

Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010

Jean David¹, Vicki McNicoll², Martin Simard, Daniel Bandyayera, Hanafi Hammouche, Jean Goutier, Pierre Pilote, Pierre Rhéaume, François Leclerc et Claude Dion³

Coordonnateur : Claude Dion

RP 2011-02

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

Résumé

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb sur des zircons analysés en 2009 pour 14 échantillons en provenance des provinces géologiques du Supérieur et de Churchill. Les échantillons du Supérieur proviennent des secteurs du réservoir Laforge 1 (trois échantillons), du réservoir La Grande-3 (trois échantillons) et de l'Abitibi (cinq échantillons). Trois échantillons ont été prélevés dans le secteur du lac Bonaventure dans la partie sud-est de la Province de Churchill. Les analyses ont été effectuées par deux méthodes, soit par dilution isotopique (ID-TIMS) ou ablation laser (LA-MC-ICPMS).

Sous-province de La Grande, secteur du réservoir Laforge 1

Deux échantillons de tonalite à biotite ± hornblende ont été prélevés dans la Suite de Coates. L'échantillon 2009-MS-0144 (feuillelet SNRC 33I01) a livré un âge de 2742,9 ± 5,6/-3,8 Ma, alors qu'un âge de 2716,0 ± 2,8/-1,9 Ma a été obtenu dans l'échantillon 2009-MP-1195 (feuillelet SNRC 33I08). Ces résultats montrent que la Suite de Coates renferme des tonalites d'âges différents. Mentionnons toutefois que la majorité des tonalites du nord-est de la Sous-province de La Grande ont des âges compris entre 2715 et 2720 Ma.

L'échantillon 2009-LP-2260 (feuillelet SNRC 33I07) est une roche volcanique felsique métamorphisée et déformée, qui provient de la partie sud de la Ceinture de la rivière Laforge (Complexe de Laforge). L'âge de cristallisation de 2840,7 ± 0,9 Ma indique que le Complexe de Laforge est une unité volcano-sédimentaire ancienne dont l'âge se compare à plusieurs autres unités de roches supracrustales de la Sous-province de La Grande.

Sous-province de La Grande, secteur du réservoir La Grande-3

L'échantillon 2009-DB-1062 (feuillelet SNRC 33G07) est une rhyolite à phénocristaux de quartz du Groupe de Guyer. L'âge de cristallisation de la rhyolite, estimé à 2806,1 ± 2,3 Ma, vient confirmer que les unités volcaniques du Groupe de Guyer (2820 – 2806 Ma) sont beaucoup plus vieilles que celles du Groupe de Yasinski (2751-2732 Ma) retrouvées plus à l'ouest.

La formation de Brune désigne une lentille de conglomérat polygénique localisée au sein du Groupe de Guyer. L'analyse des zircons détritiques de ce conglomérat (2009-DB-1054, feuillelet SNRC 33G07) par ablation laser a permis d'obtenir des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb variant entre 2788 Ma et 2905 Ma avec un mode principal à 2891 ± 2 Ma. Un traitement statistique plus poussé indique que ce dernier mode forme en fait deux populations distinctes à 2888 ± 1 Ma et 2898 ± 2 Ma qui représentent l'âge des sources principales des matériaux sédimentaires. L'âge maximal de sédimentation du conglomérat est estimé à 2841 ± 3 Ma.

L'échantillon 2009-PB-4024 (feuillelet SNRC 33G07) est un wacke à grenat associé à une formation de fer provenant de la Formation de Marbot, une séquence de roches sédimentaires formée de wacke feldspathique, de conglomérat polygénique et de formations de fer rubanées localisée dans la zone transitionnelle entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. La datation par ablation laser des zircons détritiques a donné des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb variant entre 2669 Ma et 2840 Ma, avec un mode principal à 2712 ± 2 Ma. Un traitement plus poussé effectué sur cette dernière population permet de mettre en évidence des âges à 2702 ± 2 Ma, 2715 ± 2 Ma et 2729 ± 4 Ma. La meilleure interprétation de l'âge maximal de sédimentation de cet échantillon est 2702 ± 2 Ma. Cette datation suggère que les roches sédimentaires des formations de Brune et de Marbot ne sont probablement pas contemporaines, puisqu'elles proviennent de sources d'âges très différents.

Province de Churchill, secteur du lac Bonaventure

L'échantillon 2009-JG-1108 (feuillelet SNRC 23114) est une opdalite (granodiorite à hypersthène) mylonitisée prélevée près de la bordure occidentale de la Suite charnockitique du Batholite de De Pas. L'âge de cristallisation de $1837,3 \pm 4,5$ Ma confirme l'appartenance de cette bande de roches à structure mylonitique et gneissique au Batholite de De Pas et non à l'unité de gneiss encaissant à l'ouest qui serait d'âge archéen.

Un échantillon de gneiss tonalitique à biotite (2009-CL-3269, feuillelet SNRC 23P03) a été prélevé pour dater le Gneiss de Griffis, une unité de gneiss en contact tectonique avec les roches sédimentaires et volcaniques de la Zone de Rachel-Laporte. Un âge de $2789 \pm 17/-5$ Ma indique que le protolite de cette unité est archéen, alors qu'un âge plus jeune à $2633,7 \pm 2,0$ Ma correspondrait à un épisode de remobilisation ou de métamorphisme.

Le Gneiss de Flat Point constitue l'unité principale du Domaine de McKenzie River, lequel forme la partie occidentale de la Zone noyau, immédiatement à l'est de l'Orogène du Nouveau-Québec. L'échantillon 2009-JG-1026 (feuillelet SNRC 23P03) représente un gneiss granitique à hornblende et clinopyroxène. Un âge de cristallisation de 2684 ± 8 Ma indique que le protolite de ce gneiss s'est mis en place à l'Archéen. Un deuxième âge à $1805 \pm 1,9/-1,4$ Ma serait associé à la migmatitisation de ces roches durant l'Orogenèse hudsonienne.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Preissac

Une rhyolite à phénocristaux de plagioclase (échantillon 2009-PP-0025, feuillelet SNRC 32D08) de la Formation de Deguisier du Groupe de Kinojévis a donné un âge de $2720,7 \pm 1,2$ Ma. Ceci suggère que cette unité, caractérisée par une association spatiale et temporelle étroite entre des laves ultramafiques et des complexes volcaniques rhyolitiques contemporains, peut être corrélée avec la partie inférieure de l'Assemblage Kidd-Munro ($2719-2711$ Ma) en Ontario.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Matagami

Un échantillon de rhyolite sphérolitique et fragmentaire (2009-PR-9222) provenant d'un niveau de roches volcaniques felsiques bordant, au sud, les plutons de McIvor et de Cavalier dans le secteur ouest du camp de Matagami (feuillelet SNRC 32F12), a été daté à $2725,1 \pm 1,2$ Ma. Ce résultat est comparable à l'âge de $2724,5 \pm 1,8$ Ma déjà obtenu pour les roches du Groupe du Lac Watson sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée, et confirme l'hypothèse que ces unités volcaniques felsiques sont des équivalents stratigraphiques.

La datation de l'échantillon de tonalite 2009-PR-9050, prélevé dans le Pluton de McIvor (feuillelet SNRC 32F12), a donné un âge de cristallisation de $2723,6 \pm 0,8$ Ma, indiquant qu'il s'agit d'une intrusion synvolcanique. Cet âge est similaire à celui de l'échantillon de volcanite felsique 2009-PR-9222, d'une rhyolite du Groupe du Lac Watson ($2724,5 \pm 1,8$ Ma), ainsi que de la Rhyolite de Dumagami ($2723,1 \pm 0,8/-0,7$ Ma).

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Chapais

L'échantillon 2009-FL-9318 (feuillelet SNRC 32G15) est une andésite du membre supérieur de la Formation de Chrissie du Groupe de Roy. L'analyse des zircons a permis de déterminer un âge de cristallisation de $2791,4 \pm 3,7/-2,8$ Ma. Les andésites de la Formation de Chrissie font donc partie des plus vieilles roches volcaniques felsiques de la Sous-province de l'Abitibi.

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

L'échantillon ML-2005-1018 (feuillelet SNRC 32D04) est une syénite peu altérée appartenant à la Syénite de baie Renault. Les zircons de mauvaise qualité ont nécessité une importante abrasion chimique (six heures) pour obtenir des résultats acceptables. L'analyse de ces zircons a donné un âge de cristallisation de 2682 ± 1 Ma, comparable aux âges de plusieurs intrusions alcalines de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi. Cette datation permet également de préciser l'âge de la minéralisation magmatique-hydrothermale Au-Cu-Mo-Ag \pm Pb associée à cette syénite.

1 GEOTOP

2 Commission géologique du Canada, Ottawa

3 Géologie Québec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

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. Nous présentons également une datation effectuée au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada dans le contexte de l'Initiative géoscientifique ciblée-3 Abitibi (ICG-3 Abitibi). Quatorze échantillons ont été prélevés et traités en 2009 afin d'en récupérer les minéraux lourds et d'effectuer des travaux de datation isotopique.

Quelques analyses géochronologiques effectuées pour le compte du MRNF ou à l'occasion de projets effectués en collaboration avec la Commission géologique du Canada (ICG-3 Abitibi) ont été dernièrement publiées dans Moukhsil *et al.* (2010), Rhéaume *et al.* (2010) et Leclerc *et al.* (2011).

PROCÉDURES ANALYTIQUES

La méthode d'analyse pour les datations effectuées sur les zircons par la méthode de dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) au GEOTOP est décrite dans les rapports de David *et al.* (2006) et David *et al.* (2010). Pour l'uranium, des valeurs de fractionnement variant entre 0,12 et 0,18 ‰/AMU ont été obtenues pour chacune des analyses à l'aide du traceur ^{233}U - ^{235}U . Une correction de 11 nanosecondes pour le temps mort du détecteur a été déterminée en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500.

Les âges ont été établis à partir des calculs de régression linéaire selon la méthode modifiée de York (1969) et effectués en utilisant ISOPLOT ver. 3 (Ludwig, 2003). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération, 1) les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb; et 2) la discordance des points par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la *courbe concordia*. Lorsque les données sont cohérentes et se distribuent à proximité ou sur la courbe concordia, l'intersection supérieure (c.-à-d. l'âge) est calculée en forçant l'intersection inférieure de la droite de régression vers l'origine de la courbe concordia (0 Ma). La validité statistique de ces calculs s'exprime par un indice de probabilité (probabilité de coïncidence) qui devrait normalement être d'environ 0,50. Néanmoins, on considère qu'une valeur de 0,10-0,15 est statistiquement acceptable (voir Ludwig, 2003 pour discussion). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1σ (intervalle de confiance de 68,3 %), alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2σ (intervalle de confiance de 95,5 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent des intervalles de confiance de 2σ .

L'analyse de l'échantillon ML-2005-1018 a été effectuée au laboratoire de la Commission géologique du Canada

(CGC) à Ottawa par la méthode de dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS). La méthode d'analyse est présentée en détail dans Parrish *et al.* (1987), alors que le traitement des erreurs suit la procédure de Roddick (1987). Les analyses proviennent toutes de monozircons abrasés selon la méthode de Krogh (1982; abrasion physique correspondant aux ellipses noires du diagramme concordia de la figure 9e) ou par la méthode de Mattinson (2005; abrasion chimique, analyses indiquées par les ellipses rouges).

Les zircons détritiques des échantillons de roches sédimentaires 2009-DB-1054 et 2009-PB-4024 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 exemple Fedo *et al.*, 2003).

Les analyses *in situ* ont été effectuées à l'aide d'un laser UV à impulsions courtes (4 ns) d'une longueur d'onde de 213 nm couplé à un spectromètre de masse à multicollecteurs muni d'une source d'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 par Andrew S. Dufrane, responsable du MC-ICP-MS au laboratoire de géochimie isotopique, sous la responsabilité du Professeur Larry Heaman. La procédure analytique est décrite dans David *et al.* (2009). Le zircon UQZ8, daté à 1143 ± 1 Ma par dilution isotopique ($n=16$), a été utilisé comme standard interne durant la présente étude. Les résultats ($n=20$) 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. Les résultats sont très reproductibles et très peu discordants, ce qui a permis de calculer un âge concordant de $1148,6 \pm 5,6$ Ma. Cet âge est plus ancien de 5 Ma comparativement aux résultats obtenus par dilution isotopique.

Il n'est pas facile *a priori* de reconnaître les populations d'âge à l'intérieur des distributions généralement obtenues par ce type de méthode. La macro Excel « *AgeDisplay* » (Sircombe, 2004) a été utilisée pour mettre en évidence les modes de la distribution des âges. Ces données sont présentées sur un diagramme qui combine l'histogramme de fréquence et la distribution de la densité de probabilité. Dans le cas des résultats d'analyses par ablation laser (LA-MC-ICP-MS), l'estimation des populations d'âges est obtenue par le traitement statistique des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction de la précision analytique et du pourcentage de discordance des résultats. Quant à l'interprétation de l'âge maximal de sédimentation à partir de l'âge du plus jeune zircon détritique, Dickinson et Gehrels (2009) présentent une discussion sur quatre différentes méthodes de sélection utilisables en fonction de considérations statistiques.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

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

Province du Supérieur, Sous-province de La Grande, secteur du réservoir Laforge 1

La Sous-province de La Grande couvre une superficie importante à l'est et au sud de la région du réservoir Laforge 1 (figure 1). Le La Grande est caractérisé par de grandes unités de tonalite et de gneiss tonalitique contenant des ceintures volcano-sédimentaires démembrées. Trois échantillons ont été recueillis pour des datations U-Pb dans cette portion de la Sous-province de La Grande, soit deux échantillons de tonalite de la Suite de Coates et un échantillon de tuf felsique du Complexe de Laforge. Les trois sites d'échantillonnage de la région de Laforge 1 sont localisés tout près de la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto (Domaine de Bienville, figure 1). Dans ce secteur, le Domaine de Bienville est constitué principalement d'intrusions potassiques de composition intermédiaire à felsique.

2009-MS-0144 : Tonalite foliée à biotite ± hornblende, Suite de Coates, feuillet SNRC 33101

Géologie

La Suite de Coates regroupe les tonalites de la Sous-province de La Grande de la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011), à l'exception des unités plus anciennes de gneiss tonalitiques (figure 1b). Les tonalites du Coates sont équivalentes aux tonalites présentes dans la partie nord-est de la Sous-province de La Grande, lesquelles avaient été à l'origine assignées à la Suite de Favard (Gosselin et Simard, 2000; Thériault et Chevé, 2001). Toutefois, la Suite de Favard est maintenant reconnue comme une unité de tonalite caractéristique du sud et de l'est de la Sous-province de Minto (Simard, 2008). Simard et Lafrance (2011) proposent donc de regrouper toutes les tonalites du nord-est du La Grande dans la Suite de Coates (sauf les gneiss tonalitiques) pour les distinguer des tonalites du Minto. Les tonalites du sud et de l'est du Minto assignées à la Suite de Favard ont donné des âges compris entre 2750 et 2740 Ma, alors que les tonalites du nord-est du La Grande ont des âges plus jeunes (2719-2716 Ma, Simard, 2008).

La Suite de Coates regroupe plusieurs phases tonalitiques aux textures variées qui ne peuvent être cartographiées séparément. La mise en place de ces différentes tonalites pourrait correspondre à plusieurs pulsions d'un même événement magmatique ou être reliée à plusieurs événements magmatiques d'âges différents.

L'échantillon 2009-MS-0144 (figure 1b) a été prélevé sur un affleurement localisé à environ 8 km à l'est de la route gravelée qui relie les installations de la centrale hydro-électrique de Laforge 1 à la route Transtaïga. Il s'agit d'un affleurement en relief d'une dizaine de mètres carrés, constitué d'une tonalite homogène très foliée à biotite ± hornblende.

Géochronologie

Les zircons récupérés de l'échantillon de tonalite forment des prismes allongés de dimensions très variables. Après un examen détaillé, le peu de variété morphologique des cristaux semble indiquer l'existence d'une seule population relativement homogène. Il s'agit de prismes allongés et incolores, à section carrée ou octogonale (photo a de l'annexe 2). Les terminaisons présentent des faces cristallines complexes et relativement courtes. Les cristaux sont subidiomorphes. On observe par contre une proportion très importante de cristaux fracturés, ce qui rend difficile la sélection de grains de qualité pour l'analyse.

Les analyses ont été effectuées à partir de fragments de six prismes allongés. Les résultats analytiques obtenus pour quatre fragments sélectionnés à partir de prismes de grandes dimensions ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre $2688,8 \pm 1,8$ Ma et $2741,1 \pm 1,7$ Ma (tableau 2). Les résultats montrent des rapports Th/U similaires (0,172-0,274), ce qui confirme que les prismes analysés proviennent d'un même événement magmatique. Malgré le fait que les résultats des analyses no 4 et no 1 (tableau 2 et figure 6a) soient très discordants et qu'ils ne se répartissent pas parfaitement sur une même ligne, il a été possible de calculer une droite de régression (Davis, 1982) dont l'intersection supérieure représente un âge de $2742,9 +5,6/-3,8$ Ma (figure 6a). Cet âge est interprété comme la meilleure estimation pour la mise en place de la tonalite. Deux analyses ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus anciens de $2820,9 \pm 2,4$ Ma et $2829,9 \pm 3,9$ Ma. Ces résultats qui sont peu précis et inversement discordants indiquent la présence de zircons hérités.

Interprétation

L'âge de cristallisation de $2742,9 +5,6/-3,8$ Ma indique que certaines tonalites de la Sous-province de La Grande sont contemporaines aux tonalites de la Suite de Favard localisées au sud et de l'est de la Sous-province de Minto. Ainsi, la Suite de Coates regroupe des tonalites relativement anciennes (autour de 2740 Ma) mélangées avec les tonalites plus jeunes (entre 2715 et 2720 Ma). Jusqu'à présent, les études géochronologiques indiquent que la majorité des

tonalites du nord-est de la Sous-province de La Grande ont des âges compris entre 2715 et 2720 Ma (Simard, 2008, voir plus loin l'échantillon 2009-MP-1195). Les âges plus anciens de 2820,9 ± 2,4 Ma et 2829,9 ± 3,9 Ma obtenus dans l'échantillon 2009-MS-0144 sont probablement associés à des zircons hérités provenant des unités anciennes localisées à proximité du site d'échantillonnage, comme les gneiss de la Suite de Brésolles (2833-2807 Ma, Simard, 2008) ou les unités volcano-sédimentaires (2840 Ma, voir plus loin l'échantillon 2009-LP-2260).

2009-MP-1195 : Tonalite foliée à biotite ± hornblende, Suite de Coates, feuillet SNRC 31108

Géologie

L'échantillon 2009-MP-1195 appartient à la Suite de Coates (voir l'échantillon précédent 2009-MS-144). Il a été prélevé sur un vaste affleurement localisé sur une île du réservoir Laforge 1. Ce secteur se trouve tout près de la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto (figure 1b). On y observe des affleurements montrant une géologie très complexe caractérisés par un rubanement magmatique, des textures de fluage et de nombreuses enclaves de composition variée, principalement des gneiss tonalitiques et des roches volcano-sédimentaires provenant des unités anciennes de la Sous-province de La Grande. Les tonalites de ce secteur sont fréquemment mélangées avec des roches intrusives potassiques de composition felsique à intermédiaire appartenant au Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto. Les figures complexes de mélanges de magmas et les contacts diffus et graduels entre les tonalites et les phases potassiques suggèrent que les intrusions tonalitiques du La Grande et les roches intrusives potassiques du Bienville pourraient être contemporaines dans ce secteur. L'échantillon 2009-MP-1195 constitué de tonalite foliée à biotite ± hornblende a été prélevé dans un secteur un peu plus homogène de l'affleurement.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a livré des zircons en abondance. Étonnamment, les cristaux récupérés semblent constituer une seule population morphologique plutôt homogène formée de prismes courts et incolores à section hexagonale (photo b de l'annexe 2). Plusieurs spécimens présentent une mince surcroissance essentiellement présente dans les terminaisons et qui pourrait être interprétée comme étant associée à la phase potassique tardive. Quelques cristaux composites forment des prismes courts ou équidimensionnels idiomorphes et constitués de noyaux entourés de surcroissances importantes. Ces noyaux pourraient représenter des xénocristaux plus anciens. Une vingtaine de prismes trapus, limpides et sans fracture ont été sélectionnés pour l'analyse.

L'analyse de six prismes a donné des résultats peu discordants et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 2707,7 ± 1,6 Ma et 2751,9 ± 3,1 Ma (tableau 2). Les analyses no 6, no 1 et no 4 sont colinéaires et ont été conséquemment utilisées pour établir un âge de 2716,0 + 2,8/-1,9 Ma correspondant à l'intersection supérieure de la droite de régression avec la concordia (figure 6b). Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place de cette lithologie complexe. Les trois résultats plus anciens représentent probablement des âges mixtes résultant d'un mélange entre les zircons provenant de l'évènement de cristallisation à 2716 Ma et des noyaux plus anciens dont l'âge est impossible à préciser.

Interprétation

L'âge de cristallisation de 2716,0 + 2,8/-1,9 Ma correspond à l'âge le plus répandu dans les tonalites du nord-est de la Sous-province de La Grande (voir échantillon 2009-MS-0144 plus haut). Des âges similaires ont aussi été obtenus pour des tonalites de la Sous-province de La Grande plus à l'ouest (Goutier *et al.*, 1998; Goutier *et al.*, 1999). L'âge de cristallisation obtenu dans la tonalite 2009-MP-1195 appuie l'hypothèse que les tonalites sont contemporaines aux intrusions potassiques du Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto dans ce secteur. En effet, les âges compris entre 2720 et 2710 Ma sont très communs dans les intrusions potassiques du sud du Bienville (Simard, 2008).

2009-LP-2260 : Roche volcanique felsique, Complexe de Laforge, feuillet SNRC 33107

Géologie

Le Complexe de Laforge est une unité volcano-sédimentaire de la Sous-province de La Grande localisée au sud de la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, en préparation). Le complexe comprend une ceinture principale (Ceinture de la rivière Laforge, 45 km de longueur sur 4 à 12 km de largeur, figure 1b) et plusieurs lambeaux volcano-sédimentaires localisés à proximité de cette ceinture. La Ceinture d'Aquilon n'est toutefois pas incluse dans le Complexe de Laforge. La Ceinture de la rivière Laforge est constituée principalement de paragneiss, sauf la partie sud qui correspond à une unité d'amphibolite dans laquelle se trouvent des niveaux métriques à décamétriques de roches ultramafiques, de formations de fer et de roches felsiques.

L'échantillon 2009-LP-2260 a été prélevé sur un affleurement de roches felsiques de la partie sud de la Ceinture de la rivière Laforge (figure 1b). Cet affleurement est localisé en bordure d'une route gravelée qui relie la centrale hydro-électrique Laforge 1 à la pourvoirie Kiskimaastakin située sur les rives du réservoir Laforge 1. L'affleurement se trouve à environ 10 km à l'ouest de la pourvoirie. Il est constitué de roches felsiques très foliées, plus ou moins fragmentaires, qui correspondent probablement à des tufs à lapillis méta-

morphisés et affectés par une forte déformation.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon a permis de récupérer des zircons en abondance, ce qui est un peu inusité pour un tuf. On remarque une série de prismes allongés aux arêtes tronquées montrant des inclusions et des microfractures. Par contre, s'il s'agit vraiment d'un tuf, la population de cristaux prismatiques très courts, à multifacettes et de plus petites dimensions (rangée du bas sur la photo c de l'annexe 2) pourrait mieux correspondre à des zircons provenant d'une roche volcanique.

Les analyses de quatre prismes courts démontrent que les zircons ont des concentrations faibles en uranium et des rapports Th/U relativement homogènes compris entre 0,394 et 0,492 (tableau 2). Les résultats sont concordants et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont pratiquement identiques aux erreurs près, ce qui a permis de calculer un âge concordant de $2840,7 \pm 0,9$ Ma (MSWD de 0,36 et probabilité de coïncidence de 0,55, figure 6c). L'âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de la mise en place des roches volcaniques.

Interprétation

L'âge de cristallisation de $2840,7 \pm 0,9$ Ma indique que le Complexe de Laforge représente une unité volcano-sédimentaire ancienne de la Sous-province de La Grande. Les roches volcano-sédimentaires anciennes sont abondantes dans cette sous-province, notamment dans sa partie nord-est où l'on retrouve plusieurs ceintures associées au Complexe de Gayot (2880 à 2873 Ma, Simard, 2008), ainsi qu'à l'ouest où des roches volcano-sédimentaires anciennes ont été assignées au Groupe de Guyer (2820 Ma-2806 Ma, Goutier *et al.*, 2002 ; cette étude).

Province du Supérieur, Sous-province de La Grande, secteur du réservoir La Grande-3

2009-DB-1062 : Rhyolite, Groupe de Guyer, feuillet SNRC 33G07

Géologie

Le nom du Groupe de Guyer a été introduit par St. Seymour *et al.* (1979) et Goutier *et al.* (2002) pour décrire la séquence volcano-sédimentaire de la région du lac Guyer. Il est subdivisé en 5 unités : 1) le basalte amphibolitisé (Agy1), 2) le tuf felsique et intermédiaire (Agy2), 3) la formation de fer et le wacke (Agy3), 4) le basalte magnésien et la komatiite (Agy4) et 5) le wacke ultramafique (Agy5). Un tuf felsique de l'unité Agy2 dans le feuillet 33G06 a donné un âge de $2820 \pm 0,8$ Ma (Goutier *et al.*, 2002), ce qui indique que le Groupe de Guyer représente une unité nettement plus vieille

que les roches du Groupe de Yasinski reconnu plus à l'ouest (2751-2732 Ma, Goutier *et al.*, 1998a; Goutier *et al.*, 2003; Davis *et al.*, 2005). De nouvelles datations des complexes de Gayot et de Laforge révèlent des ensembles volcaniques plus anciens (2880 ± 2 Ma et 2873 ± 10 Ma, David *et al.*, 2009; $2840,7 \pm 0,9$ Ma, secteur du réservoir Laforge 1, cette étude). Un nouvel échantillon a été prélevé sur un affleurement de tuf felsique et de lave rhyolitique situé à 3 km à l'est du Poste Le Moyne (figure 2b). Il s'agit du prolongement vers l'est de l'unité de tufs felsiques (unité Agy2) du Groupe de Guyer reconnue par Goutier *et al.* (2002). Le niveau échantillonné représente une coulée de rhyolite massive à l'intérieur de l'unité de tufs. La roche est finement grenue, à phénocristaux de quartz (10 %), blanchâtre en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche. Elle montre une cassure conchoïdale et des joints colonnaires.

Géochronologie

L'échantillon de rhyolite contenait peu de zircons, de petite taille et de qualité passable. On trouve un pourcentage élevé de grains xénomorphes très émoussés (portion NE de la photo d de l'annexe 2). Un examen plus poussé a cependant permis d'identifier une population de zircons brunâtres caractérisés par une portion prismatique allongée. Ces cristaux sont interprétés comme étant les plus susceptibles de représenter l'âge de mise en place. Il est intéressant de mentionner la présence d'un pourcentage non négligeable de cristaux de rutile dans le concentré de minéraux lourds.

Cinq analyses ont été effectuées à partir de fragments ou de terminaisons de prismes présentant des microfractures. Une analyse de terminaison a donné l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le plus jeune de $2696,3 \pm 1,6$ Ma, un résultat très discordant (12,1 %). Les analyses de trois fragments et d'une terminaison ont livré des résultats plus homogènes avec des rapports Th/U compris entre 0,355 et 0,408 et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre $2770,9 \pm 1,4$ Ma et $2797,8 \pm 1,7$ Ma (tableau 2). Ces résultats, quoique moins discordants que la première analyse et malgré une période d'abrasion importante, présentent toujours un pourcentage de discordance élevé (1,4 % à 4,7 %). Les cinq analyses se distribuent le long d'une même droite et le calcul de régression prenant en considération l'ensemble de ces résultats a permis d'obtenir une intersection supérieure correspondant à un âge de $2806,1 \pm 2,3$ Ma (figure 6d). Ce dernier est interprété comme la meilleure estimation pour l'âge du volcanisme.

Interprétation

L'âge de cristallisation de cette rhyolite, estimé à $2806,1 \pm 2,3$ Ma, vient confirmer que les unités volcaniques du Groupe de Guyer (2806 – 2820 Ma) sont beaucoup plus vieilles que celles du Groupe de Yasinski (2751-2732 Ma, Goutier *et al.*, 1998). Les nouvelles datations mettent en évidence la présence d'au moins trois épisodes volcaniques dans la partie nord de la Sous-province de La Grande (Gayot, 2880-2873 Ma; Laforge-Guyer, 2840-2806 Ma; Yasinski,

2751-2732 Ma).

2009-DB-1054 : Conglomérat polygénique, formation de Brune, feuillet SNRC 33G07

Géologie

Une nouvelle unité sédimentaire informelle, la formation de Brune (Abne), a été introduite par Bandyayera *et al.* (2011) pour désigner une lentille hectométrique (200 m à 400 m d'épaisseur) de conglomérat localisée au sein du Groupe de Guyer, dans la région du lac Brune (figure 2). Le contact de ce conglomérat avec les basaltes du Guyer n'est pas exposé, mais on l'interprète comme un contact de faille.

La formation de Brune est formée de bancs décimétriques à métriques de conglomérat polygénique à fragments flottants ou jointifs. Les fragments sont généralement mal triés, arrondis ou subarrondis, localement anguleux, et se composent de 70 % de granitoïdes (tonalite, granodiorite, granite, aplite), 20 à 30 % d'amphibolite, 1 à 5 % de gabbro ou de diorite et 1 à 2 % de chert ou de quartz blanc laiteux. La taille des fragments varie de quelques centimètres jusqu'à 30 cm de diamètre. Les fragments de granitoïdes sont fortement étirés suivant le pendage de la foliation. Les clastes mafiques sont souvent en relief négatif, fortement foliés et tendent à se confondre avec la matrice schisteuse.

L'association des conglomérats de la formation de Brune avec les roches volcaniques du Groupe de Guyer (2806 -2820 Ma) pourrait indiquer que ces roches correspondent à un épisode de sédimentation plus ancien que celui des autres unités sédimentaires reconnues actuellement dans la ceinture de La Grande (Formation d'Ekomiak, <2747 Ma et >2712 Ma, Davis *et al.*, 2005, Goutier *et al.*, 2002, Goutier *et al.*, 2003). Cette datation a donc pour but de déterminer l'âge de déposition des roches sédimentaires de la formation de Brune afin de préciser ses relations avec les autres unités du La Grande.

L'échantillon de conglomérat a été prélevé sur un affleurement situé au NW du feuillet 33G07, à 500 m au sud de la rivière De Pontois et à 200 m au nord d'une ligne de transport hydro-électrique (figure 2b).

Géochronologie

L'échantillon de conglomérat polygénique a permis de récupérer des zircons en abondance. On trouve des cristaux prismatiques brunâtres à incolores présentant des caractéristiques morphologiques très variables (photo e de l'annexe 2). Outre les prismes, on remarque une abondance de zircons xénomorphes incolores qui se distinguent par la présence de faces cristallines plus ou moins complexes, ainsi que par des évidences de résorption et de dissolution.

Près de soixante analyses ont été produites par la technique d'ablation laser afin de représenter de façon systématique les différentes variations morphologiques des zircons. La

distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est présentée à la figure 8a sur un diagramme combiné des probabilités et des fréquences (Sircombe, 2004). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ont une distribution relativement restreinte, dans une fourchette d'au plus 100 Ma, et varient entre 2788 Ma et 2905 Ma avec des précisions presque identiques d'environ ± 5 Ma (tableau 3). Le traitement statistique des résultats a fait ressortir cinq modes, soit : 2788 ± 10 Ma, 2822 ± 5 Ma, 2841 ± 3 Ma, 2853 ± 4 Ma et 2891 ± 2 Ma. Ce dernier mode représente près de 85 % des analyses avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 2881 Ma et 2905 Ma. Les données ont été traitées en utilisant l'algorithme de modélisation basé sur l'inférence bayésienne proposé par Sambridge et Compston (1994). Plusieurs tests ont été effectués en faisant varier les paramètres de modélisation, ce qui a finalement permis d'établir l'existence de deux populations d'âges distincts à 2888 ± 1 Ma et 2898 ± 2 Ma qui représentent les sources principales des matériaux sédimentaires.

Plusieurs critères peuvent être utilisés pour inférer l'âge maximal de sédimentation à partir de l'âge des zircons détritiques les plus jeunes (Dickinson et Gehrels, 2009). L'âge le plus jeune (2788 ± 10 Ma, tableau 3) obtenu pour cet échantillon est basé sur un seul résultat dont l'erreur est élevée, avec une discordance importante (1,8 %) et qui provient d'une analyse effectuée sur un zircon passablement fracturé. Ces critères font en sorte que cette estimation est jugée peu fiable. L'âge de 2822 ± 5 Ma est plus fiable, mais il est également basé sur un seul résultat, ce qui nous a incité à rejeter cet âge. Nous avons finalement retenu l'interprétation la plus conservatrice basée sur trois analyses qui indique que l'âge maximal de sédimentation est de 2841 ± 3 Ma.

Interprétation

L'âge maximal de sédimentation de la formation de Brune, estimé de manière conservatrice à 2841 ± 3 Ma, diffère nettement des âges maximaux beaucoup plus jeunes obtenus jusqu'à maintenant pour les séquences sédimentaires de la ceinture de La Grande (Formation d'Ekomiak, <2747 Ma, >2712 Ma, Davis *et al.*, 2005, Goutier *et al.*, 2002, Goutier *et al.*, 2003; <2702 Ma, Formation de Marbot, cette étude). Les âges rencontrés jusqu'ici dans le Groupe de Guyer (2820-2806 Ma) sont peu représentés dans ce conglomérat. Ainsi, un seul zircon montrant un âge de 2822 ± 5 Ma a été observé, lequel correspond peut-être au début de la mise en place du Guyer. Les âges de 2888 ± 1 Ma et 2898 ± 2 Ma proviennent probablement de l'érosion du socle tonalitique (Complexe de Langelier et Pluton de Poste Le Moyne) sur lequel repose le Groupe de Guyer. Un seul zircon de qualité médiocre a donné un âge peu précis de 2788 ± 10 Ma, lequel a déjà été observé dans l'unité de tonalite foliée à biotite du Complexe de Langelier (Algl3; Goutier *et al.*, 2002).

Ces nouvelles données géochronologiques montrent que la Sous-province de La Grande a probablement connu plusieurs épisodes distincts de sédimentation. Elles témoignent bien de notre connaissance limitée du schéma stratigraphique de ce territoire et de la nécessité de poursuivre les travaux de géochronologie.

2009-PB-4024 : Grès, Formation de Marbot, feuillet SNRC 33G07

Géologie

La Formation de Marbot est une nouvelle unité introduite par Bandyayera *et al.* (2011) pour décrire une séquence de roches sédimentaires (1 à 5 km de largeur et 33 km d'extension) localisée dans la zone transitionnelle entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (Complexe de Laguiche) dans le feuillet 33G07, au sud du lac Marbot (figure 2b). La Formation de Marbot comprend trois unités (Bandyayera *et al.*, 2011) : 1) le wacke feldspathique (Amab1), 2) le conglomérat polygénique (Amab2) et 3) une formation de fer rubanée (Amab3). Cette dernière unité forme un niveau bien exprimé sur les cartes aéromagnétiques et peut être suivie d'est en ouest sur une dizaine de kilomètres. Au sud, elle est en contact avec le conglomérat et le wacke feldspathique, tandis qu'au nord, elle est séparée des basaltes du Groupe de Guyer par une zone de cisaillement orientée E-W. La Formation de Marbot est séparée des paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche au sud par une zone de déformation régionale.

Un échantillon a été prélevé dans un niveau de wacke interstratifié avec une formation de fer rubanée de l'unité Amab3. L'affleurement échantillonné est localisé à un kilomètre au sud du lac Marbot (figure 2b), dans une tranchée qui expose l'indice aurifère Eade-6 (Bandyayera *et al.*, 2011). Il s'agit d'un wacke à grenat (10 %), riche en biotite (25 %), caractérisé par la présence de laminations parallèles bien préservées. Le granoclassement est masqué par la recristallisation métamorphique. La formation de fer rubanée associée (Amab3) est au faciès des oxydes ± sulfures (pyrite et arsénopyrite) et présente des alternances de bandes ou de lamines de magnétite massive avec des rubans de wacke ou de lamines de chert d'épaisseur millimétrique à centimétrique.

Cette datation visait à préciser la chronologie de mise en place de la formation de fer par rapport aux autres unités volcano-sédimentaires du secteur et de vérifier si celle-ci pouvait être rattachée à un système volcanogène associé à l'épisode volcanique du Groupe de Guyer ou à un épisode hydrothermal distinct.

Géochronologie

Cet échantillon de grès contenait peu de zircons. Une proportion importante de ceux-ci est constituée de fragments et de cristaux xénomorphes de petites dimensions (<120 µm). On retrouve également des prismes courts brun foncé à brun pâle, quelques cristaux brunâtres équidimensionnels et des cristaux xénomorphes émoussés (photo f de l'annexe 2). À peine une soixantaine de grains de qualité suffisante ont pu être sélectionnés pour réaliser le montage.

La distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par l'analyse par ablation laser est présentée sur un diagramme combiné des probabilités et des fréquences (figure 8b). Les âges

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus varient entre 2669 Ma et 2840 Ma, avec des précisions presque identiques d'environ ± 6 Ma (tableau 3). Le traitement statistique des résultats a permis de reconnaître sept modes, soit : 2673 ± 4 Ma, 2712 ± 2 Ma, 2757 ± 6 Ma, 2778 ± 7 Ma, 2815 ± 4 Ma, 2827 ± 4 Ma et 2839 ± 5 Ma, avec un mode principal à 2712 ± 2 Ma. Ce dernier regroupe 66 % (n=38) des résultats. Conséquemment, nous avons procédé à un traitement supplémentaire des données associées au maximum à 2712 ± 2 Ma de façon indépendante en utilisant l'algorithme de modélisation de mélange de Sambridge et Compston (1994) afin d'identifier plus précisément les populations d'âges. Ce dernier traitement statistique a permis de mettre en évidence les âges suivants : 2702 ± 2 Ma, 2715 ± 2 Ma et 2729 ± 4 Ma. Les populations d'âges associées à ces modes représentent l'âge des terrains sources qui ont fourni les matériaux à l'origine du grès. La meilleure interprétation de l'âge maximal de sédimentation de cet échantillon est 2702 ± 2 Ma, un mode qui représente 32 % des résultats analytiques. Le mode le plus jeune de 2673 ± 4 Ma correspond à des résultats discordants provenant de l'analyse de cristaux incolores très arrondis sans doute affectés par le métamorphisme et une perte en plomb récente.

Interprétation

L'âge maximal de sédimentation du wacke et de l'unité de formation de fer de la Formation de Marbot est estimé à 2702 ± 2 Ma. Les données géochronologiques ne permettent pas de corréler cette unité à la Formation d'Ekomiak (<2747 Ma, >2712 Ma, Davis *et al.*, 2005, Goutier *et al.*, 2002, Goutier *et al.*, 2003), exposée plus à l'ouest, avec laquelle elle partage certaines caractéristiques lithologiques. Cette datation suggère également que les roches sédimentaires des formations de Marbot et de Brune (2841 ± 3 Ma, cette étude) ne sont probablement pas contemporaines puisqu'elles proviennent de sources d'âges très différents.

Il est toutefois intéressant de faire des rapprochements entre l'âge de la Formation de Marbot et celui obtenu par Davis *et al.* (2005) dans un contexte analogue plus à l'ouest, au nord du contact avec le Complexe de Laguiche. Dans le secteur de la Grille KM-85 de la propriété La Grande Sud (feuillet SNRC 33F09), un tuf dacitique associé à une formation de fer, des wackes feldspathiques et des mudrocks a donné un âge minimal de $2718 \pm 2,3$ Ma pour un nombre limité d'analyses effectuées par ID-TIMS. Plus au sud, dans le secteur de la rivière Eastmain, la Formation de Low, composée de conglomérats et de wackes, occupe une position comparable à celle de la Formation de Marbot entre les unités volcaniques de la Formation de Kasak et les paragneiss du Laguiche (Bandyayera et Fliszàr, 2007). La datation d'un grès de la Formation de Low par David *et al.* (2011) a donné un âge maximal de 2717 ± 17 Ma. Ravenelle *et al.* (2010) ont également daté un conglomérat et un wacke de la Formation de Low et ont obtenu des âges maximaux de 2702 ± 3 Ma et 2675 ± 6 Ma respectivement. Les paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche présentent des âges

de déposition du même ordre (<2728 Ma, David *et al.*, 2011; 2721-2671 Ma, Wodicka *et al.*, 2009).

Les autres populations d'âges reconnues dans le wacke de la Formation de Marbot (2715 ±2 Ma et 2729 ±4 Ma) correspondent à la mise en place de certaines intrusions synvolcaniques du La Grande (par ex. Pluton d'Amisach Wat, 2716 ±3 Ma Goutier *et al.*, 1998) et les roches volcaniques du Groupe de Yasinski (2732 ±8/-6 Ma Goutier *et al.*, 1998) respectivement.

Province de Churchill, secteur du lac Bonaventure

Dans le cadre du projet Schefferville-Est de cartographie géologique au 1/50 000, trois échantillons ont été prélevés pour dater des roches de la partie sud-est de la Province géologique de Churchill, dans le secteur du lac Bonaventure (Hammouche *et al.*, 2011; figure 3). Ces roches appartiennent : 1) au socle archéen de la Zone de Rachel-Laporte de l'Orogène du Nouveau-Québec, 2) au socle archéen du Domaine de McKenzie River de la Zone noyau, et 3) au Batholite de De Pas d'âge paléoproterozoïque, l'unité dominante de la région (figure 4).

2009-JG-1108 : Opdalite mylonitisée, Suite charnockitique du Batholite de De Pas, feuillelet SNRC 23114

Géologie

Un échantillon du Batholite de De Pas a été prélevé près de sa bordure occidentale, dans la Suite charnockitique. Contrairement aux roches de la partie centrale du batholite qui sont peu ou pas déformées, celles situées près de la bordure ouest sont très foliées à mylonitisées et ont un aspect gneissique. Ceci complique leur différenciation avec l'encaissant gneissique archéen (Gneiss de Knox; figure 4) à l'ouest. James *et al.* (1996) interprètent cette bande comme des orthogneiss (unité 3, figure 3 de James *et al.*, 1996). La datation de cet échantillon a pour objectif de vérifier l'affiliation de cette unité de roches déformées et de mieux préciser la limite ouest du Batholite de De Pas.

L'unité échantillonnée est composée principalement de roches intrusives felsiques à orthopyroxène (Hammouche *et al.*, 2011). Il s'agit surtout d'opdalite et d'enderbite associées à une faible proportion de charnockite. Les roches felsiques, de couleur brun cassonade, sont parfois porphyriques à phénocristaux de feldspath potassique. Leur composition minéralogique est assez uniforme. On observe toujours de la biotite, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et une amphibole verte, en quantités toutefois variables. L'échantillon prélevé pour cette datation est une opdalite à biotite, hypersthène, clinopyroxène et magnétite, avec une forte foliation et un rubanement matérialisé par les cristaux de quartz.

Géochronologie

L'échantillon d'opdalite mylonitisée a permis de récupérer des zircons de grande taille. Ils ont l'aspect de prismes trapus à section carrée ou rectangulaire. Les cristaux sont idiomorphes et incolores, mais présentent un émoussée caractéristique (photo g de l'annexe 2). Les indications suggérant l'existence de plusieurs événements de cristallisation, communs dans les terrains polymétamorphiques, ne sont pas évidents. La presque totalité des zircons montre une fracturation caractéristique associée à des noyaux présentant des concentrations en uranium élevées.

Les analyses de quatre terminaisons de prismes ont donné des résultats peu discordants ($\leq 0,7\%$) et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similaires qui varient entre 1823,2 ±3,5 Ma et 1834,5 ±2,0 Ma (tableau 2). Ces résultats sont colinéaires, ce qui permet de calculer une droite de régression et d'obtenir un âge de 1837,3 ±4,5 Ma (MSWD de 0,21 et probabilité de coïncidence de 0,91) basé sur l'intersection supérieure de la droite avec la courbe concordia (figure 7a). Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place de l'opdalite.

Interprétation

L'âge de 1837,3 ±4,5 Ma confirme l'appartenance de cette bande de roches à structure mylonitique et gneissique au Batholite de De Pas et non à l'unité archéenne des Gneiss de Knox plus à l'ouest. Cet âge est similaire aux âges de 1831 ±5 Ma de James *et al.* (1996) et de 1836 ±10 Ma de James et Dunning (2000) qu'ils associent au magmatisme du Batholite de De Pas.

2009-CL-3269 : Gneiss tonalitique, Gneiss de Griffis, feuillelet SNRC 23P03

Géologie

Le Gneiss de Griffis est une nouvelle unité qui a été définie à la suite des travaux de cartographie géologique d'Hammouche *et al.* (2011). Il forme un bloc orienté N-S s'étendant sur une longueur de 120 km, bien au-delà des limites du feuillelet 23P03, en contact avec les roches sédimentaires et volcaniques de la Zone de Rachel-Laporte (figure 4).

Un échantillon de gneiss tonalitique à biotite a été prélevé pour dater cette unité qui est peu exposée. Il provient d'un affleurement situé à 3,1 km au sud du lac Vreisnic (figure 4).

Le gneiss tonalitique est beige à grisâtre, équigranulaire, à grain fin à moyen et montre une microstructure granoblastique, ainsi qu'un rubanement millimétrique matérialisé par la biotite. Il contient de la biotite (5 % et plus), ainsi qu'un peu de feldspath potassique (2-3 %) et de muscovite. Des niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolite vert foncé, à grain fin ou moyen, sont intercalés avec le gneiss.

Géochronologie

Les zircons récupérés du traitement de cet échantillon montrent trois populations typologiques. Les zircons les plus abondants sont constitués de cristaux prismatiques brunâtres à incolores avec une section rectangulaire (photo h de l'annexe 2). Les terminaisons sont courtes et relativement simples. La majorité des cristaux présentent des microfractures. L'examen attentif des zircons de cette population permet de distinguer la présence de noyaux. Un deuxième regroupement, un peu plus hétérogène du point de vue des caractéristiques typologiques, est constitué de prismes incolores de forme plus allongée. La partie prismatique des cristaux présente des sections variant de carrées à hexagonales, alors que les terminaisons possèdent des agencements de faces cristallines variés. Finalement, on distingue une population de zircons xénomorphes incolores et limpides ayant des faces cristallines à distribution quelconque (photo i de l'annexe 2). Ces cristaux sont interprétés comme plus anciens et possiblement affectés par le métamorphisme.

Les résultats analytiques de sept fragments de prismes montrent passablement de dispersion, un problème caractéristique des zircons provenant de lithologies issues de terrains polymétamorphiques qui ont été touchés par plusieurs épisodes de dissolution-cristallisation à l'état solide (Möller *et al.*, 2002). Les âges obtenus se répartissent en deux groupes distincts à environ 2630 Ma et 2785 Ma. Les résultats de trois analyses ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2621,6 \pm 5,5$ Ma, $2633,7 \pm 2,0$ Ma et $2639,3 \pm 2,5$ Ma (tableau 2). Ces trois résultats sont semblables, mais ne se recoupent pas. Ils sont incontestablement associés à un même événement de cristallisation. La meilleure interprétation de l'âge de cet événement est basée sur le résultat le plus concordant (0,5 % de discordance) à $2633,7 \pm 2,0$ Ma (tableau 2). Ce résultat est retenu de préférence à l'âge de 2636 ± 35 Ma représentant l'intersection supérieure d'une droite de référence obtenue en utilisant le calcul de régression (figure 7b). Les résultats de quatre autres analyses ont livré des âges plus anciens d'environ 150 Ma. Trois d'entre eux sont similaires et peuvent être régressés en utilisant l'algorithme de régression linéaire proposé par Davis (1982). Un âge de $2789 +17/-5$ Ma a été obtenu pour l'intersection supérieure de la droite (figure 7b). Cette lithologie est sûrement d'âge archéen. L'âge le plus ancien ($2789 +17/-5$ Ma) pourrait être interprété comme l'âge du protolite, alors que l'âge le plus jeune ($2633,7 \pm 2,0$ Ma) correspondrait à un âge de remobilisation ou de métamorphisme.

Interprétation

L'âge archéen de $2789 +17/-5$ Ma obtenu pour le gneiss tonalitique assigné au Gneiss de Griffis correspond à celui de plusieurs unités de tonalite de la Province du Supérieur. Il est également similaire à l'âge obtenu pour un gneiss tonalitique appartenant au Gneiss de Flat Point et provenant du Labrador, à 106 km au sud de la région

(2776 ± 7 Ma, James *et al.*, 1996). L'âge de remobilisation ou de métamorphisme à $2633,7 \pm 2$ Ma est comparable aux âges métamorphiques obtenus dans les roches de la Sous-province d'Ashuanipi (2641 à 2632 Ma, Parent, 1998; Percival *et al.*, 1992; Wodicka *et al.*, 2009) qui forment une partie du socle archéen à l'ouest de l'Orogène du Nouveau-Québec. Cet âge indique donc que le Gneiss de Griffis n'aurait pas été affecté, comme l'a été le Gneiss de Flat Point, par le métamorphisme relié à l'Orogenèse hudsonnienne (voir section suivante).

Les observations de terrain indiquent que le Gneiss de Griffis représente le socle sur lequel se sont déposées les roches du 2e cycle de l'Orogène du Nouveau-Québec. Ce bloc aurait été séparé de la Province du Supérieur lors de la période d'extension continentale (« rifting ») marquant le début de la formation de la Fosse du Labrador.

2009-JG-1026 : Gneiss granitique à hornblende et clinopyroxène, Gneiss de Flat Point, feuillet SNRC 23P03

Géologie

Le Domaine de McKenzie River forme la partie occidentale de la Zone noyau, immédiatement à l'est de l'Orogène du Nouveau-Québec (figure 4). Il est composé de gneiss tonalitique à granitique, de zones de mylonite et d'intrusions de tonalite, avec localement des bandes de paragneiss et d'amphibolite. Le Domaine de McKenzie River est décrit par James *et al.* (1996) comme un terrane d'orthogneiss archéen. Au Québec, ce domaine lithotectonique est reconnu dans la partie centrale des feuillets 23P03 et 23I14 et comprend principalement des gneiss assimilés au Gneiss de Flat Point. Le nom de « Flat Point gneiss » a été introduit au Labrador par James *et al.* (1996) pour décrire un assemblage de gneiss dioritique, de gneiss tonalitique de haut faciès métamorphique et de dykes mafiques. Les gneiss tonalitiques ont été datés à 2776 ± 7 Ma (James *et al.*, 1996).

La datation de cet échantillon avait pour objectif de déterminer si cette unité gneissique représentait l'équivalent du Gneiss de Flat Point définis plus au sud au Labrador et dont elle constitue le prolongement géographique. La continuité de cette unité au Québec est également visible sur les cartes aéromagnétiques.

L'échantillon recueilli au cours de l'été 2009 (2009-JG-1026; figure 4) est un gneiss de composition granitique à hornblende et clinopyroxène, gris clair, avec une teinte rosâtre en surface altérée. La roche est granoblastique et présente une granulométrie hétérogène, fine à grossière.

Géochronologie

Une quantité importante de zircons a été récupérée de cet échantillon. Par contre, il s'agit d'un ensemble morphologiquement hétérogène constitué de cristaux subidiomorphes et de fragments (photos j et k de l'annexe 2). On remarque une proportion importante de xénocristaux incolores

présentant des évidences de dissolution prononcée, des textures framboïdales et des cristaux composites montrant des surcroissances brunâtres ou incolores de quelques dizaines de micromètres (photo 1 de l'annexe 2). Une vingtaine de prismes allongés subidiomorphes, incolores et caractérisés par la présence d'abondantes microfractures ont été sélectionnés pour l'analyse, de même qu'une vingtaine de terminaisons ou de petits cristaux brun foncé.

Les analyses obtenues pour trois terminaisons de zircons bruns sont identiques et montrent des concentrations élevées en uranium (>843 ppm) et des rapports Th/U faibles (0,05). Les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ d'environ 1804 Ma (tableau 2) pour lesquels il est possible de faire un calcul de régression linéaire. L'intersection supérieure de la discordia correspond à un âge de $1805,3 \pm 1,9/-1,4$ Ma (figure 7d). On associe cet âge au métamorphisme tardif très répandu dans les terrains de l'Orogène hudsonienne.

Quatre fragments de prismes incolores ont été analysés après avoir été longuement abrasés durant plus de 48 heures. Un premier résultat a donné un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ relativement jeune de $1814,7 \pm 2,3$ Ma et un rapport Th/U de 0,040 (tableau 2). Il est évident que, même si cette analyse ne se situe pas sur la droite discordia déterminée précédemment, l'âge obtenu correspond au même épisode métamorphique. Les trois analyses suivantes ont livré des résultats discordants ($\geq 1,6\%$) et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2591,1 \pm 1,4$ Ma, $2644,6 \pm 1,7$ Ma et $2665,2 \pm 1,5$ Ma (tableau 2). Les deux derniers résultats montrent suffisamment de cohérence pour être utilisés dans l'estimation de l'âge de mise en place du protolite granitique. Une droite de référence a été calculée pour obtenir une intersection supérieure représentant un âge de 2684 ± 8 Ma (figure 7c).

Interprétation

L'âge de 2684 ± 8 Ma obtenu pour le gneiss granitique de la région de Bonaventure est près de 90 Ma plus jeune que celui obtenu pour un gneiss tonalitique assigné au Gneiss de Flat Point, au Labrador (2776 ± 7 Ma, James *et al.*, 1996). Ces résultats démontrent que le Domaine de McKenzie River renferme plusieurs unités archéennes d'âges et de compositions différents. Régionalement, l'âge obtenu pour les gneiss tonalitiques pourrait correspondre à un magmatisme tonalitique très répandu entre 2770 et 2790 Ma dans le Terrane de la rivière Arnaud, de la Sous-province de Minto, plus au nord (Simard, 2008). Dans le cas du gneiss granitique, l'âge plus récent de 2684 Ma est largement représenté par les nombreuses unités de granite rencontrées dans la Province du Supérieur (2700 à 2668 Ma, Simard, 2008), juste à l'ouest de la région (figure 3).

Le deuxième âge obtenu ($1805,3 \pm 1,9/-1,4$ Ma) est associé à la migmatitisation des roches durant l'Orogenèse hudsonienne, au Paléoproterozoïque. Cet âge est identique à celui obtenu à partir d'un échantillon de mobilisat leucocrate issu d'un paragneiss migmatitisé (échantillon MR2,

1805 ± 3 Ma; James et Dunning, 2000) présent dans les roches du Domaine de McKenzie River, à 123 km plus au sud. Cette migmatitisation reflète un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites et a affectée l'ensemble du Domaine de McKenzie River (James et Dunning, 2000; Hammouche *et al.*, 2011).

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Preissac

2009-PP-0025 : Rhyolite à phénocristaux de plagioclase, Formation de Deguisier, Groupe de Kinojévis, feuillet SNRC 32D08

Géologie

De 2006 à 2009, le MRNF a entrepris un important programme de révision de la géologie des parties occidentale du Groupe de Malartic (2714 ± 2 Ma), orientale du Groupe de Kinojévis (2721-2716 Ma) et méridionale du Groupe de Figuery Inférieur (2725-2720 Ma) à l'échelle de 1/20 000 (Pilote *et al.*, 2009a et 2009b). Ces travaux ont pour buts d'examiner les corrélations régionales entre ces diverses unités, de mettre en relief leur potentiel minéral et, à une échelle plus vaste, d'établir des analogies possibles entre ces unités et les lithologies constituant l'Assemblage Kidd-Munro (2719-2711 Ma) en Ontario, hôtes du gisement de Kidd Creek (Zn-Cu-Ag-Au) de type SMV.

Le Groupe de Kinojévis comprend les formations de Deguisier et de Lanaudière. La Formation de Deguisier est formée de basalte, de volumineux filons-couches de gabbro, de volcanoclastites et de laves felsiques. La Formation de Lanaudière contient typiquement des laves komatiitiques et basaltiques accompagnées de plusieurs niveaux de volcanites felsiques tholéitiques. Le Deguisier a donné des âges de $2719,4 \pm 1$ Ma et de $2718,1 \pm 1,3$ Ma, alors que le Lanaudière a livré des âges de $2718,7 \pm 0,7$ Ma et de $2716,2 \pm 0,8$ Ma (Pilote *et al.*, 2009a et 2009b). Ces deux formations sont séparées l'une de l'autre par la Faille d'Aiguebelle dans la partie sud du Kinojévis, alors que le Lanaudière repose en concordance sur le Deguisier dans sa partie centrale (Goutier, 1997).

Le site échantillonné est situé dans le quart nord-est du feuillet 32D08, dans l'extension est de la Formation de Deguisier (Pilote *et al.*, 2009a). Il est localisé à environ 10 km au sud d'Amos, approximativement 200 m à l'est de la route 111 (figure 5), au cœur d'un niveau de volcanites felsiques de plus de 500 m d'épaisseur. Il s'agit d'une rhyolite à petits phénocristaux de feldspath, modérément à fortement déformée, avec une schistosité régionale ENE très bien développée à pendage subvertical à abrupt vers le nord. L'affleurement se situe pratiquement à cheval sur la Faille de Lyndhurst et la roche est transformée par endroits en un schiste à séricite-chlorite-carbonate.

Géochronologie

Le traitement de cette rhyolite a permis de récupérer de nombreux cristaux de petite taille. Les zircons incolores sont idiomorphes et constituent une population morphologique homogène. Il s'agit de cristaux très simples ayant la forme de prismes courts à section rectangulaire et à terminaisons pyramidales (photo m de l'annexe 2). Ils contiennent de nombreuses inclusions incolores et de fines aiguilles formées peut-être de rutile.

Six analyses ont permis de calculer des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques aux erreurs près et qui se regroupent entre $2717,2 \pm 4,8$ Ma et $2721,4 \pm 2,1$ Ma (tableau 2). Les zircons se caractérisent par des concentrations en uranium relativement faibles et des rapports Th/U très constants autour de 0,65. Quatre résultats sont pratiquement concordants, alors que les résultats de deux analyses discordantes se distribuent sur une même droite. Un calcul de régression (MSWD de 0,97 et probabilité de coïncidence de 0,42) indique une intersection supérieure à $2720,7 \pm 1,2$ Ma (figure 9a), interprétée comme l'âge du volcanisme.

Interprétation

L'âge obtenu de $2720,7 \pm 1,2$ Ma pour cette rhyolite permet d'assigner cette unité de volcanites felsiques à la base de la Formation de Deguisier. L'unité avait déjà livré des âges de $2718,1 \pm 1,3$ Ma et de $2719,4 \pm 1$ Ma (Pilote *et al.*, 2009a). Ces données, ainsi que l'association spatiale et temporelle étroite entre les laves ultramafiques et rhyolitiques, permettent d'établir des corrélations entre cette formation et la partie inférieure de l'Assemblage Kidd-Munro (2719-2711 Ma) reconnu en Ontario.

La Formation de Deguisier, sur la base des levés aéromagnétiques, semble se poursuivre sans interruption vers l'est du secteur de Preissac, où elle pourrait être corrélée avec certaines parties des séquences stratigraphiques auparavant assignées au Groupe de Figuery Inférieur, soit celles situées dans le coin sud-ouest de la carte 32C12-0200-0101 par Labbé (1999) et celles situées dans le coin nord-ouest de la carte 32C05-0200-0201 par Imreh (1991).

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Matagami

2009-PR-9222 : Rhyolite fragmentaire sphérolitique, Groupe du Lac Watson, feuillet SNRC 32F12

Géologie

Cet échantillon de rhyolite sphérolitique et fragmentaire provient d'un niveau peu affleurant et apparemment discontinu de roches volcaniques felsiques qui longe la bordure sud des plutons de McIvor et de Cavelier, dans le secteur ouest du camp de Matagami. Poitras (2005) a proposé que ce niveau pourrait représenter l'équivalent du Groupe du

Lac Watson, l'unité encaissante des principaux gîtes de sulfures massifs de la région. Il souligne en particulier que ces roches présentent des rapports Zr/Y comparables à ceux des rhyolites du Lac Watson à Matagami et que leurs teneurs élevées en Zr sont comparables. Les roches du Lac Watson sont surmontées par les volcanites basaltiques du Groupe de Wabasse. Dans le secteur ouest du camp de Matagami, cette dernière unité est essentiellement représentée par les Volcanites de la Rivière Allard.

L'échantillon 2009-PR-9222 (figure 5) provient du sondage 1288-05-14 exécuté par SOQUEM en 2005 (Poitras, 2005). Le forage est situé à la bordure sud-est du Pluton de Cavelier. L'intervalle échantillonné est compris entre les cotes 236,7 et 244,5 m. Il consiste en une rhyolite tholéiitique à phénocristaux de quartz, altérée en chlorite et en séricite, et caractérisée par des structures d'écoulement laminaire et de nombreux sphérolites.

Cette datation a donc comme but de confirmer la corrélation entre ce niveau de rhyolite sphérolitique et les roches du Groupe du Lac Watson, sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée.

Géochronologie

Cet échantillon a fourni une petite quantité de zircons. Ceux-ci forment de petits cristaux idiomorphes formés de prismes courts brunâtres montrant des terminaisons pyramidales très simples (photo n de l'annexe 2). On trouve aussi des zircons xénomorphes complètement émoussés de couleur identique à celle des prismes. Comme cet échantillon provient d'une zone extrêmement altérée (certaines portions contenaient plus de 50 % de séricite), il faut considérer la possibilité que les grains émoussés fassent partie de la même population que les cristaux prismatiques.

Cinq analyses ont été effectuées à partir de cristaux uniques, soit trois prismes et deux fragments de cristaux émoussés. Les prismes ont livré des résultats analytiques identiques et pratiquement concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui se distribuent entre $2724,5 \pm 1,9$ Ma et $2725,6 \pm 2,1$ Ma (tableau 2). Ces résultats permettent d'établir un âge de mise en place pour la rhyolite à $2725,1 \pm 1,2$ Ma (figure 9b). Les résultats obtenus pour les cristaux émoussés sont inversement discordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus jeunes. Le calcul de régression linéaire effectué à partir de l'ensemble des analyses donne un âge de $2724,5 \pm 1,0$ Ma. Cependant, les indicateurs statistiques démontrent que ce résultat n'est pas valable.

Interprétation

L'âge de $2725,1 \pm 1,2$ Ma obtenu pour l'échantillon 2009-PR-9222 est comparable à celui de $2724,5 \pm 1,8$ Ma obtenu par Mortensen (1993a) pour les roches du Groupe du Lac Watson à proximité de la mine Matagami Lake, sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée. Les caractéristiques géochimiques de notre échantillon sont également comparables à celles du Groupe de Lac Watson.

La présence des rhyolites du Lac Watson dans le secteur ouest du camp de Matagami, au sud des plutons de McIvor et de Cavelier, pourrait s'expliquer par le plissement associé au Synclinal du Dôme (Rhéaume, 2010). Ces rhyolites similaires du point de vue géochimique et géochronologique, se distinguent toutefois par des différences significatives du point de vue des faciès volcaniques observés. L'unité de rhyolite échantillonnée pour cette datation est mince, discontinue et contient une proportion relativement importante de faciès fragmentaires. Les roches typiques du Lac Watson, sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée, sont constituées d'épaisses séquences où alternent des faciès massifs et à lobes généralement dépourvus de brèches. Ces différences de faciès pourraient s'expliquer par une mise en place dans un environnement volcanique plus distal dans le secteur ouest du camp de Matagami, tandis que les roches du flanc sud de l'Anticlinal de Galinée viendraient d'un environnement plus proximal.

2009-PR-9050 : Tonalite, Pluton de McIvor, feuillet SNRC 32F12

Géologie

Le Pluton de McIvor se compose principalement de tonalite massive, blanche, rose ou grise, à grain moyen. Il contient également des diorites, particulièrement à sa bordure. Le contact du pluton avec son encaissant est constitué d'une brèche d'intrusion à fragments non jointifs de basalte, de diorite et, quelquefois, de rhyolite.

L'échantillon 2009-PR-9050 (figure 5) provient de la phase tonalitique du Pluton de McIvor en contact avec l'unité Avv2 (basaltes vésiculaires) localisé près de la partie basale des Volcanites de la Rivière Allard (Rhéaume, 2010). Il s'agit d'une tonalite blanche, massive, à grain moyen et non foliée.

Cette datation vise à déterminer la chronologie de mise en place de l'intrusion (synvolcanique ou syntectonique) et d'estimer l'âge minimal de la partie basale des Volcanites de la Rivière Allard.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon de tonalite a permis de récupérer des fragments de zircon en abondance. Ceux-ci sont incolores et limpides et proviennent de prismes aux terminaisons pyramidales très simples et parfois asymétriques (photo 0 de l'annexe 2). Les prismes sont très fracturés et peuvent contenir d'abondantes inclusions. L'examen de toutes les fractions magnétiques n'a pas permis d'identifier de xénoctistal.

Les analyses de cinq fragments limpides ont livré des résultats peu discordants (0,5 %-0,8 %). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont très similaires et sont compris entre $2722,9 \pm 1,4$ Ma et $2725,6 \pm 2,1$ Ma (tableau 2). Les rapports Th/U obtenus pour ces analyses sont relativement élevés (0,968-1,168),

ce qui laisse croire que les zircons se sont formés à partir d'un liquide d'affinité alcaline ou relativement mafique. Un calcul de régression (MSWD de 1,3 et une probabilité de coïncidence de 0,28) en forçant l'intersection inférieure vers 0 Ma a permis d'établir une intersection supérieure correspondant à un âge de cristallisation de $2723,6 \pm 0,8$ Ma (figure 9c).

Interprétation

L'âge de cristallisation de $2723,6 \pm 0,8$ Ma pour la phase tonalitique du Pluton de McIvor indique qu'il s'agit d'une intrusion synvolcanique. Cet âge, en prenant en considération l'incertitude, est similaire à celui obtenu pour l'échantillon de volcanite felsique 2009-PR-9222. Il est aussi identique à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2724,5 \pm 1,8$ Ma obtenu par Mortensen (1993a) pour une rhyolite sphérolitique appartenant au Groupe du Lac Watson sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée, ainsi qu'à celui de la Rhyolite de Dumagami ($2723,1 +0,8/-0,7$ Ma) sur le flanc nord de ce pli (Mortensen, 1993a).

Les âges obtenus pour le Pluton de McIvor et pour l'échantillon 2009-PR-9222 (voir la section précédente) permettent de contraindre l'âge de la partie basale des Volcanites de la Rivière Allard dans le secteur ouest du camp de Matagami. Cet âge doit se situer entre $2723,6 \pm 0,8$ Ma (âge du Pluton de McIvor) et $2725,1 \pm 1,2$ Ma (âge de la rhyolite sphérolitique du Groupe du Lac Watson, cette étude).

PROVINCE DU SUPÉRIEUR, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, SECTEUR DE CHAPAIS

2009-FL-9318 : Andésite, Formation de Chrissie, feuillet SNRC 32G15

Géologie

L'échantillon 2009-FL-9318 (figure 5) est une andésite provenant du membre supérieur de la Formation de Chrissie (Acs2), définie par Charbonneau *et al.* (1983) au sud de Chapais. Le membre inférieur d'affinité tholéiitique comprend des roches volcaniques mafiques massives, coussinées ou bréchiques, tandis que le membre supérieur d'affinité calco-alcaline inclut des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques (andésite à rhyodacite) et des exhalites. L'andésite échantillonnée est à grain fin, foliée et fortement indurée. Elle affleure au contact d'un filon-couche de gabbro, sur le site de l'indice Tomiska, au sud de la ville de Chapais, à moins de 500 mètres au nord du Pluton de Presqu'île. Elle est recoupée par un dyke mafique noir à grain très fin.

Géochronologie

Le traitement de cet échantillon d'andésite a permis de récupérer une très petite quantité de zircons. Les meilleurs spécimens sont présentés sur la photo p de l'annexe 2. Il s'agit de cristaux prismatiques courts parmi lesquels on trouve des zircons idiomorphes dont la coloration brunâtre est d'intensité variable. On observe également quelques fragments de zircon incolore complètement émoussés et provenant possiblement des cristaux prismatiques.

L'analyse de cinq cristaux brun foncé a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre $2772,5 \pm 1,5$ Ma et $2794,0 \pm 1,7$ Ma (tableau 2). Quatre des résultats obtenus sont cependant discordants (1,5 %-2,4 %), malgré le fait que les cristaux aient été abrasés pendant plus de deux jours. La discordance des résultats est peut-être attribuable aux concentrations en uranium relativement élevées des zircons, lesquelles sont susceptibles de modifier la structure cristalline du minéral (processus de métamictisation), tout en accentuant le phénomène de perte de plomb. Quoi qu'il en soit, les analyses sont colinéaires et il a été possible d'effectuer un calcul de régression (Davis, 1982) pour l'ensemble des données (probabilité de coïncidence de 0,29). L'intersection supérieure de la droite avec la courbe concordia correspond à un âge de $2791,4 +3,7/-2,8$ Ma (figure 9d), interprété comme celui de la mise en place de l'andésite.

Interprétation

Avec un âge de $2791,4 +3,7/-2,8$ Ma, le membre supérieur de la Formation de Chrissie constitue l'une des plus vieilles unités volcaniques felsique de la Sous-province de l'Abitibi, avec la Formation de Fecteau dans la Ceinture d'Urban-Barry ($2791,0 \pm 1,0$ Ma, Bandyayera *et al.*, 2004). Le Groupe de Roy dans le secteur de Chapais-Chibougamau compte désormais trois cycles volcaniques mafiques à felsiques. Le premier, représenté par la Formation de Chrissie, précède de plus de 60 Ma la mise en place de la Formation de Waconichi, au sommet du deuxième cycle ($2730-2726$ Ma, Legault, 2003; McNicoll *et al.*, 2008; Mortensen, 1993a). Le troisième cycle est formé des roches felsiques de la Formation de Blondeau (>2716 Ma, Mortensen, 1993a). Mentionnons, que le Membre des Vents, une unité de volcanites felsiques bien connue dans la région de Chibougamau et datée à $<2759 \pm 2$ Ma, avec des zircons hérités variant de 2766 à 2805 Ma (Mortensen, 1993a), est nettement plus jeune que la Formation de Chrissie et pourrait représenter un épisode distinct de volcanisme felsique.

Province du Supérieur, Sous-province de l'Abitibi, secteur de Rouyn-Noranda

**ML-2005-1018 : Syénite, Syénite de baie Renault,
feuillet SNRC 32D04**

Géologie

La Syénite de baie Renault est une intrusion archéenne d'une dimension de $2,7$ km par $3,1$ km. Elle est située à 29 km à l'ouest de Rouyn-Noranda et affleure au sud du lac Dasserat et sur certaines îles de ce lac. Elle est intrusive dans les volcanites de la Formation de Duprat-Montbray du Groupe de Blake River datées dans ce secteur à $2701-2700$ Ma (McNicoll *et al.*, en préparation). La syénite est en contact diffus avec des volcanoclastites à fragments anguleux et d'affinité alcaline du Groupe de Timiskaming, suggérant que l'intrusion est comagmatique avec le volcanisme alcalin (Legault et Rabeau, 2007). Cet ensemble de syénite-volcanoclastite représente la terminaison orientale du volcanisme alcalin du bassin de Kirkland Lake, en Ontario. La syénite est recouverte en discordance par un conglomérat polygénique du Groupe de Cobalt d'âge protérozoïque (Stockwell, 1949). Par endroits, la Syénite de baie Renault et les volcanoclastites alcalines du Groupe de Timiskaming contiennent une minéralisation d'Au-Cu-Mo-Ag \pm Pb sous forme de veines, de veinules et de disséminations, interprétée comme d'origine magmatique-hydrothermale (Couture et Marquis, 1996; Legault et Rabeau, 2007). En plusieurs endroits, l'altération en carbonate de fer, en séricite et en pyrite est tellement forte qu'il est impossible d'identifier le protolite.

L'échantillon ML-2005-1018 (figure 5) provient de la partie centrale d'un décapage exposant une syénite faiblement minéralisée en chalcopryrite et en malachite disséminées ($5172,6$ ppm Cu, $6,5$ ppm Ag, 123 ppb Au) dans la partie orientale de l'intrusion. Le décapage est situé à 120 m au sud-est d'un chemin forestier reliant le chemin du mont Kanasuta au chemin Côté. Il expose une syénite magnétique peu altérée et à grain moyen, ainsi que deux dykes syénitiques non magnétiques, à grain fin et porphyriques à phénocristaux de feldspath. La syénite à grain moyen qui a été échantillonnée est blanchâtre en surface altérée et rosée à vert noir en cassure fraîche. Elle est fracturée avec des plans de fracture remplis de chlorite et de calcite avec, localement, de la chalcopryrite. La syénite est composée de cristaux de feldspath alcalin hypidiomorphes (1 à 7 mm) dans une matrice à grain fin de biotite, de magnétite, de calcite, d'albite, d'apatite, de titanite, de séricite, de chlorite et d'amphibole.

Géochronologie

L'échantillon de syénite contenait beaucoup de zircons. Les cristaux sont idiomorphes avec des morphologies qui varient de prismes courts à des prismes longs. La plupart des zircons de cet échantillon sont de mauvaise qualité et contiennent beaucoup de fissures et d'inclusions (photo q de l'annexe 2).

Quatorze analyses de zircons ont été effectuées avec des pourcentages de discordance variant entre 0,6 % à 21 % (tableau 2 et figure 9e). Les analyses des zircons qui ont été abrasés physiquement sont très discordantes (4,7 % à 21 %), de même que ceux qui ont été abrasés chimiquement pendant 3 heures (11,5 % à 13,5 %). Cette perte de Pb est probablement associée à la mauvaise qualité des grains et à la forte altération hydrothermale subie par la syénite. Les zircons abrasés chimiquement pendant 8 heures ont été complètement dissous, alors que ceux qui ont été soumis au même traitement pendant 6 heures (zircons Z2B, Z2C, Z2D) ont produit les meilleures analyses avec des discordances inférieures à 0,7 % (tableau 2 et figure 9e). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour ces trois analyses est de $2681,7 \pm 0,9$ Ma avec une bonne probabilité de coïncidence (0,21) et un MSWD de 1,4. L'âge de cristallisation de la syénite est donc estimé à 2682 ± 1 Ma.

Interprétation

L'âge de 2682 ± 1 Ma de la Syénite de baie Renault est comparable aux âges de plusieurs intrusions associées au magmatisme alcalin de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi. Ces intrusions comprennent la Syénite de Beattie ($2682,9 \pm 1,1$ Ma, David *et al.*, 2007; $2681,6 \pm 1,0$ Ma, Mueller *et al.*, 1996), le Pluton syénitique de Cléricy (2682 ± 3 Ma, Mortensen, 1993b) et le Pluton de Fournière ($2682,4 \pm 1,0$ Ma, Davis, 2002).

Cette datation permet d'établir l'âge de la Syénite de baie Renault à 2682 ± 1 Ma. De plus, elle permet de préciser l'âge maximal de mise en place de la minéralisation magmatique-hydrothermale d'Au-Cu-Mo-Ag \pm Pb associée à la syénite. De façon indirecte, cet âge correspond également au début du volcanisme alcalin du bassin de Kirkland Lake du Groupe de Timiskaming. Couture et Marquis (1996) notent la présence de dykes syénitiques coupant les volcanoclastites alcalines de cette unité. Ainsi, ce bassin s'est développé sur une plus longue période de temps (2682 à 2669 Ma) que ne le proposent Ayer *et al.* (2005, 2676 à 2670 Ma) et Thurston *et al.* (2008, 2677 à 2670 Ma).

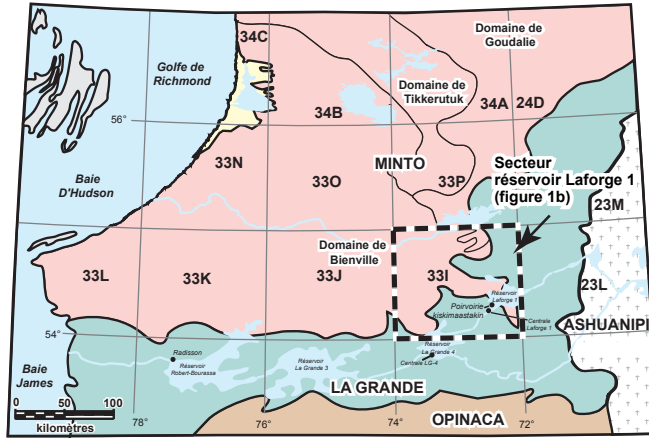
RÉFÉRENCES

- AYER, J.A. – THURSTON, P.C. – BATEMAN, R. – DUBÉ, B. – GIBSON, H.L. – HAMILTON, M.A. – HATHWAY, B. – HOCKER, S.M. – HOULÉ, M.G. – HUDAK, G. – ISPOLATOV, V.O. – LAFRANCE, B. – LESHER, C.M. – MACDONALD, P.J. – PÉLOQUIN, A.S. – PIERCEY, S.J. – REED, L.E. – THOMPSON, P.H., 2005 – Overview of results from the greenstone architecture project: Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey; Open File Report 6154, 146 pages.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – DOYON, J. – SHARMA, K.N.M., 2004 – Géologie de la région du lac Hébert (32G/03). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-07, 59 pages, 4 plans.
- BANDYAYERA, D. – FLISZÁR, A., 2007 – Géologie de la région de la baie Kasipasikatch (33C09) et du lac Janin (33C16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-05, 15 pages, 1 plan.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – BOURASSA, S., 2009 – Géologie et métallogénie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10), Baie-James. *Dans*: Exploration 2009, Québec. Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2009-05, page 35.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, S., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-01, 25 pages.
- CHARBONNEAU, J.M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-68.
- COUTURE, J.-F. – MARQUIS, P., 1996 – Les minéralisations en Mo-Cu-Au associées aux intrusions alcalines tardi-tectoniques, secteur de la baie Renault. *Dans*: Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda, livret-guide d'excursion (Couture, J.-F. et Goutier, J., éditeurs). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, pages 91-94.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – NANTEL, S. – DION, C. – SAPPIN, A.-A., 2009 – 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.
- DAVID, J. – MOUKHSIL, A. – GOBEIL, A. – SAPPIN, A.-A., 2010 – Datations U-Pb effectuées dans la Province de Grenville en 2007-2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-02, 19 pages.

- DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYARERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d’Ashuanipi, de La Grande, d’Opinaca et d’Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-11, 37 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. – BANDYARERA, 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.
- DICKINSON, W.R. – GEHRELS, G.E., 2009 – Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 288, pages 115-125.
- 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.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages, 1 carte.
- GOUTIER, J., 1997 – Géologie de la région de Destor (32D/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-13, 37 pages, 1 carte.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998 – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 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. – 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 cartes.
- GOUTIER, J. – OUELLET, M.-C. – DION, C. – HOULÉ, M. – BOILY, M., 2003 – Synthèse géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. *Dans*: Études en cours 2001-2002. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-12, pages 11-13.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., 2011 – Géologie de la région du lac Bonaventure (23I10, 23I11, 23I14, 23I15, 23P02, 23P03). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-03.
- IMREH, L., 1991 – Notes accompagnant les cartes préliminaires au 1:15 840 de l’Abitibi-Est méridional, coupure 32C05 W. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-39, 18 pages, 2 cartes.
- 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}U and ^{238}U . *Physical Review*; volume 4, pages 1889-1906.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 33, pages 216-230.
- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*; volume 103, pages 31-54.
- 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. In: *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.
- LECLERC, F. – BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – McNICOLL, V.J. – GOULET, N. – ROY, P. – HOULE, P., 2011 – Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 48, pages 661-694.
- LEGAULT, M., 2003 – Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chiboutimi; 488 pages.
- LEGAULT, M. – RABEAU, O., 2007 – Étude métallogénique et modélisation 3D dans la région de la Faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda (phase 2). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-03, 11 pages.
- LUDWIG, K.R., 2003 – Isoplot 3.0; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center; Special Publication no. 4, 71 pages.
- MATTINSON, J.M., 2005 – Zircon U-Pb chemical abrasion («CA-TIMS») method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*; volume 220, pages 47-66.
- McNICOLL, V. – DUBÉ, B. – GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DION, C. – MONECKE, T. – ROSS, P.-S. – THURSTON, P. – PILOTE, P. – BÉDARD, J. – LECLERC, F. – BÉCU, V. – PERCIVAL, J. – LEGAULT, M. – GIBSON, H. – AYER, J., 2008 – Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre : incidences pour l’interprétation géologique et l’exploration des métaux usuels. *Dans*: Exploration 2008, Québec. Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, pages 40.
- McNICOLL, V. – GOUTIER, J. – DION, C. – DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – ROSS, P.-S. – LEGAULT, M. – MONECKE, T. – GIBSON, H., en préparation – New U-Pb geochronology from the Blake River Group, Abitibi Subprovince, Québec: implications for geological interpretations and base metal exploration. *Economic Geology*.

- 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., 1993a – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MORTENSEN, J.K., 1993b – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 29-41.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – SOLGADI, F. – DAVID, J., 2010 – Synthèse de la partie orientale de la région de Baie-Comeau (partie ouest de 22G). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-02, 33 pages, 1 carte.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J.K. – CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; volume 265, pages 127-150.
- PARENT, M., 1998 – Géochronologie U-Pb du projet Moyen-Nord, phase II. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59904, 63 pages.
- PARRISH, R.R. – RODDICK, J.C. – LOVERIDGE, W.D. – SULLIVAN, R.W., 1987 – Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. *In: Radiogenic age and isotopic studies: Report 1*. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 3-7.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PILOTE, P. – McNICOLL, V. – DAIGNEAULT, R. – MOORHEAD, J., 2009a – Géologie et nouvelles corrélations dans la partie ouest du Groupe de Malartic et dans le Groupe de Kinojévis, Québec. *Dans: Abitibi Cuivre-Programme de conférences*. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64195, pages 55-59.
- PILOTE, P. – McNICOLL, V. – DAIGNEAULT, R. – MOORHEAD, J., 2009b – Projet Malartic Ouest, géologie du secteur du lac Figuery-SNRC 32D08-NE. *Dans: Québec Exploration 2009. Résumés des conférences et des photoprésentations*. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DV 2009-05, pages 38.
- POITRAS, S., 2005 – Rapport des travaux d'exploration automne 2003 à été 2005, projet Du Dôme-Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62014, 602 pages, 14 cartes.
- RAVENELLE, J.-F. – DUBÉ, B. – MALO, M. – McNICOLL, V. – NADEAU, L. – SIMONEAU, J., 2010 – Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec. *Geological Survey of Canada; Current Research 2010-1*, 26 pages.
- RHÉAUME, P., 2010 – Géologie du feuillet Lac Watson (32F12-200-0201), et des portions attenantes des feuillets Rivière Subercase (32E09-200-0202), Lac La Gauchetière (32E16-200-0102) et Lac McIvor (32F13-200-0101), région de Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64950, 14 pages, 4 cartes.
- RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – PARENT, M. – McNICOLL, V., 2010 – Géologie de la région de la rivière Bigniba (partie des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64951, 47 pages, 1 carte.
- RODDICK, J.C., 1987 – Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 51, pages 2129-2135.
- SAMBRIDGE, M.S. – COMPSTON, W., 1994 – Mixture modeling of multi-component data sets with the application to ion-probe zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 128, pages 373-390.
- SIMARD, M., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans: Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur* (Simard, M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011 – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 331). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-01, 49 pages, 1 carte.
- 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, 11 pages.
- 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.
- ST. SEYMOUR, K. – WOUSSEN, G. – SHARMA, K.N.M., 1979 – La séquence de komatiite archéenne du Lac Guyer, région de la Baie James, Québec. *In: Program with Abstracts - Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting*; volume 4, pages 80.
- 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.
- STOCKWELL, C.H., 1949 – Preliminary Map, Southeast Dasserat, Temiscamingue County, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 49-25, 1 carte.
- 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.
- THURSTON, P.C. – AYER, J.A. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy: A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization. *Economic Geology*; volume 103, pages 1097-1134.
- 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.
- YORK, D., 1969 – Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 5, pages 320-324.

a)



b)

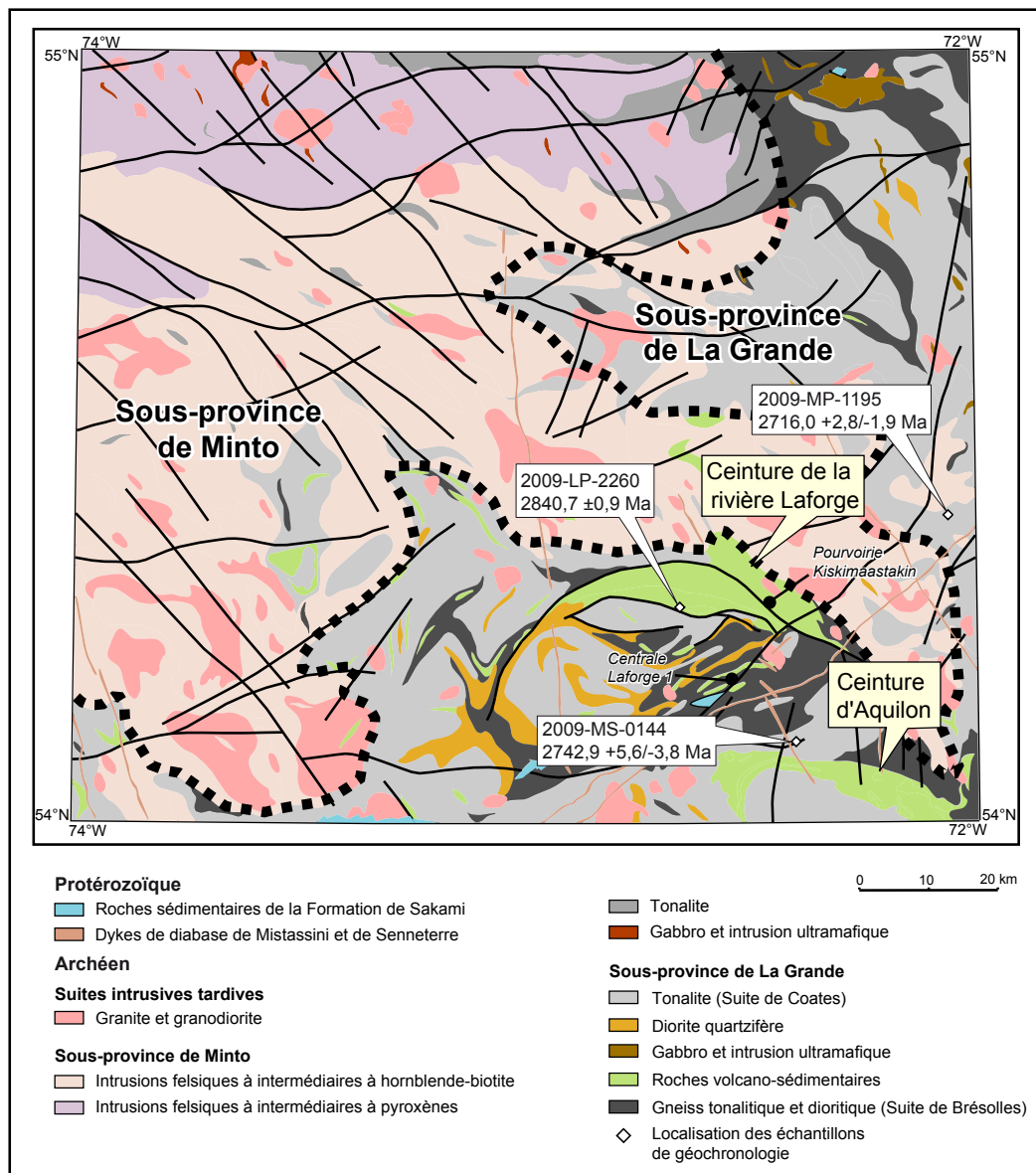


FIGURE 1 - a) Géologie régionale montrant les limites des grands ensembles lithotectoniques du nord-est de la Province du Supérieur et localisation de la région du réservoir Laforge 1. b) Géologie simplifiée de la région du réservoir Laforge 1 avec la position des échantillons de géochronologie (modifiée de Simard et Lafrance, 2011).

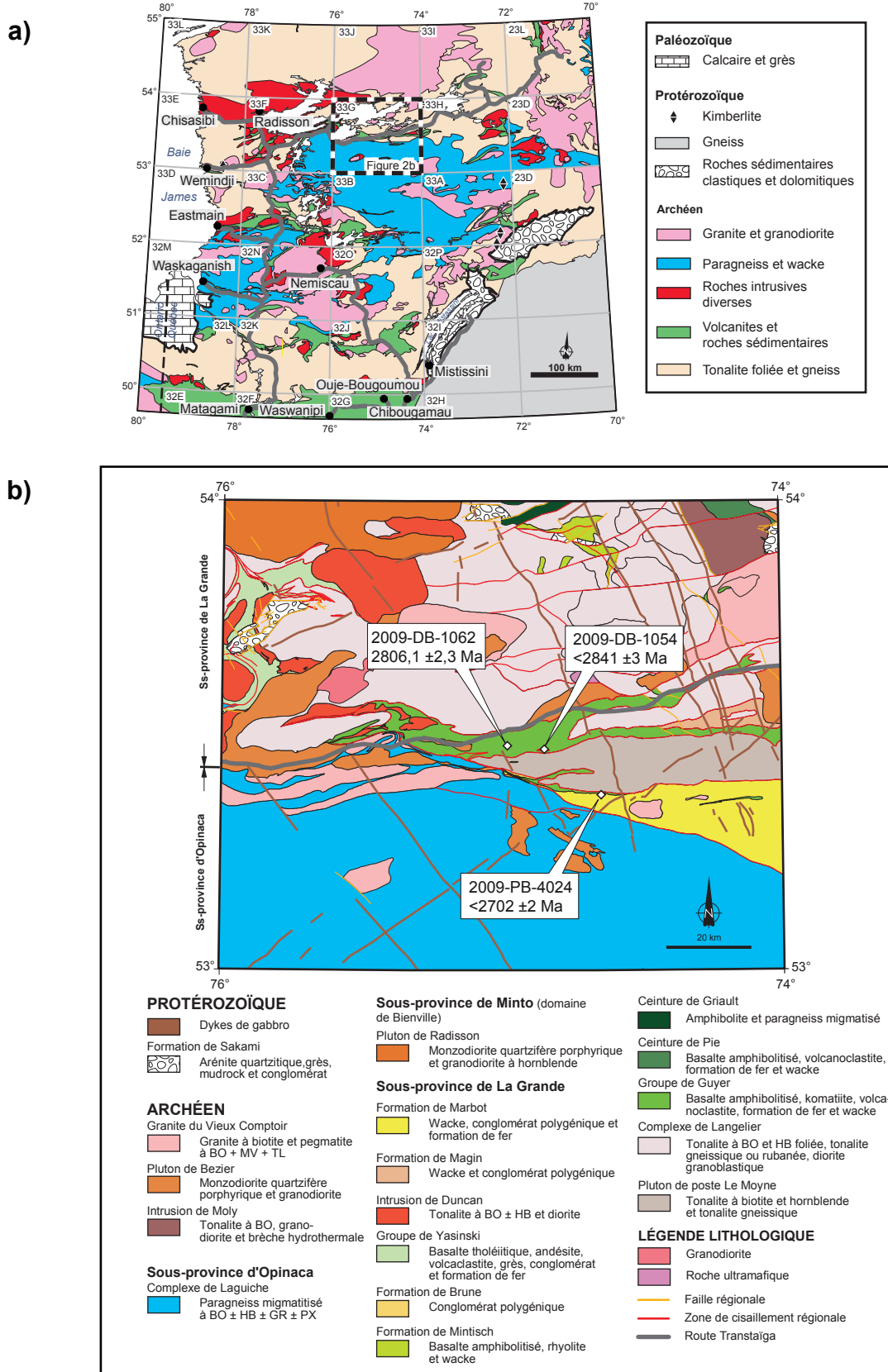
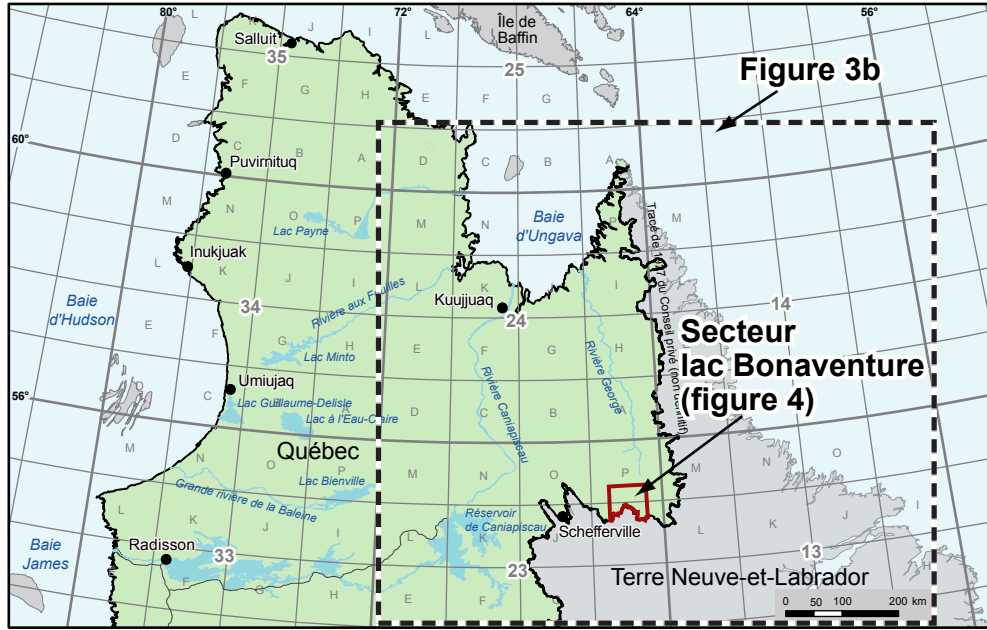


FIGURE 2 - a) Géologie régionale du territoire de la Baie-James et localisation du secteur du lac de la Frégate (SNRC 33G). **b)** Géologie simplifiée du secteur du lac de la Frégate avec la position des échantillons de géochronologie (modifiée de Bandyayera *et al.*, en préparation).

a)



b)

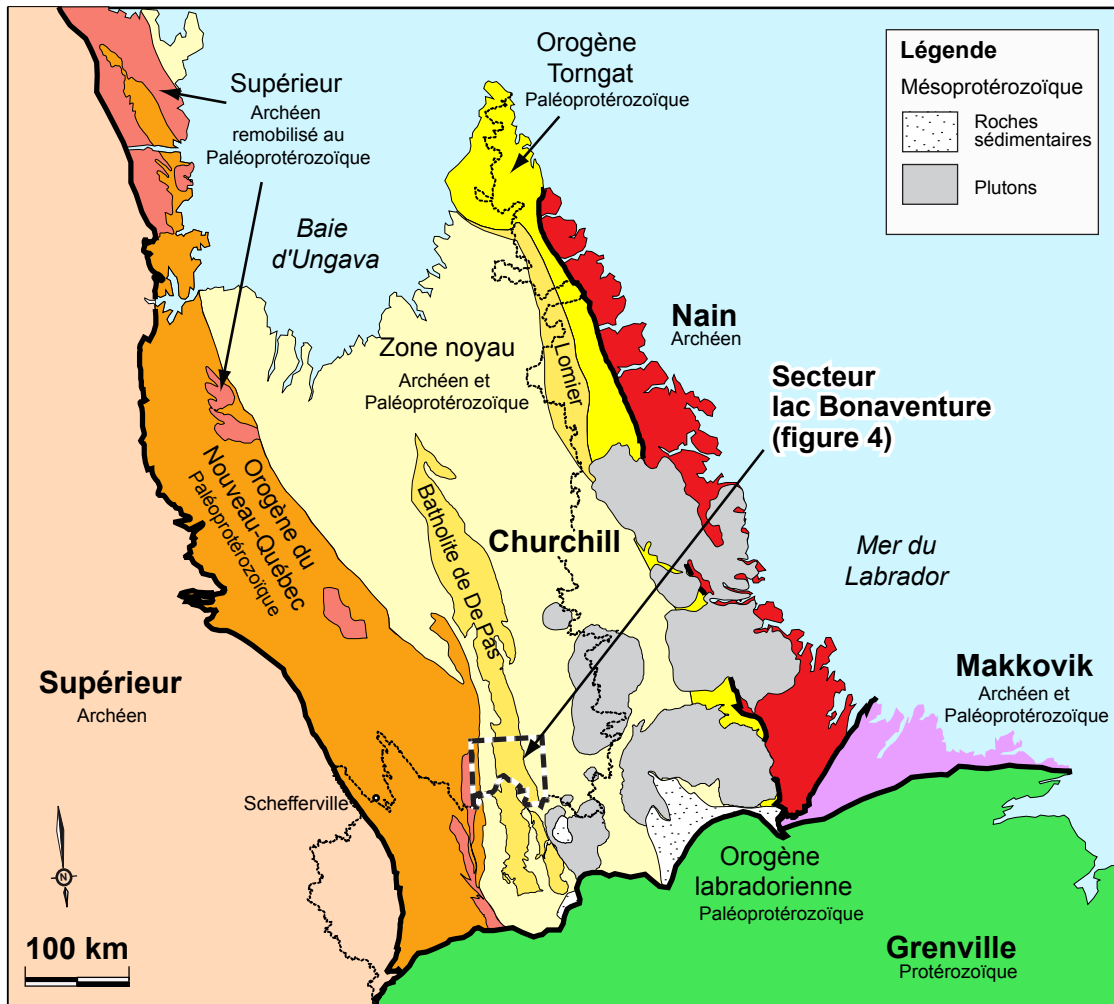


FIGURE 2 - a) Localisation du secteur du lac Bonaventure. b) Géologie régionale de la portion sud-est de la Province de Churchill et localisation du secteur du lac Bonaventure (figure 4).

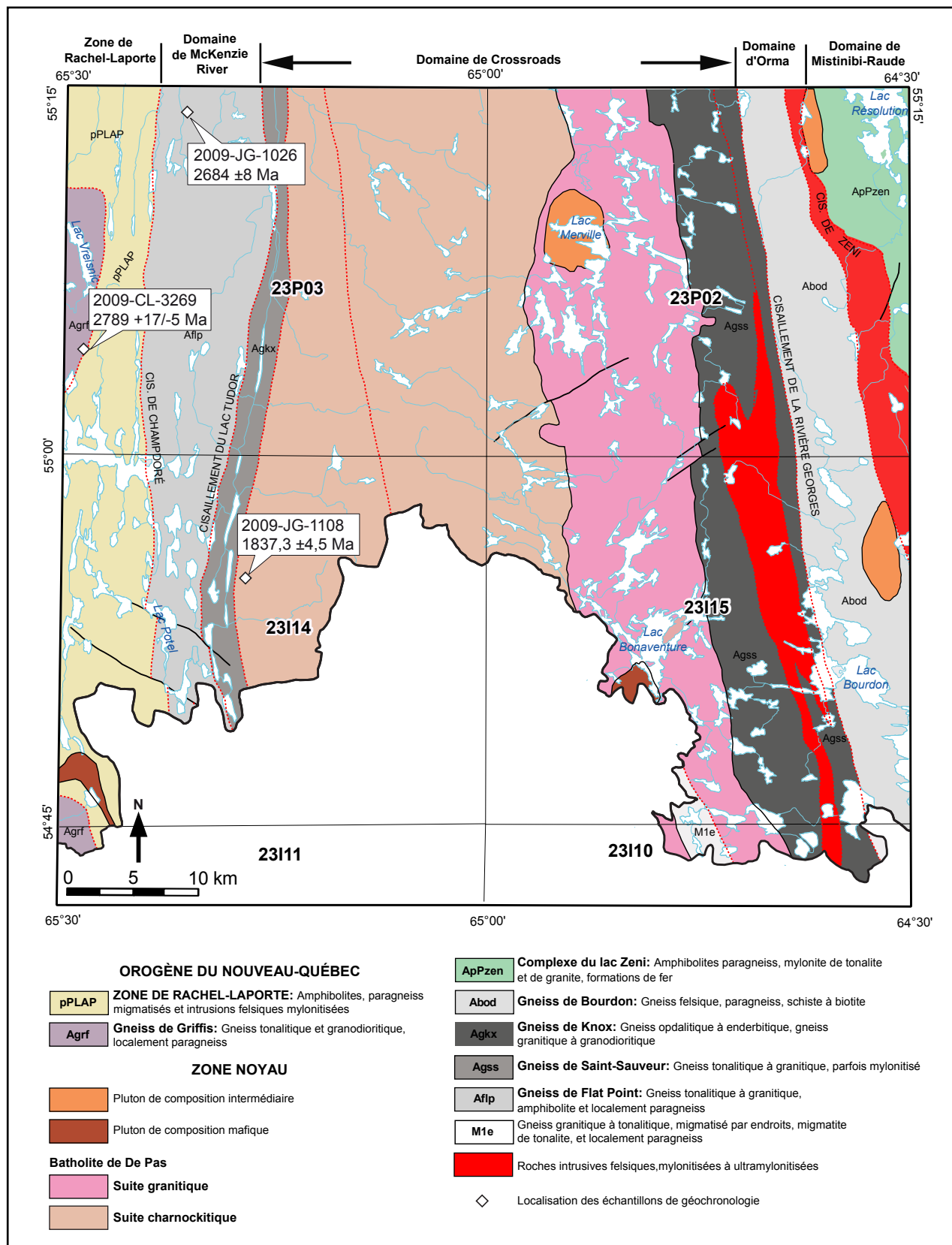


FIGURE 4 - Géologie simplifiée du secteur du lac Bonaventure avec la position des échantillons de géochronologie (modifiée de Hammouche *et al.*, en préparation).

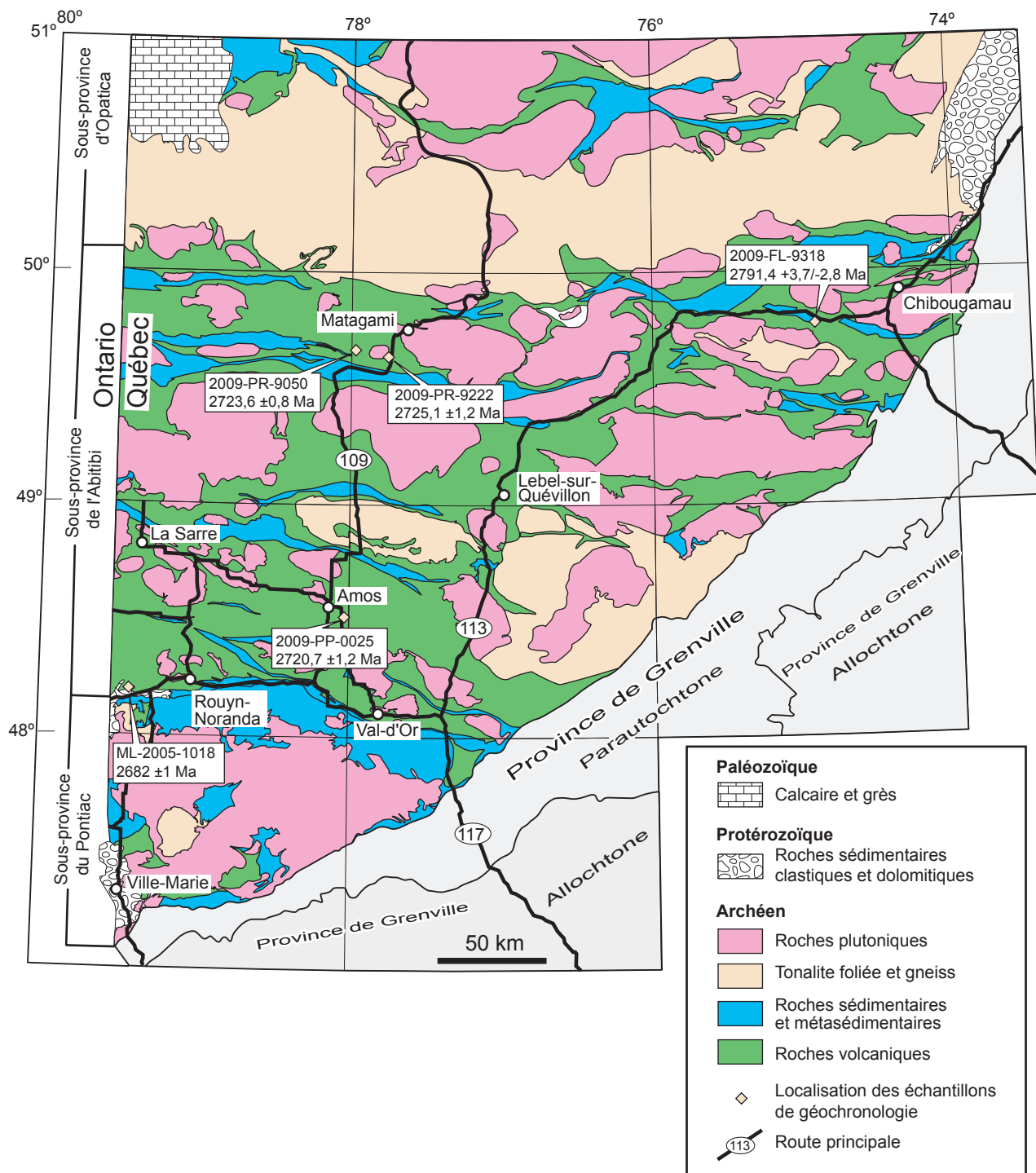


FIGURE 5 - Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de l'Abitibi et de la Province du Grenville avec la position des échantillons de géochronologie.

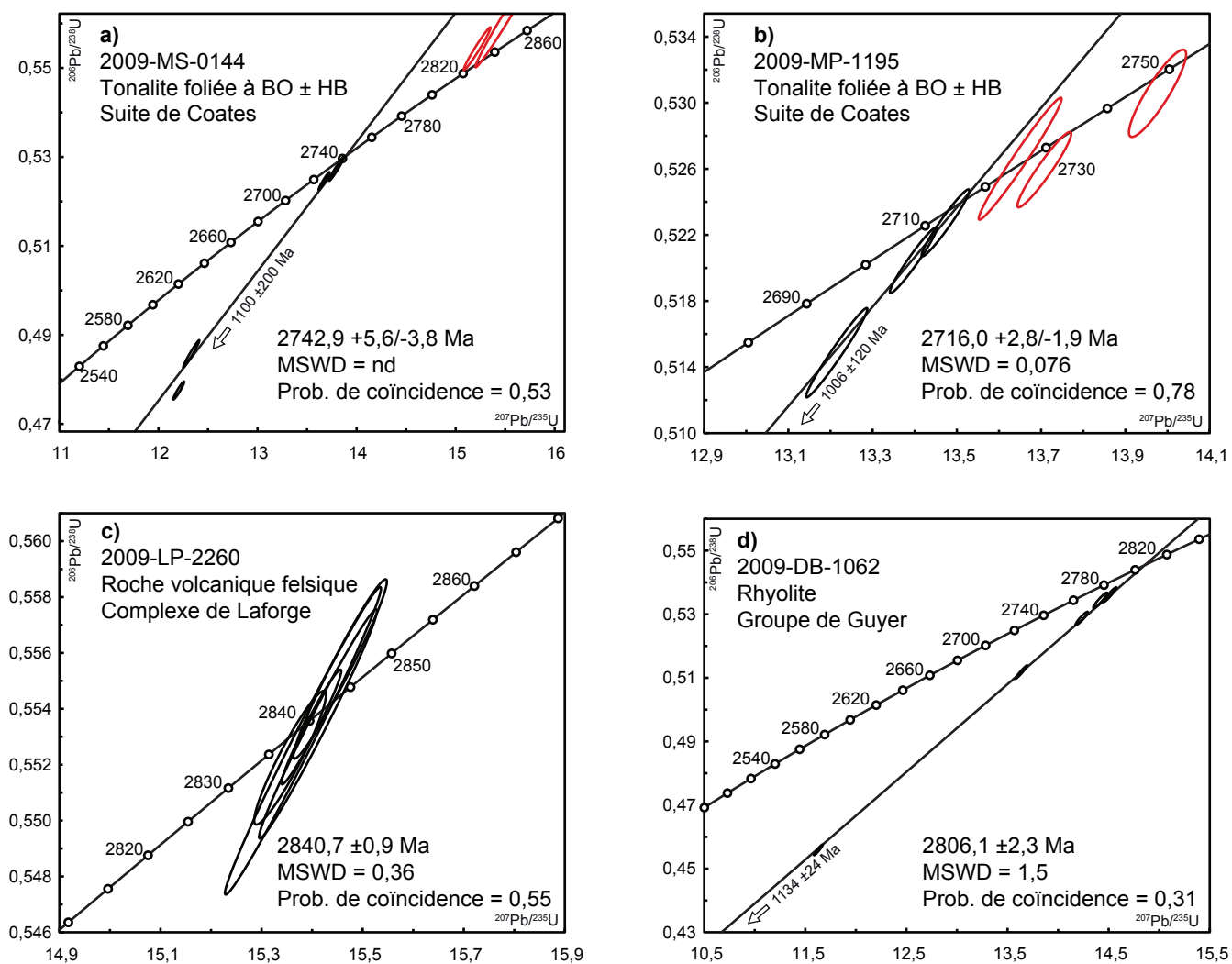


FIGURE 6 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance des secteurs des réservoirs Laforge 1 et La Grande-3 effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». Les analyses représentées par des ellipses rouges ne sont pas utilisées dans le calcul des âges.

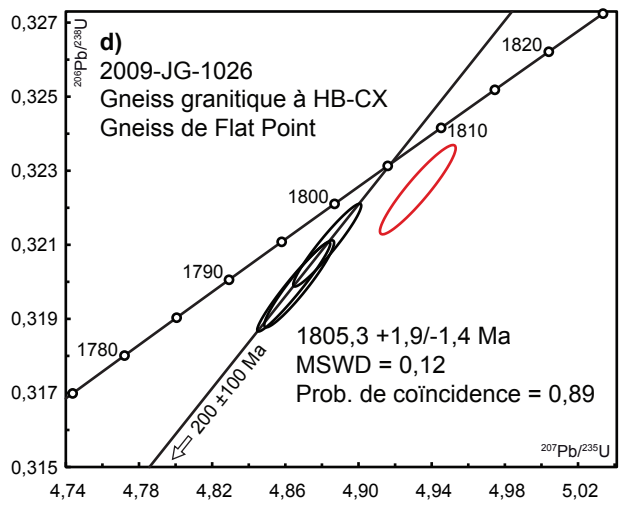
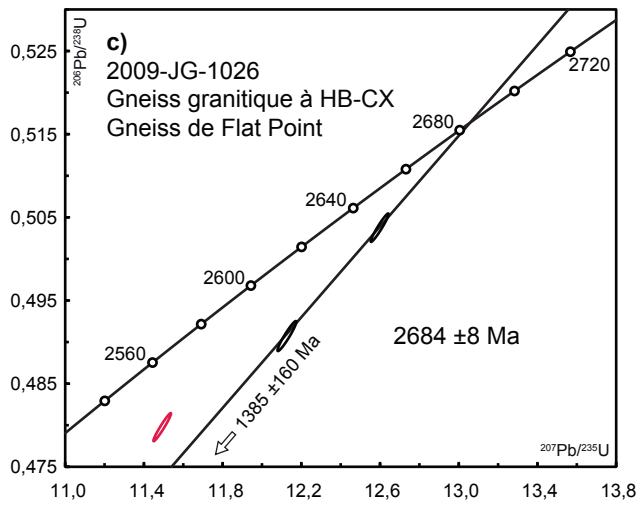
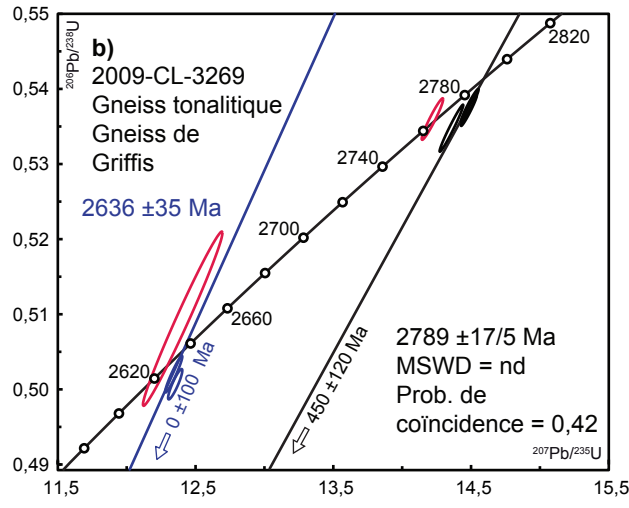
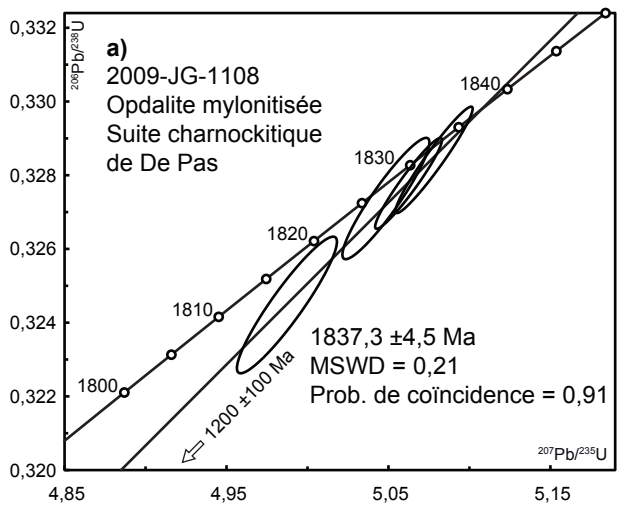


FIGURE 7 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance du secteur du lac Bonaventure effectués par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». Les analyses représentées par des ellipses rouges ne sont pas utilisées dans le calcul des âges.

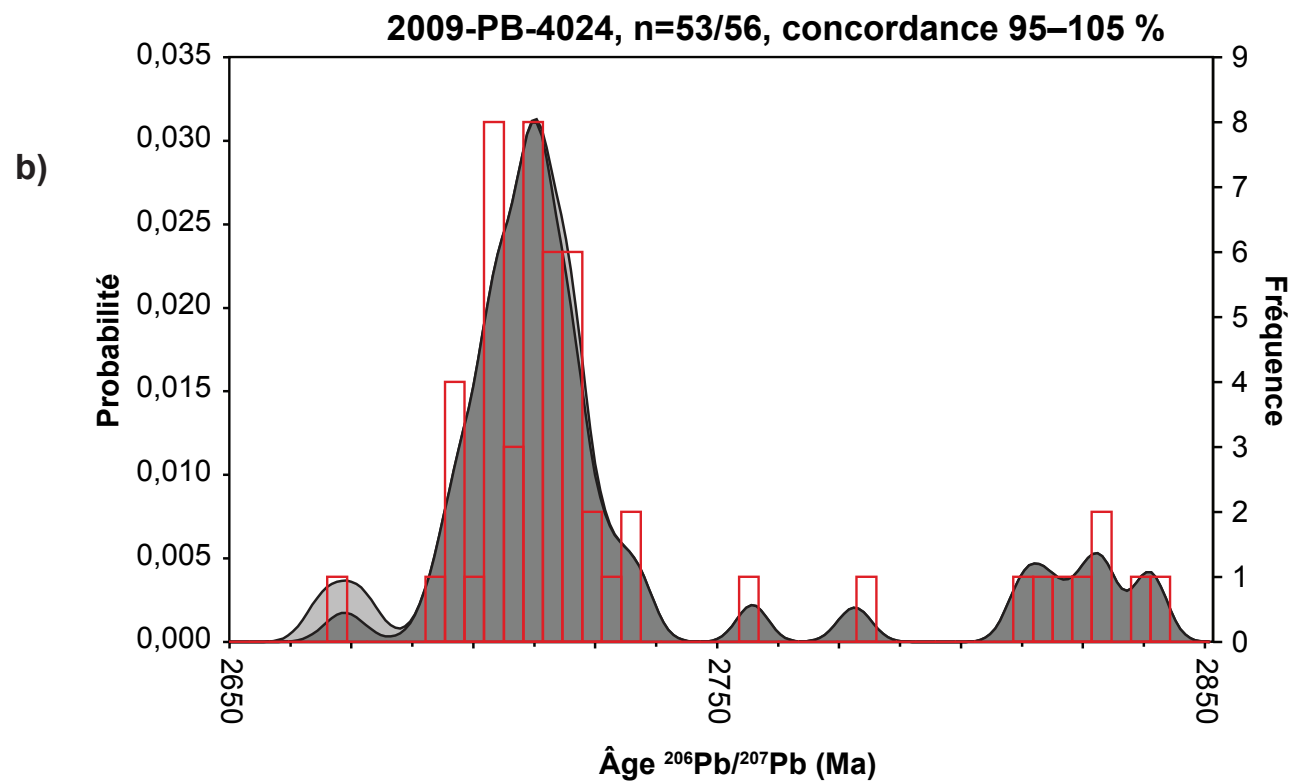
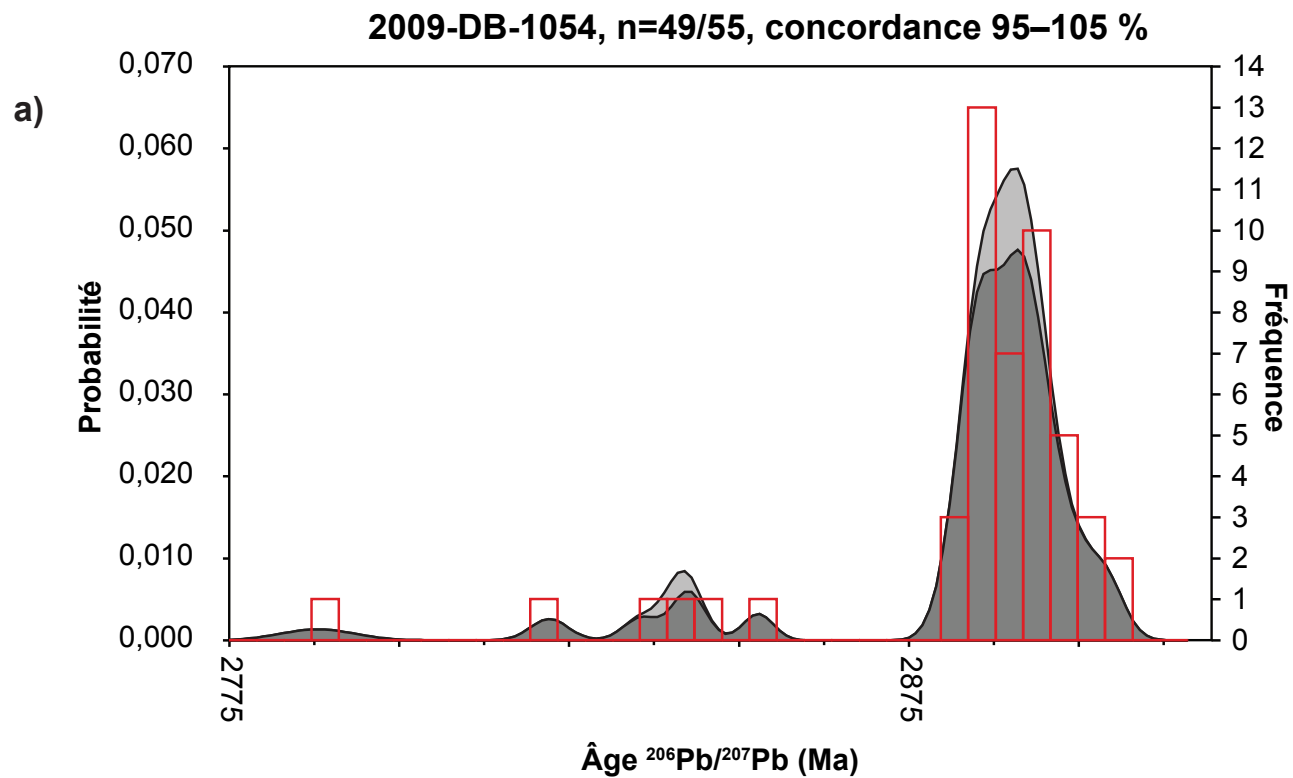


FIGURE 8 - Graphiques combinant l’histogramme des fréquences et le diagramme de distribution de la densité de probabilité (Sircombe, 2000 et 2004) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par la méthode LA-MC-ICPMS : a) pour l’échantillon 2009-DB-1054, et b) pour l’échantillon 2009-PB-4024 (résultats présentés au tableau 3).

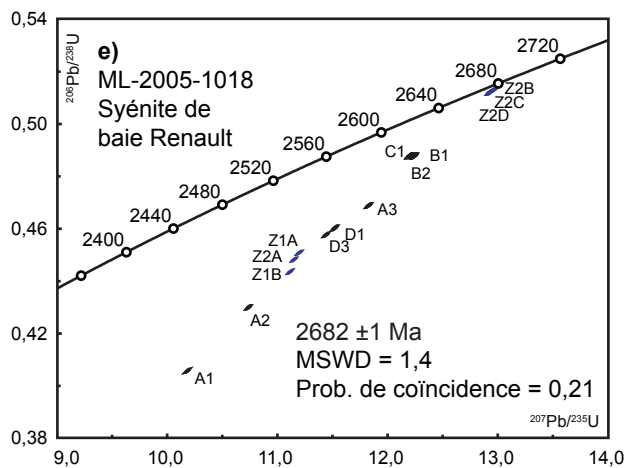
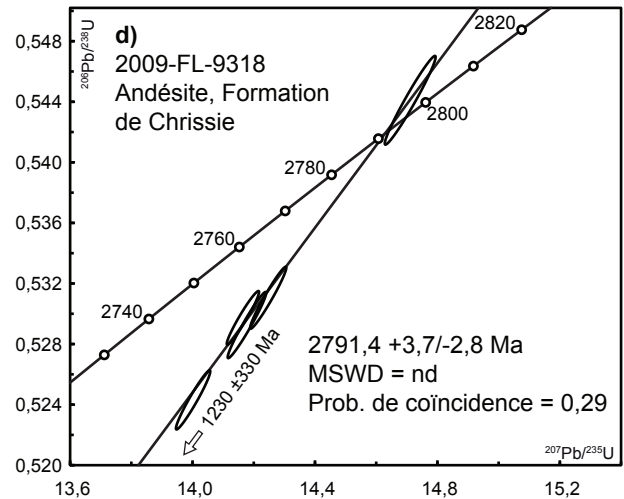
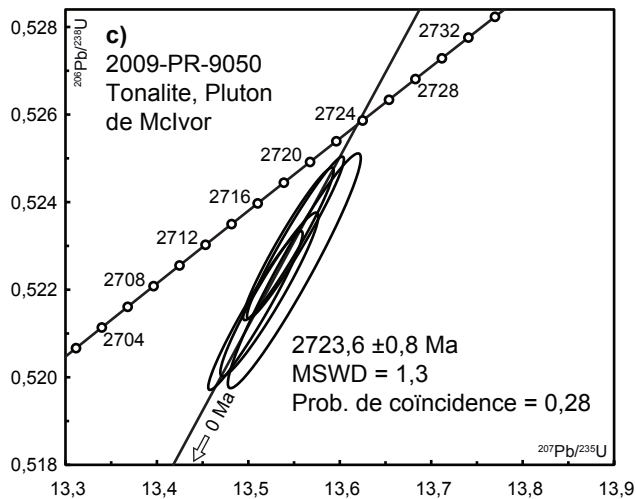
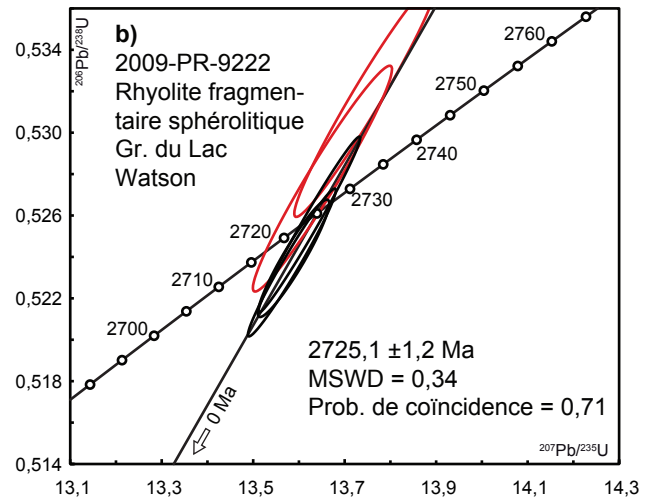
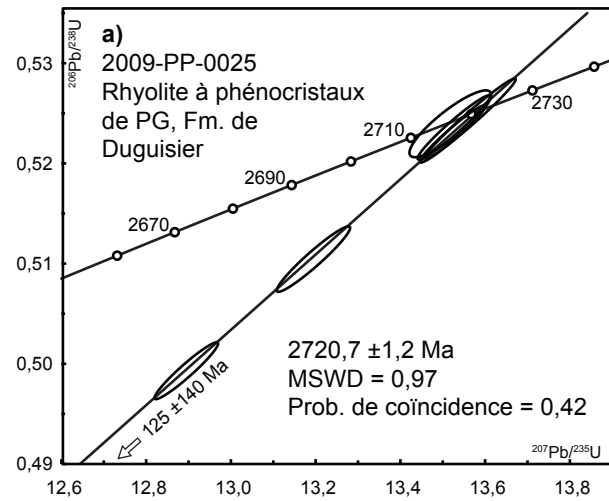


FIGURE 9 - Diagrammes concordia des analyses des zircons pour les échantillons en provenance de la Sous-province de l'Abitibi effectuées par la méthode ID-TIMS. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 2. MSWD = « Mean Squared Weighted Deviates ». Les analyses représentées par des ellipses rouges ne sont pas utilisées dans le calcul des âges.

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
2009-MS-0144	2009-MS-0144	33I01	18	669498 m E 5999721 m N	Suite de Coates (Acoa1)	Tonalite foliée à biotite ± hornblende	2742,9 ± 5,6/-3,8 Ma (âge de cristallisation)
200--MP-1195	200--MP-1195	33I08	18	691628 m E 6030606 m N	Suite de Coates (Acoa1a)	Tonalite foliée à biotite ± hornblende	2716,0 ± 2,8/-1,9 Ma (âge de cristallisation)
2009-LP-2260	2009-LP-2260	33I07	18	652435 m E 6016564 m N	Complexe de Laforge (Alfg1)	Roche volcanique felsique (tuf à lapillis?)	2840,7 ± 0,9 Ma (âge de cristallisation)
2009-DB-1062	2009-DB-1062	33G07	18	501046 m E 5926340 m N	Groupe de Guyer (Agy2)	Rhyolite	2806,1 ± 2,3 Ma (âge de cristallisation)
2009-DB-1054	2009-DB-1054	33G07	18	510218 m E 5924605 m N	Formation de Brune (Abne)	Conglomérat polygénique	2841 ± 3 Ma (âge maximal de sédimentation)
2009-PB-4024	2009-PB-4024	33G07	18	5221200 m E 5914214 m N	Formation de Marbot (Amab3)	Grès	2702 ± 2 Ma (âge maximal de sédimentation)
2009-JG-1108	2009-JG-1108	23I14	20	353626 m E 6087835 m N	Suite charnockitique, Batholite de De Pas	Opdalite mylonitisée	1837,3 ± 4,5 Ma (âge de cristallisation)
2009-CL-3269	2009-CL-3269	23P03	20	342040 m E 6105486 m N	Gneiss de Griffis (Agrf)	Gneiss tonalitique	2789 ± 17/-5 Ma (âge de cristallisation) 2633,7 ± 2 Ma (âge du métamor- phisme)
2009-JG-1026	2009-JG-1026	23P03	20	350167 m E 6123231 m N	Gneiss de Flat Point (Aflp)	Gneiss granitique à HB-CX	2684 ± 8 Ma (âge de cristallisation) 1805,3 ± 1,9/-1,4 Ma (âge du métamor- phisme)
2009-PP-0025	2009-PP-0025	32D08	17	718314 m E 5375474 m N	Formation de Deguisier (Adg) Groupe de Kinojévis	Rhyolite à phénocristaux de PG	2720,7 ± 1,2 Ma (âge de cristallisation)
2009-PR-9222	2009-PR-9222B4	32F12	18	300777 m E ¹ 5502277 m N	Groupe du lac Watson (Awt)	Rhyolite fragmentaire sphérolitique	2725,1 ± 1,2 Ma (âge de cristallisation)
2009-PR-9050	2009-PR-9050A	32F12	18	287015 m E 5510436 m N	Pluton de Mclvor (Amcv)	Tonalite	2723,6 ± 0,8 Ma (âge de cristallisation)
2009-FL-9318	2009-FL-9318	32G15	18	508607 m E 5512057 m N	Formation de Chrissie (Acs)	Andésite	2791,4 ± 3,7/-2,8 Ma (âge de cristallisation)
ML-2005-1018	ML-2005-1018	32D03	17	619245 m E 5340313 m N	Syénite de baie Renault	Syénite	2682 ± 1 Ma (âge de cristallisation)

¹ Coordonnées du collet du forage 1288-05, échantillon prélevé entre 236,7 et 244,5 m (GM 62014)

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

No	Description ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Pb rad (pg)	Pb com ² (pg)	Tn/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ	Disc. (%)
2009-MS-0144 Tonalite foliée à biotite ± hornblende, Suite de Coates																				
4	1 pl ic fg	0,001	114	61	3,4	0,274	1235	0,486	0,25	12,331	0,27	0,184	0,06	2554,2	10,7	2630,0	5,0	2688,8	1,8	6,1
1	1 pl ic fg	0,001	284	147	2,8	0,234	3022	0,478	0,17	12,203	0,19	0,185	0,06	2518,5	7,1	2620,1	3,5	2699,6	1,8	8,1
5	1 pl ic fg	0,002	174	97	2,5	0,172	5419	0,525	0,16	13,681	0,17	0,189	0,04	2718,9	6,9	2727,9	3,2	2734,6	1,4	0,7
6	1 pl ic fg	0,002	137	71	3,2	0,271	1483	0,527	0,22	13,807	0,23	0,190	0,05	2730,4	9,6	2736,6	4,3	2741,1	1,7	0,5
3	1 pl ic fg	0,001	83	52	3,8	0,458	788	0,554	0,35	15,230	0,36	0,199	0,07	2842,2	16,1	2829,7	6,9	2820,9	2,4	-0,9
2	1 pl ic t	0,001	57	36	4,0	0,510	522	0,562	0,88	15,547	0,88	0,200	0,12	2876,9	40,6	2849,4	16,8	2829,9	3,9	-2,1
2009-MP-1195 Tonalite foliée à biotite ± hornblende, Suite de Coates																				
6	1 pl ic	0,001	160	91	2,2	0,303	2332	0,515	0,21	13,210	0,23	0,186	0,05	2677,6	9,4	2694,8	4,3	2707,7	1,6	1,4
1	1 pl ic	0,002	157	91	4,2	0,354	2433	0,521	0,16	13,393	0,17	0,187	0,05	2701,3	6,8	2707,8	3,2	2712,6	1,5	0,5
4	1 pl ic	0,002	103	61	1,8	0,464	3119	0,523	0,16	13,471	0,17	0,187	0,05	2710,9	7,0	2713,3	3,3	2715,0	1,5	0,2
5	1 pl ic	0,001	113	67	4,7	0,467	814	0,527	0,29	13,650	0,30	0,188	0,06	2727,2	12,7	2725,8	5,7	2724,7	2,0	-0,1
2	1 pl ic	0,002	157	96	6,3	0,539	1704	0,526	0,18	13,709	0,19	0,189	0,06	2724,5	7,9	2729,8	3,6	2733,8	2,0	0,4
3	1 pl ic	0,001	133	78	5,7	0,338	1586	0,531	0,20	13,982	0,20	0,191	0,09	2743,9	9,1	2748,5	3,8	2751,9	3,1	0,4
2009-LP-2260 Roche volcanique felsique (tuf à lapillis?), Complexe de Laforge																				
1	1 pc xtalic	0,001	61	38	2,4	0,492	883	0,552	0,18	15,353	0,19	0,202	0,07	2834,5	8,1	2837,4	3,7	2839,4	2,2	0,2
5	1 eq xtalic	0,001	75	47	2,8	0,431	872	0,553	0,40	15,378	0,41	0,202	0,06	2837,0	18,5	2839,0	7,9	2840,4	1,9	0,1
3	1 pc xtalic incl	0,001	143	89	5,3	0,394	973	0,555	0,23	15,452	0,25	0,202	0,06	2847,6	10,8	2843,5	4,7	2840,7	1,9	-0,3
4	1 pc xtalic	0,001	100	62	2,8	0,395	1236	0,553	0,30	15,409	0,31	0,202	0,05	2839,5	13,8	2840,8	5,9	2841,8	1,7	0,1
2009-DB-1062 Rhyolite, Groupe de Guyer																				
1	1 pc br µf	0,001	572	286	3,1	0,265	5307	0,456	0,15	11,629	0,17	0,185	0,05	2423,7	6,1	2575,0	3,1	2696,3	1,6	12,1
2	1 pc fg br µf	0,002	408	235	3,4	0,387	7614	0,512	0,17	13,648	0,18	0,193	0,04	2664,9	7,2	2725,6	3,4	2770,9	1,4	4,7
3	1 pc fg br µf	0,002	408	241	2,7	0,355	10005	0,529	0,16	14,243	0,17	0,194	0,06	2735,5	7,3	2766,0	3,3	2778,1	2,0	1,9
5	1 pc t br µf	0,001	210	125	2,8	0,358	8375	0,534	0,19	14,428	0,19	0,196	0,06	2759,2	8,4	2778,2	3,7	2792,1	2,1	1,4
4	1 pc fg br µf	0,003	230	139	2,2	0,408	9581	0,536	0,17	14,525	0,18	0,197	0,05	2766,5	7,7	2784,6	3,5	2797,8	1,7	1,4
2009-JG-1108 Opdalite mylonitisée, Suite charnockitique de De Pas																				
1	1 pct ic	0,001	111	39	2,6	0,518	1230	0,325	0,23	4,986	0,26	0,111	0,10	1811,7	7,3	1817,0	4,3	1823,2	3,5	0,7
3	1 pct ic	0,001	183	75	2,2	1,100	1687	0,327	0,21	5,048	0,22	0,112	0,08	1825,7	6,5	1827,5	3,7	1829,5	3,0	0,2
2	1 pct ic	0,002	197	82	2,4	1,257	3404	0,328	0,15	5,063	0,17	0,112	0,05	1827,7	4,9	1829,9	2,9	1832,3	1,9	0,3
4	1 pct ic	0,001	147	61	1,9	1,232	2963	0,328	0,18	5,079	0,19	0,112	0,05	1830,8	5,7	1832,5	3,3	1834,5	2,0	0,2
2009-CL-3269 Gneiss tonalitique, Gneiss de Griffis																				
3	1 pl ic	0,001	34	25	2,7	1,546	540	0,542	0,77	12,578	0,79	0,168	0,22	2789,7	34,7	2648,6	14,7	2542,5	7,2	-12,0
4	1 pl fg ic µf	0,001	31	22	2,0	1,426	479	0,509	0,93	12,407	0,95	0,177	0,16	2654,1	40,4	2635,7	17,8	2621,6	5,5	-1,5
8	1 pl fg ic µf	0,002	152	99	2,1	1,183	5661	0,502	0,20	12,320	0,21	0,178	0,06	2823,0	8,5	2629,1	3,9	2633,7	2,0	0,5
1	1 pl fg ic µf	0,002	362	231	3,0	1,065	7563	0,501	0,16	12,328	0,17	0,179	0,07	2617,3	7,1	2629,7	3,2	2639,3	2,5	1,0
2	1 pl fg ic µf	0,002	95	58	5,0	0,442	1113	0,536	0,21	14,220	0,22	0,192	0,07	2766,6	9,5	2764,5	4,2	2762,9	2,1	-0,2

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

No	Description ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Pb rad (pg)	Pb com ² (pg)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ	Disc. (%)	
2009-CL-3269 Gneiss tonalitique, Gneiss de Griffins																					
7	1 pl fg ic pf	0.002	173	103	3.9	0.332	2547	0.538	0.17	14,493	0.18	0.195	0.05	2774.3	7.4	2782.5	3.4	2788.5	1.6	0.6	
6	1 pl fg ic pf	0.001	346	206	2.5	0.328	4567	0.537	0.15	14,487	0.17	0.196	0.04	2771.6	6.9	2782.2	3.2	2789.8	1.4	0.8	
3	1 l br	0.001	1201	372	4.8	0.054	7512	0.320	0.15	4,864	0.17	0.110	0.05	1789.1	4.8	1796.0	2.9	1804.0	1.7	0.9	
2	1 l br	0.001	1257	391	3.3	0.056	6075	0.321	0.14	4,882	0.16	0.110	0.05	1794.7	4.4	1799.2	2.6	1804.5	1.7	0.6	
1	1 l br	0.001	843	261	2.9	0.054	6929	0.320	0.15	4,867	0.16	0.110	0.05	1789.6	4.7	1796.5	2.7	1804.7	2.0	1.0	
6	1 pl fg ic pf	0.003	310	97	10.8	0.040	1776	0.323	0.15	4,933	0.17	0.111	0.06	1801.9	4.8	1807.9	2.9	1814.7	2.3	0.8	
4	1 pl fg ic pf	0.003	268	151	2.2	0.845	8959	0.480	0.14	11,476	0.16	0.173	0.04	2526.9	6.0	2562.7	3.0	2591.1	1.4	3.0	
8	1 pl fg ic pf	0.002	368	209	2.5	0.562	8013	0.491	0.15	12,121	0.16	0.179	0.05	2574.3	6.4	2613.8	3.1	2644.6	1.7	3.2	
5	1 pc ic	0.002	335	185	3.4	0.322	6268	0.504	0.14	12,598	0.16	0.181	0.05	2630.2	6.0	2650.0	2.9	2685.2	1.5	1.6	
2009-PP-0025 Rhyolite à phénocristaux de PG, Formation de Deguisier, Groupe de Kinojévis																					
1	1 pc ic	0.001	125	77	5.1	0.674	984	0.524	0.26	13,519	0.29	0.187	0.15	2715.9	11.4	2716.6	5.5	2717.2	4.8	0.1	
2	2 pc ic icl	0.002	75	45	4.3	0.641	1226	0.499	0.23	12,895	0.24	0.187	0.07	2611.6	9.8	2672.0	4.5	2718.0	2.3	4.8	
3	2 pc ic icl	0.002	88	55	2.9	0.675	1799	0.524	0.25	13,528	0.26	0.187	0.07	2714.1	11.0	2717.2	4.9	2719.5	2.2	0.2	
6	3 pc ic icl	0.002	87	52	6.0	0.628	944	0.511	0.26	13,195	0.27	0.187	0.08	2658.9	11.3	2693.7	5.1	2719.9	2.6	2.7	
5	2 pc ic icl	0.003	112	69	5.0	0.675	1121	0.523	0.22	13,524	0.24	0.188	0.06	2711.6	9.8	2717.0	4.4	2721.0	2.0	0.4	
4	1 pc ic	0.001	94	58	3.7	0.639	856	0.524	0.31	13,566	0.32	0.188	0.07	2718.0	13.7	2719.9	6.1	2721.4	2.1	0.2	
2009-PR-9222 Rhyolite fragmentaire sphérolitique, Groupe du lac Watson																					
5	1 fg xe	0.002	46	29	5.9	0.666	408	0.532	0.44	13,745	0.46	0.188	0.11	2748.3	19.5	2732.3	8.7	2720.5	3.6	-1.3	
6	1 fg xe	0.001	54	34	11.9	0.749	246	0.528	0.42	13,651	0.46	0.188	0.12	2732.1	18.8	2725.8	8.6	2721.2	3.8	-0.5	
4	1 pc br	0.001	65	40	1.8	0.578	1676	0.526	0.33	13,622	0.34	0.188	0.06	2722.9	14.5	2723.8	6.4	2724.5	1.9	0.1	
2	1 pc br	0.001	178	108	3.4	0.623	2130	0.524	0.22	13,587	0.24	0.188	0.08	2716.0	9.7	2721.4	4.5	2725.4	2.7	0.4	
3	1 pc br	0.001	142	87	3.1	0.585	1213	0.524	0.28	13,585	0.29	0.188	0.06	2715.2	12.2	2721.2	5.4	2725.6	2.1	0.5	
2009-PR-9050 Tonalite, Pluton de McIvor																					
6	1 xtal fg ic	0.003	315	207.8	2.5	0.968	12134	0.523	0.14	13,543	0.15	0.188	0.04	2712.1	6.0	2718.3	2.9	2722.9	1.4	0.5	
4	1 xtal fg ic	0.003	275	186	3.8	1.127	7139	0.522	0.14	13,507	0.16	0.188	0.04	2705.8	6.2	2715.8	3.0	2723.3	1.4	0.8	
5	1 xtal fg ic	0.001	640	424	9.6	0.997	2876	0.523	0.14	13,551	0.16	0.188	0.04	2712.7	6.3	2718.9	3.0	2723.4	1.4	0.5	
2	1 xtal fg ic	0.003	153	105	6.2	1.168	2469	0.522	0.15	13,522	0.16	0.188	0.05	2707.3	6.4	2716.8	3.1	2723.9	1.7	0.7	
1	1 xtal fg ic	0.002	111	74	3.1	1.010	2375	0.522	0.21	13,550	0.22	0.188	0.06	2709.6	9.2	2718.8	4.2	2725.6	2.1	0.7	
2009-FL-9318 Andésite, Formation de Chrissie																					
7	1 pc br	0.002	349	209	3.3	0.418	9112	0.530	0.14	14,158	0.15	0.194	0.04	2740.6	6.1	2760.3	2.9	2774.8	1.4	1.5	
6	1 pc br	0.001	316	184	3.0	0.309	4181	0.529	0.17	14,171	0.18	0.194	0.05	2738.5	7.5	2761.2	3.4	2777.9	1.5	1.7	
3	1 pc br	0.002	305	193	2.7	0.657	5609	0.531	0.16	14,242	0.17	0.194	0.04	2746.1	7.1	2765.9	3.3	2780.4	1.4	1.5	
5	1 eq br	0.001	375	221	2.5	0.501	2445	0.544	0.22	14,712	0.23	0.196	0.05	2800.7	9.9	2796.8	4.4	2794.0	1.7	-0.3	

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

No	Description ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Pb rad (pg)	Pb com ² (pg)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ³	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁴	Erreur 1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³² U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erreur 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erreur 2σ	Disc. (%)
2009-FL-9318 Andésite, Formation de Chrissie																				
A2	1 br id pl fg incl AP	0.002	139	98	1		4029	0.430	0.000	10,738	0.013	0.181	0.000	2305,8	3,7	2500,8	2,2	2663,1	1,5	15,9
A3	1 br id pl fg incl AP	0.003	149	128	3		3952	0.469	0.000	11,829	0.014	0.183	0.000	2478,8	3,8	2591,0	2,2	2679,9	1,5	9,0
B1	1 br id pc fg incl AP	0.002	153	160	2		3583	0.488	0.000	12,243	0.015	0.182	0.000	2561,0	4,2	2623,2	2,3	2671,6	1,5	5,0
B2	1 br id pc fg incl AP	0.001	152	95	5		1238	0.488	0.000	12,240	0.016	0.182	0.000	2561,5	4,3	2623,0	2,5	2670,8	2,1	5,0
C1	1 ic chr fg eq fg incl AP	0.001	187	122	1		2510	0.488	0.001	12,199	0.016	0.181	0.000	2561,4	4,6	2619,8	2,4	2665,3	1,7	4,7
D1	1 br id pl fg incl AP	0.002	215	129	3		4710	0.460	0.000	11,523	0.014	0.182	0.000	2441,1	4,1	2566,5	2,3	2667,1	1,6	10,2
D3	1 br id pl fg incl AP	0.002	356	265	1		10163	0.458	0.000	11,443	0.013	0.181	0.000	2429,6	3,6	2560,0	2,1	2664,9	1,4	10,6
Z1A	1 br id pc fg ind AC3	0.022	214	158	37		3587	0.451	0.000	11,199	0.013	0.180	0.000	2399,1	3,5	2539,8	2,2	2654,3	1,6	11,5
Z1B	1 br id pc fg ind AC3	0.020	131	97	15		4866	0.444	0.000	11,115	0.013	0.182	0.000	2366,8	3,6	2532,8	2,2	2668,6	1,5	13,5
Z2A	1 br id pc fg ind AC3	0.010	193	120	11		4927	0.448	0.000	11,151	0.013	0.180	0.000	2387,4	3,6	2535,8	2,2	2656,8	1,5	12,1
Z2B	1 br id pc fg ind AC6	0.003	192	195	2		11716	0.513	0.000	12,967	0.015	0.183	0.000	2670,2	4,1	2677,3	2,2	2682,7	1,5	0,6
Z2C	1 br id pc fg ind AC6	0.004	145	135	2		9386	0.512	0.000	12,927	0.015	0.183	0.000	2665,7	3,9	2674,4	2,2	2680,9	1,4	0,7
Z2D	1 br id pc fg ind AC6	0.006	123	104	5		4612	0.512	0.000	12,932	0.015	0.183	0.000	2665,7	3,9	2674,7	2,2	2681,5	1,5	0,7

Remarques:

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

1 = pc=prisme court, pl=prisme long, eq=équidimensionnel, id=idiomorphe, eq=équidimensionnel, id=idiomorphe, xe=xénomorphe, t=terminalion, fg=fragment, ic=incolore, br=brun, cl=clair, xtal=cristal, µf=micro-fracture, incl=inclusion
AP=Abrasion physique, AC3= abrasion chimique 3 heures, AC6=abrasion chimique 6 heures

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 (GEOTOP Pb=4 pg, U=0,5 pg; CGG Pb=1-2 pg, U=0,1-0,1 pg), le traceur ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U et le Pb commun initial

Les erreurs sont présentées à 1σ. 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).

Rapports isotopiques																
No	No analyse	²⁰⁶ Pb (cps)	²⁰⁴ Pb (cps)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc. (%)
2009-DB-1054 Conglomerat polygénique, Formation de Brune																
1	30	242819	85	0,531	0,030	14,314	0,818	0,195	0,002	2747	124	2771	53	2788	10	1,8
2	29	831353	129	0,542	0,025	14,922	0,697	0,199	0,001	2794	104	2810	44	2822	5	1,2
3	23	245559	60	0,559	0,029	15,493	0,800	0,201	0,001	2861	117	2846	48	2836	5	-1,1
4	20	388042	84	0,520	0,020	14,471	0,569	0,202	0,001	2700	85	2781	37	2840	4	6,1
5	21	702020	75	0,564	0,024	15,689	0,666	0,202	0,001	2881	97	2858	40	2842	4	-1,7
6	22	770588	99	0,531	0,024	14,807	0,665	0,202	0,001	2747	99	2803	42	2843	4	4,2
7	52	557154	174	0,561	0,029	15,732	0,810	0,203	0,001	2872	118	2861	48	2853	4	-0,8
8	8	113149	91	0,548	0,023	15,634	0,674	0,207	0,001	2818	97	2855	40	2881	5	2,7
9	41	66564	38	0,558	0,028	15,916	0,802	0,207	0,001	2857	114	2872	47	2882	5	1,1
10	6	100080	87	0,547	0,023	15,604	0,672	0,207	0,001	2811	96	2853	40	2883	5	3,1
11	15	149322	67	0,547	0,029	15,630	0,843	0,207	0,001	2813	121	2854	50	2884	5	3,0
12	12	122754	73	0,549	0,026	15,885	0,736	0,207	0,001	2820	106	2858	44	2884	5	2,7
13	1	158484	93	0,555	0,023	15,855	0,659	0,207	0,001	2844	94	2868	39	2885	5	1,7
14	43	83095	29	0,545	0,024	15,568	0,693	0,207	0,001	2803	99	2851	42	2885	5	3,5
15	10	108160	101	0,537	0,024	15,359	0,687	0,207	0,001	2772	99	2838	42	2885	5	4,8
16	19	90990	51	0,538	0,022	15,383	0,651	0,207	0,001	2775	94	2839	40	2885	5	4,7
17	14	57519	69	0,547	0,029	15,639	0,845	0,207	0,001	2812	121	2855	50	2886	6	3,1
18	36	142001	18	0,550	0,024	15,745	0,705	0,207	0,001	2827	101	2861	42	2886	5	2,5
19	7	192904	96	0,549	0,029	15,698	0,829	0,207	0,001	2820	119	2859	49	2886	5	2,8
20	17	124936	76	0,544	0,022	15,569	0,648	0,208	0,001	2801	93	2851	39	2886	5	3,7
21	16	122294	67	0,548	0,027	15,680	0,788	0,208	0,001	2817	113	2858	47	2886	5	3,0
22	5	119007	76	0,548	0,024	15,687	0,690	0,208	0,001	2818	99	2858	41	2886	5	2,9
23	24	172264	40	0,538	0,023	15,383	0,672	0,208	0,001	2773	97	2839	41	2886	5	4,8
24	27	317729	83	0,510	0,028	14,616	0,816	0,208	0,001	2658	120	2791	52	2888	5	9,7
25	25	152065	40	0,535	0,022	15,334	0,643	0,208	0,001	2763	93	2836	39	2889	5	5,3
26	44	128046	44	0,559	0,024	16,007	0,685	0,208	0,001	2860	97	2877	40	2889	5	1,2
27	34	170182	54	0,543	0,022	15,580	0,650	0,208	0,001	2798	93	2851	39	2889	5	3,9
28	40	128007	42	0,553	0,024	15,857	0,702	0,208	0,001	2838	100	2868	41	2889	5	2,2
29	38	159317	29	0,548	0,024	15,698	0,684	0,208	0,001	2815	98	2859	41	2890	5	3,2
30	32	115397	56	0,551	0,024	15,808	0,690	0,208	0,001	2830	98	2865	41	2890	5	2,6
31	28	208475	52	0,542	0,025	15,554	0,709	0,208	0,001	2793	102	2850	43	2890	4	4,1
32	11	260025	84	0,559	0,032	16,043	0,935	0,208	0,001	2864	133	2879	54	2890	5	1,1
33	46	118666	134	0,534	0,027	15,316	0,767	0,208	0,001	2758	111	2835	47	2890	5	5,6

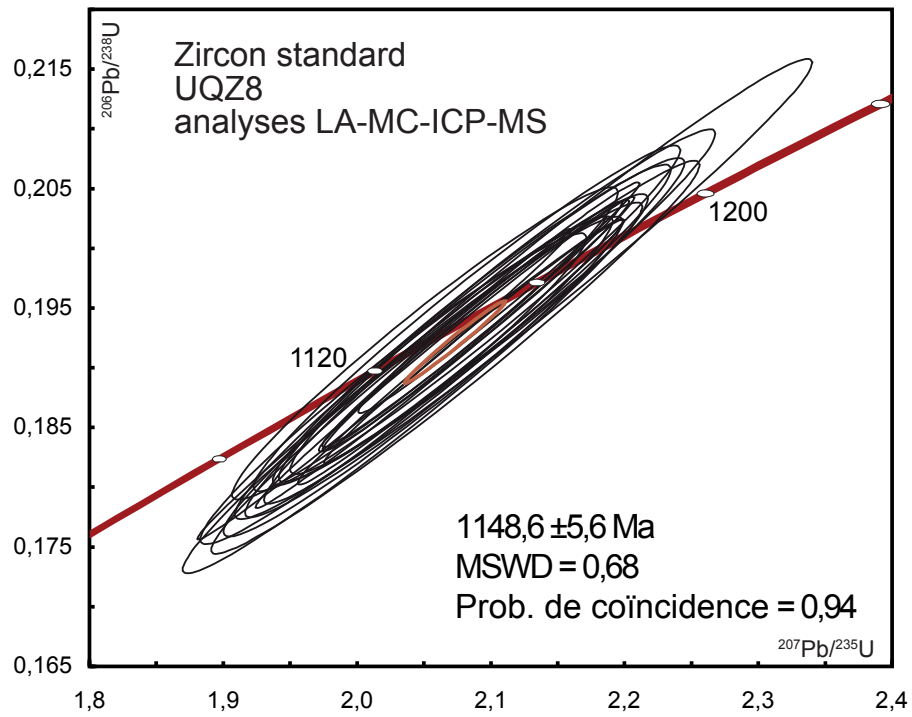
TABLEAU 3 (Suite) - Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS).

Rapports isotopiques		Âge (Ma)										Disc. (%)				
No	No analyse	²⁰⁶ Pb (cps)	²⁰⁴ Pb (cps)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Disc. (%)
2009-DB-1054 Conglomerat polygénique, Formation de Brune																
37	18	322489	64	0,551	0,025	15,819	0,724	0,208	0,001	2829	103	2866	43	2892	4	2,7
38	3	410999	94	0,566	0,026	16,240	0,746	0,208	0,001	2889	105	2891	43	2892	4	0,1
39	4	120468	92	0,556	0,024	15,968	0,694	0,208	0,001	2850	98	2875	41	2892	5	1,8
40	9	357687	103	0,566	0,025	16,247	0,716	0,208	0,001	2890	101	2891	41	2893	5	0,1
41	35	179875	55	0,556	0,026	15,983	0,756	0,208	0,001	2851	107	2876	44	2893	5	1,8
42	39	162093	32	0,559	0,026	16,060	0,748	0,208	0,001	2862	106	2880	44	2893	5	1,3
43	26	150502	55	0,546	0,023	15,692	0,654	0,208	0,001	2809	93	2858	39	2893	5	3,6
44	54	251315	76	0,526	0,024	15,126	0,708	0,209	0,001	2725	102	2823	44	2894	5	7,2
45	13	279651	83	0,570	0,028	16,377	0,799	0,209	0,001	2906	112	2899	46	2894	4	-0,5
46	51	109536	134	0,555	0,025	15,961	0,730	0,209	0,001	2845	104	2874	43	2895	5	2,2
47	2	135849	101	0,562	0,030	16,160	0,873	0,209	0,001	2873	123	2886	50	2896	5	1,0
48	47	103766	133	0,565	0,026	16,258	0,748	0,209	0,001	2886	105	2892	43	2896	5	0,4
49	31	195048	67	0,554	0,025	15,945	0,722	0,209	0,001	2841	102	2874	42	2896	5	2,4
50	49	129376	147	0,566	0,027	16,288	0,780	0,209	0,001	2890	110	2894	45	2897	5	0,3
51	56	281781	89	0,542	0,025	15,624	0,729	0,209	0,001	2790	104	2854	44	2900	5	4,7
52	50	192990	156	0,559	0,023	16,134	0,677	0,209	0,001	2863	95	2885	39	2900	5	1,6
53	48	115076	139	0,548	0,023	15,824	0,682	0,210	0,001	2816	97	2866	40	2902	5	3,7
54	42	1059315	76	0,557	0,025	16,103	0,718	0,210	0,001	2853	101	2883	42	2904	4	2,2
55	45	348411	133	0,557	0,027	16,112	0,773	0,210	0,001	2852	109	2883	45	2905	5	2,2
2009-PB-4024 Grès, Formation de Marbot																
56	52	1027455	127	0,474	0,026	11,882	0,671	0,182	0,002	2502	115	2595	52	2669	7	7,5
57	26	794940	119	0,500	0,027	12,562	0,686	0,182	0,002	2613	115	2647	50	2674	8	2,7
58	11	46139	11	0,477	0,030	12,009	0,760	0,183	0,002	2513	129	2605	58	2678	7	7,4
59	13	74756	16	0,499	0,030	12,691	0,763	0,184	0,001	2611	127	2657	55	2692	7	3,7
60	49	680322	393	0,508	0,033	12,941	0,855	0,185	0,003	2648	138	2675	60	2696	13	2,2
61	7	76211	19	0,514	0,028	13,104	0,719	0,185	0,001	2675	118	2687	51	2696	7	1,0
62	6	111228	0	0,534	0,033	13,617	0,843	0,185	0,001	2758	136	2723	57	2698	6	-2,8
63	10	108543	16	0,513	0,030	13,078	0,771	0,185	0,001	2669	126	2685	54	2698	7	1,3
64	48	73910	11	0,524	0,029	13,365	0,758	0,185	0,001	2715	123	2706	52	2699	6	-0,7
65	43	142608	35	0,519	0,029	13,272	0,749	0,185	0,001	2695	122	2699	52	2702	6	0,3
66	15	183603	11	0,502	0,030	12,834	0,776	0,186	0,001	2621	128	2668	55	2703	6	3,7
67	12	246558	16	0,523	0,029	13,388	0,758	0,186	0,001	2712	123	2707	52	2704	6	-0,4
68	16	251785	16	0,519	0,030	13,292	0,764	0,186	0,001	2695	124	2701	53	2705	6	0,4
72	34	80253	87	0,510	0,030	13,063	0,772	0,186	0,001	2656	126	2684	54	2706	7	2,2
73	8	182904	16	0,524	0,031	13,433	0,813	0,186	0,001	2715	132	2711	56	2707	6	-0,3
74	41	108762	20	0,521	0,030	13,377	0,777	0,186	0,001	2703	126	2707	53	2709	6	0,3

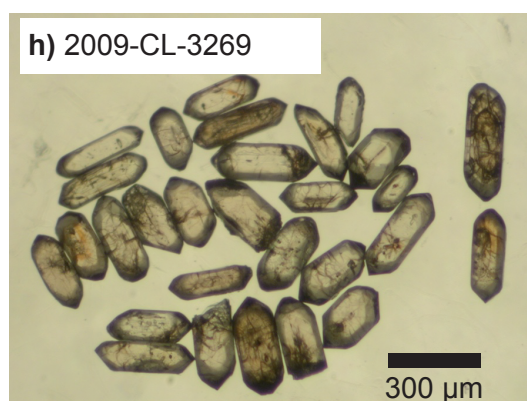
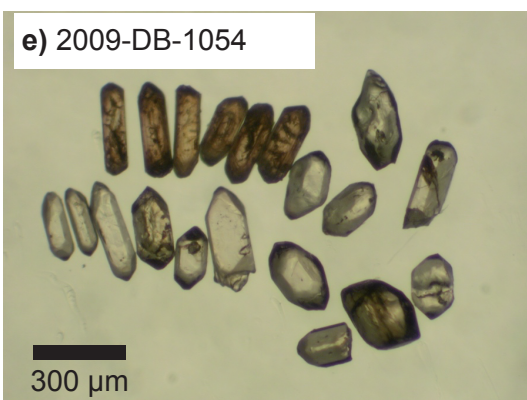
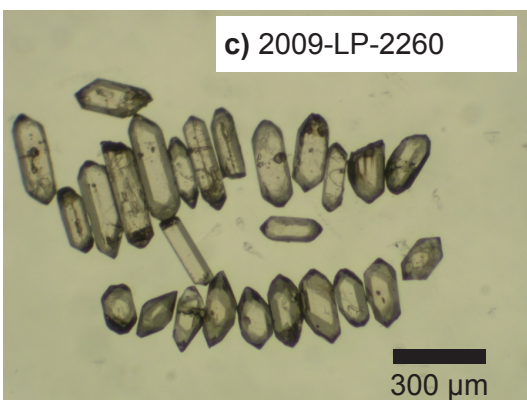
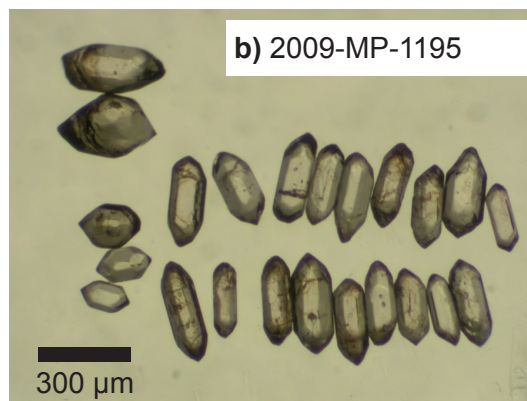
TABLEAU 3 (Suite et fin) - Résultats des analyses U-Pb par ablation laser (LA-MC-ICP-MS).

Rapports isotopiques																
No	No analyse	²⁰⁶ Pb (cps)	²⁰⁴ Pb (cps)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	Âge (Ma)			Disc. (%)			
										²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$
2009-PB-4024 Grès, Formation de Marbot																
78	17	240834	78	0,533	0,031	13,698	0,797	0,186	0,001	2753	128	2729	54	2711	6	-1,9
79	51	350388	58	0,499	0,027	12,822	0,707	0,187	0,001	2608	116	2667	51	2712	6	4,7
80	24	688957	106	0,540	0,032	13,890	0,817	0,187	0,001	2784	131	2742	54	2712	6	-3,3
81	39	462644	80	0,537	0,031	13,821	0,814	0,187	0,001	2772	130	2738	54	2712	6	-2,7
82	55	104689	122	0,528	0,032	13,588	0,835	0,187	0,001	2734	134	2721	57	2712	6	-1,0
83	27	170776	77	0,520	0,029	13,390	0,756	0,187	0,001	2699	122	2708	52	2714	6	0,7
84	54	450621	112	0,520	0,031	13,406	0,808	0,187	0,001	2701	131	2709	55	2714	6	0,6
85	25	202129	94	0,515	0,028	13,271	0,722	0,187	0,001	2678	117	2699	50	2715	6	1,6
86	40	418704	92	0,542	0,033	13,958	0,867	0,187	0,001	2791	138	2747	57	2715	6	-3,4
87	28	276061	81	0,519	0,030	13,382	0,771	0,187	0,001	2696	125	2707	53	2715	6	0,8
88	50	293112	56	0,522	0,030	13,448	0,789	0,187	0,001	2706	127	2712	54	2716	6	0,4
89	29	65074	78	0,515	0,029	13,281	0,754	0,187	0,001	2676	122	2700	52	2718	6	1,9
90	37	343925	70	0,543	0,031	14,031	0,809	0,187	0,001	2798	129	2752	53	2718	6	-3,6
91	21	280125	84	0,543	0,034	14,036	0,876	0,187	0,001	2797	139	2752	57	2719	6	-3,5
92	23	313824	92	0,524	0,030	13,551	0,776	0,187	0,001	2717	125	2719	53	2720	6	0,1
93	58	264491	129	0,478	0,029	12,361	0,762	0,187	0,001	2519	126	2632	56	2720	6	8,9
94	4	128012	0	0,531	0,032	13,737	0,840	0,187	0,001	2748	134	2732	56	2720	6	-1,2
95	30	248908	85	0,514	0,029	13,290	0,759	0,187	0,001	2674	123	2700	53	2720	6	2,1
96	46	671278	29	0,518	0,031	13,397	0,799	0,188	0,001	2690	129	2708	55	2722	6	1,4
97	19	118748	87	0,529	0,030	13,703	0,779	0,188	0,001	2736	124	2729	52	2725	6	-0,5
98	14	57208	15	0,529	0,030	13,709	0,797	0,188	0,002	2736	127	2730	54	2725	7	-0,5
99	35	216012	80	0,533	0,030	13,841	0,789	0,188	0,001	2753	125	2739	53	2728	6	-1,1
100	31	172115	85	0,524	0,028	13,645	0,744	0,189	0,001	2715	119	2725	50	2733	6	0,8
101	20	453423	247	0,518	0,031	13,500	0,816	0,189	0,002	2691	130	2715	56	2734	7	1,9
102	1	565339	60	0,554	0,034	14,649	0,913	0,192	0,001	2842	141	2793	58	2757	6	-3,8
103	44	108471	37	0,522	0,030	13,974	0,810	0,194	0,002	2707	126	2748	53	2778	7	3,1
104	56	391075	140	0,539	0,030	14,738	0,832	0,198	0,002	2780	125	2798	52	2812	6	1,4
105	38	108979	87	0,545	0,031	14,920	0,871	0,199	0,002	2803	130	2810	54	2815	6	0,5
106	9	115960	16	0,560	0,030	15,382	0,842	0,199	0,002	2868	124	2839	51	2819	6	-2,2
107	5	162861	0	0,540	0,031	14,862	0,866	0,200	0,002	2782	129	2806	54	2824	6	1,9
108	36	120134	78	0,531	0,030	14,654	0,825	0,200	0,002	2744	124	2793	52	2828	6	3,6
109	2	109686	57	0,558	0,035	15,408	0,993	0,200	0,002	2857	144	2841	59	2830	6	-1,2
110	57	397441	126	0,556	0,032	15,436	0,901	0,201	0,002	2849	132	2843	54	2838	6	-0,5
111	33	174198	96	0,534	0,029	14,841	0,812	0,202	0,002	2757	120	2805	51	2840	6	3,6

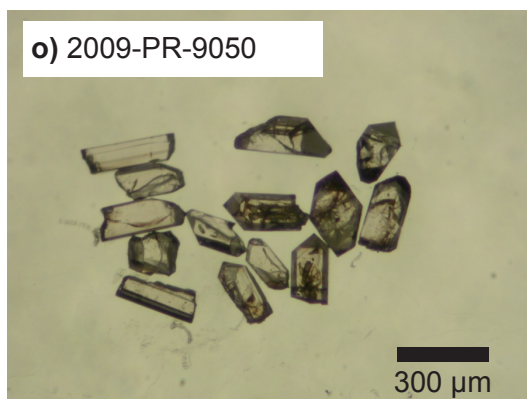
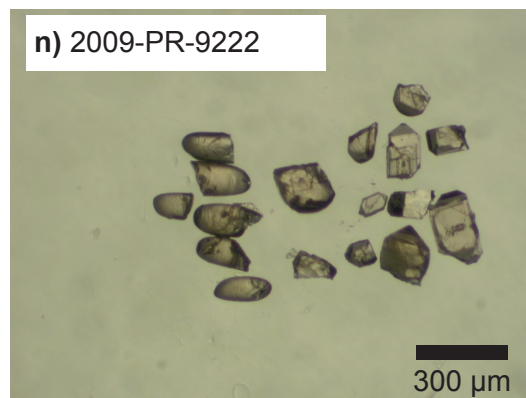
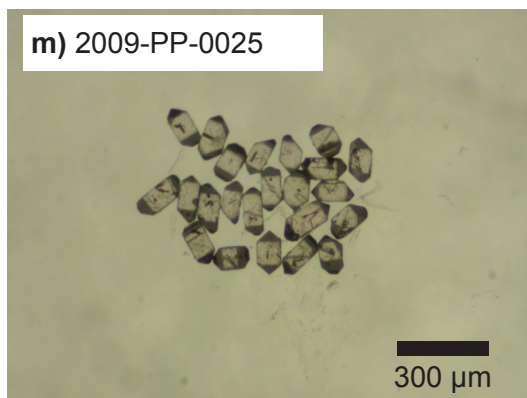
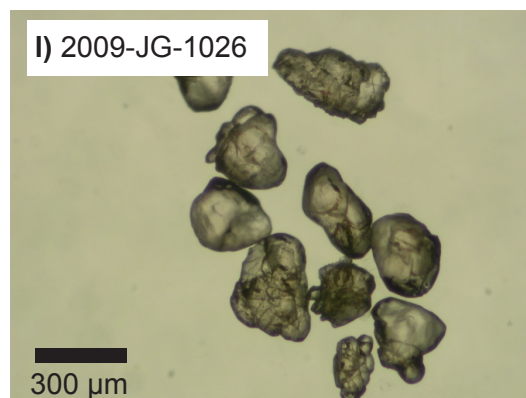
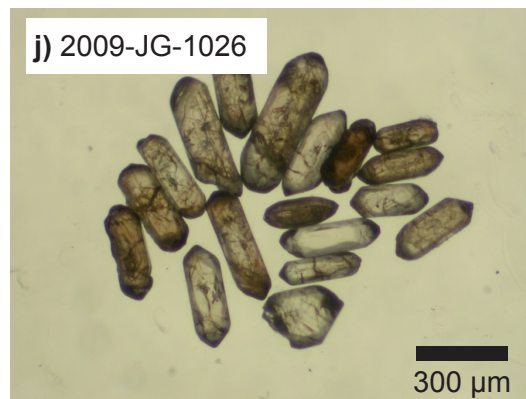
ANNEXE 1- Diagramme concordia des analyses du zircon standard interne UQZ8 effectuées au «Earth and Atmospheric Sciences Department» de l'Université de l'Alberta à Edmonton par la méthodes LA-MC-ICP-MS.



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



ANNEXE 2 (SUITE) - Photographies de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.



ANNEXE 2 (SUITE ET FIN) - Photographies de zircons avant abrasion provenant des échantillons prélevés dans le cadre de cette étude.

