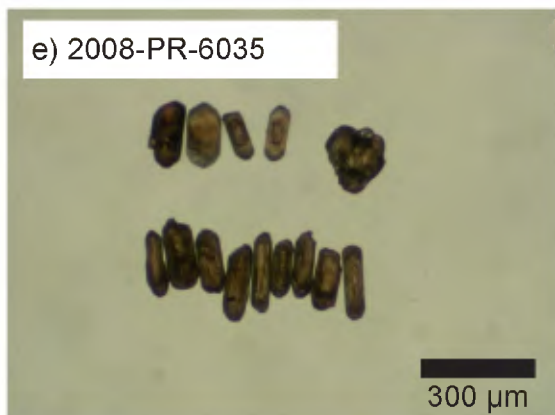
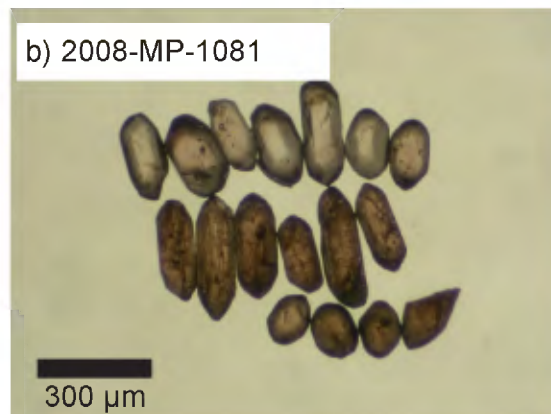
**ANNEXE 1 – Diagramme concordia des analyses du zircon standard interne UQZ8 effectuées au « *Earth and Atmospheric Sciences Department* » de l'Université de l'Alberta à Edmonton par la méthodes LA-MC-ICP-MS.**

---



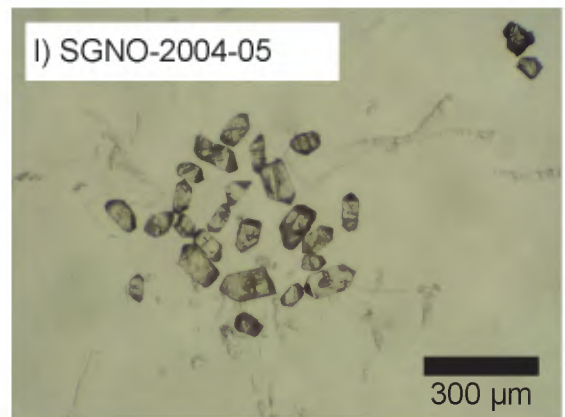
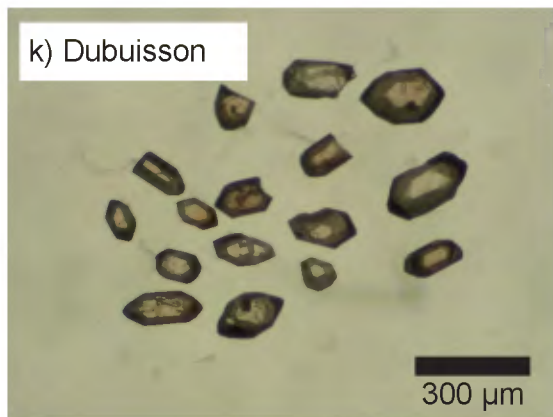
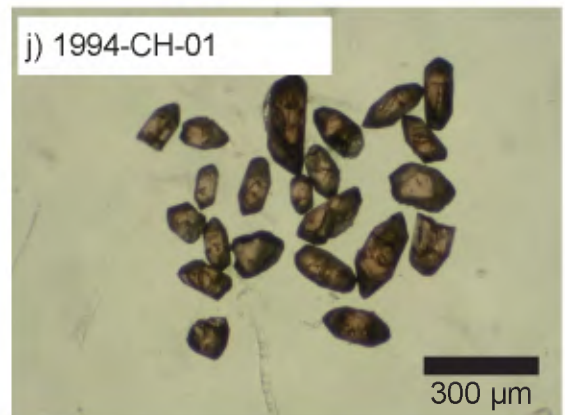
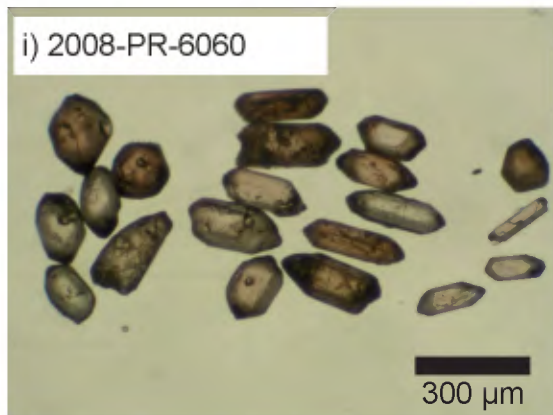
**ANNEXE 2 – Photographies de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.**

---



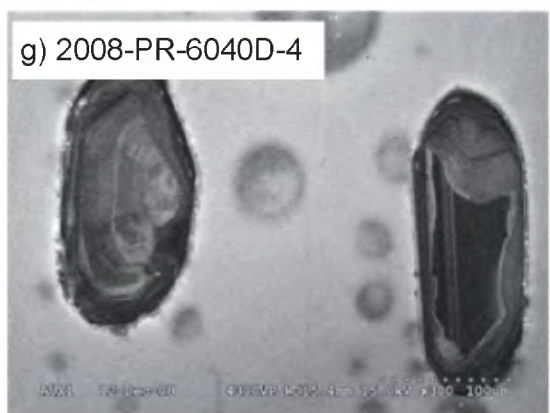
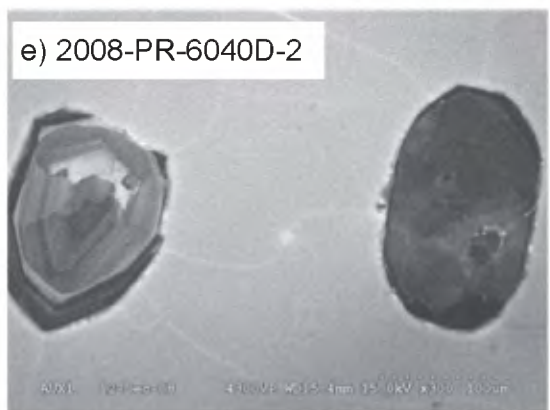
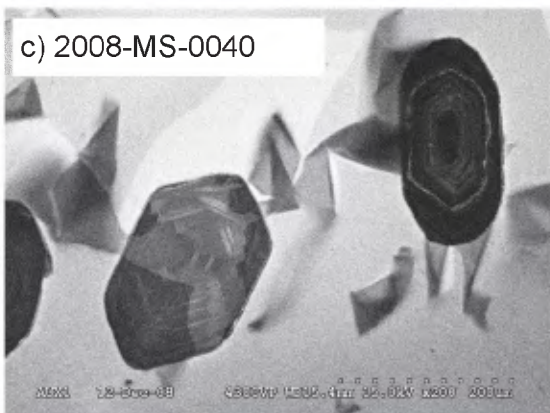
**ANNEXE 2 – Photographies de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude (suite).**

---





**ANNEXE 3 – Photographies en cathodoluminescence de quelques zircons caractéristiques des échantillons des secteurs du réservoir Caniapiscou et du réservoir Opinaca.**



**ANNEXE 3 – Photographies en cathodoluminescence de quelques zircons caractéristiques des échantillons des secteurs du réservoir Caniapiscau et du réservoir Opinaca (suite).**

---

