RP 2005-02

DATATIONS U-PB EFFECTUEES EN SUPPORT AUX TRAVAUX DE CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE ET DE COMPILATION GEOSCIENTIFIQUE DU SGNO (2003-2004)

Documents complémentaires

Additional Files

Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004)

Donald W. Davis[1], Jean David[2], Claude Dion[3], Jean Goutier[3], Daniel Bandyayera[3], Pierre Rhéaume[3] et Patrice Roy[3]

RP 2005-02

Mots-clés : géochronologie, U-Pb, zircon, Abitibi, Baie-James

RÉSUMÉ

Cette contribution vise à présenter les résultats d'analyses U-Pb sur des minéraux accessoires (zircon et titanite) effectuées en 2002 et 2003 pour 10 échantillons prélevés en Abitibi et à la Baie-James. L'analyse de zircons détritiques (SGNO-2003-02) a été effectuée par la méthode LA-MC-ICPMS au GEOTOP. Les autres échantillons ont été traités par la méthode ID-TIMS au *Jack Satterly Geochronological Laboratory* du *Royal Ontario Museum* et à l'Université de Toronto.

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

L'échantillon SGNO-2003-02, un conglomérat polygénique du Groupe de Taibi (32F/10) a été analysé afin de déterminer l'âge de la sédimentation dans la région du lac Olga. Les zircons ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ compris entre 2653 Ma et 2737 Ma, avec près de 25 analyses presque concordantes concentrées entre 2680 Ma et 2710 Ma. On distingue trois populations de zircons soit : 2684,9 ±2,6 Ma, 2695,6 ±1 Ma et 2705,1 ±1,5 Ma. L'âge maximal de la sédimentation est estimé à 2684,9 ±2,6 Ma, comparable à celui des bassins turbiditiques de la partie méridionale de l'Abitibi, tels les groupes de Cadillac, de Kewagama et de Pontiac.

L'échantillon SGNO-2003-03 provient d'une dacite de la Formation de Dussieux (32F/14). Cette formation est constituée de laves et de pyroclastites andésitiques à rhyolitiques et est reconnue dans les feuillets 32F/14 et 32F/15. Les analyses de cinq monozircons s'accordent dans les limites d'erreurs avec un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2719,9 ±1,3 Ma.

L'échantillon SGNO-2003-07 est issu de la Syénite de Berthiaume (32F/10 qui représente l'une des rares intrusions alcalines du feuillet 32F. Les deux analyses les plus jeunes (sur un total de 6 analyses) donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2687,9 ±1,2 Ma qui représente la meilleure estimation de l'âge de la syénite.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Lebel-sur-Quévillon :

L'échantillon SGNO-2003-04, un tuf felsique à lapillis provenant de la mine Gonzague-Langlois (32F/02), a été analysé pour préciser l'âge du volcanisme associé à la minéralisation de SMV. Cinq analyses concordantes indiquent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2718,2 ±2,1 Ma. Cet âge est proche de celui du Membre de Novellet (2714,1 ±1,1 Ma) de la Formation d'Urban, plus à l'est.

Sous-province de l'Abitibi, secteur du Front du Grenville à l'est de Chibougamau :

L'échantillon SGNO-2003-05 provient de la Tonalite du Pluton de Boisvert (32G/09) situé dans la zone tectonique du Front du Grenville. Les analyses des monozircons donnent une ligne de discordance avec une intersection supérieure à 2697 ±3 Ma, interprétée comme l'âge de cristallisation. Trois zircons montrent des effets d'héritage avec un âge de 2714 Ma. Les titanites définissent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2627 ±2 Ma, considéré comme l'âge minimum du métamorphisme.

1 - Université de Toronto

2 - GEOTOP UQAM-McGill

3 - Ministère des Ressources naturelles et de la Faune

Ressources naturelles et Faune
Québec

L'échantillon SGNO-2003-08 est un orthogneiss migmatitique en provenance du lac Larouche (32B/14). L'analyse de cet échantillon vise à déterminer l'âge de la migmatitisation dans ce secteur du Front du Grenville. La régression des analyses de quatre fragments de zircon et de deux groupes de titanite a donné un âge de 2647 ±2 Ma, considéré comme l'âge du mobilisat. Les noyaux des zircons datés à 2686 Ma reflètent l'âge du protolithe tonalitique.

Sous-province de l'Abitibi, feuillet 32E/06 :

L'échantillon SGNO-2003-10, une rhyolite prélevée dans la propriété Gémini-Turgeon (32E/06), est issu d'un complexe felsique constituant l'unité encaissante des sulfures massifs polymétalliques (Cu, Zn, Au,Ag) de ce secteur. Les analyses concordantes de trois monozircons s'accordent dans les limites d'erreurs pour donner un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2735,5 ±1,0 Ma.

Sous-province de La Grande, secteur du lac Sakami :

L'échantillon SGNO-2002-01 provient d'une monzodiorite porphyrique (33F/06) formant la roche encaissante d'indices aurifères au nord du lac Menarik. Cette intrusion coupe les roches sédimentaires de type molasse de la Formation d'Ekomiak. Trois fragments de zircon ont donné des analyses concordantes qui s'accordent dans la limite d'erreur. Ils donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2712,4 ±1,4 Ma interprété comme l'âge de cristallisation. Cette détermination représente également l'âge minimal de la sédimentation de la Formation d'Ekomiak et l'âge maximal de la minéralisation aurifère.

L'échantillon SGNO-2002-02 est un tuf rhyolitique du Groupe de Yasinski (33F/10). Cette unité est composée principalement de volcanites mafiques, intermédiaires et felsiques et constitue l'encaissant de la Tonalite de La-Grande-Sud (2734 ±2 Ma). Les analyses concordantes de trois monozircons s'accordent dans les limites d'erreur. L'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2740,4 ±1,2 Ma est interprété comme l'âge de mise en place de la rhyolite.

L'échantillon SGNO-2003-09 représente un tuf dacitique épiclastique du Groupe de Laguiche (33F/09) interstratifiés avec des wackes feldspathiques et des mudrocks. L'âge de mise en place de cette unité avait été estimé de façon préliminaire à <2648 ±50 Ma. Quatre analyses concordantes de monozircons ont donné un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2738,3 ±1,1 Ma. Deux autres monozircons ont donné des analyses concordantes avec un âge moyen plus jeune de 2718,0 ±2,3 Ma, lequel représente l'âge maximum de déposition.

INTRODUCTION

Le Service géologique du Nord-Ouest effectue chaque année depuis le début de la décennie 90 une dizaine de datations U-Pb à partir des minéraux accessoires (zircon, titanite) en appui aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique en Abitibi et dans la région de la Baie-James. Les résultats de ces analyses géochronologiques ont généralement été présentés dans les rapports ou les études géologiques publiés à la suite de ces travaux. Dans le but de faciliter la diffusion des données, les résultats de datations seront dorénavant publiés annuellement sous la forme de rapports préliminaires. Cette nouvelle formule permettra également de rendre publiques les analyses qui, pour des raisons diverses, étaient restées jusque là inédites.

Après la description des méthodes d'analyse, nous présenterons une brève description du contexte géologique de chaque échantillon, suivie de l'interprétation des données U-Pb et des conclusions qu'il est possible d'en tirer. Les données U-Pb seront également présentées sous la forme de tableaux (tableaux 1 et 2), de diagrammes Tera-Wasserburg (figure 2a) et Concordia (figure 3).

Ce document présente les résultats des analyses de dix échantillons, sept en provenance de l'Abitibi et trois de la Baie-James. En Abitibi, trois échantillons ont été récoltés dans la région du lac Olga (feuillets SNRC 32F/10 et 32F/14), deux dans le secteur du Front du Grenville au sud de Chibougamau (feuillets SNRC 32G/09 et 32B/14), un autre dans la région de Lebel-sur-Quévillon (feuillet SNRC 32F/02) et un dernier au sud du camp minier de Casa Berardi (feuillet SNRC 32E/06). Les trois échantillons de la Baie-James ont tous été prélevés dans la Ceinture de La Grande (feuillets SNRC 33F/06, 33F/09 et 33F/10).

MÉTHODES D'ANALYSE

L'échantillon est réduit au moyen d'un broyeur à mâchoires puis d'un pulvérisateur à disques. Les minéraux lourds sont séparés de la poudre ainsi obtenue à l'aide de liqueurs denses (bromoforme et iodure de méthylène). La fraction paramagnétique est obtenue au moyen d'un séparateur isodynamique Frantz. La sélection finale des zircons et des titanites est faite à l'aide d'un pinceau sous un microscope binoculaire en cherchant les cristaux sans fracture ni évidence d'altération ou d'inclusion.

La grande majorité des analyses ont été effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) aux laboratoires du *Jack Satterly Geochronological Laboratory* du *Royal Ontario Museum* ainsi qu'à l'Université de Toronto. La partie superficielle des zircons sélectionnés est enlevée par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982). Seuls les monozircons sont analysés. Le poids des grains sélectionnés pour l'analyse est estimé par une analyse stéréographique des images numériques en utilisant la méthode de Matthews et Davis (1999). Ceci permet d'estimer les concentrations en U et en Pb des zircons mais pas leurs âges qui sont déterminés à l'aide des rapports isotopiques, lesquels sont insensibles au poids.

La dissolution des zircons s'effectue avec de l'acide fluorhydrique (HF) à 200° C, à haute pression, dans une capsule de téflon, après un lavage au HNO_3 et l'addition d'un étalon isotopique de ^{205}Pb et ^{235}U. Les produits de décomposition sont traités avec de l'acide chlorhydrique (HCl) pour assurer une dissolution complète. Pour les zircons de moins de 5 microgrammes, les solutions sont réduites par évaporation et placées directement sur des filaments pour montage dans le spectromètre de masse. Les solutions provenant des zircons de plus de 5 microgrammes passent par des colonnes à échange anionique avec du HCl afin de purifier le plomb et l'uranium. Le procédé suit la méthode de Krogh (1973) avec des capsules et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination (le « blanc »).

Le plomb et l'uranium sont déposés sur le même filament de rhénium avec un gel de silice et de l'acide phosphorique. Le filament est ensuite monté dans un spectromètre de masse VG354. Les analyses s'effectuent au moyen d'un compteur d'ions Daly. Les corrections pour la discrimination thermique des masses et la discrimination du détecteur sont respectivement de 0,10 %/AMU et 0,07 %/AMU. La correction pour le temps mort du détecteur est de 21,5 ns. Ces corrections sont déterminées avec l'étalon isotopique SRM982 pour le plomb et CBNM 72-6 pour l'uranium.

Les calculs de droite Discordia sont effectués en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) en prenant en considération les erreurs corrélées des rapports $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, de même que celle associée au rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$. Dans les cas où les données sont cohérentes et se projettent sur la courbe Concordia, ou à proximité de celle-ci, l'âge est calculé en forçant une droite passant par les données et l'origine de la courbe Concordia. Ceci équivaut à calculer la moyenne des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$. Normalement, les probabilités de coïncidence (*probability of fit*) doivent se situer autour de 50 %. On considère une probabilité de coïncidence de plus de 10 % comme étant statistiquement acceptable. Les incertitudes sur les âges sont toutes présentées pour un intervalle de confiance de 95 %. Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent un intervalle de 2σ. La composition du Pb commun de l'analyse est considérée comme étant celle du blanc de laboratoire.

Les zircons détritiques de l'échantillon SGNO-2003-02 (conglomérat polygénique du Groupe de Taibi) ont été analysés au GEOTOP par ablation laser à l'aide d'un laser de type Excimer d'une longueur d'onde de 193 nm et d'un spectromètre de masse à multi-collection et à ionisation au plasma (LA-MC-ICPMS) de type MicroMass Isoprobe. Les grains sont sélectionnés d'après leur morphologie et leur

couleur pour représenter les différentes populations de zircons. Ils sont ensuite montés sur une lame de verre et polis pour analyse.

Les corrections pour le fractionnement isotopique et élémentaire ainsi que pour la dérive quotidienne sont effectuées via une méthode dite de « *standard bracketing* » pour laquelle l'analyse d'un zircon standard permet de calculer un facteur de correction pour les différents rapports isotopiques mesurés. Le zircon KLO1125, utilisé comme standard, a un âge de 2761,7 ±1,5 Ma et les rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés par LA-MC-ICPMS présentent une reproductibilité externe inférieure ou égale à 1 %.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

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

SGNO-2003-02 : Conglomérat polygénique du Groupe de Taibi, feuillet SNRC 32F/10

Géologie

Le Groupe de Taibi est l'une des plus importantes unités sédimentaires en superficie de la Sous-province de l'Abitibi. Elle s'étend sur plus de 250 km selon un axe E-W. Cette unité est composée de wacke et de mudrocks turbiditiques, de formation de fer et de conglomérat polygénique. Une datation antérieure d'un échantillon de conglomérat du Groupe de Taibi dans le feuillet 32E/11 indiquait que la sédimentation de cette unité était postérieure à 2696 Ma (Pilote *et al.*, 1999).

Un échantillon de conglomérat polygénique du Groupe de Taibi a été prélevé pour déterminer l'âge maximal de la sédimentation dans la région du lac Olga (figure 1). Il est principalement composé de fragments de tonalite et de diorite à hornblende, de diorite grise porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de volcanites intermédiaires et de fragments de wacke dans une matrice gréseuse. La roche est métamorphisée au faciès supérieur des schistes verts et elle est plissée. Les fragments mafiques sont foliés et plus déformés que les autres.

Géochronologie

Les zircons récupérés de l'échantillon SGNO-2003-02 sont en grande partie idiomorphes. Un très faible pourcentage (<10 %) de cristaux pourraient être qualifiés de détritiques, cette caractéristiques étant déduite de l'arrondi des grains. Cette observation permet de conclure que les cristaux obtenus proviennent principalement du démembrement des fragments de roches du conglomérat lors du traitement de l'échantillon plutôt que de la matrice sédimentaire.Il n'y a donc aucun critère morphologique permettant de supposer qu'une population de zircons soit plus jeune qu'une autre. Conséquemment, un peu plus de 50 grains ont été sélectionnés et regroupés en trois classes en fonction de leurs caractéristiques morphologiques. Trente grains ont été analysés. Le premier goupe est relativement homogène avec des cristaux brun pâle à incolores, ayant une partie prismatique importante et des terminaisons pyramidales asymétriques. Le second groupe comprend des cristaux équidimensionnels incolores avec des faces cristallines plus complexes (011) et (121). Le troisième groupe comprend des cristaux incolores de plus petite taille dont plusieurs se caractérisent par l'absence d'une section prismatique. Les grains des deux derniers groupes présentent des variations morphologiques plus importantes que ceux de la première sélection.

Les zircons ont été analysés par la méthode LA-MC-ICPMS au GEOTOP (tableau 1). Ces zircons ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 2653 Ma et 2737 Ma et sont présentés sur un diagramme Tera-Wasserburg $^{207}Pb/^{206}Pb$ versus $^{238}U/^{206}Pb$ (figure 2a; Tera et Wasserburg, 1972). Sur ce diagramme, près de 25 analyses sont presque concordantes et se concentrent entre 2680 Ma et 2710 Ma.

Il n'est pas évident *a priori* de distinguer une ou plusieurs populations d'âge à l'intérieur d'une telle distribution. Cette situation est habituelle pour des techniques de datation du type traces de fission. Dans de tels cas, des traitements statistiques basés sur les théories de « *mixture modeling* » ont été mis au point afin de mettre en évidence les composantes spécifiques. Sambridge et Compston (1994) ont adapté ce type de modèle mathématique pour traiter les analyses U/Pb provenant des sondes ioniques SHRIMP. La meilleure estimation des populations d'âges issues de ce type de traitement statistique est présentée sur l'histogramme des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ (figure 2b). Trois populations se distinguent à partir des 27 analyses regroupées entre 2680 et 2710 Ma soit : 2684,9 ±2,6 Ma, 2695,6 ±1,0 Ma et 2705,1 ±1,5 Ma. Il est important de noter que les erreurs « ± » sur les âges sont statistiques. En conclusion, l'âge maximal de la sédimentation représentée par le conglomérat est de 2684,9 ±2,6 Ma. Cet âge, qui compte pour 28 % des analyses, semble être rattaché aux grains du deuxième groupe dans lequel les cristaux sont équidimensionnels ou à section prismatique courte et à faces cristallines complexes. Le résultat de 2653,9 ±3,0 Ma n'est pas facile à interpréter, un seul des résultats des deux zircons de cet âge est concordant et l'analyse du grain 13 est interprétée comme ayant été affecté par un phénomène de perte en plomb.

Signification géologique

L'âge maximal de 2684,9 ±2,6 Ma pour la sédimentation des roches du Groupe de Taibi dans le secteur du lac Olga est comparable aux âges obtenus par Davis (2002) pour les bassins turbiditiques dans la partie méridionale de la Sous-province de l'Abitibi, dans les groupes de Cadillac, de Kewagama et de Pontiac. Cet âge maximal provient d'un modélisation des données LA-MC-ICPMS (figure 2b). En

acceptant ces données comme une bonne estimation de l'âge des sources (sauf peut-être pour les zircons autour de 2654 Ma), on doit conclure que la sédimentation dans ces grands bassins est contemporaine. Les roches du Groupe de Taibi ne peuvent donc pas appartenir au cycle 1 de sédimentation de Chown *et al.* (1992) que l'on estime antérieur à 2720 Ma.

Les échantillons de conglomérat prélevés par Pilote *et al.* (1999) dans le Groupe de Taibi (secteur de Casa Berardi) et par Goutier *et al.* (2004) dans la Formation de Matagami contiennent des populations de zircons anciens (2825 Ma et 2786 Ma respectivement) que l'on interprète généralement comme le résultat de l'érosion des roches de la Sous-province d'Opatica plus au nord. Ces populations de zircons anciens sont curieusement absentes de l'échantillon de conglomérat du Groupe de Taibi de la région du lac Olga. La population de zircons à 2696 Ma peut facilement être associée aux intrusions syntectoniques du secteur, tels les plutons de Canet, d'Olga, de Waswanipi ou de Barlow. Elle correspond également à la population la plus jeune obtenue pour le conglomérat du Groupe de Taibi dans la région de Casa Berardi (Pilote *et al.*, 1999). La source des populations de zircons datées à 2685 Ma et 2705 Ma n'ont pas encore été reconnus dans la région du lac Olga. Notons que les deux sites d'échantillonnage (Casa Berardi et lac Olga) sont distants de plus de 170 km l'un de l'autre et que la présence de différentes populations de zircons dans ces deux échantillons de conglomérat réflète probablement des sources locales. L'âge maximal de 2685 Ma pour le Groupe de Taibi dans le région du lac Olga est probalement correct. Toutefois, compte tenu du contexte de l'Abitibi qui semble montrer une évolution tectonique très rapide et en raison de l'existence de données géochronologiques abondantes et très précises permettant de caler les évènements géologiques, il serait souhaitable de reproduire cet âge par la méthode ID-TIMS.

Les volcanites les plus jeunes reconnues jusqu'à maintenant dans le secteur du lac Olga ont été datées à 2720 Ma (Formation de Dussieux, cette étude), tandis que la Syénite de Berthiaume, l'intrusion archéenne la plus tardive, est datée à 2688 Ma (cette étude). Il est intéressant de noter l'écart important qui semble exister entre les épisodes volcanique (2720 Ma) et sédimentaire (2685 Ma). Il faut cependant souligner que le conglomérat du Groupe de Taibi contient des fragments de volcanites de composition similaire à celle de l'unité volcanique sous-jacente, la Formation d'Imbault, ce qui suggère que cette dernière unité pourrait bien être l'une des sources des zircons plus jeunes (2705 Ma).

SGNO-2003-03 : Dacite de la Formation de Dussieux, feuillet SNRC 32F/14

Géologie

La Formation de Dussieux est une nouvelle unité volcanique de laves et de pyroclastites reconnue dans les feuillets 32F/14 et 32F/15 (Goutier *et al.*, 2004). Sa composition varie d'andésite basaltique à rhyolite et son affinité géochimique change de transitionnelle à calco-alcaline. La Formation de Dussieux repose sur les Volcanites de la Rivière Bell du Groupe de Wabassee et elle est partiellement recouverte par les wackes de la Formation de Morris et les roches sédimentaires du Groupe de Matagami. L'affleurement échantillonné (figure 1) est composé d'une coulée massive de dacite porphyrique à plagioclase et à quartz, schisteuse, d'un lobe aphyrique avec des structures d'écoulement et de minces niveaux de brèche vésiculaire. L'échantillon SGNO-2003-03 provient d'une coulée massive de la dacite porphyrique. La roche est schisteuse et contient des carbonates disséminés.

Géochronologie

Cet échantillon a donné beaucoup de zircons sous la forme des grains trapus à faces multiples. Les analyses de cinq monozircons abrasés s'accordent dans la limite d'erreurs avec un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2719,9 ±1,3 Ma (tableau 2 et figure 3a). L'une des analyses est peu précise en raison d'une contamination en Pb commun du HCl. La composition isotopique de la contamination de l'acide a été mesurée avec précision (voir remarques du tableau 2). Ceci a permis de faire une correction assez précise pour que cette analyse soit utile.

Signification géologique

Cette datation donne l'âge de l'un des complexes volcaniques composites (Formation de Dussieux) qui repose sur la plaine basaltique associée aux Volcanites de la Rivière Bell. Ceci indique l'existence d'un hiatus important entre la fin du volcanisme et le début de la sédimentation turbiditique dans la région (voir la section sur le Groupe de Taibi plus haut).

SGNO-2003-07 : Syénite de Berthiaume, feuillet SNRC 32F/10

Géologie

La Syénite de Berthiaume a été découverte lors de la campagne de terrain 2003 (Goutier, en préparation). Il s'agit de l'une des rares intrusions de syénite présente dans le feuillet 32F. Elle se compare en dimensions (5 km par 7 km) à celles reconnues dans la partie NW du feuillet SNRC 32G. La Syénite de Berthiaume est intrusive dans le Pluton de Waswanipi-Nord et elle est localement coupée par des dykes de granite pegmatitique. La syénite est composée de cristaux idiomorphes de microcline (0,5 à 8 cm) à texture trachytique, flottant dans une matrice à grains moyens, dominée par les minéraux mafiques. Elle n'est pas déformée. Cette syénite (figure 1) a été échantillonnée dans le but de comparer son âge avec celui des intrusions alcalines des feuillets SNRC 32G (Lac Shortt, 2691 +5/-3 Ma, Joanisse inédit, 1994), 32D (Beattie, 2682 ±1 Ma, Mueller *et al.* 1996; Cléricy, 2682 ±3 Ma, Mortensen 1993; Granada, 2672 ±2 Ma, Davis 2002) et 32E (Douay, 2676 +6/-5 Ma, Davis *et al.*, 2000).

Géochronologie

L'échantillon contient beaucoup de zircons sous la forme de fragments brun clair très fracturés. Plusieurs de ces grains possèdent un noyau. Les extrémités des cristaux de zircon ou les surcroissances sans fêlures ont été utilisées pour les datations. Six analyses des monofragments sont presque concordantes (discordance <1,0 %, tableau 2 et figure 3b), mais leurs âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ ne s'accordent pas dans la limite d'erreur (2695-2688 Ma), ce qui peut indiquer un effet d'héritage. Les deux analyses les plus jeunes donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2687,9 ±1,2 Ma. L'une de ces analyses (analyse 6) provient de l'extrémité d'un cristal présentant un noyau visible. Ceci constitue la meilleure estimation de l'âge de la syénite. Cette estimation coïncide avec un âge moins précis obtenu par regression avec une analyse discordante (2690 +3/-2 Ma).

Signification géologique

La Syénite de Berthiaume (2687,9 ±1,2 Ma) est contemporaine de la Carbonatite du lac Shortt (2691 +5/-3 Ma, Joanisse inédit, 1994). Cet âge explique notamment les relations de recoupement avec le Pluton de Waswanipi-Nord. En effet, la masse principale de ce pluton, datée à 2694 ±3 Ma (Davis *et al.*, 2000), est légèrement plus vieille que la syénite. L'activité alcaline dans la Sous-province de l'Abitibi a donc débuté vers 2690 Ma dans la partie nord pour ensuite se poursuivre vers 2680 Ma dans la partie sud.

Sous-province de l'Abitibi, secteur de Lebel-sur-Quévillon

SGNO-2003-04 : Tuf felsique à lapillis, mine Gonzague-Langlois, feuillet SNRC 32F/02

Géologie

L'échantillon SGNO-2003-04 a été prélevé aux coordonnées 116+85 E et 99+04 N au niveau 9 (555 m de profondeur) de la mine Gonzague-Langlois. Il provient de la paroi de la galerie d'accès, à 20 m au sud de la zone 97 (figure 1). Cet échantillon consiste en un tuf felsique à lapillis fortement déformé. Environ 20 % des lapillis contiennent jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase, alors que 1 à 2 % des lapillis présentent des phénocristaux de quartz et de plagioclase. Cet échantillon a été prélevé dans le but de préciser l'âge du volcanisme associé à la minéralisation, aucune datation antérieure n'étant disponible. Par analogie avec la stratigraphie du secteur de Chibougamau, Théberge *et al.*, (1999) ont cependant suggéré que les roches encaissantes de la mine Gonzague-Langlois, dominées par des basaltes gloméroporphyriques, pouvaient représenter un équivalent de la Formation d'Obatogamau (>2729 Ma; Mortensen, 1993).

Géochronologie

L'échantillon SGNO-2003-04 a fourni quelques cristaux de zircon sous la forme de prismes courts fracturés à faces simples. Les analyses ont été effectuées sur de petits fragments abrasés pour éviter les fêlures pouvant être associées à des pertes de plomb. Les zircons montrent des concentrations assez basses en uranium, ce qui fait que les erreurs de quelques données sont relativement grandes. Les cinq analyses sont toutes concordantes et indiquent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2718,2 ±2,1 Ma (tableau 2 et figure 3c).

Signification géologique

L'âge de 2718,2 ±2,1 Ma est considéré comme représentatif de la mise en place des roches felsiques encaissantes du gîte Gonzague-Langlois et, par extension, des minéralisations volcanogènes qui leur sont associées. Cet âge ne corrobore pas la corrélation proposée entre les volcanites du secteur de Grevet et de la Formation d'Obatogamau. Il se rapproche davantage de l'âge du Membre de Novellet (2714,1 ±1,1 Ma; Bandyayera *et al.*, 2003), encaissé dans les laves gloméroporphyriques de la Formation d'Urban, plus à l'est.

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

SGNO-2003-05 : Tonalite du Pluton de Boisvert, feuillet SNRC 32G/09

Géologie

Le Pluton de Boisvert s'étend au sud-est de la ville de Chibougamau selon une orientation NNE, à l'intérieur de la zone tectonique du Front du Grenville. Cette zone correspond à la limite entre la Sous-province de l'Abitibi et le domaine parautochtone (Daigneault et Allard, 1983; Daigneault, 1986; Roy *et al.*, 2005). Le Pluton de Boisvert est bien exposé avec de nombreux affleurements en relief et il couvre une superficie de près de 30 km par plus de 20 km. Cette intrusion s'est mise en place dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau exposés à son contact nord-est. Des gneiss tonalitiques du domaine parautochtone se trouvent en contact graduel au sud-est du pluton. Ces gneiss ont été datés à 2620 ±2 Ma (Joly, 1991). Cette datation a toutefois été réalisée sur des groupes de zircons et son interprétation est difficile. Le Pluton de Boisvert est composé de leucotonalite et de granodiorite avec une fraction mineure de tonalite et de diorite concentrée à sa limite NW. Il contient localement des enclaves d'amphibolite de composition similaire aux basaltes de la Formation d'Obatogamau. Des injections tardives de pegmatite recoupent le pluton et les basaltes encaissants. La foliation à l'intérieur du pluton

est orientée NNE avec un pendage abrupt. Cependant, la portion nord du pluton est caractérisée par des foliations concentriques avec de faibles pendages pouvant représenter une structure en dôme (Daigneault *et al.*, 1990). La linéation dominante plonge vers le sud-est. Finalement, des failles tardives fragiles à ductiles orientées NNE coupent le pluton. Ces failles sont associées aux événements grenvilliens (Daigneault et Allard, 1994; Daigneault *et al.*, 1990).

L'échantillon SGNO-2003-5 (figure 1) est une leucotonalite faiblement foliée à grains moyens. Cette leucotonalite est composée de plagioclase, de quartz lenticulaire, de biotite verte et d'épidote poecilitique. Il contient aussi des titanites automorphes orientées selon la foliation et de plus rares grains d'apatite et d'allanite.

Géochronologie

Cet échantillon a donné une quantité abondante de zircons prismatiques. La plupart des grains sont très fendillés et quelques-uns montrent des noyaux. Des cristaux furent cassés pour libérer les noyaux de leurs surcroissances. Le même procédé fut répété pour obtenir quelques surcroissances claires et sans fêlure. Les analyses des monozircons abrasés (tableau 2 et figure 3d) donnent une ligne de discordance avec héritage. La ligne de discordance est définie par sept analyses (analyses 10S, 9S, 8, 7S, 5N, 6N et 4) avec une intersection supérieure à 2697 ±3 Ma et une intersection inférieure à 1356 ±45 Ma. L'une des analyses (analyse 4) est presque concordante. Trois zircons (analyses 1, 2N et 3) montrent des effets d'héritage avec des âges atteignant 2714 Ma. Deux noyaux (analyses 5N et 6N) tombent sur la ligne de Discordia, alors qu'un seul noyau (analyse 2N) fait partie des zircons hérités. Les surcroissances sont discordantes, mais tombent toutes sur la Discordia. Elles montrent des rapports Th/U relativement bas, ce qui peut indiquer qu'elles ont cristallisé lors d'un événement métamorphique précoce.

L'échantillon a donné beaucoup de cristaux de titanite fraîche sous la forme de fragments bruns. Une analyse de titanite (analyse 12) est très radiogénique, bien qu'un peu discordante, et définit un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2627 ±2 Ma (tableau 2 et figure 3d). L'autre analyse (analyse 11) est moins précise, mais les deux âges s'accordent (tableau 2 et figure 3d).

Signification géologique

L'interprétation la plus probable est que l'âge d'intrusion du Pluton de Boisvert correspond à l'intersection supérieure de la ligne de discordance à 2697 ±3 Ma. La datation des titanites donne l'âge minimum du métamorphisme (2627 ±2 Ma). Il ne semble pas y avoir d'évidence claire d'un effet du métamorphisme grenvillien. L'intersection inférieure de la Discordia indique peut-être une influence grenvillienne, mais il pourrait aussi s'agir de l'effet des dommages dans la structure cristalline du zircon causés par la désintégration de l'uranium et du thorium. L'effet thermique associé à l'événement grenvillien dans le secteur du Pluton de Boisvert n'a probablement pas atteint une température de plus de 500°C, puisqu'il n'a pas affecté la titanite (Mezger *et al.*, 1991).

SGNO-2003-08 : Orthogneiss migmatitique du lac Larouche, feuillet SNRC 32B/14

Géologie

L'échantillon SGNO-2003-8 (figure 1) provient d'une unité d'orthogneiss migmatitique affleurant dans le coin SE du feuillet 32B/14, au sud de la Faille Larouche. Il consiste en un mobilisat de composition tonalitique entouré d'enclaves d'amphibolite déformées interprétées comme la restite. L'échantillon a été prélevé afin d'obtenir l'âge de la migmatitisation intense (archéen ou protérozoïque) qui caractérise les roches de ce secteur et, si possible, de dater le protolithe.

Géochronologie

L'échantillon SGNO-2003-08 a donné une quantité abondante de zircons sous la forme de prismes courts et trapus. La plupart des cristaux sont très fracturés. Les noyaux sont rarement visibles. L'analyse de 9 monozircons permet d'obtenir une distribution compliquée avec des évidences d'héritage jusqu'à 2686 Ma. Pour éviter les noyaux, les cristaux ont été cassés et les extrémités des prismes ont été soumises à l'abrasion. Quatre de ces surcroissances (analyses 4, 6, 7B et 8B) définissent une Discordia avec une intersection supérieure à 2648 ±4 Ma et une intersection inférieure à 1155 ±150 Ma (tableau 2 et figure 3e).

L'échantillon a aussi fourni de la titanite en abondance sous la forme de fragments bruns plutôt altérés. Deux groupes de titanite les plus fraîches ont produit des analyses discordantes (analyses 10 et 11, tableau 2 et figure 3f). La régression de ces données avec celles des quatre fragments de zircon mentionnés plus haut a donné des intersections de 2647 ±2 Ma et 1101 ±5 Ma, mais avec une probabilité de coïncidence de 0 %. Ce résultat est peut-être dû à une légère perte de Pb récente des titanites.

Signification géologique

La datation des noyaux et des surcroissances des zircons de la migmatite du lac Larouche a permis d'obtenir deux âges distincts et confirme que l'épisode de migmatitisation est bien archéen. Le premier âge, provenant des surcroissances, est de 2647 ±2 Ma et est considéré comme l'âge de mise en place du mobilisat. Cet âge correspond à l'épisode de métamorphisme régional en Abitibi compris entre 2677 et 2643 Ma (Powell *et al.*, 1995). Le second âge, provenant de la datation des noyaux des zircons, est de 2686 Ma et représente probablement un phénomène d'héritage qui reflète l'âge du protolithe tonalitique. Cet âge est comparable à celui des plutons granodioritiques syn- à tardi-tectoniques de

l'Abitibi (2703 à 2690 Ma, Chown *et al.*, 1992). Le métamorphisme grenvillien pour cette région est estimé à 1100 Ma.

Il faut signaler que la régression des analyses des zircons montrant un héritage (analyses 1 à 3) avec les données des titanites présente une bonne probabilité de coïncidence (50 %) avec une intersection supérieure de 2686,7 ±2,4 Ma (figure 3e). Il est difficile de voir comment cette signature aurait pu être préservée lors de la croissance de zircons plus jeunes. Il s'agit probablement d'une coïncidence sans relation avec l'âge de la migmatitisation.

Sous-province de l'Abitibi, feuillet 32E/06

SGNO-2003-10 : Rhyolite, Propriété Gémini-Turgeon, feuillet SNRC 32E/06

Géologie

L'échantillon SGNO-2003-10 provient d'un complexe felsique d'au moins 20 km d'extension situé à l'ouest du Pluton de Mistaouac (figure 1). Cette unité de laves et de pyroclastites felsiques n'a pas encore été assignée à une unité stratigraphique formelle. Elle constitue l'unité encaissante d'une série de lentilles de sulfures massifs polymétalliques (Cu, Zn, Au,Ag; Zone B 1,3 Mt à 8,26 % Zn et 0,7 Mt à 3,01 % Cu) et aurifères (Zones A et 51) de la propriété Gémini-Turgeon de Mines Cancor/Cambior.

L'échantillon SGNO-2003-10 provient du sondage GE03-128 entre 210 et 224 m. Ce sondage a été effectué en 2003 par Cambior pour examiner l'extension nord de la Zone A. Il s'agit d'une rhyolite bréchique contenant environ 10 % de phénocristaux arrondis de quartz bleu. Elle est faiblement chloritisée et séricitisée.

Géochronologie

L'échantillon SGNO-2003-10 a donné quelques zircons sous la forme de petits prismes bruns à faces simples (classification P3 à P5 de Pupin, 1980). Les analyses de trois monozircons sont concordantes et s'accordent dans la limite d'erreurs. L'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen est de 2735,5 ±1,0 Ma (tableau 2 et figure 3g).

Signification géologique

L'âge probable de cristallisation de cette rhyolite est 2735,5 ±1,0 Ma. Cet âge est plus ancien que celui des roches du complexe volcanique de Joutel (2728 ±2 Ma; Mortensen, 1993 et Legault *et al.*, 2002) plus à l'est. Le Pluton de Mistaouac (2726 ±2 Ma, Davis *et al.*, 2000) fait intrusion dans la séquence volcanique. Ce pluton synvolcanique contient des zircons hérités aussi vieux que 2753 Ma (Davis *et al.*, 2000), suggérant la présence de roches volcaniques encore plus anciennes dans le secteur.

Sous-province de La Grande, secteur du lac Sakami

SGNO-2002-01 : Monzodiorite porphyrique, feuillet SNRC 33F/06

Géologie

L'échantillon SGNO-2002-01 provient d'une intrusion de monzodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique. Cette intrusion est la roche encaissante de quelques indices aurifères situés dans le feuillet SNRC 33F/06, au nord du lac Menarik, dont les indices Pierre et Pierre Extension Ouest de Ressources Dianor (figure 4). Cette intrusion coupe les roches sédimentaires de type molasse de la Formation d'Ekomiak. Certaines évidences de terrain, notamment la présence de pépérites, suggèrent que la monzodiorite s'est mise en place alors que ces sédiments étaient non consolidés et encore gorgés d'eau. La localisation de l'intrusion semble être liée à des failles syn-sédimentaires bordant le bassin. La minéralisation aurifère, sous la forme de veines et de veinules de quartz et pyrite disséminée, coupe à la fois la monzodiorite et les roches sédimentaires. La composition des sédiments et des intrusions, la forme du bassin et la présence de minéralisations aurifères suggèrent la présence d'un bassin successeur de type Timiskaming analogue à ce qu'on observe dans la Sous-province de l'Abitibi (ex. Bassin de Duparquet). La datation de cette monzodiorite vise à déterminer l'âge de l'épisode intrusif alcalin, de la mise en place des roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak et de la minéralisation aurifère dans le secteur.

L'échantillon a été prélevé à environ 980 m au WNW de l'indice Pierre afin d'éviter les effets de l'altération hydrothermale. La monzodiorite est à grains moyens avec 15 à 20 % de phénocristaux hypidiomorphes de feldspath potassique (≤1 cm). La roche est peu déformée et contient moins de 5 % de chlorite et des traces de carbonate.

Géochronologie

L'échantillon SGNO-2002-01 a donné une petite quantité de zircon sous la forme de prismes brun pâle. La plupart des grains sont fendillés et beaucoup montrent des noyaux visibles. La titanite est très altérée.

Un xénocristal de zircon incolore a donné un âge de 2740 ±4 Ma. Pour éviter l'héritage, les autres analyses ont été effectuées sur des fragments représentant des surcroissances obtenues de zircons montrant des noyaux visibles. Ces fragments ont été fortement abrasés. Trois des fragments ont donné des analyses concordantes qui s'accordent dans la limite d'erreur (tableau 2 et figure 3h). Ils donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2712,4 ±1,4 Ma (probabilité de coïncidence de 77 %). L'ensemble des cinq analyses de zircons brunâtres définit une ligne avec une intersection supérieure semblable de 2712,3 ±1,4 Ma et une

intersection inférieure à 135 ±78 Ma (probabilité de coïncidence de 73 %, l'analyse 6 est hors diagramme).

Signification géologique

La date de 2712,4 ±1,4 Ma représente une bonne estimation de l'âge de cristallisation de la monzodiorite. Cette détermination correspond également à l'âge minimal de la sédimentation de la Formation d'Ekomiak et à l'âge maximal de la minéralisation aurifère. Le xénocristal à 2740 Ma provient probablement des volcanites du Groupe de Yasinski (voir la section suivante).

SGNO-2002-02 : Tuf rhyolitique, Groupe de Yasinski, feuillet SNRC 33F/10

Géologie

Le tuf rhyolitique échantillonné est bien exposé dans les tranchées TR-98-102 et 103 excavées par Mines d'Or Virginia dans le but de poursuivre l'indice Ugo plus à l'est (tranchée TR-97-76, Legault et Simard, 1998; Mailhot, 1999; figure 4). Ce tuf appartient au Groupe de Yasinski, une unité composée principalement de volcanites mafiques, intermédiaires et felsiques associées à de faibles quantités de roches sédimentaires clastiques et de formations de fer (Goutier *et al.*, 2001). Cette unité a été datée à 2732 +8/-6 Ma plus à l'ouest, dans le feuillet 33F/06 (Goutier *et al.*, 1998). Les niveaux de tuf rhyolitique de quelques centimètres à plus de 5 m d'épaisseur alternent avec des niveaux de basalte coussiné et sont injectés de filon-couches de gabbro. À l'indice Ugo, ces roches sont fortement schisteuses, altérées en quartz-muscovite-amphibole et minéralisées en pyrite-pyrrhotine-chalcopyrite disséminées sur un intervalle d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Cette zone altérée est associée à de faibles valeurs en or (ex. 1,75 g/t Au sur 16 m en rainure; Legault et Simard, 1998). La séquence est coupée au sud par la Tonalite de La-Grande-Sud datée à 2734 ±2 Ma (Goutier *et al.*, 2001).

Les tufs avaient été interprétés par Goutier *et al.* (2001) comme des dykes felsiques, mais les nouvelles expositions offertes par la tranchée TR-98-102-103 permettent de reconnaître clairement les structures sédimentaires (lamines parallèles, granoclassement). Les tufs à cendres d'affinité tholéiitique sont porphyriques, contenant des phénocristaux de quartz de 1 à 2 mm de diamètre (2 à 3%), ainsi que des porphyroblastes de magnétite (5%).

Géochronologie

Cet échantillon contient des zircons en quantité modérée. La plupart des grains sont des prismes courts, incolores, à faces simples (morphologie de type D de Pupin, 1980). Les inclusions solides sont communes. D'après Pupin (1980), cette morphologie indique un magma de haute température à tendance alcaline. Des zircons de ce type sont souvent associés aux environnements en extension tels les bassins d'arrière-arcs et aux rhyolites minéralisées en sulfures massifs. Ils montrent rarement de l'héritage.

Les analyses de trois monozircons sont concordantes et s'accordent dans les limites d'erreur. Elles donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2740,4 ±1,2 Ma (probabilité de coïncidence de 79 %; tableau 2 et figure 3i).

Signification géologique

L'âge de mise en place de la rhyolite est estimé à 2740,4 ±1,2 Ma. Cet âge confirme et précise la datation des volcanites du Groupe de Yasinski obtenue précédemment dans le feuillet 33F/06 (2732 +8/-6 Ma) et permet de mieux situer la Tonalite de La-Grande-Sud dans l'histoire géologique du secteur.

SGNO-2003-09 : Tuf dacitique, Groupe de Laguiche, feuillet SNRC 33F/09

Géologie

Cet échantillon provient de la tranchée TRH-96-13 localisée sur la Grille KM-85 de la propriété La Grande Sud de Mines d'Or Virginia (figure 4). Cet affleurement a été décrit en détail par Fallara *et al.* (1999). Il expose un niveau de formation de fer d'épaisseur décimétrique à métrique. Cette formation de fer faiblement aurifère est encaissée dans une séquence de tufs de composition felsique constitués cendres et de lapillis ou de blocs et de lapillis. Ces tufs sont schisteux et déformés, mais les structures sédimentaires (litage, granoclassement) sont encore facilement reconnaissables. Vers le sommet, ils sont interstratifiés avec des wackes feldspathiques et des mudrocks assignés au Groupe de Laguiche. La datation de l'unité de tuf devait permettre de préciser la mise en place du Groupe de Laguiche qui avait été estimée de façon préliminaire à <2648 ±50 Ma (Machado, 1999, données inédites). L'échantillon SGNO-2003-09 est un tuf felsique à cendres faiblement lité, schisteux, avec des phénocristaux de quartz de 1 à 2 mm.

Géochronologie

L'échantillon SGNO-2003-09 a donné une petite quantité de zircons en cristaux trapus et fracturés. Les formes cristallines varient de G1 à P1 selon la classification de Pupin (1980). On retrouve aussi des grains arrondis et une population de fragments relativement grands. Quatre analyses de monozircons concordants ont donné un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 2738,3 ±1,1 Ma (tableau 2 et figure 3j). Deux autres monozircons ont donné des analyses concordantes avec un âge moyen plus jeune de 2718,0 ±2,3 Ma.

Signification géologique

Ce tuf représente une roche épiclastique qui provient probablement de l'érosion d'édifices volcaniques d'âges différents localisés à proximité du lieu de sédimentation Ces données géochronologiques doivent donc être interprétées

comme celles d'une roche sédimentaire. L'âge de 2738,3 ±1,1 Ma correspond à celui des volcanites du Groupe de Yasinski (voir plus haut). L'âge maximum de la sédimentation pourrait correspondre à l'âge de la population de zircons concordants la plus jeune à 2718,0 ±2,3 Ma. Cet âge, beaucoup plus ancien que celui déjà obtenu par Machado (<2648 ±50 Ma), ne peut être associé pour le moment à aucune unité volcanique connue dans le secteur. Il correspond toutefois à l'épisode de mise en place de certaines intrusions syntectoniques de la Sous-province de La Grande (Pluton d'Amisach Wat, 2716 ±3 Ma; Goutier *et al.*, 1998). L'interprétation de cet âge est sujet à discussion et devrait être appuyée par des études plus poussées sur un plus grand nombre de zircons.

REMERCIEMENTS

Nous aimerions souligner la contribution financière de Cambior pour l'analyse de l'échantillon SGNO-2003-10 et remercier Mme Marie-France Bugnon et M. Claude Gobeil pour leur collaboration. Nous remercions également M. Denis Vaillancourt de Ressources Breakwater pour nous avoir donné accès à la mine Gonzague Langlois et nous avoir gracieusement guidé lors de notre visite.

RÉFÉRENCES

BANDYAYERA, D. – DAIGNEAULT, R. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie de la région du Lac de la Ligne (32F/01). Ministère des Ressources naturelles; RG 2002-12, 33 pages.

CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northen Volcanic Zone, Abitibi, Belt, Quebec. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 29, pages 2211-2225.

DAIGNEAULT, R., 1986 – Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DV 85-19.

DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. *Dans* : Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: État des connaissances, Séminaire d'information 1983. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 83-11, pages 1-17.

DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau - sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles; MM 89-03, 275 pages.

DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1994 – Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian foreland-parautochtone transition zone. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 31, pages 470-488.

DAIGNEAULT, R. – ST-JULIEN, P. – ALLARD, G.O., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 27, pages 1714-1736.

DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 19, pages 2141-2149.

DAVIS, D.W., 2002 – U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, contraints on timing, provenance and regional tectonics. Precambrian Research; volume 115, pages 97-117.

DAVIS, W. J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E. W. – BENN, K., 1995 – U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 32, pages 113-127.

DAVIS, W. J. – LACROIX, S. – GARIÉPY, C. – MACHADO, N., 2000 – Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 37, pages 117-133.

FALLARA, F. – MOORHEAD, J. – ROSS, P.-S. – GOUTIER, J., 1999 – Caractéristiques des centres volcaniques et des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes des séquences volcaniques du lac Sakami et de la rivière Eastmain, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-37, 130 pages

GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998 – Géologie de la région du Lac Kowskatehkakmow (33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – MERCIER-LANGEVIN, P. - DAVIS, D.W., 2001 – Géologie de la Colline Masson, de la Passe Awapakamich, de la Baie Carbillet et de la Passe Pikwahipanan (SNRC 33F/09, 33F/10, 33F/15 et 33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 67 pages.

GOUTIER, J. – RHÉAUME, P. – DAVIS, D. W., 2004 – Géologie de la région du lac Olga (32F/14). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-09, 40 pages et 4 cartes.

JAFFEY, A.H. – FLYNN, K.F. – GLENDENIN, L.E. – BENTLEY, W.C. – ESSLING, A.M., 1971 - Precision measurement of half-lives and specific activities of 235U and 238U. Physical Review; volume 4, pages1889-1906.

JOANISSE, A., 1994 – Datation de la Carbonatite du lac Shortt. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre; document inédit, activité de synthèse, 16 pages.

JOLY, M., 1991 – Application des méhodes de datation uranium-plomb (U-Pb) sur zircon, rubidium-strontium (Rb-Sr) et samarium-néodyme (Sm-Nd) aux gneiss parautochtones de la province de Grenville. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal; Montréal, 101 pages.

KROGH, T.E., 1973 – A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 37, pages 485-494.

KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 46, pages 637-649.

LEGAULT, M. – SIMARD, P., 1998 – Rapport des travaux de terrain, propriétés La Grande Sud et Lac Bonfait. Rapport

statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56208, 535 pages, 28 plans.

LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, F., 2002 – Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi subprovince, Quebec, Canada. Precambrian Research; volume 115, pages 187-221.

MAILHOT, M.-J., 1999 – Étude pétrographique et métallogénique de l'indice Ugo, propriété La Grande Sud, Baie James. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre; document inédit, activité de synthèse, 19 pages.

MATTHEWS, W. – DAVIS, W.J., 1999 – A practical image analysis technique for estimating the weight of abraded mineral fractions used in U-Pb dating. Dans Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 12; Geological Survey of Canada, Current Research 1999-F; pages 1-7.

MEZGER, K. – RAWNSLEY, C.M. – BOHLEN, S.R. – HANSON, G.N., 1991 – U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. Journal of Geology; volume 99, pages 415-428.

MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 30, pages 11-28.

MUELLER, W. 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.

PILOTE, P. – BRISSON, H. – DEMERS, M. – GILBERT, M., 1999 – Géologie de la région entourant les gisements aurifères Casa-Berardi Est et Ouest. *In:* Explorer au Québec: Le défi de la connaissance. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Programme et résumé 1999. Ministère des Ressources naturelles; DV 1999-03, page 53.

POWELL, W.G. – HODGSON, C.J. – HANES, J.A. – CARMICHAEL, D.M. – McBRIDE, S. – FARRAR, E., 1995 – 40Ar/39Ar geochronological evidence for multiple post-metamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 32, pages 768-786.

PUPIN, J.P., 1980 – Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 73, pages 207-220.

ROY, P. – TURCOTTE, S. – CADÉRON, S. – HOULE, P. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Charron (SNRC 32G08 et 32G09). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; RG 2005-02.

SARNBRIDGE, M.S., – COMPSTON, W., 1994 – Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. Earth and Planetary Science Letters; volume 128, pages 373-390.

TERA, F. – WASSERBURG, G.J., 1972 – U-Pb-Th systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 14, pages 281-304.

THÉBERGE, L. – DAIGNEAULT, R. – LABBÉ, J.-Y. – BRISSON, T., 1999 – Reconnaissance de l'héritage volcanogène d'une minéralisation de sulfures massifs en zone de forte déformation : le cas type du gisement de la mine Langlois, Lebel-sur-Quévillon, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles; MB 99-38, 57 pages.

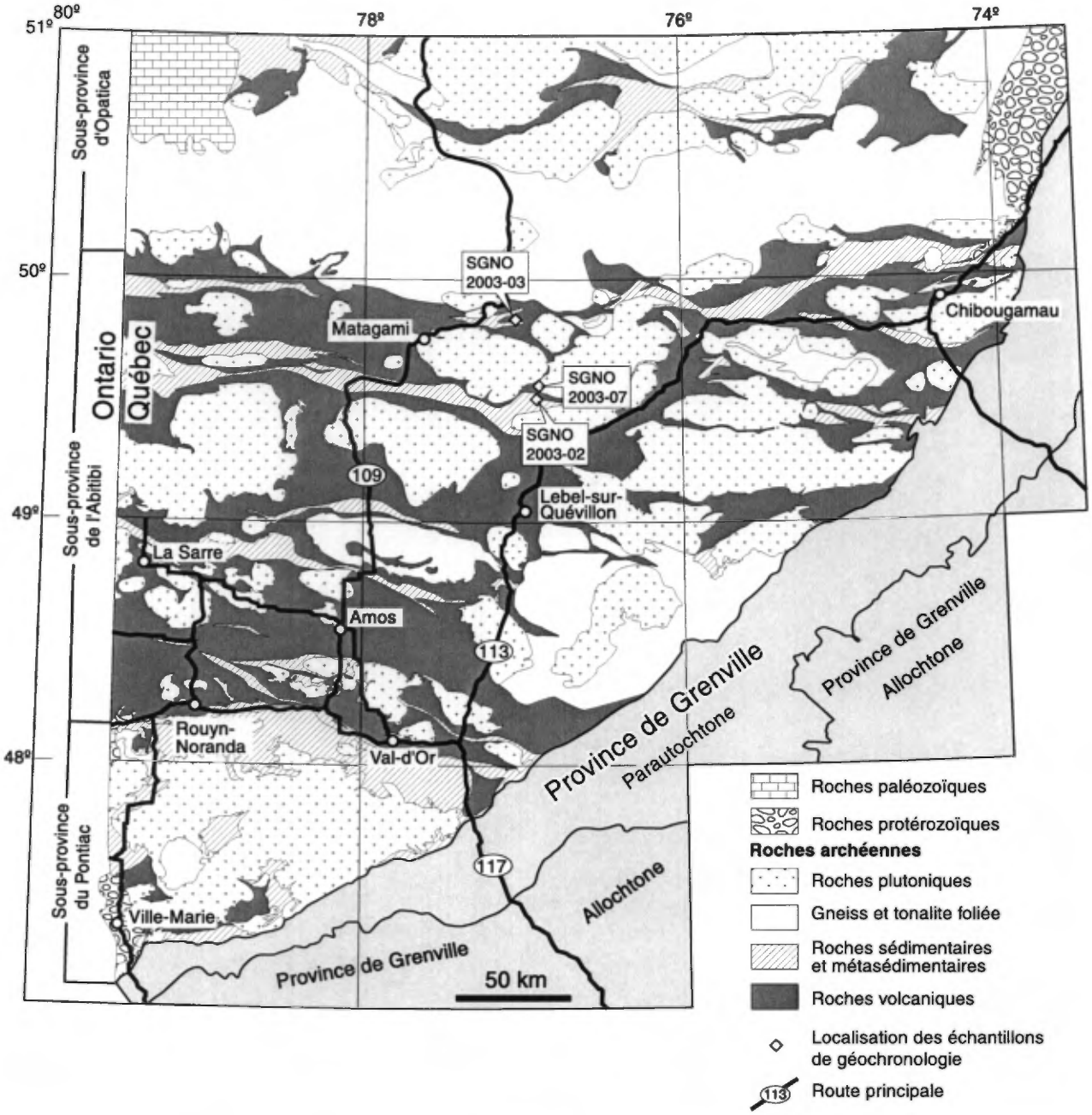
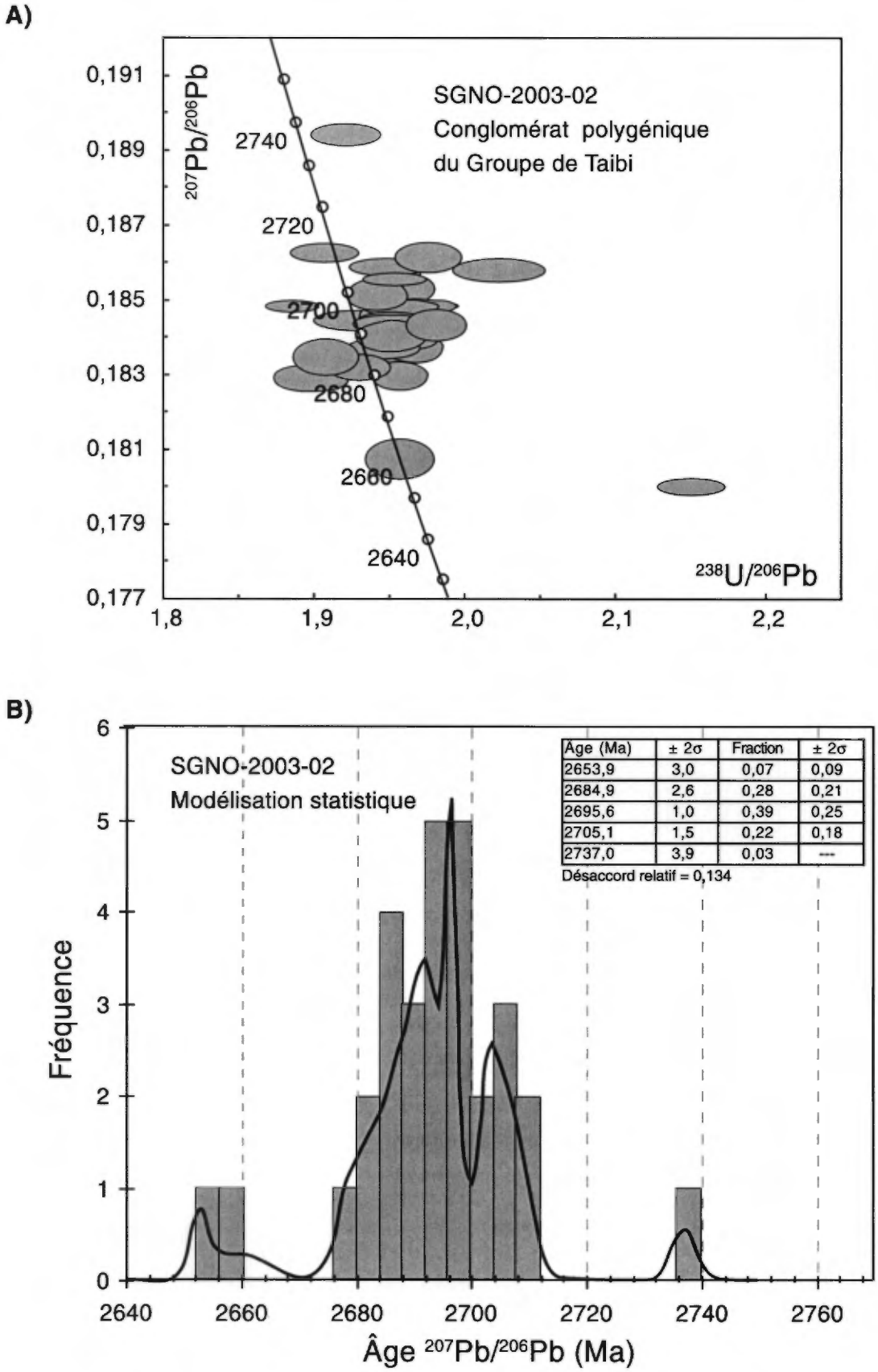


Figure 1 - Géologie simplifiée d'une partie de la Sous-province de l'Abitibi et de la Province de Grenville avec la position des échantillons de géochronologie.



Âge (Ma)	± 2σ	Fraction	± 2σ
2653,9	3,0	0,07	0,09
2684,9	2,6	0,28	0,21
2695,6	1,0	0,39	0,25
2705,1	1,5	0,22	0,18
2737,0	3,9	0,03	---

Figure 2 - (a) Diagramme de Tera-Wasserburg (1972) des zircons analysés provenant du conglomérat polygénique du Groupe de Taibi (SGNO-2003-02). Les analyses ont été effectuées par la méthode LA-MC-ICPMS au GEOTOP. (b) Histogramme des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ des zircons provenant de l'échantillon de conglomérat. Ces résultats sont présentés au tableau 1 et commentés dans le texte.

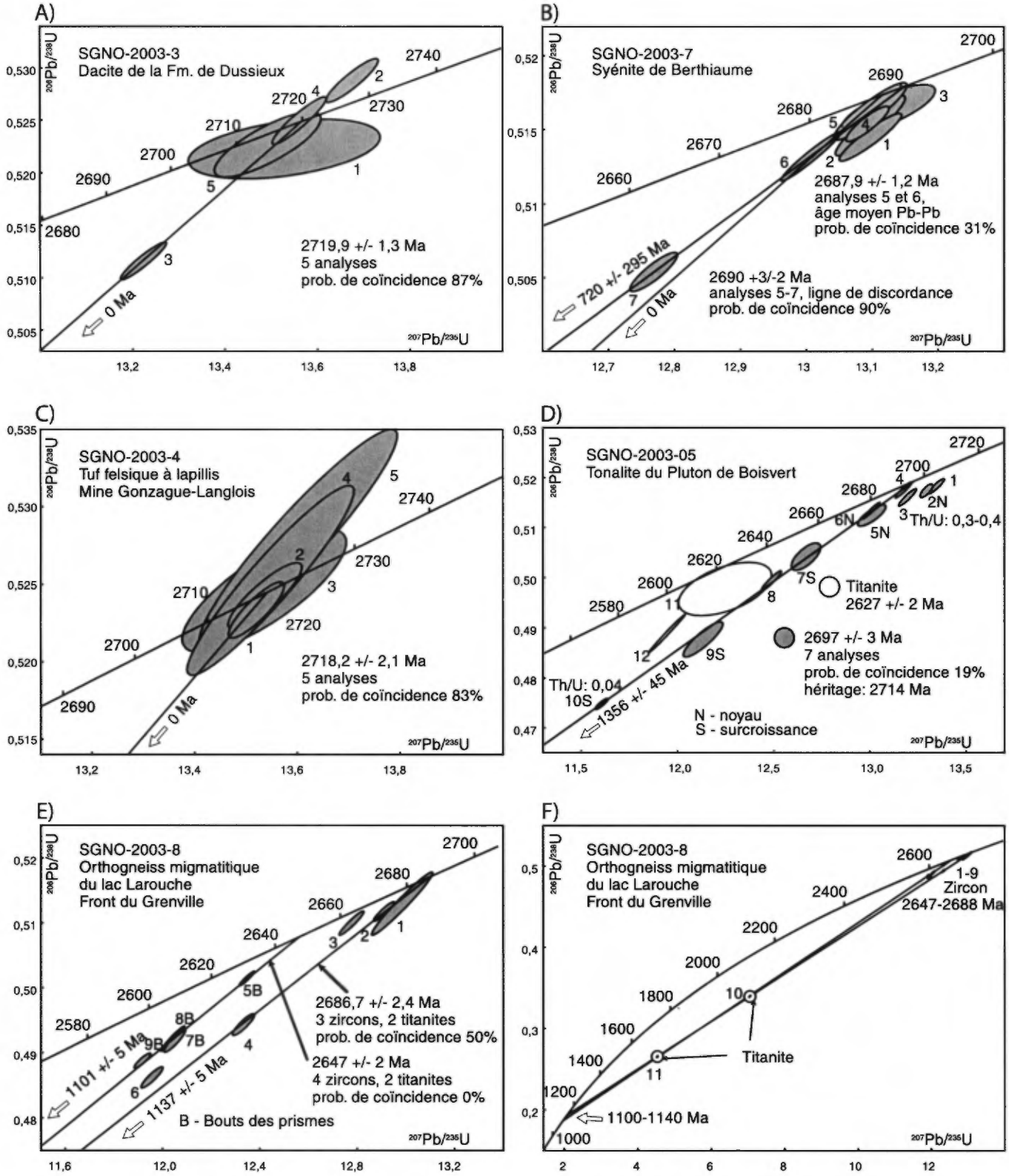


Figure 3 - Diagrammes Concordia des analyses de zircon et de titanite effectuées par la méthode ID-TIMS au *Jack Satterly Geochronological Laboratory* du *Royal Ontario Museum* et à l'Université de Toronto. Ces résultats sont présentés au tableau 2 et commentés dans le texte.

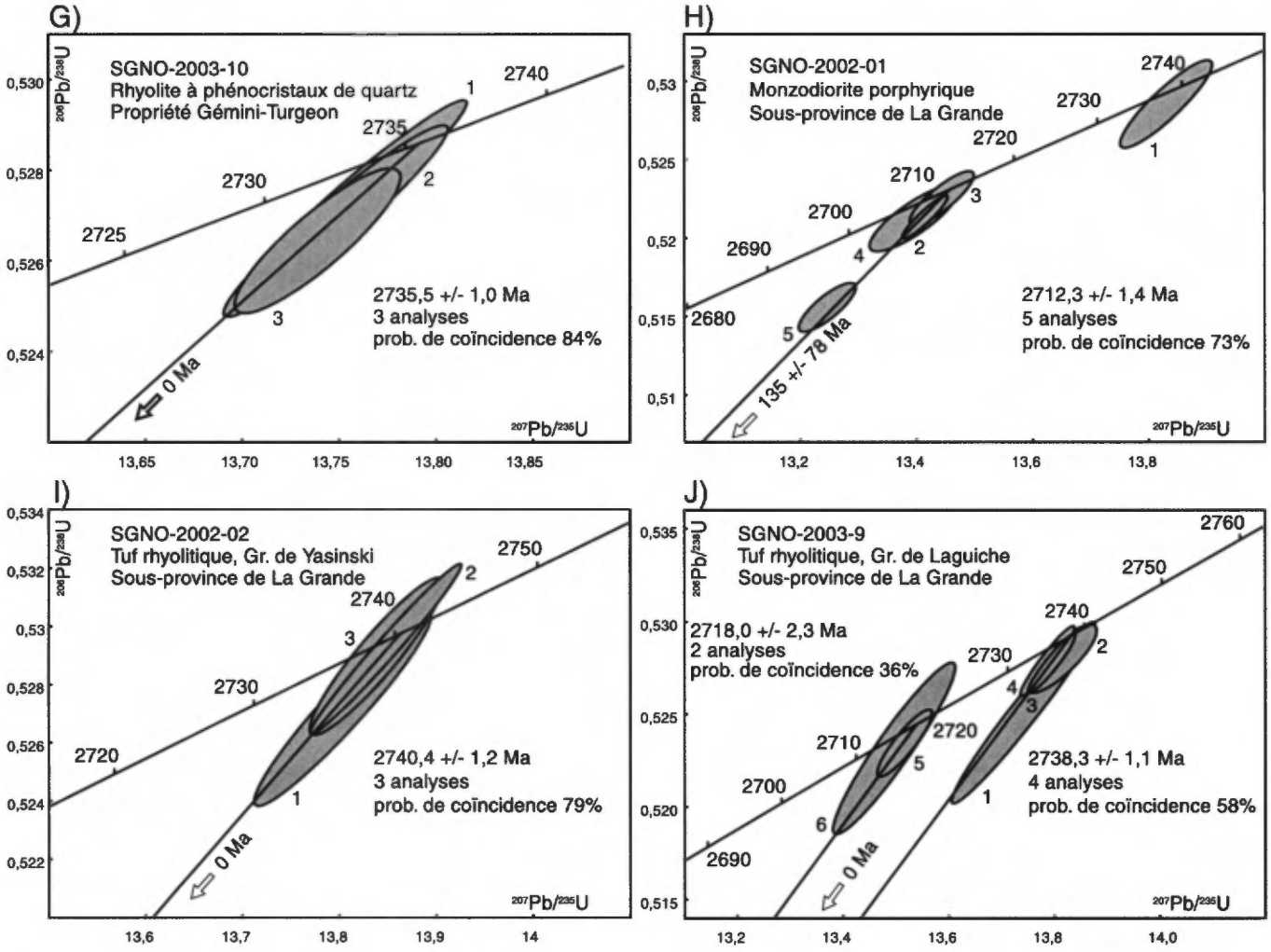


Figure 3 - (suite)

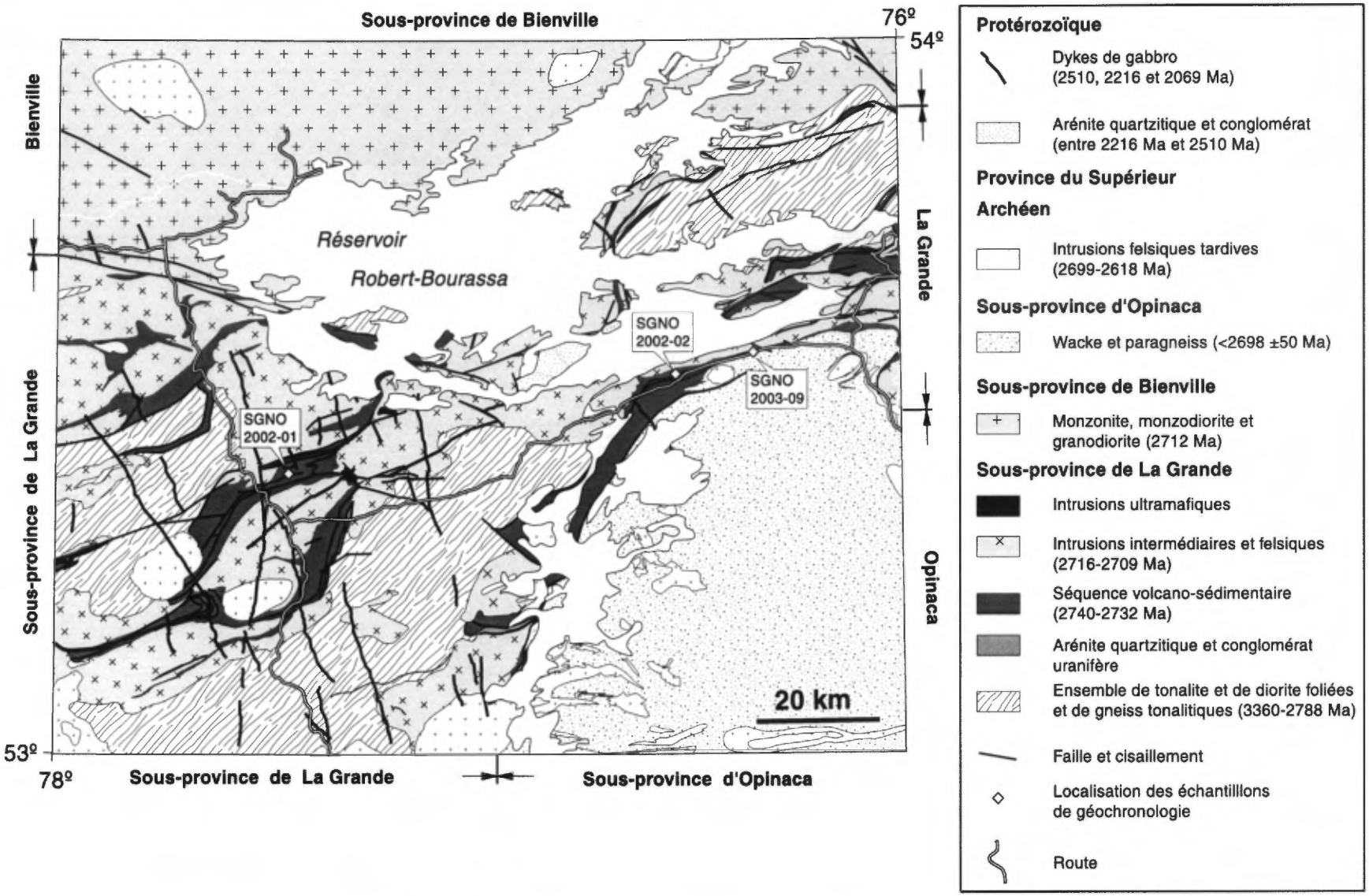


Figure 4 - Géologie simplifiée du feuillet SNRC 33F avec la position des échantillons de géochronologie.

Tableau 1 - Analyses des zircons par la méthode LA-MC-ICPMS (IsoProbe) effectuées par J. David au GEOTOP.

SGNO-2003-2 (Affleurement 03-JD-2626) Conglomérat polygénique du Groupe de Taibi 32F/10, 361480 m E, 5486063 m N, zone 18, NAD 83								
Analyse no.	**$^{207}Pb/^{235}U$ calc.**	**err 1 sigma %**	**$^{206}Pb/^{238}U$ corr.**	**err 1 sigma %**	**$^{208}Pb/^{206}Pb$ corr.**	**err 1 sigma %**	**$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)**	**±2 sigma**
1	13,285	0,55	0,52679	0,54	0,2766	1,24	2679,3	2,6
2	13,182	0,62	0,51833	0,62	0,2560	1,30	2693,3	2,0
3	13,256	0,49	0,52400	0,47	0,2076	0,19	2684,5	3,6
4	12,877	0,52	0,50714	0,52	0,2567	0,94	2690,7	2,1
5	12,924	0,53	0,50716	0,53	0,2530	0,25	2696,6	0,8
6	12,929	0,47	0,50731	0,47	0,2786	0,87	2696,7	1,4
7	13,022	0,53	0,51107	0,52	0,2280	0,52	2696,4	1,5
8	12,665	0,62	0,49438	0,62	0,2175	0,21	2705,3	2,3
9	11,541	0,44	0,46498	0,43	0,1555	1,88	2652,9	1,6
10	13,518	0,39	0,53045	0,39	0,2510	0,40	2696,7	1,1
11	12,924	0,53	0,51032	0,53	0,2440	0,32	2686,4	2,8
12	13,014	0,54	0,51197	0,53	0,3432	0,23	2692,5	2,2
13	12,733	0,50	0,51097	0,48	0,2378	0,19	2659,7	4,0
14	12,889	0,44	0,50883	0,43	0,2354	0,27	2686,6	2,8
15	13,596	0,50	0,52060	0,50	0,2268	1,05	2737,0	2,0
16	13,042	0,50	0,51307	0,49	0,2516	0,27	2692,5	1,7
17	12,938	0,48	0,50989	0,47	0,3131	0,63	2689,6	2,7
18	13,016	0,50	0,51385	0,50	0,2916	0,20	2686,7	2,1
19	13,004	0,49	0,51251	0,48	0,1162	0,48	2689,4	3,1
20	13,088	0,44	0,51815	0,44	0,2137	0,19	2682,0	2,5
21	13,466	0,48	0,52436	0,48	0,2057	0,19	2709,4	1,9
22	13,096	0,45	0,51189	0,45	0,2320	0,54	2703,1	1,2
23	13,157	0,52	0,51335	0,52	0,3475	0,78	2706,0	1,8
24	12,991	0,47	0,50617	0,46	0,2982	0,43	2708,4	3,1
25	13,009	0,34	0,50919	0,33	0,3743	0,24	2700,9	2,8
26	13,047	0,42	0,51273	0,41	0,4244	0,84	2694,3	3,0
27	13,147	0,44	0,51504	0,42	0,1714	0,33	2699,4	3,2
28	12,890	0,39	0,51093	0,38	0,2683	0,71	2680,0	2,8
29	12,828	0,42	0,50475	0,41	0,3520	0,74	2692,2	3,1
30	13,104	0,37	0,51181	0,36	0,2848	0,51	2704,4	1,9

Tableau 2 - Analyses U-Pb des zircons et titanites par la méthode ID-TIMS effectuées par D.W.Davis à l'Université de Toronto et au JSGL (ROM).

#	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	PbCom (pg)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{235}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	erreur 2 sigma	Disc. %	Corrélation des erreurs	Numéro d'analyse
	SGNO-2003-3 (Affleurement 03-JG-141) Dacite de la Formation de Dussieux 32F/14, 350873 m E, 5520838 m N, zone 18, NAD 83														
1	tr, incl	0,0044	43	0,29	166,0	22,70	0,5223	0,0028	13,528	0,208	2723,5	23,3	0,7	0,4023	dwd4542
2	tr, incl	0,0018	44	0,43	0,9	595,0	0,5288	0,0021	13,675	0,057	2720,8	2,9	-0,7	0,9075	dwd4501
3	tr	0,0011	119	0,48	1,1	774,0	0,5116	0,0018	13,223	0,050	2720,0	2,2	2,5	0,9381	dwd4500
4	cpr	0,0032	70	0,45	0,8	1907,0	0,5250	0,0023	13,561	0,059	2718,9	2,7	-0,1	0,9292	dwd4543
5	eq	0,0032	49	0,40	9,7	117,8	0,5227	0,0031	13,492	0,115	2717,8	8,7	0,3	0,7945	dwd4544
	SGNO-2003-7 (Affleuremet 03-CB-4602) Syénite de Berthiaume 32F/10, 362506 m E, 5491725 m N, zone 18, NAD 83														
1	frag, bt	0,0020	56	0,21	0,78	886,3	0,5145	0,0016	13,097	0,047	2694,9	2,3	0,9	0,9260	dwd4713
2	frag, bt	0,0021	53	0,10	0,73	944,2	0,5153	0,0020	13,097	0,053	2692,3	2,6	0,6	0,9231	dwd4714
3	frag, bt	0,0010	107	0,12	4,57	158,8	0,5164	0,0016	13,125	0,071	2692,2	6,1	0,4	0,7519	dwd4511
4	frag	0,0065	111	0,21	0,51	8554,4	0,5154	0,0012	13,093	0,033	2691,4	1,9	0,5	0,8860	dwd4509
5	frag, bt	0,0009	54	0,10	0,80	382,8	0,5163	0,0019	13,097	0,056	2689,3	2,9	0,3	0,9083	dwd4512
6	frag, bt	0,0009	313	0,16	1,07	1611,9	0,5132	0,0016	13,006	0,045	2687,5	1,5	0,8	0,9655	dwd4712
7	frag, bt	0,0013	155	0,14	0,99	1220,5	0,5054	0,0013	12,769	0,036	2682,4	2,3	2,1	0,8772	dwd4510
	SGNO-2003-4 Tuf felsique à lapillis, Mine Gonzague-Langlois 32F/02, Mine Gonzague-Langlois (378308 m E, 5455828 m N, zone 18, NAD 83) niveau 9, 555 m														
1	eq, incl	0,0008	75	0,62	1,1	349,2	0,5233	0,0018	13,520	0,055	2719,2	3,3	0,3	0,8661	dwd4504
2	tr	0,0011	31	0,52	1,1	214,7	0,5242	0,0021	13,537	0,072	2718,4	4,5	0,1	0,8629	dwd4502
3	cpr	0,0006	28	0,43	1,5	86,50	0,5246	0,0039	13,535	0,160	2717,1	12,3	-0,1	0,7930	dwd4503
4	2 zr, tr	0,0005	32	0,55	0,6	184,8	0,5253	0,0061	13,548	0,163	2716,5	6,8	-0,2	0,9404	dwd4554
5	tab	0,0003	31	0,57	0,4	156,7	0,5280	0,0070	13,602	0,193	2714,5	8,0	-0,8	0,9399	dwd4553

Tableau 2 (suite) - Analyses U-Pb des zircons et titanites par la méthode ID-TIMS effectuées par D.W.Davis à l'Université de Toronto et au JSGL (ROM).

#	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	PbCom (pg)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{235}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	erreur 2 sigma	Disc. %	Corrélation des erreurs	Numéro d'analyse
	SGNO-2003-5 (Affleurement 03-SC-2022) Tonalite du Pluton de Boisvert, Front du Grenville 32G/09, 557046 m E, 5489054 m N, zone 18, NAD 83														
1	cpr	0,0012	69	0,44	0,37	1390	0,5183	0,0015	13,347	0,042	2714,0	2,2	1,0	0,9043	dwd4507
2	tr, noyau	0,0057	52	0,34	0,72	2548	0,5174	0,0014	13,295	0,034	2710,4	3,0	1,0	0,7634	dwd4508
3	tr	0,0024	60	0,30	0,73	1221	0,5161	0,0018	13,197	0,047	2702,4	2,3	0,9	0,9234	dwd4506
4	tab, incl	0,0009	216	0,41	0,39	3032	0,5175	0,0016	13,176	0,044	2695,1	1,8	0,3	0,9422	dwd4552
5*	eq, incl, noyau	0,0087	129	0,27	197,7	49,95	0,5124	0,0022	13,010	0,074	2690,5	5,6	1,1	0,8015	dwd4551
6	noyau, incl	0,0055	84	0,20	4,24	672,2	0,5134	0,001664	13,007	0,046	2687,0	1,4	0,7	0,9699	dwd4561
7	frag, bt	0,0034	17	0,13	1,88	191,0	0,5042	0,0028	12,668	0,077	2673,1	7,6	1,9	0,6877	dwd4563
8	tab	0,0016	142	0,14	2,04	663	0,4994	0,0020	12,488	0,052	2665,3	2,4	2,5	0,9405	dwd4505
9	frag, bt	0,0019	12	0,04	0,96	150,4	0,4877	0,0035	12,132	0,104	2656,8	7,0	4,4	0,8684	dwd4564
10	frag, bt	0,0010	296	0,04	2,60	631	0,4748	0,0011	11,604	0,033	2627,4	2,2	5,6	0,8838	dwd4562
11	1 titanite, brn,	0,032	144	0,25	629	50,07	0,4977	0,0053	12,247	0,243	2639	28	1,6	0,5096	dwd4557
12	4 titanite, brn, f	0,119	714	0,11	245	1645	0,4889	0,0038	11,945	0,094	2626,9	1,5	2,8	0,9934	dwd4558
	SGNO-2003-8 (Affleurement 03-EG-2134) Orthogneiss migmatitique, Lac Larouche, Front du Grenville 32B/14, 499171 m E, 5407891 m N, zone 18, NAD 83														
1	cpr	0,0025	89	0,34	1,78	769,2	0,5130	0,0049	12,986	0,126	2685,6	3,8	0,7	0,9722	dwd4565
2	tab	0,0007	136	0,32	0,76	766,0	0,5118	0,0015	12,910	0,043	2679,9	2,0	0,7	0,9306	dwd4569
3	cpr	0,0022	143	0,32	3,20	599,7	0,5100	0,0019	12,777	0,051	2668,6	2,2	0,6	0,9446	dwd4566
4	noyau	0,0016	129	0,29	2,22	547,7	0,4943	0,0017	12,333	0,046	2661,5	2,8	3,3	0,8904	dwd4567
5	frag, bt	0,0013	333	0,15	0,72	3468,6	0,5014	0,0011	12,347	0,032	2639,9	1,4	0,9	0,9503	dwd4515
6	tr, rnd	0,0019	116	0,19	2,55	497,8	0,4862	0,0016	11,957	0,045	2637,6	2,7	3,8	0,9030	dwd4568
7	frag, bt	0,0013	149	0,29	0,96	1153,1	0,4919	0,0018	12,050	0,045	2631,4	2,7	2,4	0,9041	dwd4514
8	frag, bt	0,0031	166	0,29	0,63	4591,7	0,4922	0,0020	12,042	0,050	2629,3	1,8	2,3	0,9649	dwd4513
9	frag, bt	0,0007	301	0,17	1,90	631,5	0,4888	0,0012	11,918	0,034	2623,5	2,2	2,7	0,8907	dwd4516
10	5 titanites, frag	0,0910	204	0,18	50,71	1059,5	0,3395	0,0011	7,049	0,025	2352,8	1,6	22,9	0,9653	dwd4560
11	5 titanites, frag	0,0830	220	0,15	75,33	447,3	0,2653	0,0009	4,530	0,018	2012,6	3,0	27,6	0,9001	dwd4559
	SGNO-2003-10 Rhyolite à phénocristaux de quartz, Propriété Gémini-Turgeon 32E/06, sondage Cambior GE03-128 (625847 m E, 5478064 m N, zone 18, NAD 83), 210 à 224 m														
1	eq, brn	0,0010	221	0,49	1,02	1402,7	0,5264	0,0016	13,739	0,043	2735,9	2,5	0,4	0,8807	dwd4521
2	tr, brn	0,0009	125	0,48	0,68	1078,2	0,5269	0,0021	13,748	0,058	2735,7	2,0	0,3	0,9593	dwd4522
3	eq, brn, incl	0,0017	112	0,42	0,69	1768,6	0,5275	0,0020	13,760	0,056	2735,1	1,6	0,2	0,9699	dwd4520

Tableau 2 (suite) - Analyses U-Pb des zircons et titanites par la méthode ID-TIMS effectuées par D.W.Davis à l'Université de Toronto et au JSGL (ROM).

#	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	PbCom (pg)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{235}U$	erreur 2 sigma	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	erreur 2 sigma	Disc. %	Corrélation des erreurs	Numéro d'analyse
	SGNO-2002-01(Affleurement 02-CD-1009) Monzodiorite porphyrique, Sous-province de La Grande 33F/06, 337066 m E, 5918950 m N, zone 18, NAD 83														
1	clr. spr	0,0020	36	0,57	1,45	338,0	0,5285	0,0028	13,830	0,080	2740,3	4,2	0,2	0,8976	dwd4270
2	brn, bt	0,0003	316	0,39	0,34	1767	0,5213	0,0014	13,414	0,039	2712,6	1,8	0,4	0,9307	dwd4339
3	brn, bt	0,0005	122	0,35	1,29	309,8	0,5225	0,0017	13,444	0,055	2712,4	3,6	0,1	0,8484	dwd4271
4	brn, bt	0,0003	293	0,34	3,41	176,1	0,5212	0,0021	13,395	0,076	2710,5	5,4	0,3	0,8263	dwd4383
5	brn, bt	0,0003	373	0,38	2,27	318,7	0,5156	0,0016	13,246	0,050	2710,1	3,5	1,3	0,8186	dwd4340
6	brn, cr	0,0004	227	0,37	1,02	523,0	0,4786	0,0022	12,277	0,061	2707,6	2,6	8,3	0,9483	dwd4384
	SGNO-2002-02 (Affleurement 02-CD-1012) Tuf rhyolitique, Groupe de Yasinski, Sous-province de La Grande 33F/10, 398413 m E, 5932641 m N, zone 18, NAD 83														
1	eq, brn pâle, in	0,0020	51	0,59	1,54	437,5	0,5272	0,0033	13,803	0,092	2741,3	3,3	0,5	0,9530	dwd4232
2	clr, lpr	0,0014	125	0,77	0,15	7288	0,5292	0,0029	13,848	0,078	2740,2	1,7	0,1	0,9835	dwd4231
3	eq, brn pâle, in	0,0028	52	0,55	0,30	3162	0,5290	0,0027	13,838	0,069	2739,9	3,2	0,1	0,9269	dwd4230
	SGNO-2003-9 (Affleurement 02-CD-1013) Tuf rhyolitique, Groupe de Laguiche, Sous-province de La Grande 33F/09, 410670 m E, 5935708 m N, zone 18, NAD 83														
1	frag	0,0122	62	0,51	19,88	258,5	0,5251	0,0049	13,742	0,137	2740,5	3,8	0,9	0,9729	dwd4570
2	frag	0,0017	74	0,51	3,95	220,4	0,5280	0,0019	13,813	0,068	2739,9	4,7	0,3	0,8204	dwd4571
3	cpr	0,0009	151	0,43	0,66	1324,8	0,5277	0,0016	13,795	0,045	2738,5	1,8	0,3	0,9414	dwd4519
4	tr, incl	0,0022	122	0,46	0,91	1899,7	0,5279	0,0019	13,787	0,052	2737,2	1,9	0,2	0,9488	dwd4517
5	eq	0,0006	143	0,36	1,21	461,6	0,5234	0,0018	13,516	0,052	2718,4	2,9	0,2	0,8876	dwd4572
6	tr, incl	0,0011	96	0,29	1,15	589,3	0,5232	0,0046	13,496	0,116	2716,9	4,9	0,2	0,9427	dwd4518

REMARQUES

Les analyses sont ordonnées d'après les âges 207Pb/206Pb de bas en haut.

À moins d'indications contraires, les analyses proviennent de monozircons idiomorphes, équidimensionels, incolores et sans inclusion, abrasés au laboratoire

eq - équidimensionel; tr - trapu; cpr - prisme court; lpr - prisme long; bt - extrémité de grain cassé;

clr - incolore; brn - brunâtre; euh - idiomorphe; rnd - arrondi; incl - inclusions; frag - fragment, noy - noyau; surc - surcroissance; cr - fêlures

PbCom - Pb commun, avec composition isotopique du blanc: 206/204 - 18,221; 207/204 - 15,612; 208/204 - 39,36 (erreurs de 2%)

Th/U est calculé à partir du rapport 208Pb/206Pb radiogénique et l'âge 207Pb/206Pb

Disc - Discordance par rapport à l'âge 207Pb/206Pb

Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey et al. (1971)