Documents complémentaires / Additional files
Licence / License



Datations U-Pb dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier

Donald W. Davis et Suzie Nantel

MB 2016-04

Énergie et Ressources naturelles
Québec

Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Datations U-Pb dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier

RÉSUMÉ

La partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, a été cartographiée de 1996 à 2004 par le ministère des Ressources naturelles (MRN) à l'échelle 1/50 000. Au cours de ces huit années, vingt échantillons ont été prélevés pour être datés par la méthode U-Pb sur zircon et, dans certains cas, sur monazite, titanite et apatite. Les âges ont tous été rapportés dans une courte synthèse géologique de la partie nord de la CMB, mais sans les analyses isotopiques et les diagrammes. Ce rapport vise à combler cette lacune en présentant les analyses et les diagrammes de seize échantillons qui n'ont jamais été publiés et à résumer les résultats des autres échantillons.

Des zircons extraits de quatre échantillons de la Suite magmatique de Lacoste ont fourni des âges U-Pb compris entre 1,45 et 1,35 Ga, ce qui représente une période de cristallisation de 100 millions d'années. Cette suite est contemporaine du Complexe gneissique de Bondy (1,39 Ga) localisé dans la partie sud de la CMB. Des zircons ont enregistré un événement métamorphique à 1152 ±14 Ma. D'autres zircons métamorphiques datés à 1084-1031 Ma et l'âge de titanites à 1060 Ma reflètent probablement la phase Ottawan de l'Orogénèse grenvillienne, tandis que les titanites à 987 Ma seraient les témoins de la dernière phase de l'orogénèse. L'âge de 971 Ma sur apatite correspondrait à celui du refroidissement postorogénique à des températures autour de 450-500 °C.

Un gneiss monzogranitique et un métagabbro de la Suite intrusive de Béthune ont fourni des âges sur zircon de 1,28 Ga et de 1,24 Ga respectivement. Les monazites du monzogranite et les zircons du métagabbro témoignent aussi d'un événement métamorphique à 1,16 Ga. Un autre épisode de croissance de zircon a eu lieu autour de 1,12 Ga.

Des zircons extraits de huit échantillons de la Suite intrusive de Chevreuil ont fourni des âges de 1,19 à 1,16 Ga. Ces résultats sont interprétés comme des âges de cristallisation. Ils sont en accord avec l'âge sur zircon de 1,17 Ga pour des échantillons de la Suite intrusive de Chevreuil de la partie sud de la CMB. L'épisode de magmatisme qui s'étend entre 1,19 et 1,16 Ga est comparable

à celui des roches de la Suite AMCG de Morin, dans le Terrane de Morin, dont l'âge d'intrusion est de 1,16-1,13 Ga.

D'autres zircons extraits des huit échantillons de la Suite intrusive de Chevreuil ont fourni un âge métamorphique de 1075,8 ±2,0 Ma. Les titanites témoignent d'un dernier événement métamorphique à 1007,0 ±3,4 Ma. D'autre part, les apatites ont donné un âge de 953 ±3 Ma, moment où la température régionale a atteint 400-500 °C.

La mise en place de la Suite intrusive de Chevreuil est contemporaine d'un épisode métamorphique à 1,16 Ga enregistré par des monazites et des zircons de la Suite intrusive de Béthune. Le même épisode métamorphique a marqué son empreinte dans une tonalite de la Suite magmatique de Lacoste.

Une monzonite et une minette de la Suite de Kensington-Skootamatta ont été datées. La monzonite fait partie du pluton de Gigot et a fourni un âge de 1071,6 ±1,4 Ma. Ceci en fait le pluton le plus jeune identifié à ce jour dans la partie québécoise de cette suite dont les âges des plutons s'étalent de 1083 à 1076 Ma. Quant à la minette, elle fait partie du dyke de Tapani. Son âge de cristallisation a été estimé à 1080,1 ±1,6 Ma et se situe à l'intérieur de la fourchette d'âge 1083-1076 Ma. Dans la partie sud de la CMB, un autre dyke de minette, le dyke de Rivard, a donné des zircons à 1070 +40/-30 Ma, soit un âge identique dans la marge d'erreur de celui du pluton de Gigot.

Un seul échantillon de la Suite de Brockaby a été daté. Il s'agit d'un monzogranite qui a fourni un âge de cristallisation sur zircon de 1066,9 ±1,4 Ma. Ce résultat est en accord avec l'âge de cristallisation de la Suite de Guénette (1065 ±7 Ma) et celui d'un dyke d'aplite associé au pluton de Guénette (1054 +14/-20 Ma). Comme les roches de la Suite de Brockaby sont le produit de la fusion partielle de métasédiments, l'âge de 1,07 Ga représente aussi celui d'un événement anatectique majeur.

Une monzonite de la Suite alcaline de Lesueur a donné un âge de cristallisation de 1000,2 ±5,8 Ma, ce qui fait de cette suite l'événement magmatique le plus récent dans la région. Cet événement tardi-grenvillien est quasi synchrone à la phase Rigolet de l'Orogénèse grenvillienne qui a eu cours de 1005 à 980 Ma. D'autres intrusions alcalines se sont mises en place au cours de cette période comme celles rapportées dans la partie centrale de la Province de

Grenville, plus précisément dans la région du réservoir Pipmuacan (987-988 Ma), ainsi que dans la partie orientale de cette province (993- 974 Ma).

Un quartzite provenant de la Suite supracrustale de Rabot, qui se trouve dans le domaine lithotectonique de Caïn, a été daté. Les zircons détritiques les plus jeunes présentent un mode à 1184 Ma. Cet âge est interprété non pas comme l'âge maximal de sédimentation, mais plutôt comme un âge métamorphique, considérant la chronologie des événements géologiques répertoriés pour la partie nord de la CMB. En fait, la détermination de l'âge maximal de la sédimentation repose plutôt sur la présence d'un zircon détritique idiomorphe à 1217 Ma. D'autre part, le mode principal de distribution des âges des zircons détritiques se situe à 1427 Ma. Comme ces derniers présentent des structures oscillatoires typiques des zircons de roche magmatique, leur source la plus probable est la Suite magmatique de Lacoste dont l'âge de cristallisation est compris entre 1,45 à 1,35 Ga.

Un échantillon de quartzite a été prélevé dans la Suite supracrustale de l'Ascension qui fait partie du domaine uranifère de Baker. L'âge le plus jeune obtenu pour cet échantillon est de 1308 Ma, si l'on se fie sur le mode des âges les plus jeunes, ou de 1280 Ma si l'on se base sur le cœur d'un zircon zoné. L'un ou l'autre de ces âges est interprété comme l'âge maximal de la sédimentation. L'âge paléoprotérozoïque sur zircon de 1846 Ma correspond à l'âge de la source dominante, d'origine inconnue, des zircons détritiques de la Suite supracrustale de l'Ascension. Les zircons y indiquent également l'existence de sources secondaires d'âge mésoprotérozoïque, alors que les zircons d'âge mésoprotérozoïque de la Suite supracrustale de Rabot correspondent aux sources dominantes des zircons détritiques de cette suite. Les différences d'âge entre les sources dominantes corrobore l'existence de deux domaines lithotectoniques (Domaine de Caïn et Domaine uranifère de Baker) dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments quoique l'âge maximal de la sédimentation dans les deux domaines soit à peu près équivalent (1,2 Ga).

Datations U-Pb dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier

Donald W. Davis et Suzie Nantel

Mots clés : géochronologie, U-Pb, zircon, monazite, titanite, apatite, Ceinture centrale des métasédiments, CMB, Province de Grenville, Mont-Laurier

INTRODUCTION

La partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments (CMB; Wynne-Edwards, 1972), Province de Grenville, a été cartographiée par le ministère des Ressources naturelles (MRN), à l'échelle de 1/50 000, de 1996 à 2004. Au cours de ces huit années, vingt échantillons ont été prélevés pour être datés par la méthode U-Pb sur zircon et, dans certains cas, sur monazite, titanite et apatite. Les âges ont tous été rapportés dans une courte synthèse géologique de la partie nord de la CMB (Nantel, 2008), qui ne comprenait ni les analyses isotopiques ni les diagrammes concordia. Cependant, ces données ont déjà été publiées pour quatre échantillons dans David (2005) et David *et al.* (2009).

Ce rapport vise donc à combler cette lacune en présentant les analyses et les diagrammes des seize échantillons qui n'ont jamais été publiés. Les zircons, les monazites, les titanites et les apatites ont été analysés en mode dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) par Donald W. Davis au Jack Satterly Geochronological Laboratory (JSGL) entre 2000 et 2005. La procédure analytique peut être consultée dans Davis *et al.* (2005).

Les résultats des analyses des quatre échantillons qui ont déjà été rapportées (David, 2005; David *et al.* 2009) ne seront pas rappelés dans le présent rapport. Par contre, ils seront résumés dans les pages qui suivent pour les mettre en contexte avec les résultats des autres échantillons. Les analyses ont été effectuées par ablation laser à l'aide d'un spectromètre de masse à multicollecteurs et à ionisation au plasma (LA-MC-ICP-MS) au GEOTOP à l'UQAM. Quelques-unes ont aussi été effectuées par dilution isotopique et ID-TIMS.

Les droites discordia présentées à la figure 2 sont établies en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb et la discordance de 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, et donc l'âge, est calculée en forçant l'intersection inférieure de la droite de régression vers l'origine de la courbe concordia (0 Ma). La validité statistique de la droite obtenue par le calcul de la régression linéaire s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*) qui devrait normalement se situer autour de 50 %. On considère qu'une valeur de 10 à 15 % est statistiquement acceptable (cf. Ludwig, 2003, pour sa discussion sur le sujet). Les incertitudes sur les rapports et les âges sont présentées à 2 σ (intervalle de confiance de 95 %). Les ellipses d'erreurs sur les diagrammes représentent des intervalles de confiance de 2 σ. Quant à la composition du plomb commun lors de l'analyse, elle est considérée comme étant celle du blanc de laboratoire.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les seize échantillons analysés par la méthode ID-TIMS, dont les données isotopiques sont présentées dans ce rapport, sont tous d'origine magmatique. Ils représentent la plupart des suites magmatiques cartographiées dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments à savoir : la Suite magmatique de Lacoste, la Suite intrusive de Béthune, la Suite intrusive de Chevreuil, la Suite alcaline de Kensington-Skootamatta et la Suite de Brockaby (figure 1).

D'autre part, les quatre échantillons analysés par la méthode LA-MC-ICP-MS, dont les données isotopiques ont déjà été publiés (David, 2005; David *et al.*, 2009), comprennent un métagabbro de la Suite intrusive de Béthune, une monzonite de la Suite alcaline de Lesueur, un quartzite de la Suite supracrustale de Rabot et un autre quartzite de la Suite supracrustale de l'Ascension (figure 1).

Un résumé du contexte géologique de la région peut être consulté dans Martignole *et al.* (2006), Nantel et Davis (2006), Nantel *et al.* (2007), Nantel et David (2008) et Nantel (2008). Dans le présent rapport, les vingt échantillons de géochronologie avec les résultats des âges sont localisés sur une carte géologique simplifiée (figure 1). Ces mêmes informations avec les coordonnées UTM sont colligées dans le tableau 1. Les résultats des analyses isotopiques U-Pb des seize échantillons analysés par la méthode ID-TIMS sont présentés dans le tableau 2 ainsi que dans la figure 2 sous forme de diagramme concordia. Les photographies des zircons de ces seize échantillons apparaissent à l'annexe 1. Tel que mentionné dans

l'introduction, seul un résumé de la géochronologie et de l'interprétation des résultats des quatre échantillons analysés par la méthode LA-MC-ICP-MS font partie du présent rapport.

Suite magmatique de Lacoste (mPlac)

Géologie générale

Le terme Suite magmatique de Lacoste (mPlac), introduit par Hébert et Nantel (1999), a remplacé celui de Série de Lacoste (Osborne, 1935). Cette suite est principalement composée de tonalite leucocrate à patine grise ou blanche, à biotite et à hornblende. Les tonalites forment de vastes plutons ou des bandes plurikilométriques intercalées dans les roches supracrustales de la Suite supracrustale de l'Ascension et dans les roches de la Suite supracrustale de Rabot (Nantel, 2008). Le second faciès en abondance est la diorite tandis que le gabbro est plutôt rare. La suite est aussi constituée de gneiss monzogranitiques rose tout le long de l'extrémité nord de la région (figure 1).

La Suite magmatique de Lacoste a été divisée en 12 unités sur la base de la composition, de la couleur, de la texture et de la proportion des différents faciès. La texture est foliée, rubanée, gneissique, granoblastique ou blastomylonitique et la granulométrie varie de moyenne à fine.

Quatre échantillons provenant de cette suite ont été prélevés pour être datés. Trois d'entre eux (1996-CH-3118A, 1998-PL-4038A et 1998-SN-6016A) appartiennent à l'unité mPlac8 qui est caractérisée par une forte proportion de tonalite associée à quelques bandes ou enclaves de diorite et de diorite quartzifère. Les tonalites sont à patine blanche ou beige, généralement gneissiques et localement recoupées par des veines ou des dykes de granite et de pegmatite. Le quatrième échantillon (2004-EG-5033A) provient de l'unité mPlac11 formée de gneiss monzogranitique rose à biotite et à hornblende avec une texture leucocrate ou hololeucocrate, foliée, rubanée ou laminée.

1996-CH-3118A : Diorite (mPlac8)

Description

Un échantillon de diorite a été prélevé à proximité de la décharge du lac Charest, le long du chemin principal qui longe le ruisseau Dix Milles. L'affleurement est formé par une alternance de niveaux

d'épaisseur métrique de diorite foliée à grain fin de teinte gris moyen et de niveaux de gneiss tonalitique gris clair à grenat, également à grain fin. La diorite est constituée de plagioclase hypidiomorphe, de microcline interstitiel partiellement recristallisé et de quartz interlobé. Elle est aussi formée de 30 % de cristaux xénomorphes à hypidiomorphes de hornblende et de biotite qui soulignent la foliation. De l'épidote, de l'allanite, de la titanite, de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques ont été observés en traces.

Géochronologie

L'échantillon prélevé a fourni de nombreux zircons plus ou moins arrondis et très fracturés (photo 1, annexe 1). Les zircons les moins fracturés (photo 2, annexe 1) ont été choisis pour l'analyse. Parmi ceux-ci certains présentaient des noyaux avec des surcroissances (photo 3, annexe 1). Les noyaux de deux zircons abrasés et la surcroissance d'un troisième zircon ont été analysés. Les analyses des noyaux sont concordants et donnent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 1365,1 ±1,8 Ma (figure 2a). Les analyses de la surcroissance ont aussi révélé un âge concordant mais plus jeune que les noyaux soit de 1347 ±8 Ma. Les rapports Th/U (tableau 2) sont à peu près les mêmes pour les noyaux (0,77 et 0,78) et la surcroissance (0,63), soit des valeurs typiques de zircon d'origine magmatique (Rubatto, 2002).

Des titanites ont aussi été datées; l'échantillon en a livré une grande quantité. Les titanites sont fraîches et se présentent en petits fragments brun clair mais surtout en fragments incolores.

Les premières analyses des titanites furent accidentellement contaminées par un acide à haute teneur en Pb commun. La composition isotopique du contaminant fut déterminée (remarque 4, tableau 2), ce qui a permis de réduire les erreurs analytiques sur les titanites contaminées (représentées par des ellipses brisées sur les diagrammes concordia à la figure 2a et en italiques dans le tableau 2). Toutefois, la précision de ces dernières demeure incertaine étant donné la difficulté de jauger la quantité exacte de contamination par rapport à la quantité initiale de Pb de l'échantillon. Donc, pour s'assurer de la qualité des données, il a été décidé de refaire des analyses de la population de titanite brun clair et de la population de titanite incolore.

Les deux nouvelles analyses réalisées sur des grains de titanite brun clair non contaminés (numéros 4 et 5, tableau 2) se sont révélées concordantes et ont indiqué un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen de 1059,9 ±2,1 Ma (figure 2a). Le rapport Th/U très faible de cette population (0,02 et 0,05, tableau 2) témoigne d'une origine métamorphique de la titanite (Abraham *et al.*, 1994).

Les analyses isotopiques des fragments de titanite incolore non contaminés (numéros 7 et 9, tableau 2) se sont avérées moins précises que celles des titanites brun clair, non contaminées, en raison de leur faible teneur en uranium (1 et 3 ppm, tableau 2). Ainsi, les corrections pour le Pb commun initial ont été plus significatives. Ces corrections affectent beaucoup plus le système $^{207}Pb/^{235}U$ que le système $^{206}Pb/^{238}U$ et réduisent grandement la précision des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus. Les âges sont donc déterminés avec le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ en se rappelant qu'ils sont sensibles aux pertes de Pb radiogénique. Ainsi, les analyses des titanites incolores, non contaminées, ont donné deux âges $^{206}Pb/^{238}U$ soit 1046,8 ±2,9 Ma et 1002,0 ±5,7 Ma (tableau 2).

Les rapports Th/U de ces titanites incolores sont moins fiables que ceux des titanites brun clair à cause de leur teneur élevée en Pb commun (32 et 90 ppm, tableau 2). Les titanites incolores donnent des âges éparpillés peut-être parce que celles d'âge 1046,8 ±2,9 Ma contenaient un mélange de titanite incolore et de titanite brun clair, ces deux variétés étant difficiles parfois à distinguer. Il ne faudrait qu'une infime quantité de population de la titanite brun clair, qui a fourni un âge de 1060 Ma, pour modifier l'âge de la titanite incolore de façon significative. En effet, la différence entre le contenu en U des titanites brun clair (70 et 99 ppm, tableau 2) et de la titanite incolore (1 et 3 ppm, tableau 2) est très grande. Néanmoins, l'âge $^{206}Pb/^{238}U$ d'un échantillon de titanite incolore contaminée, qui est de 1022 ±26 Ma (numéro 8, tableau 2), s'accorde avec celui des titanites incolores non contaminées les plus jeunes soit 1002,0 ±5,7 Ma. Il y aurait donc bien eu deux épisodes de métamorphisme, l'un à 1059,9 ±2,1 Ma et l'autre à environ 1000 Ma.

L'ensemble des résultats démontre donc qu'il existe au moins deux générations de zircon et deux générations de titanite. Il est peu probable que la dispersion des données soit causée par une perte de Pb par diffusion. La température de blocage pour le zircon est probablement supérieure à 1 000 °C (Cherniak et Watson 2000; Lee *et al.*, 1997). Celle de la titanite dépend de la taille des cristaux et du taux de refroidissement. Pour des titanites de 0,5 mm avec une période de refroidissement d'environ 100 Ma, la température de blocage se situe autour de 600 °C (Cherniak, 1993). Le fait que les titanites brun clair aient présenté un âge uniforme, contrairement aux titanites incolores, suggère que les premières n'ont pas perdu de plomb par diffusion.

En plus des zircons et des titanites, des apatites ont aussi été datées. Les apatites se présentent en fragments et en cristaux sub-arrondis. Leur âge calculé de 971 ±2 Ma (figure 2a) correspond à celui du refroidissement de la roche lorsqu'elle a atteint environ 450-500 °C. Cette température de fermeture a été

déterminée par Cherniak *et al.* (1991) à partir des mesures de diffusion du Pb pour des cristaux d'apatite de 0,2 mm avec un taux de refroidissement de 1 °C/Ma.

1998-PL-4038A : Tonalite (mPlac8a)

Description

Une tonalite a été prélevée à 8 km au NNO de la municipalité de Sainte-Anne-du-Lac, à 1,6 km au SW de l'extrémité sud de la baie Tapani. Elle contient des boudins de gneiss à hornblende. En lame mince, le plagioclase est antiperthitique, interlobé, déformé et rarement zoné. Il forme aussi de petits grains recristallisés, rarement antiperthitiques, qui donnent à l'ensemble une texture en mortier. Le quartz est interlobé ou en grains recristallisés. La hornblende verte se présente en petits cristaux concentrés dans des amas polycristallins, allongés parallèlement au rubanement de la roche. La biotite brune lui est généralement associée. Les minéraux accessoires sont la titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques. Le zircon est en inclusion dans le plagioclase, le quartz ou la biotite.

Géochronologie

L'échantillon comporte de nombreux zircons incolores, prismatiques et légèrement arrondis (photo 4, annexe 1). Ces zircons, qui constituent la population la plus importante, sont généralement très fracturés et contiennent des inclusions. La seconde population est représentée par une petite quantité de zircons équidimensionnels contenant quelques inclusions et facilement identifiables par leur fort éclat.

Trois zircons appartenant à la première population ont livré des résultats légèrement discordants (figure 2b). Ils suggèrent un âge de cristallisation de 1400 Ma et un épisode de perte en plomb autour de 1100 Ma. Les trois zircons de la seconde population ont une faible teneur en uranium ce qui rend le calcul des âges moins précis. Toutefois, les analyses donnent des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ qui s'accordent dans la limite des erreurs avec un âge moyen de 1152 ±14 Ma (figure 2b). La ligne optimale tracée à partir des âges des six zircons analysés intersecte la partie supérieure de la courbe concordia à 1386 ±18 Ma (figure 2b). Ce dernier résultat indique l'âge du protolite tandis que le résultat à 1152 ±14 Ma correspondrait à un âge métamorphique. Cependant, les zircons qui ont fourni cet âge métamorphique ont des rapports Th/U très élevés (0,86, 1,05 et 1,31, tableau 2) comparativement aux rapports typiques des zircons avec une telle d'origine (< 0,1, Rubatto, 2002).

1998-SN-6016A : Gneiss dioritique (mPlac8)

Description

L'affleurement échantillonné est situé à 15 km au SE de la petite municipalité de Sainte-Anne-du-Lac, à environ 600 m à l'est de la partie sud du lac du Bouleau. L'échantillon daté est un gneiss dioritique gris moyen à grain fin, constitué surtout de plagioclase polygonal à granoblastique, rarement zoné, avec un peu de quartz et de feldspath potassique interlobés. La biotite brun foncé et la hornblende verte à bleutée sont alignées parallèlement à la foliation. La hornblende est le plus souvent en cristaux isolés ou en chapelet de cristaux séparés par le plagioclase et la biotite. La roche contient de la titanite, de l'apatite, de l'allanite, du zircon et environ 5 % de minéraux opaques. Le zircon se trouve entre les plagioclases ou en inclusion dans la biotite et la hornblende.

Géochronologie

De nombreux zircons frais, trapus et incolores, de forme arrondie ou à facettes, ont été récupérés à partir de cet échantillon (photo 5, annexe 1). Quatre zircons abrasés ont donné un âge moyen concordant de 1083,7 ±1,3 Ma (figure 2c). Cet âge représente vraisemblablement celui d'un épisode métamorphique étant donné les rapports très faibles en Th/U des zircons (0,00 à 0,02 ppm, tableau 2).

L'analyse d'un cinquième zircon, avec des inclusions en bâtonnets, a défini un âge presque concordant de 1419,9 ±2,6 Ma. Il a un rapport Th/U élevé (0,46, tableau 2) compatible avec une origine magmatique. La ligne de régression, calculée à partir des résultats les plus jeunes et de la donnée 1420, intersecte la partie supérieure de la courbe concordia à 1450 ±10 Ma (figure 2c). Cet âge correspond le plus vraisemblablement à celui du protolite bien qu'il puisse appartenir à des zircons hérités.

2004-EG-5033A : Gneiss monzogranitique (mPlac11)

Description

L'échantillon daté a été récolté sur un affleurement en bordure de chemin, à 1,6 km à l'ouest du lac Némiscachingue. Il s'agit d'un gneiss monzogranitique à magnétite disséminée, caractérisé par une alternance régulière de lamines roses hololeucocrates riches en microcline et de lamines grises riches en plagioclase et en biotite. L'épaisseur des lamines varie environ de 5 mm à moins de 2 cm.

Géochronologie

Des zircons sous forme de prismes longs ou courts, des grains de titanite brun pâle à foncé et des grains d'apatite ont été extraits de l'échantillon.

La plupart des cristaux de zircon ont des noyaux entourées par des surcroissances (photo 6, annexe 1) et renferment des inclusions (photo 7, annexe 1). Bien que les surcroissances aient été séparées des noyaux avant l'analyse, les résultats obtenus s'alignent (figure 2d) entre une intersection supérieure à 1405 ±15 Ma (âge primaire) et une intersection inférieure à 1031 ±9 Ma (âge métamorphique). La probabilité d'accord (pdc) est de 0 mais ceci est peut-être dû à une légère perte en Pb récente (les zircons ont des teneurs élevées en uranium soit de 555 à 1036 ppm, tableau 2). Les variations dans les rapports Th/U (0,02 à 0,29, tableau 2) sont compatibles avec une composante magmatique (Th/U entre 0,15- 0,29) et une composante métamorphique (Th/U=0,02).

Les analyses de deux titanites se trouvent au-dessus de la courbe concordia probablement à la suite d'une dissolution partielle (figure 2d). Néanmoins, leurs âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ s'accordent bien à 987 ±4 Ma (figure 2d), ce qui est une estimation d'un âge métamorphique ou d'un âge de refroidissement à une température de 600 °C (Cherniak, 1993). L'analyse de l'apatite a donné un âge concordant de 944 ±2 Ma (figure 2d) lequel correspond vraisemblablement à un âge de refroidissement à une température d'environ 450-500 °C (Cherniak *et al.*, 1991).

Interprétation

D'après les résultats des quatre échantillons datés au cours de nos travaux, la Suite magmatique de Lacoste s'est mise en place entre 1,45 et 1,35 Ga. Les zircons de l'un de ces échantillons (1996-CH-3118A) ont enregistré une période de cristallisation continue sur environ 20 millions d'années, soit de 1,37 à 1,35 Ga. La Suite magmatique de Lacoste est contemporaine du Complexe gneissique de Bondy (1,39 Ga) localisé dans la partie sud de la CMB (Wodicka *et al.*, 2004).

Sur les quatre échantillons analysés, un seul a enregistré un événement métamorphique à 1,16 Ga, un âge qui correspond aussi à la cristallisation de la Suite intrusive de Chevreuil comme nous le verrons plus loin. Dans la partie sud de la CMB, aucune des roches du Complexe gneissique de Bondy n'a enregistré un tel événement (Wodicka *et al.*, 2004).

Les âges des zircons métamorphiques de 1084-1031 Ma et l'âge des titanites de 1060 Ma reflètent probablement la phase Ottawan de l'orogénèse grenvillienne tandis que l'âge des titanites de 987 Ma serait le témoin de la dernière phase de l'orogénèse (Nantel et Davis, 2006). Enfin, l'âge de 971 ±2 Ma sur apatite correspondrait à celui du refroidissement postorogénique à des températures autour de 450-500 °C.

Suite intrusive de Béthune (mPbet)

Géologie générale

La suite intrusive de Béthune (mPbet) a été nommée par Nantel (2001). Elle est surtout constituée de gneiss monzogranitique rose à grain fin renfermant moins de 15 % de biotite et d'amphibole. Quelques gneiss monzogranitiques violacés en cassure fraîche et quelques gneiss charnockitiques et mangéritiques avec enclaves ou lentilles mafiques en font aussi partie. Les gneiss sont interlités avec des rubans décimétriques à décamétriques très réguliers d'amphibolite à grain fin à moyen et de gabbro mésocrate à hornblende ± clinopyroxène. Le rubanement semble d'origine tectonique, bien que sur certains affleurements il représenterait plutôt des dykes ou des filons-couches. Par endroits, ce rubanement est repris par des plis qui dessinent des figures d'interférence.

Deux échantillons ont été datés. L'échantillon 1998-JN-2032A est un gneiss monzogranitique hololeucocrate à biotite qui appartient à l'unité mPbet3 (Nantel, 2008). Cette unité est généralement formée de gneiss monzogranitique et de monzonite quartzifère à biotite, hornblende ± orthopyroxène avec des rubans réguliers ou des niveaux d'amphibolite et de gabbro. L'échantillon 2003-SN-1129A1 est un métagabbro. Il provient de l'unité mPbet1 (Nantel, 2008) qui est constituée essentiellement de gabbro avec généralement un peu de grenat, bien que la proportion de ce minéral puisse atteindre 40 % par endroits.

1998-JN-2032A : Gneiss monzogranitique (mPbet3)

Description

Un gneiss monzogranitique, à texture hololeucocrate, a été prélevé à 13 km au NO de la petite municipalité de Mont-Saint-Michel, le long de la route de gravier qui ceinture le lac Major. En

affleurement, la roche est rubanée avec des niveaux centimétriques à décimétriques de métagabbro à grain fin. Au microscope, on observe des cristaux de microcline microperthitique, xénomorphe, corrodé par du quartz. Le plagioclase, dont une partie est un peu corrodé par le quartz, est xénomorphe et contient de rares antiperthites. Il est entouré d'une mince couronne d'albite au contact du microcline. Le quartz se présente aussi sous forme de grains poeciloblastiques. La biotite brun pâle (1 %) est habituellement visible en grains isolés ou en amas de cristaux. Du rutile et de l'apatite font partie de l'assemblage ainsi que du zircon en inclusion dans les feldspaths.

Géochronologie

L'échantillon a livré de petits zircons plus ou moins arrondis (photo 8, annexe 1), magnétiques, très fracturés et altérés. Les zircons ont une haute teneur en uranium (555-718 ppm, tableau 2) ce qui explique leur forte altération mais ce qui favorise une meilleure précision des analyses de petits grains. Cinq analyses ont révélé des âges concordants à sub-concordants (figure 2e) variant entre 1244 et 1271 Ma (tableau 2). Cette variation peut être due à une perte Pb. Les âges représentent vraisemblablement un âge magmatique compte tenu du rapport isotopique Th/U variant pour la plupart des grains entre 0,23 et 0,32 (tableau 2).

Une petite quantité de monazite, généralement très altérée, a aussi été extraite de l'échantillon pour déterminer l'âge métamorphique. Les analyses de deux monazites parmi les moins altérées ont indiqué un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordant de 1158,9 ±2,1 Ma (figure 2e).

Cet âge a servi à fixer l'intersection inférieure de la ligne définie par les zircons. Ainsi, une ligne de régression, calculée à partir de la donnée 1159 des monazites et incluant les deux résultats les plus concordants des zircons, a donné une intersection supérieur de 1282 ±15 Ma (figure 2e). Cet âge est interprété comme celui de l'âge de la cristallisation magmatique du protolite.

2003-SN-1129A1 : Métagabbro (mPbet 1)

Description

Un métagabbro a été prélevé sur un grand affleurement situé en bordure de la route R1555, à 3,3 km au SE du lac Bélisle. Des amas de pegmatite à biotite et quelques dykes de pegmatite, de 6 à 20 cm d'épaisseur, recoupent l'affleurement. La roche présente par endroits un litage magmatique marquée par

une variation de la granulométrie et de la proportion de minéraux mafiques. En lame mince, le plagioclase est granoblastique et frais. La hornblende brune est hypidiomorphe ou granoblastique et définit la foliation. Localement, la hornblende et le quartz forment une couronne autour du clinopyroxène. Cependant, le clinopyroxène est aussi en contact direct avec le plagioclase. La titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont les minéraux accessoires. Le zircon est en inclusion dans le plagioclase.

Géochronologie

Les résultats des analyses isotopiques de l'échantillon 2003-SN-1129A1 ainsi que les résultats des âges et les diagrammes concordia ont déjà été publiés dans David (2005). Les analyses ont été effectuées par dilution isotopique et ablation laser.

En résumé, les résultats obtenus par dilution isotopique sur des fragments de prisme de zircon ont livré des âges de 1229 ±32 Ma et 1239 ±7 Ma et une analyse sur des fragments de zircon xénomorphe a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1150 ±6 Ma.

Des analyses effectuées par ablation laser sur des zircons prismatiques se distribuent entre 1223,6 ±4,1 Ma et 1262,7 ±7 Ma. Une intersection supérieure a été obtenue par le calcul de régression et représente un âge de 1237 ±12 Ma. Cet âge représente vraisemblablement l'âge de cristallisation du gabbro compte tenu du rapport isotopique Th/U moyen de *ca.* 0,24. D'autres analyses par ablation laser sur des zircons xénomorphes ont produit des âges de 1154,6 ±6,8 Ma et 1164,5 ±5 Ma. Le calcul de régression a permis de déterminer une intersection supérieure représentant un âge de 1158,1 ±3,7 Ma avec une probabilité de coïncidence de 0,51. Sur la base de la structure interne des zircons et du rapport isotopique $^{232}Th/^{238}U$ faible, cet âge est interprété comme étant celui d'un événement métamorphique.

Les résultats d'analyse par ablation laser obtenus pour deux autres fragments de zircon ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ identiques soit 1116,0 ±6,1 Ma et 1118,2 ±5,0 Ma (1117 Ma dans le tableau 1). Ces âges sont reliés à un épisode de cristallisation conduisant à la formation d'une nouvelle croissance de zircons comme ceux, visibles par imagerie de la structure interne des grains (photo 8d dans David, 2005), qui entourent la partie centrale de cristaux de zircon d'âge 1158 Ma.

Interprétation

D'après les analyses des zircons du gneiss monzogranitique de l'unité mPbet1 et du métagabbro de l'unité mPbet3, la mise en place de la Suite intrusive de Béthune s'est déroulée entre 1,28 et 1,24 Ga. Dans la partie sud de la CMB, une intrusion de tonalite de 1,22 Ga (Corriveau et Morin, 2000) a été rapportée; celle-ci recoupe les roches du Complexe gneissique de Bondy, datées à 1,39 Ga (Wodicka et *al.*, 2004).

Les monazites du gneiss et les zircons du métagabbro témoignent d'un événement métamorphique à 1,16 Ga, un âge qui coïncide avec la cristallisation de la Suite intrusive de Chevreuil comme décrit dans les paragraphes suivants. Un autre épisode de croissance du zircon a eu lieu autour de 1,12 Ga.

Suite intrusive de Chevreuil (mPche)

Géologie générale

La Suite intrusive de Chevreuil a été d'abord été introduite sous le nom de la Suite du Lac Chevreuil (Corriveau *et al.*, 1995) dans la partie sud de la Ceinture centrale des métasédiments. Dans la partie nord de la CMB, la Suite intrusive de Chevreuil (mPche) comprend de nombreux plutons de monzonite quartzifère, de monzonite et de monzogranite gris-rose, à texture porphyroïde ou oeillée, et plus rarement de mangérite et de charnockite. La suite comprend aussi des intrusions de gabbro, de gabbronorite et de leuconorite ainsi que de rares intrusions d'anorthosite. Les gabbros montrent des interdigitations de monzonite et de diorite porphyroïdes, tandis que les roches de composition intermédiaire présentent des lentilles ou des interdigitations de microdiorite. En bordure des plutons, la texture est localement protomylonitique. À certains endroits, les roches peuvent être migmatitiques. Dans la Zone de cisaillement de Labelle (figure 1), elles sont mylonitiques.

Huit échantillons de cette suite ont été prélevés pour être datés. Il s'agit des échantillons1998-SN-5000A, 1999-MB-1157A, 2000-SN-1039A et 2002-EG-2239A qui appartiennent à l'unité mPche1; l'échantillon 1999-DL-2445A, à l'unité mPche1a; l'échantillon 1998-SN-1056A, à l'unité mPche2; et enfin les échantillons 1998-BH-3164A et 1999-PL-2286A, à l'unité mPche4.

Des roches de composition intermédiaire à mafique définissent l'unité mPche1. On y distingue surtout des métagabbros massifs, ophitiques ou foliés, à granulométrie variable, caractérisés par endroits par un

litage magmatique compositionnel d'épaisseur centimétrique à métrique. Aux diverses roches gabbroïques sont surtout associées des leuconorites à grain moyen et des leuconorites pegmatitiques à texture ophitique.

Les mangérites quartzifères et les charnockites, à texture oeillée, foliée, gneissique ou porphyroïde sont les roches les plus abondantes de l'unité mPche2. Elles peuvent contenir des enclaves angulaires ou lenticulaires d'amphibolite à grenat, de gabbro ou plus rarement de leuconorite et de gabbronorite.

Enfin, l'unité mPche4 renferme essentiellement des monzonites quartzifères, des monzonites et des monzogranites roses à texture oeillée ou porphyroïde, à biotite, hornblende et localement à orthopyroxène. Par endroits, les roches sont interdigitées avec des gabbros ou renferment des lentilles de microdiorite.

1998-SN-5000A : Monzodiorite oeillée (mPche1)

Description

L'affleurement échantillonné est situé en bordure d'un chemin principal et près de la décharge du lac Pierre, à environ 17 km au NE de la petite municipalité de Val-Viger. La roche datée est une monzodiorite oeillée à biotite et hornblende, recoupée par des dykes d'épaisseur décimétrique à métrique de granite pegmatitique rose ou blanc. Elle renferme des reliques de grands cristaux de perthite et de plagioclase plus ou moins prismatiques, en partie recristallisés. Les plagioclases sont légèrement zonés. Le quartz forme surtout de petits grains ronds entre les plagioclases et dans la hornblende poeciloblastique. La hornblende bleu-vert à vert foncé et la biotite brune soulignent la foliation et forment de fines lamines millimétriques. De la titanite en petits cristaux s'étire aussi en chapelets parallèles à la foliation au voisinage de la hornblende. De l'apatite et de rares minéraux opaques se concentrent à proximité de la titanite. Du zircon, observé en petite quantité, se présente surtout en inclusion dans la biotite.

Géochronologie

Quelques grands fragments fracturés de zircon (photo 9, annexe 1) ont été récupérés à partir de la roche. Des analyses de trois fragments ont donné des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordants ou presque concordants et situés à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2f). L'âge moyen de 1189,7 ±1,1 Ma est interprété

comme l'âge de la mise en place de la monzodiorite, sur la base des rapports élevés en Th/U (0,51, 0,52 et 0,69, tableau 2).

1999-MB-1157A : Métagabbro (mPche1)

Description

Le métagabbro daté a été prélevé à environ 400 m au NO du lac Yvan, le long d'un chemin forestier. Il renferme des enclaves de quartzite et de roche calcosilicatée à diopside. Le plagioclase prismatique est localement zoné et ses macles sont parfois tordues. Il se présente aussi en cristaux à texture saccharoïdale. Le quartz (moins de 2 %) est en petits grains arrondis près de la hornblende ou, localement, au contact des plagioclases. La hornblende brune est peu recristallisée et se présente généralement en cristaux xénomorphes à hypidiomorphes soulignant la foliation. Le plagioclase et la hornblende, qui sont les principaux constituants de la roche, sont accompagnés de petits cristaux de clinopyroxène entourés par une couronne de hornblende brune. La roche contient environ 1 % d'apatite.

Géochronologie

La centaine de grains de zircon que contenait l'échantillon présente une forme arrondie ou résorbée (photos 10 et 11, annexe 1). Trois analyses effectuées sur des monozircons ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ presque concordants, qui se trouvent à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2g). L'âge moyen est de 1159,6 ±1,3 Ma. Une origine métamorphique des zircons est possible sur la base de leur forme résorbée. En effet, cette forme est typique des zircons métamorphiques qui ont cristallisé dans des roches mafiques aux conditions de faciès métamorphique élevé (amphibolite supérieur à granulite), comme c'est le cas pour le métagabbro. Par contre, sur la base des rapports Th/U, l'origine des zircons serait magmatique. En effet, leurs rapports Th/U sont situés autour de 0,3 (tableau 2), une valeur plus élevée que celle de zircons d'origine métamorphique (< 0,1, Rubatto, 2002) et cristallisés dans des conditions de facies amphibolite supérieur. Pour cette raison, les zircons seraient plus vraisemblablement d'origine magmatique et l'âge de 1159,6 ±1,3 Ma représenterait l'âge de la cristallisation de la roche, un âge qui coïncide d'ailleurs avec la majorité des âges obtenus pour les roches de la Suite intrusive de Chevreuil, datée à 1,17 Ga, (Corriveau et van Breemen, 2000) et de la Suite AMCG de Morin, datée à 1,16-1,13 Ga (Doig, 1991; Emslie et Hunt, 1990; Friedman et Martignole, 1995).

2000-SN-1039A : Métagabbro (mPche1)

Description

L'affleurement échantillonné appartient au pluton Dombrowski (Nantel et Pintson, 2002). Il est situé à environ 1,3 km à l'OSO du lac Dombrowski. L'échantillon prélevé est un métagabbro leucocrate à grain moyen à hornblende, clinopyroxène et biotite, comportant de nombreux amas et lentilles d'une roche mafique à grain très fin. La roche renferme de nombreuses reliques de prismes centimétriques de plagioclase zoné et antiperthitique. Le clinopyroxène au coeur ouralitisé est entouré d'une couronne plus ou moins continue de hornblende bleutée. De rares grains de quartz se trouvent dans la hornblende ou autour du clinopyroxène. La biotite brun foncé est distribuée à la périphérie ou au centre des cristaux de hornblende ou encore est associée aux minéraux opaques. Les autres constituants sont l'apatite, la magnétite et le zircon en inclusion dans le quartz et la biotite.

Géochronologie

L'échantillon recueilli a fourni une grande quantité de zircons sous forme de grains prismatiques incolores, légèrement arrondis (photo 12, annexe 1). Cependant, la plupart des grains sont fendillés ce qui explique la grande quantité de fragments qui ont pu être récupérés (photo 13, annexe 1). Trois analyses ont révélé des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ qui s'accordent dans la limite des erreurs avec un âge moyen de 1155,4 ±1,6 Ma (figure 2h). Il s'agit probablement de l'âge de cristallisation du gabbro. Une quatrième analyse (numéro 1, tableau 2) a produit un résultat légèrement supérieur soit 1162,9 ±2,6 Ma, un âge qui pourrait représenter celui d'un zircon hérité du début de la cristallisation. Ce zircon pourrait provenir des amas de roche mafique à grain fin contenus dans le métagabbro.

2002-EG-2239A : Métagabbronorite ophitique (mPche1)

Description

Le métagabbronorite a été échantillonné en bordure d'un ancien chemin forestier, à 2 km au NNE du lac Menneval. Les phénocristaux de plagioclase et de pyroxène lui confèrent une texture ophitique. En lame mince, les plagioclases sont partiellement zonés et recristallisés tel qu'indiqué par les cristaux à texture saccharoïdale ou granoblastique. En dépit de la recristallisation, la texture ophitique est bien préservée. La hornblende est xénomorphe à hypidiomorphe, granoblastique ou en couronne polycristalline autour des

grands cristaux de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Le clinopyroxène se présente aussi sous forme de petits cristaux inclus dans la masse de cristaux de plagioclase et dans le plagioclase lui-même. Au contact des pyroxènes, le plagioclase est par endroits remplacé par de la scapolite.

Géochronologie

Le métagabbronorite a livré beaucoup de zircons sous forme de grands fragments (photo 14, annexe 1) ou de grains arrondis (photo 15, annexe 1). Ils sont très frais et possèdent peu d'inclusions. Quelques rares cristaux montrent des noyaux avec des surcroissances (photo 16, annexe 1).

Douze analyses effectuées sur des fragments uniques et des monozircons ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordants ou presque concordants (figure 2i), mais dont l'intervalle s'échelonne de 1120 ±12 Ma à 1165 ±6 Ma (tableau 2), ce qui est en dehors de la limite des erreurs. Plusieurs de ces analyses ont été réalisées sur des grains à noyau visible dont les surcroissances ont été séparées mécaniquement. De l'analyse, il n'est ressorti aucune corrélation évidente entre l'âge des noyaux et celui des surcroissances. Les rapports Th/U (0,32-0,65, tableau 2) n'ont également pas permis de définir une relation entre les âges obtenus et l'origine des zircons, comme on aurait pu s'y attendre s'il s'était agi d'une génération de zircon magmatique avec des surcroissances d'origine métamorphique.

Une ligne de régression optimale passée par onze des données (la douzième étant omise étant trop discordante) a intersecté la partie supérieure de la courbe concordia à 1166 +44/-9 et sa partie inférieure à 942 +125/-130 Ma. Ces intersections ne sont pas bien définies parce que les données sont très près de la courbe concordia (figure 2i). Toutefois, un groupement d'analyses se situe autour de 1155 Ma, un âge qui pourrait correspondre à l'âge de cristallisation magmatique.

1999-DL-2445A : Diorite (mPche1a)

Description

L'affleurement se trouve en bordure d'un chemin principal, à environ 400 m au NO du lac Delahaye. La diorite massive à grain moyen est riche en biotite et en titanite. Le plagioclase, un peu zoné par endroits, en est le principal constituant. Les autres constituants sont le quartz peu déformé ainsi que la hornblende bleu-vert et la biotite brun foncé disposées parallèlement à la foliation. La titanite est observée en grains isolés ou se concentre près des minéraux opaques. Du zircon a été observé dans la biotite.

Géochronologie

L'échantillon prélevé a livré de nombreux zircons qui se présentent en cristaux arrondis et fracturés (photo 17, annexe 1) ou sous forme de prismes allongés plus ou moins arrondis (photo 18, annexe 1) avec inclusions liquides cristallisées (*melt inclusions*). Deux prismes et l'extrémité d'un cristal fracturé ont donné un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen concordant de 1156,1 ±2,4 Ma (figure 2j). Les rapports Th/U (autour de 0,5, tableau 2) indiquent que les zircons sont probablement d'origine magmatique.

Une population de titanite brun pâle à foncé et une population de titanite incolore ont été choisies pour fin d'analyse. La première a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen concordant de 1075,8 ±2,0 Ma (figure 2j). Avec des rapports Th/U autour d'environ 0,1 (tableau 2), cette population est associée à un événement métamorphique.

Quant à la population de titanite incolore, les analyses sont un peu dispersées en dehors de la limite des erreurs (figure 2j). Elles se sont avérées moins précises que celles des titanites brunes en raison de leur faible teneur en uranium (4 et 11 ppm, tableau 2). Ainsi, les corrections pour le Pb commun initial ont été plus significatives; elles affectent beaucoup plus le système $^{207}Pb/^{235}U$ que le système $^{206}Pb/^{238}U$ et réduisent grandement la précision des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus. Les âges des titanites incolore sont donc déterminés avec le rapport $^{206}Pb/^{238}U$ en se rappelant qu'ils sont sensibles aux pertes de Pb radiogénique. Ainsi, l'âge $^{206}Pb/^{238}U$ de la titanite incolore le plus jeune a été évalué à 1007,0 ±3,4 Ma. Il y aurait donc eu une première génération, constituée de titanite brune, remontant à environ 1076 Ma, et une seconde génération, nettement plus jeune représentée par la titanite incolore, avec un âge de 1007 Ma.

Enfin, l'apatite a donné un âge de refroidissement sous 400-500°C (Cherniak *et al.*, 1991) de 953 ±3 Ma (numéro 10, tableau 2).

1998-SN-1056A : Mangérite (mPche2)

Description

L'affleurement est localisé à 6 km au NNO de la petite municipalité de Mont Saint-Michel, à environ 1,5 km du lac Gravel, le long d'un chemin de motoquad qui mène au lac Massie. La roche échantillonnée est une mangérite verte à grain moyen qui contient environ 30 % d'enclaves de gabbro à grain fin. Elle se

compose en majorité de clastes de feldspath potassique microperthitique et de plagioclase plus ou moins antiperthitique et zoné. Les clastes sont recristallisés en bordure donnant ainsi une texture en mortier. Le quartz est saccharoïdal. La biotite est visible en grands cristaux idiomorphes, orientés parallèlement à un rubanement qui pourrait être magmatique; elle se présente aussi en petits cristaux équants, non orientés, entre les feldspaths. L'orthopyroxène est hypidiomorphe mais certains cristaux sont partiellement ou totalement recristallisés et remplacés par de l'amphibole incolore. Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques. Le zircon est en grains arrondis dans les feldspaths, le quartz et la biotite. Il cristallise aussi en cristaux isolés ou concentrés dans de petits amas.

Géochronologie

Les nombreux zircons extraits sont idiomorphes à sub-arrondis (photo 19, annexe 1) et la plupart sont fracturés. Ils présentent des formes généralement trapues à faces multiples (photo 20, annexe 1). Des noyaux fracturés (photo 21, annexe 1) sont présents dans une petite proportion de la population.

En raison de la possibilité d'héritage, les analyses ont porté sur les monozircons idiomorphes ainsi que sur une excroissance brisée d'un zircon montrant un noyau visible. Ces analyses ont produit des résultats concordants ou presque concordants, avec des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ qui se situent à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2k). L'âge moyen obtenu est de 1161,0 ±1,6 Ma. Il peut être considéré comme celui de la mise en place de la mangérite étant donné les rapports Th/U élevés (0,30, 0,37 et 0,59, tableau 2).

1998-BH-3164A : Monzonite oeillée (mPche4)

Description

La monzonite oeillée a été échantillonnée à environ 675 m au nord du lac de la Pitchoff et à 3 km à l'ouest du Chemin de Parent, en bordure d'un chemin secondaire. Deux faciès sont visibles sur l'affleurement : le premier, gris-rose et plus massif, comporte 30 % d'yeux de feldspath dont le coeur gris moyen, peu ou pas recristallisé, est entouré d'une fine bordure rose clair recristallisée. Le second faciès, d'un rose prononcé, est beaucoup plus recristallisé et déformé mais pas au point d'oblitérer la texture oeillée. Dans le faciès le moins recristallisé, le feldspath potassique est microperthitique et le plagioclase antiperthitique et un peu zoné. Le quartz est en grains interlobés ou généralement recristallisés. La biotite est idiomorphe à hypidiomorphe et souligne la foliation tandis que la hornblende est xénomorphe, trapue

et légèrement orientée par rapport à la foliation. La titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques sont des constituants accessoires.

Géochronologie

La monzonite la moins recristallisée a été datée. Le zircon y est très abondant et se présente généralement en prismes sub-arrondis, longs ou courts (photo 22, annexe 1). La plupart des grains sont fracturés et contiennent des inclusions liquides cristallisées (*melt inclusions*). Les analyses de trois monozircons ont révélé des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ presque concordants (< 1 % discordance), qui sont compris à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2l). L'âge moyen est de 1164,1 ±1,7 Ma et représente l'âge de l'intrusion de la monzonite.

1999-PL-2286A : Gneiss monzonitique porphyroclastique (mPche4)

Description

L'affleurement de gneiss monzonitique porphyroclastique qui a été daté est situé à 1,5 km à l'ouest du lac de la Maison de Pierre, en bordure d'un chemin de terre qui conduit au lac Bonn et au lac Gigault. La roche est rose et à grain fin et renferme moins de 5 % d'yeux ou de porphyroclastes prismatiques plus ou moins arrondis de feldspath potassique. Les porphyroclastes sont microperthitiques à mésoperthitiques et sont compris dans une mésostase de cristaux polygonaux de feldspath. Les plagioclases sont subpolygonaux. Le quartz est surtout interlobé ou étiré en rubans parallèle à la foliation. La hornblende est en petits cristaux isolés ou en amas orientés avec la biotite parallèlement au rubanement. La titanite et le leucoxène forment des couronnes autour des minéraux opaques ou des amas avec ces derniers. Le zircon se trouve avec l'apatite et les zones à minéraux opaques.

Géochronologie

L'échantillon a donné de longs prismes plus ou moins arrondis de zircon avec de nombreuses inclusions (photo 23, annexe 1) comme dans l'échantillon 98-BH-3164A mais à la différence de ce dernier, les cristaux y sont de plus grande dimension. Quatre prismes (numéros 2 à 5, tableau 2) ont révélé des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordants ou presque concordants qui sont à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2m). L'âge obtenu de 1157,9 ±1,4 Ma représente l'âge de cristallisation magmatique.

Un cinquième grain (numéro 1, tableau 2) a donné un âge bien plus élevé de 2710,7 ±3,5 Ma. Ce zircon a une apparence similaire aux autres. Bien qu'il puisse y avoir eu contamination au laboratoire, ce grain possède une teneur en uranium (2 ppm) beaucoup plus basse que la teneur de la plupart des zircons d'origine magmatique. Or, plusieurs autres zircons d'âge archéen ont été obtenus dans des métasédiments de la Suite supracrustale de l'Ascension (David *et al.*, 2009) lesquels se trouvent justement en enclaves dans les plutons de la Suite intrusive de Chevreuil. En plus, un zircon aussi vieux que 2537 Ma a été extrait d'un pluton granitique d'origine anatectique, le Granite de Lanthier, qui contient une grande quantité d'enclave de métasédiments de la Suite supracrustale de l'Ascension (Hébert et Nantel, 1999). Nonobstant ces observations, de nouvelles analyses sont tout de même nécessaires avant d'exclure la possibilité d'une contamination et de conclure à la présence d'un zircon archéen dans le gneiss monzonitique.

Interprétation

Des zircons extraits de huit échantillons de la Suite intrusive de Chevreuil, dans la partie nord de la CMB, ont fourni des âges de 1,19 à 1,16 Ga. Ces résultats sont interprétés comme des âges de cristallisation magmatique. Ils sont en accord avec l'âge moyen sur zircon de 1,17 Ga obtenu pour la Suite intrusive de Chevreuil dans la partie sud de la CMB (Corriveau et van Breemen, 2000). L'épisode de magmatisme de 1,19 à 1,16 Ga est comparable à celui des roches de la Suite AMCG de Morin, dans le terrane de Morin, dont l'âge d'intrusion est de 1,16-1,13 Ga (Doig, 1991; Emslie et Hunt, 1990; Friedman et Martignole, 1995).

Des titanites ont révélé un premier épisode métamorphique à 1075,8 ±2,0 Ma et un second, à 1007,0 ±3,4 Ma. D'autre part, les apatites ont donné un âge de 953 ±3 Ma, moment où la température régionale a atteint 400-500°C (Cherniak *et al.*, 1991).

La mise en place de la Suite intrusive de Chevreuil est contemporaine d'un épisode métamorphique à 1,16 Ga enregistré par des monazites et des zircons de la Suite intrusive de Béthune dont les âges se situent entre 1,28 et 1,24 Ga. Le même épisode métamorphique a marqué son empreinte dans une tonalite de la Suite magmatique de Lacoste dont les zircons ont fourni un âge de 1,39 Ga (échantillon 1998-PL-4038A, tableau 1). Les roches de la Suite intrusive de Chevreuil ont été déformées et mylonitisées dans la Zone de cisaillement de Labelle dont l'âge est de 1078 ±6 Ma (Martignole et Friedman, 1998).

Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns)

Géologie générale

La Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns) a été nommée par Corriveau (1989). Elle comporte de nombreuses intrusions alcalines et potassiques mises en place sous forme de plutons ou de dykes. Dans la partie nord de la CMB, elle est surtout constituée de monzonite, de syénite, de monzodiorite et de diorite à biotite avec plus ou moins d'amphibole, de clinopyroxène et d'apatite. Ces roches présentent une structure massive ou une foliation magmatique. Dans une moindre mesure, la suite comprend aussi des pyroxénites, des gabbros et des syénites à néphéline ainsi que des minettes à grain grossier et des lamprophyres.

Dans l'ensemble de la Ceinture centrale des métasédiments, la plupart des plutons alcalins attribués à la Suite alcaline de Kensington-Skootamatta apparaissaient déjà sur la carte de Wynne-Edwards *et al.* (1972), sauf, entre autres, le dyke de Tapani (Nantel, 2001) et le pluton de Gigot (Nantel et Pintson, 2002), tous deux découverts au cours de nos travaux. Un échantillon représentatif de chacune de ces intrusions a été daté : l'échantillon 1998-JN-2105A est une minette qui provient du dyke de Tapani (mPkns3) et l'échantillon 2000-EN-4058A est une monzonite, un des faciès dominants du pluton de Gigot (mPkns5).

1998-JN-2105A : Minette (mPkns3)

Description

La minette à l'étude a été échantillonnée à 4,5 km du lac Tapani, en bordure ouest de la route 309 qui relie Mont-Saint-Michel à Sainte-Anne-du-Lac. La roche est riche en phlogopite ce qui se traduit par son contenu élevé en MgO (13,0 %) et en K_2O (4,49 %) et son contenu faible en SiO_2 (44,4 %).

Géochronologie

La minette comporte de nombreux zircons sous forme de grands fragments ou, plus rarement, de cristaux arrondis (photo 24, annexe 1) ou encore de cristaux idiomorphes (photo 25, annexe 1). Les grains sont frais et contiennent souvent des inclusions de fonte allongées (*melt inclusions*). Les analyses d'un fragment et de deux cristaux prismatiques ont révélé des résultats concordants et compris à l'intérieur de

la limite d'erreur (figure 2o). L'âge moyen $^{207}Pb/^{206}Pb$ est de 1080,1 ±1,6 Ma (figure 2n), ce qui correspond à une estimation de l'âge de la cristallisation magmatique (figure 2n).

2000-EN-4058A : Monzonite (mPkns5)

Description

La monzonite du pluton de Gigot (Nantel et Pintson, 2002) a été récoltée à environ 400 m à l'est du lac du Gigot, en bordure d'un ancien chemin forestier. La monzonite est à grain grossier et de teinte gris-rose. Elle est recoupée par quelques veines millimétriques de quartz et par des fractures en bordure desquelles la roche est chloritisée et hématitisée. Elle est constituée de microcline interlobé, xénomorphe ou rarement prismatique, et englobe de petits cristaux de plagioclase. Le plagioclase forme aussi de grands cristaux isolés, séricitisés plus ou moins prismatiques et un peu zonés ou encore de petits cristaux séparés par le microcline par un fin liséré d'albite. Les autres constituants sont le quartz, la biotite chloritisée et la hornblende xénomorphe et partiellement biotitisée. L'épidote, la titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques constituent moins de 3 % de la roche. Le zircon est en inclusion dans la biotite.

Géochronologie

De nombreux cristaux de zircon ont été récoltés dans la monzonite (photo 26, annexe 1). Ils sont généralement sous forme de grands fragments, frais et incolores, ou plus rarement de cristaux idiomorphes. Les analyses de trois fragments ont révélé des résultats concordants et situés à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2o). L'âge moyen $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenu est 1071,6 ±1,4 Ma. Étant donné les rapports élevés en Th/U (*ca.* 1, tableau 2), cet âge représente celui de la cristallisation magmatique de la roche.

Interprétation

Dans la partie sud de la CMB, les plutons de la Suite de Kensington-Skootamatta, du moins ceux qui affleurent au Québec, se sont mis en place entre 1083 et 1076 Ma (Corriveau *et al.*, 1990) et le dyke de minette de Rivard, qui appartient aussi à cette suite, a cristallisé à 1070 +40/-30 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000). Les deux nouvelles intrusions que nous avons mises au jour dans la partie nord de la CMB ont des âges comparables. Ainsi, le pluton de Gigot (Nantel et Pintson, 2002), dont l'âge est de 1071,6 ±1,4 Ma, est à ce jour le pluton le plus jeune identifié dans la Suite de Kensington-Skootamatta

mais son âge se situe dans la limite des erreurs de celui du dyke de Rivard. D'autre part, le dyke de Tapani a donné un âge de 1080,1 ±1,6 Ma, un résultat qui se situe à l'intérieur de la fourchette d'âge des plutons de la partie sud de la CMB.

Suite de Brockaby (mPbro)

Géologie générale

La Suite de Brockaby (mPbro) a été introduite par Nantel et Pintson (2001). Les résultats des datations, combinés `à une comparaison entre certains faciès constituants et de leur composition chimique, ont démontré que cette suite est l'équivalent de la Suite de Guénette (van Breemen et Corriveau, 1995). La Suite de Brockaby comprend des monzogranites roses à biotite avec une texture hololeucocrate et homogène et avec une granulométrie fine. Par endroits, ce faciès est en contact diffus avec des zones de monzogranite à grain moyen, grossier et pegmatitique ou contient des enclaves de métasédiments, partiellement résorbés, de la Suite supracrustale de L'Ascension. La Suite de Brockaby contient aussi des monzogranites à schlierens de biotite et des monzogranites à rubans de sillimanite, de quartz et de muscovite. Ces roches, qui n'affleurent pratiquement que dans le Domaine uranifère de Baker (figure 1), sont d'origine anatectique. Sur la base de leur degré de fusion partielle, elles sont classées en diatexite massive, en diatexite à schlierens et en métatexite.

L'échantillon daté (1999-SN-55B) provient d'un très grand affleurement formé surtout de paragneiss à biotite de l'unité mPasc7. Il s'agit d'un monzogranite en contact diffus avec les paragneiss et représentatif d'une diatexite massive de l'unité mPbro4. Cette dernière est caractérisée par un enchevêtrement de monzogranite massif à grain fin, de monzogranite à grain moyen et de pegmatite.

1999-SN-55B : Monzogranite (mPbro4)

Description

L'affleurement de monzogranite est situé à 4,4 km au SO du lac Brockaby, en bordure d'un chemin forestier. Le monzogranite est rose, hololeucocrate, à grain fin, équigranulaire et légèrement folié. Le microcline avec perthite est recristallisé, polygonal à interlobé ou plus ou moins saccharoïdal. Des reliques de grands cristaux non recristallisés de microcline sont encore visibles. Le plagioclase est tabulaire, zoné et séricitisé ou en cristaux polygonaux. Une frange d'albite, en continuité optique,

cristallise entre le plagioclase et le microcline. De la biotite brun pâle en cristaux trapus localement chloritisés, de la muscovite altérant les feldspaths, de l'allanite idiomorphe, de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques sont également visibles au microscope. Le zircon est en inclusion dans la biotite et dans les feldspaths.

Géochronologie

Le monzogranite renferme des petits zircons longs, prismatiques et fracturés (photo 27, annexe 1) ainsi que des zircons courts et prismatiques (photo 28, annexe 1). Seule une petite quantité de zircons frais a été recueillie dans les séparations non magnétiques. L'analyse a porté sur trois échantillons comportant chacun plusieurs zircons car les grains étaient très petits. L'échantillon à primes longs, celui à prismes courts et celui avec des zircons de dimensions variables ont tous révélé des âges concordants ou presque concordants, situés à l'intérieur de la limite des erreurs (figure 2p). L'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen est estimé à 1066,9 ±1,4 Ma. Comme les rapports en Th/U (*ca.* 0,5, tableau 2) sont élevés, l'âge est interprété comme celui de la mise en place de la Suite de Brockaby.

Interprétation

La Suite de Brockaby a donné un âge de mise en place sur zircon de 1066,9 ±1,4 Ma alors que la Suite de Guénette, son équivalent, a fourni un âge de 1065 ±7 Ma (âge cité dans Corriveau et van Breemen, 2000 mais données non publiées). Comme les roches de la Suite de Brockaby sont le produit de la fusion partielle de métasédiments, l'âge de 1,07 Ga représente aussi celui d'un événement anatectique majeur.

Friedman et Martignole (1995) ont daté un dyke d'aplite associé au pluton de Guénette, qui fait partie de la Suite de Brockaby. L'âge de cristallisation obtenu sur des zircons a donné 1054 +14/-20 Ma et les âges sur des titanites, 1024-1026 Ma. Ces derniers sont interprétés comme les âges du refroidissement de la région à 600 °C, une température qui correspond à celle de la fermeture de la titanite (Cherniak, 1993).

Suite alcaline de Lesueur (mPsue)

Géologie générale

La Suite alcaline de Lesueur (mPsue), une suite introduite par Nantel *et al.* (2004), se trouve près de la limite nord-ouest de la Ceinture centrale des métasédiments. Elle affleure principalement sur les rives ou

à proximité du lac Lesueur ainsi que dans le secteur du lac Huard. La suite est représentée par un grand dyke de syénite pegmatitique, par quelques affleurements épars et surtout par un pluton formé de monzonite et de monzonite quartzifère à pyroxène et amphibole sodiques. Les roches qui composent la suite sont uniques du fait qu'elles n'ont jamais été identifiées ailleurs dans la CMB. Elles se distinguent par leur couleur caractéristique rose saumon, leur minéralogie et leur composition chimique (Nantel *et al.*, 2004). Certains faciès sont minéralisés en Cu-Au-Ag ou en U-Nb-ETR (Nantel, 2008).

Un échantillon provenant de l'unité mPsue1 a été daté (2002-TC-3302A). Les roches de cette unité comprennent des monzonites et des monzodiorites quartzifères leucocrates, localement magnétiques. Elles renferment par endroits des cavités de dissolution autrefois remplies par de la calcite ainsi que par des lits, lentilles ou amas de diorite alcaline à grain très fin, riche en clinopyroxène. De nombreux affleurements montrent des évidences de failles, marquées par l'hématitisation des feldspaths et la présence de calcite rose à grain grossier. D'autres affleurements sont recoupés par des veines de quartz blanc et des fissures remplies de calcite ou de magnétite.

2002-TC-3302A : Monzonite (mPsue1)

Description

Un échantillon a été prélevé à 1,1 km à l'est du lac Lesueur. Il s'agit d'une monzonite gris-rose à grain grossier, caractérisée par la présence d'aegyrine, en grands cristaux prismatiques vert pomme, et d'arfvedsonite. La texture de la roche est massive ou localement rubanée. En lame mince, l'aegyrine est concentrée dans des amas. Ceux-ci se trouvent entre les cristaux de plagioclase et de microcline, exsolvés les uns dans les autres. L'arfvedsonite cristallise à proximité de grands cristaux d'apatite ou en placage contre l'aegyrine. L'apatite est relativement abondante (3 %). La titanite, le zircon et les minéraux opaques sont les autres constituants.

Géochronologie

Les résultats des analyses isotopiques, les âges et les diagrammes concordia de l'échantillon 2002-TC-3302A ont déjà été publiés dans David (2005). Les analyses ont été effectuées par dilution isotopique et par ablation laser. Seuls les résultats des analyses par ablation laser sont résumés ci-dessous.

Les zircons sont abondants dans la monzonite. Ils ont une section prismatique courte et hexagonale avec des terminaisons pyramidales. Ils sont incolores, légèrement émoussés et contiennent de rares inclusions translucides. Quelques grains de plus grande taille sont constitués d'un noyau entouré d'une enveloppe plus jeune caractérisée par le développement de faces cristallines.

Une dizaine de cristaux idiomorphes qui ne semblaient pas être des grains mixtes (noyaux avec surcroissances) ont été sélectionnés pour en faire l'analyse par ablation laser. Les résultats d'analyse de trois zircons abrasés ont été sélectionnés afin de déterminer l'âge de cristallisation du protolite. Trois de ces résultats peuvent être régressés pour produire une intersection supérieure représentant un âge de 1000,2 ±5,8 Ma. Cet âge se compare avec la moyenne pondérée des âges $^{206}Pb/^{238}U$ estimée à 1000 ±6 Ma et déterminée à partir de sept autres analyses.

Interprétation

La Suite alcaline de Lesueur, qui a donné un âge de cristallisation de 1000,2 ±5,8 Ma, représente l'événement magmatique le plus récent dans la région. Cet événement tardi-grenvillien est quasi synchrone de la phase Rigolet de l'orogénèse grenvillienne qui a eu cours de 1005 à 980 Ma (Rivers, 1997). D'autres intrusions alcalines se sont mises en place au cours de cette période comme celles rapportées dans la partie centrale de la Province de Grenville, plus précisément dans la région du réservoir Pipmuacan (987-988 Ma), ainsi que dans la partie orientale de cette province, entre 993 et 974 Ma (Hébert *et al.*, 2009).

Suite supracrustale de Rabot (mPrab)

Géologie générale

Le nom de Suite métamorphique de Rabot a été introduit par Nantel (2001) puis modifié pour celui de Suite supracrustale de Rabot (mPrab) lors de la production de la carte synthèse de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments (Nantel, 2008). Cette suite fait partie du Domaine de Caïn, l'un des deux domaines lithotectoniques de la partie nord de la CMB (figure 1).

La Suite supracrustale de Rabot forme une séquence de roches métasédimentaires composée de lits généralement décimétriques de paragneiss quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss à biotite-

grenat ± sillimanite, de quartzite, de marbre et de roches calcosilicatées. L'échantillon prélevé pour datation fait partie de l'unité mPrab4 laquelle est surtout formée de quartzite.

2000-HP-3061C : Quartzite (mPrab4)

Description

L'échantillon de quartzite a été prélevé en bordure d'un chemin forestier, sur un affleurement distant de 1 km de la route R1503. Le quartzite est à grain fin ou moyen et renferme de la biotite. Il se présente en lits de 1 cm à 3 m d'épaisseur et alterne avec des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite en lits de 1 à 30 cm. Les paragneiss renferment des mobilisats à quartz, feldspath, biotite et tourmaline. Ils sont plissés et coupés par un métagabbro à mobilisats d'orthopyroxène.

Géochronologie

Les résultats des analyses isotopiques et les âges pour l'échantillon de quartzite 2000-HP-3061C ont déjà été publiés dans David *et al.* (2009). Les analyses ont été effectuées par ablation laser.

En résumé, David *et al.* (2009) ont analysé 70 grains de zircon et ont illustré les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur un graphique combinant l'histogramme des fréquences et un diagramme de distribution de la densité de probabilité. Seulement 53 résultats avec un degré de concordance supérieur à 95 % ont été retenus. Plusieurs âges sont identifiables sur l'histogramme : 1184, 1274, 1315, 1345, 1427, 1490, 1534, 1625, 1701, 1771, 1840, 1886, 1928, 1987, 2386, 2606 et 2904 Ma. Les zircons détritiques les plus jeunes présentent un pic à 1184 Ma alors que la population d'âge la plus importante montre un maximum à 1427 Ma. Sur les images en cathodoluminescence, on note que les zircons associés au pic de 1427 Ma présentent des structures oscillatoires typiques de roche magmatique (planche 2 dans David *et al.*, 2009).

Interprétation

L'âge de 1184 Ma, qui représente la population d'âge de zircon la plus jeune, est interprété non pas comme l'âge maximal de sédimentation mais plutôt comme un âge métamorphique (David *et al.*, 2009), considérant la chronologie des événements géologiques répertoriés pour la partie nord de la CMB (Nantel et Davis, 2006). La détermination de l'âge maximal de la sédimentation repose plutôt sur la présence d'un zircon détritique idiomorphe de 1217 Ma. D'autre part, le pic principal de distribution des âges des

zircons détritiques se situe à 1427 Ma. Comme les zircons détritiques qui ont produit un âge de 1427 Ma sont de nature magmatique d'après leur structure interne, leur source la plus probable est la Suite magmatique de Lacoste dont l'âge de cristallisation est compris entre 1,45 à 1,35 Ga. La Suite magmatique de Lacoste fait probablement partie d'un socle sur lequel les sédiments de la Suite supracrustale Rabot se sont déposés, compte tenu de l'âge maximal de la sédimentation (1217 Ma) et de l'âge de la source principale des zircons détritiques (1427 Ma).

Suite supracrustale de l'Ascension (mPasc)

Géologie générale

Le nom de Suite métamorphique de L'Ascension a été donné par Hébert et Nantel (1999) puis modifié pour Suite supracrustale de l'Ascension (mPasc) lors de la production de la carte synthèse de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments (Nantel, 2008). Cette suite fait partie du Domaine uranifère de Baker, l'un des deux domaines lithotectoniques de la partie nord de la CMB (figure 1). Elle est constituée de paragneiss quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss à biotite et grenat ± sillimanite, de quartzite, de marbre et de roches calcosilicatées, en lits généralement décimétriques. Elle se distingue de la Suite supracrustale de Rabot par son abondance en roches riches en tourmaline et en paragneiss feldspathiques. Elle se distingue aussi par la présence de paragneiss à nodules de fibrolite et de muscovite et par la présence de pegmatites uranifères issues de la fusion partielle des métasédiments.

1998-SN-1195C : Quartzite (mPasc7)

Description

Un échantillon de quartzite à biotite a été prélevé en bordure d'un chemin forestier, sur un affleurement situé à 4 km au nord du Réservoir Kiamika. Le quartzite est le faciès dominant de l'affleurement qui comprend aussi des paragneiss feldspathiques à biotite, des paragneiss à grenat et des paragneiss à biotite et muscovite, le tout en lits de 3 à 20 cm d'épaisseur. L'affleurement est représentatif de l'unité mPasc7 dont il fait partie.

Géochronologie

Les résultats des analyses isotopiques et les âges sur zircon pour l'échantillon de quartzite ont déjà été publiés dans David *et al.* (2009). Les analyses ont été effectuées par ablation laser.

En résumé, les résultats des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 70 zircons ayant produit les résultats les plus concordants ont été présentés sur un graphique qui combine l'histogramme de fréquence et le diagramme de distribution de la densité de probabilité. Sur ce graphique (figure 4b dans David *et al.*, 2009), trois groupes d'âge sont visibles : 1250-1550 Ma, 1650-2050 Ma et quelques résultats dispersés entre 2350-2850 Ma.

La population la plus jeune a donné un âge de 1308 Ma, en considérant le pic des maxima du groupe d'âges les plus jeunes (David *et al.*, 2009), ou de 1280 Ma, sur la base du cœur d'un zircon zoné (Nantel et David, 2008). L'âge de la population la plus importante se situe à 1846 Ma.

Interprétation

L'âge le plus jeune obtenu pour le quartzite prélevé dans la Suite supracrustale de l'Ascension, Domaine uranifère de Baker, est de 1308 Ma (ou de 1280 Ma si l'on se fie à l'âge du cœur d'un zircon zoné). L'âge de 1308 Ma est interprété comme l'âge maximal de la sédimentation. Il est vraisemblable que les roches de la suite se soient déposées sur un socle en l'occurrence celui qui pourrait être représenté par la Suite magmatique de Lacoste dont l'âge est de 1,4 Ga. Toutefois, Hébert et Nantel (1999) avaient observé des enclaves de métasédiments dans la Suite magmatique de Lacoste et avaient conclu que les métasédiments de la Suite supracrustale de l'Ascension étaient plus vielles que celles de la Suite magmatique de Lacoste. La façon de réconcilier ces conclusions divergentes est de présumer que les roches en enclaves proviennent d'un ensemble de sédiments, aujourd'hui érodé, plus vieux que ceux de la Suite supracrustale de l'Ascension.

À la limite du terrane de Mont-Laurier et du terrane de Morin (figure 1), des zircons concordants dans des métapélites ont donné des âges maximaux de sédimentation de 1275 Ma et de 1245 Ma (Friedman et Martignole, 1995), âges qui ne sont pas significativement différents des âges déterminés pour la Suite supracrustale de l'Ascension (1308 Ma ou de 1280 Ma) et pour la Suite supracrustale de Rabot (1217 Ma).

L'âge paléoprotérozoïque sur zircon de 1846 Ma correspond à l'âge de la source dominante, d'origine inconnue, des zircons détritiques de la suite. Les zircons y indiquent également l'existence de sources secondaires d'âge mésoprotérozoïque (1250-1550 Ma), alors que les zircons d'âge mésoprotérozoïque de la Suite supracrustale de Rabot correspondent aux sources dominantes des zircons détritiques de cette suite. Les différences d'âge entre les sources dominantes corrobore l'existence de deux domaines lithotectoniques (Domaine de Caïn et Domaine uranifère de Baker) dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments quoique l'âge maximal de la sédimentation dans les deux domaines soit à peu près équivalent (*ca.* 1,2 Ga).

RÉFÉRENCES

ABRAHAM, A.P.G. – DAVIS, D.W. – KAMO, S.L. – SPOONER, E.T.C., 1994 – Geochronological constraints on late Archean magmatism, deformation and gold-quartz vein mineralization in the northwestern Anialik River greenstone belt and igneous complex, Slave Province, NWT. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 31, pages 1365-1383.

CHERNIAK, D.J., 1993 – Lead diffusion in titanite and preliminary results of the effects of radiation damage on Pb transport. Chemical Geology; volume 110, pages 177-194.

CHERNIAK, D.J. – LANGFORD, W.A. – RYERSON, F.J., 1991 – Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 55, pages 1663-1673.

CHERNIAK, D.J. – WATSON, E.B., 2000 – Pb diffusion in zircon. Chemical Geology; volume 172, pages 5-24.

CORRIVEAU, L., 1989 – Proterozoic potassium-rich alkaline plutonism in the southwestern Grenville Province. PhD thesis, McGill University, Montréal, Canada; 263 pages.

CORRIVEAU, L. – HEAMAN, L.M. – MARCANTONIO, F. – VAN BREEMEN, O., 1990 – 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 105, pages 473-485.

CORRIVEAU, L. – MORIN, D., 2000 – Modelling 3D architecture of western Grenville from surface geology, xenoliths, styles of magma emplacement, and Lithoprobe reflectors. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 235-251.

CORRIVEAU, L. – MORIN, D. – VAN BREEMEN, O. – RIVARD, B. – TREMBLAY, P. – BOGGS, K. – DESCHÊNES, G., 1995 – Magmatisme et hydrothermalisme dans la Ceinture métasédimentaire du Québec; implications tectoniques et métallogéniques. Les Amis du Grenville; Guide d'excursion, 28 pages.

CORRIVEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 2000 – Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 253-269.

DAVID, J., 2005 – Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2006-04, 31 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.

DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 2141-2149.

DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectués 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.

DOIG, R., 1991 – U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec. Journal of Geology; volume 99, pages 729-738.

EMSLIE, R.F. – HUNT, P.A., 1990 – Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. Journal of Geology; volume 98, pages 213-231.

FRIEDMAN, R.M. – MARTIGNOLE, J., 1995 – Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 2103-2114.

HÉBERT, C. – NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de l'Ascension (SNRC 31J/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 31 pages, 1 carte.

HÉBERT, C. – VAN BREEMEN, O. – CADIEUX, A.M., 2009 – Région du réservoir Pipmuacan (SNRC 22E) : synthèse géologique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-01, 59 pages, 1 carte.

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 Reviews; volume 4, pages 1889-1906.

LEE, J.K.W. – WILLIAMS, I.S. – ELLIS, D.J., 1997 – Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature 390; pages 159-162.

LUDWIG, K.R., 2003 – User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkely Geochronological Center; Special publication no. 4, 71 pages.

MARTIGNOLE, J. – FRIEDMAN, R., 1998 – Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. Precambrian Research; volume 92, pages 145-164.

MARTIGNOLE, J. – JI, S. – NANTEL, S., 2006 – A section through the Morin terrane. Congrès annuel de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada, Montréal. Excursion A2, 21 pages.

NANTEL, S., 2001 – Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-06, 43 pages, 1 carte.

NANTEL, S., 2008 – Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-04, 17 pages, 1 carte.

NANTEL, S. – DAVID, J., 2008 – U-Pb dating and source of metasediments deposited on a continental arc – Northern part of the Central Metasedimentary Belt (CMB), Grenville Province, Québec. *Dans* : Résumés, Congrès annuel de l'Association géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, Québec 2008; volume 33, page 121.

NANTEL, S. – DAVIS, D.W., 2006 – Timing and metamorphism in the northern part of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Québec. *Dans* : Résumés, Congrès annuel de l'Association géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, Montréal 2006; volume 31, page 108.

NANTEL, S. – DAVIS, D.W. – DAVID, J., 2007 – Géochronologie U-Pb du domaine de Caïn et du domaine uranifère de Baker, Ceinture centrale des métasédiments, région de Mont-Laurier, Province de Grenville. *Dans* : Résumés des conférences et des photoprésentations, Congrès Québec Exploration 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; DV 2007-04, page 32.

NANTEL, S. – GIGUÈRE, E. – CLARK, T., 2004 – Géologie de la région du lac Duplessis (SNRC 31O/06). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-01, 51 pages, 1 carte

NANTEL, S. – PINTSON, H., 2001 – Géologie de la région du lac de la Maison de Pierre (SNRC 31J/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-12, 34 pages, 1 carte.

NANTEL, S. – PINTSON, H., 2002 – Géologie de la région du lac Dieppe (SNRC 31O/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-16, 36 pages, 1 carte.

OSBORNE, F.F., 1935 – Région de Labelle-L'Annonciation. Service des Mines de Québec; RASM 1934-E, 60 pages, 2 cartes.

RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, pages 117-154.

RUBATTO, D., 2002 – Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology; volume 184, pages 123-138.

VAN BREEMEN, O. – CORRIVEAU, L., 1995 – Evolution of the Central Metasedimentary Belt in Quebec, Grenville orogen: U-Pb geochronology. *In:* Program with Abstracts, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Precambrian orogenic belts, Montréal. J. Percival editor. Precambrian 1995; volume 81, page 137.

WODICKA, N. – CORRIVEAU, L. – STERN, R.A., 2004 – SCHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy gneiss complex: Evidence for circa 1,39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Québec. *In:* Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America, Boulder, Colorado. R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, and M.J. Bartholomew, editors. Geological Society of America; Memoir 197, pages 243-266.

WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 – The Grenville Province. *In*: Variations in tectonic styles in Canada. R.A Price and R.J.W Douglas, editors. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 63-334.

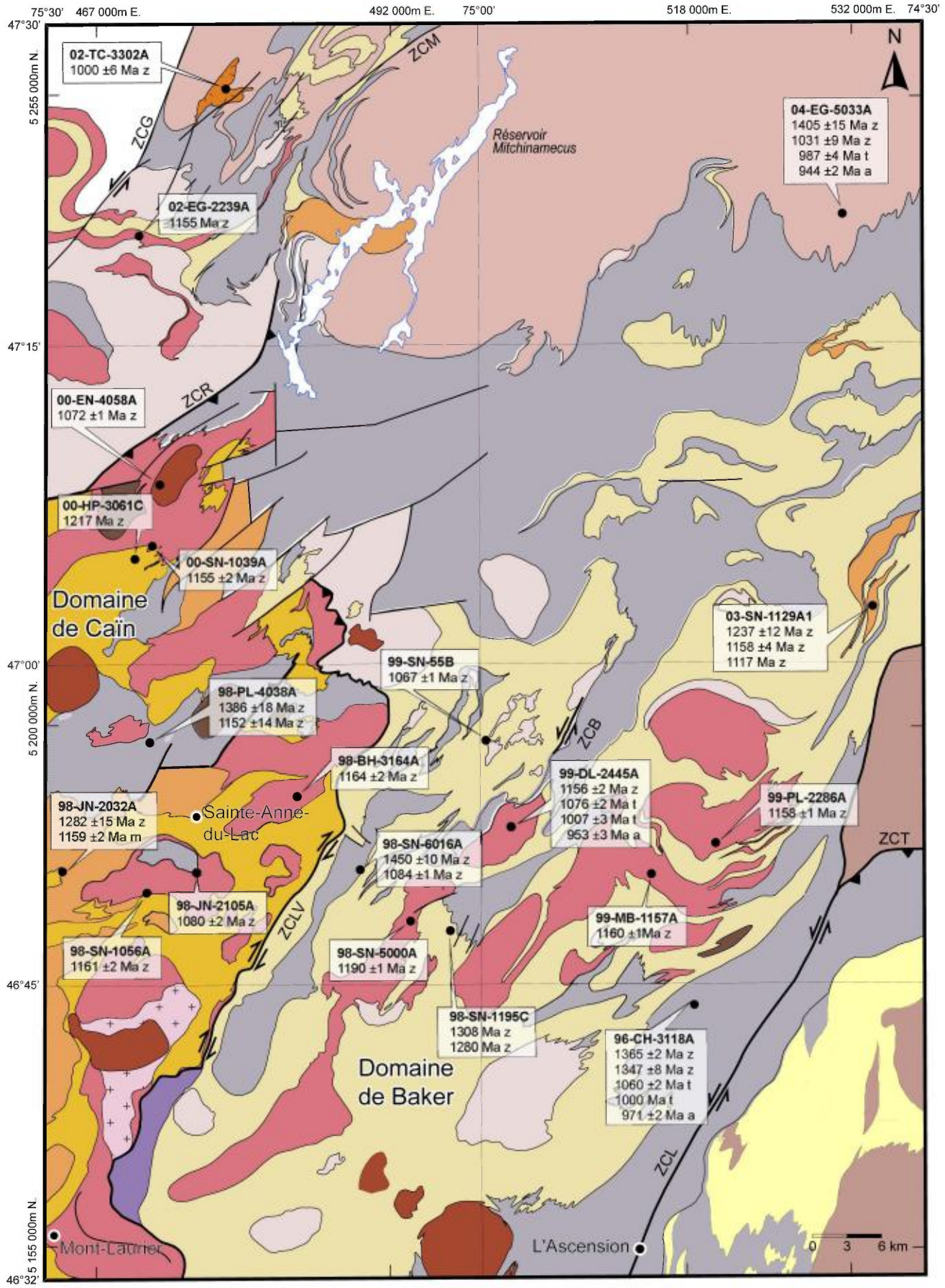


FIGURE 1 - Géologie simplifiée de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et localisation des échantillons de géochronologie avec les résultats des âges U-Pb sur zircon (z), monazite (m), titanite (t) ou apatite (a). Les âges ont été arrondis par rapport à ceux présentés au tableau 1. Les deux premiers numéros de l'échantillon, 19 ou 20 selon l'année de prélèvement, ont été omis.

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

MÉSOPROTÉROZOÏQUE

Suite alcaline de Lesueur (1,00 Ga)
Syénite et monzonite à clinopyroxène, amphibole et calcite

Suite de Brockaby (1,07 Ga)
Monzogranite à biotite (métatexite, diatexite)

Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (1,09-1,07 Ga)
Syénite, monzonite, monzodiorite, gabbro, pyroxénite, minette

Suite AMCG de Morin (1,16-1,13 Ga)
Mangérite quartzifère, charnockite, monzonite quartzifère, gabbro

Suite intrusive de Chevreuil (1,19-1,16 Ga)
Monzonite et mangérite quartzifères, diorite, gabbro

Suite supracrustale de Rabot (âge maximum 1,22 Ga)
Paragneiss alumineux, paragneiss quartzofeldspathique à biotite, quartzite, roches calcosilicatées, marbre

Suite intrusive de Béthune (1,28 Ga)
Orthogneiss monzogranitique à biotite et hornblende avec niveaux de gabbro et d'amphibolite

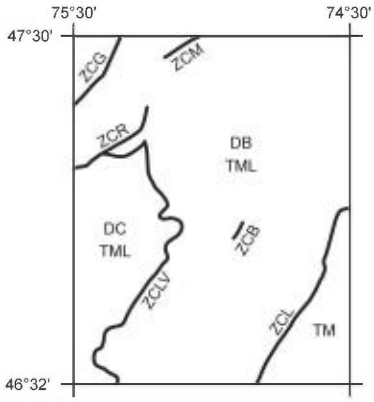
Suite supracrustale de L'Ascension (âge maximum 1,28 Ga)
Paragneiss quartzofeldspathique et paragneiss feldspathique à biotite, paragneiss alumineux, quartzite, roches calcosilicatées, tourmalinite, paragneiss à nodules de fibrolite et muscovite, marbre et, localement, pegmatites blanches uranifères

Suite supracrustale de Rouge-Mattawin
Paragneiss à biotite, grenat ± sillimanite, quartzite, marbre

Suite magmatique de Lacoste (1,45-1,35 Ga)
Tonalite, enderbite, diorite
Orthogneiss monzogranitique à biotite ± hornblende ou à clinopyroxène

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

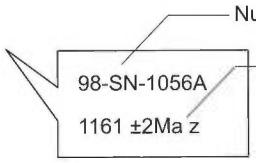
Gabbro
Monzogranite à biotite
Roche blanche ou rouille à quartz et feldspath



DC : Domaine de Caïn
DB : Domaine de Baker
TML : Terrane de Mont-Laurier
TM : Terrane de Morin

Zone de cisaillement
Faille
● : Sites d'échantillonnage de géochronologie

ZCB : Zone de cisaillement de Beauregard
ZCG : Zone de cisaillement de Gatineau
ZCL : Zone de cisaillement de Labelle
ZCLV : Zone de cisaillement de Lièvre
ZCM : Zone de cisaillement de Manville
ZCR : Zone de cisaillement de Raymond
ZCT : Zone de cisaillement de Taureau



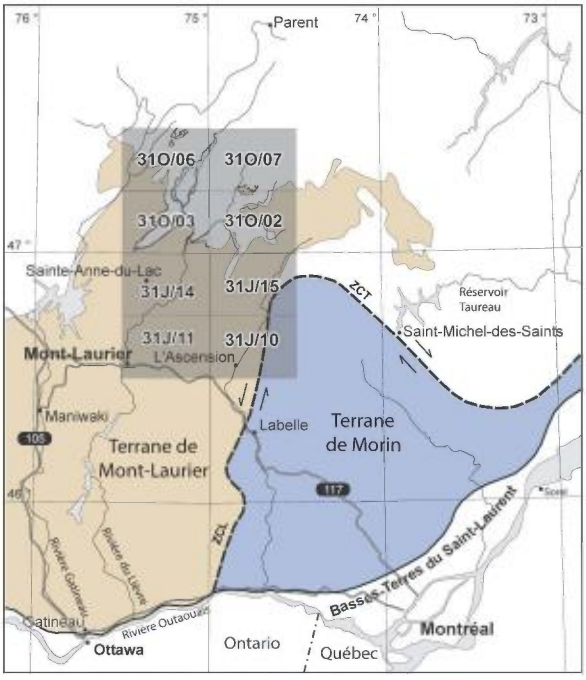


FIGURE 1 (légende) - Géologie simplifiée de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et localisation des échantillons de géochronologie avec les résultats des âges U-Pb sur zircon (z), monazite (m), titanite (t) ou apatite (a). Les âges ont été arrondis par rapport à ceux présentés au tableau 1. Les deux premiers numéros de l'échantillon, 19 ou 20 selon l'année de prélèvement, ont été omis.

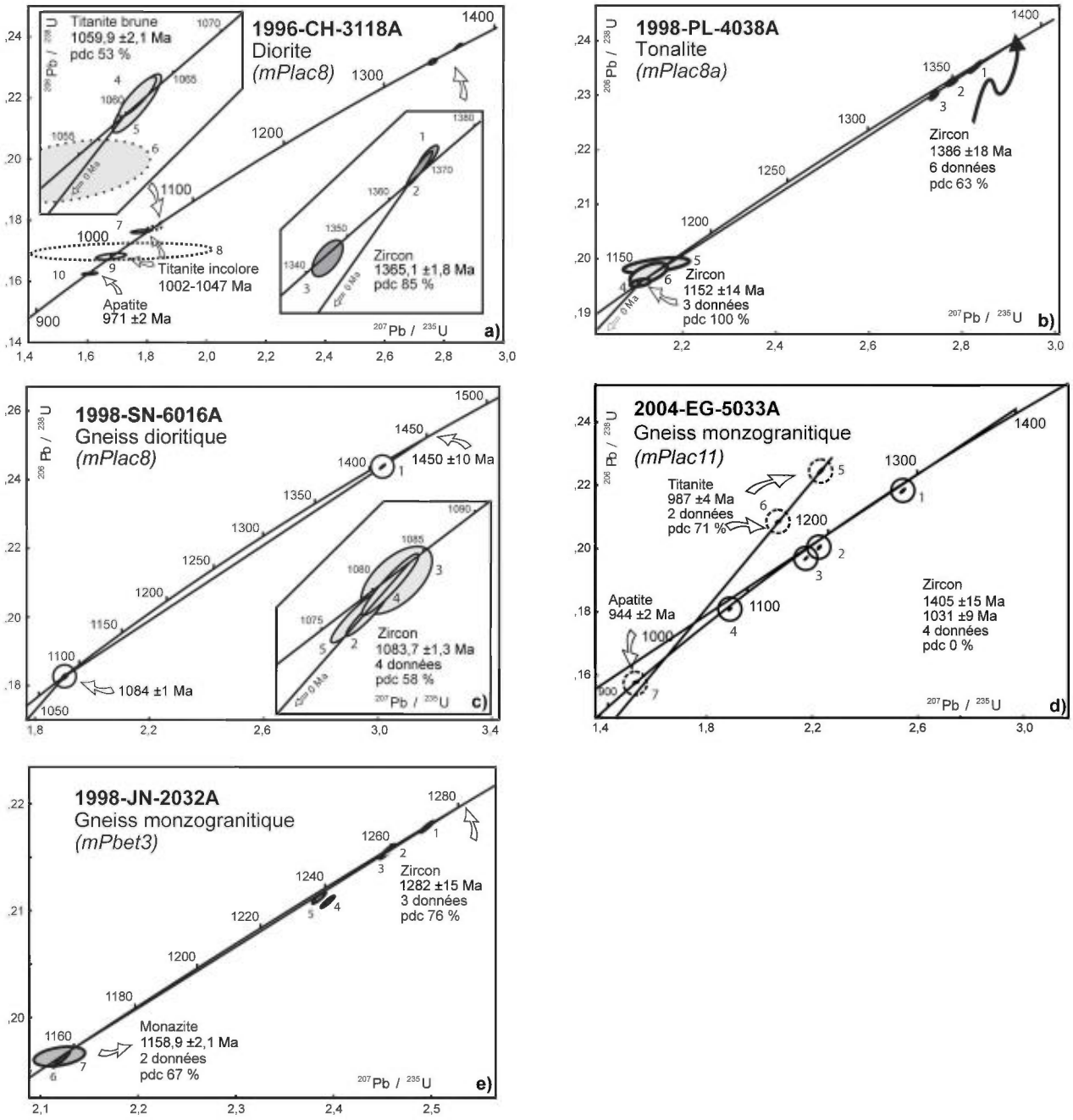


FIGURE 2 – Diagrammes concordia des analyses de zircon et, pour certains échantillons, des analyses de monazite, de titanite et/ou d'apatite par la méthode ID-TIMS. Résultats des analyses isotopiques présentés au tableau 2. Ellipses d'erreur avec intervalles de confiance de 2 σ. Abréviation pdc : indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*). Voir les diagrammes des échantillons 2003-SN-1129A1 et 2002-TC-3302A dans David (2005) et ceux des échantillons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).

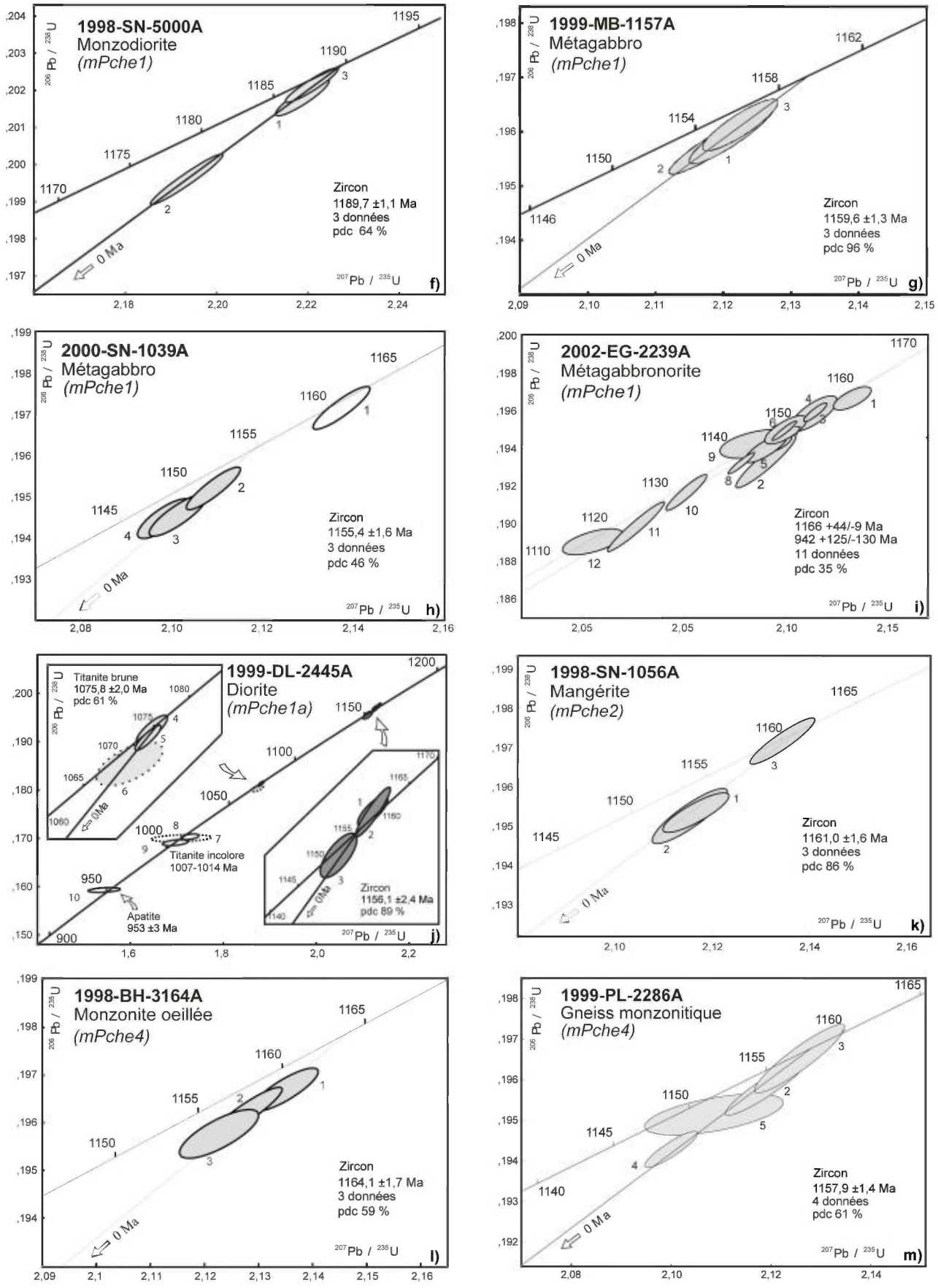
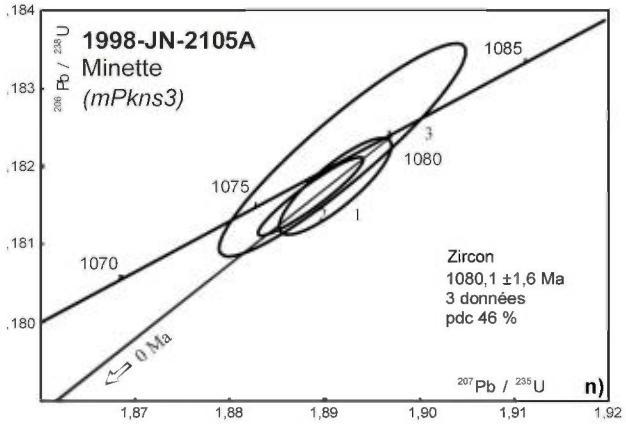
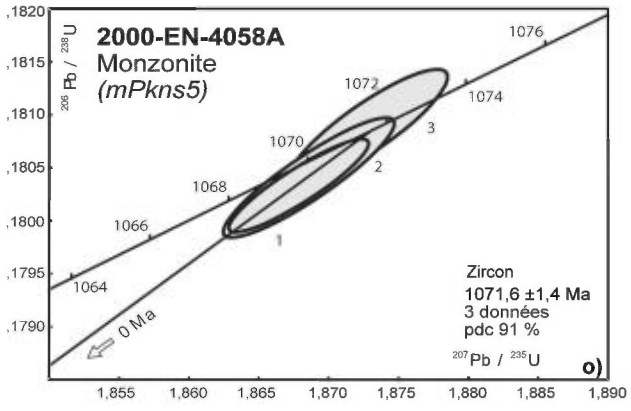


FIGURE 2 (suite) – Diagrammes concordia des analyses de zircon et, pour certains échantillons, des analyses de monazite, de titanite et/ou d'apatite par la méthode ID-TIMS. Résultats des analyses isotopiques présentés au tableau 2. Ellipses d'erreur avec intervalles de confiance de 2 σ. Abréviation pdc : indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*). Voir les diagrammes des échantillons 2003-SN-1129A1 et 2002-TC-3302A dans David (2005) et ceux des échantillons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).





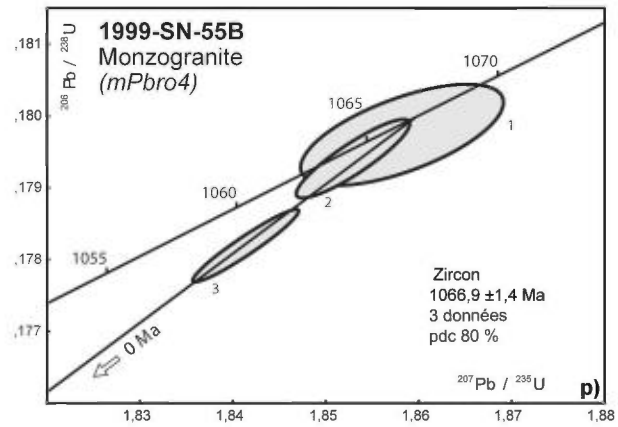


FIGURE 2 (suite et fin) – Diagrammes concordia des analyses de zircon et, pour certains échantillons, des analyses de monazite, de titanite et/ou d'apatite par la méthode ID-TIMS. Résultats des analyses isotopiques présentés au tableau 2. Ellipses d'erreur avec intervalles de confiance de 2 σ. Abréviation pdc : indice de probabilité de coïncidence (*probability of fit*). Voir les diagrammes des échantillons 2003-SN-1129A1 et 2002-TC-3302A dans David (2005) et ceux des échantillons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).

TABLEAU 1 – Résumé des résultats des datations isotopiques U-Pb sur zircon (z), monazite (m), titanite (t) et apatite (a) et coordonnées UTM des échantillons. Les âges ont été obtenus par la méthode ID-TIMS sauf les âges obtenus par David (2005) et David *et al.* (2009) qui ont utilisé la méthode LA-MC-ICP-MS.

Numéro de laboratoire	Numéro d'échantillon	Feuillet SNRC	Localisation UTM NAD 83 (zone 18)	Unité lithostratigraphique (code)	Lithologie	Âge de cristalisation magmatique	Âge de cristallisation métamorphique	Âge de fermeture	Âge maximal de sédimentation
1996039201	1996-CH-3118A	31J10	518554 m E 5176137 m N	Suite magmatique de Lacoste (mPlac8)	Diorite	1365,1 ±1,8 Ma z (noyau) 1347 ±8 Ma z (surcroissance)	1059,9 ±2,1 Ma t 1000 Ma t	971 ±2 Ma a	
1998017057	1998-PL-4038A	31J14	470885 m E 5198816 m N	Suite magmatique de Lacoste (mPlac8a)	Tonalite	1386 ±18 Ma z	1152 ±14 Ma z		
1998039208	1998-SN-6016A	31J14	489103 m E 5187823 m N	Suite magmatique de Lacoste (mPlac8)	Gneiss dioritique	1450 ±10 Ma z	1083,7 ±1,3 Ma z		
2004042509	2004-EG-5033A	31O07	531697 m E 5244088 m N	Suite magmatique de Lacoste (mPlac11)	Gneiss monzogranitique	1405 ±15 Ma z	1031 ±9 Ma z	987 ±4 Ma t 944 ±2 Ma a	
1998039220	1998-JN-2032A	31J14	463206 m E 5187285 m N	Suite intrusive de Béthune (mPbet3)	Gneiss monzogranitique	1282 ±15 Ma z	1158,9 ±2,1 Ma m		
2003036845	2003-SN-1129A1	31O02	533389 m E 5210420 m N	Suite intrusive de Béthune (mPbet1)	Métagabbro	1237 ±12 Ma z (David, 2005)	1158,1 ±3,7 Ma z (David, 2005) 1117 Ma z (David, 2005)		
–	1998-SN-5000A	31J14	493970 m E 5183400 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)	Monzodiorite oeillée	1189,7 ±1,1 Ma z			
1999039212	1999-MB-1157A	31J15	514881 m E 5187392 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)	Métagabbro	1159,6 ±1,3 Ma z			
2000030460	2000-SN-1039A	31O03	471189 m E 5215681 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)	Métagabbro	1155,4 ±1,6 Ma z			
2002034423	2002-EG-2239A	31O06	470610 m E 5242455 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)	Métagabronorite ophitique	1155 Ma z			
1999039214	1999-DL-2445A	31J15	502646 m E 5191675 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche1a)	Diorite	1156,1 ±2,4 Ma z	1075,8 ±2,0 Ma t 1007,0 ±3,4 Ma t	953 ±3 Ma a	
1998039203	1998-SN-1056A	31J14	470611 m E 5185579 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche2)	Mangérite	1161,0 ±1,6 Ma z			
1998039206	1998-BH-3164A	31J14	483929 m E 5193954 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche4)	Monzonite oeillée	1164,1 ±1,7 Ma z			
1999021685	1999-PL-2286A	31J15	520474 m E 5190034 m N	Suite intrusive de Chevreuil (mPche4)	Gneiss monzonitique porphyroclastique	1157,9 ±1,4 Ma z			
1998017035	1998-JN-2105A	31J14	475040 m E 5187372 m N	Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns3)	Minette	1080,1 ±1,6 Ma z			
2000030409	2000-EN-4058A	31O03	472041 m E 5220770 m N	Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns5)	Monzonite	1071,6 ±1,4 Ma z			
1999021666	1999-SN-55B	31J15	500560 m E 5198908 m N	Suite de Brockaby (mPbro4)	Monzogranite (diatexite)	1066,9 ±1,4 Ma z			
2002034491	2002-TC-3302A	31O06	480024 m E 5255162 m N	Suite alcaline de Lesueur (mPsue1)	Monzonite	1000,2 ±5,8 Ma z (David, 2005)			
2005041541	2000-HP-3061C	31O03	470370 m E 5214391 m N	Suite supracrustale de Rabot (mPrab4)	Quartzite				1217 Ma z (David *et al.*, 2009)
2005041544	1998-SN-1195C	31J14	496985 m E 5182494 m N	Suite supracrustale de l'Ascension (mPasc7)	Quartzite				1308 Ma z (David *et al.*, 2009) 1280 Ma z (Nantel et Davis, 2008)

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

N°	Description[1]	Poids (mg)	U (ppm)	Pb tot[2] (pg)	Pb com[3] (pg)	Th[6]/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Erreur 2σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	Disc[7] (%)
1996-CH-3118A Diorite, Suite magmatique de Lacoste (mPlac8)																					
1	Zircon, ab, noy	0,002	374	202	2,37	0,78	4816,2	434,1	0,237	0,001	2,852	0,009	0,087	0,000	1371,7	3,2	1369,2	2,4	1365,4	3,6	-0,5
2	Zircon, ab, noy	0,003	369	296	1,55	0,77	10857	960,8	0,237	0,001	2,844	0,012	0,087	0,000	1368,6	4,7	1367,2	3,0	1364,9	2,4	-0,3
3	Zircon, ab, surc, fr	0,001	249	32	0,84	0,63	2219,30	205,8	0,232	0,001	2,762	0,014	0,086	0,000	1344,2	5,0	1345,3	3,7	1347,0	8,0	0,2
4	Titanite, frag brn	0,066	99	1149	57	0,05	1338,80	114,1	0,179	0,000	1,844	0,006	0,075	0,000	1062,1	2,4	1061,2	2,0	1059,4	2,9	-0,3
5	Titanite, 8 frag brn	0,040	70	488	27	0,02	1272,80	109,2	0,179	0,001	1,844	0,007	0,075	0,000	1061,3	3,5	1061,2	2,6	1060,9	3,9	0,0
6	*Titanite[4], 4 frag brn, cont*	*0,035*	*66*	*379*	*238*	--	--	--	*0,178*	*0,001*	*1,825*	*0,024*	*0,075*	*0,001*	*1053,2*	*4,0*	*1054,4*	*8,5*	*1056,8*	*23,7*	*0,4*
7	Titanite, frag clr	0,129	3,0	158	90	0,15	64,74	18,89	0,176	0,001	1,779	0,033	0,073	0,001	1046,8	2,9	1037,8	12,0	1019,0	34,7	-3,0
8	*Titanite[4], 8 frag, clr,cont*	*0,080*	*2,4*	*58*	*267*	--	--	--	*0,172*	*0,005*	*1,756*	*0,288*	*0,074*	*0,012*	*1022,4*	*25,7*	*1029,2*	*107,3*	*1043,8*	*322,4*	*2,2*
9	Titanite, 10 frag, clr	0,094	1,2	47	32	0,15	55,31	18,17	0,168	0,001	1,678	0,051	0,072	0,002	1002,0	5,7	1000,4	19,2	996,8	55,7	-0,6
10	Apatite, cristaux	0,558	6,5	1223	670	0,10	70,63	19,24	0,163	0,000	1,607	0,025	0,072	0,001	970,8	2,1	972,9	9,9	977,7	30,0	0,8
1998-PL-4038A Tonalite, Suite magmatique de Lacoste (mPlac8a)																					
1	Zircon, ab, rnd, prc, incl	0,006	69	102	0,40	0,45	--	1367,4	0,235	0,001	2,830	0,012	0,087	0,000	1361,8	5,2	1363,5	3,3	1366,1	2,1	0,4
2	Zircon, ab, rnd, prl, incl	0,004	75	72	1,48	0,42	--	275,6	0,233	0,001	2,779	0,011	0,087	0,000	1347,7	3,6	1349,9	3,0	1353,3	4,8	0,5
3	Zircon, ab, rnd, prc, incl	0,020	48	226	0,89	0,38	--	1377,1	0,230	0,001	2,740	0,009	0,086	0,000	1334,5	3,9	1339,4	2,4	1347,1	3,8	1,0
4	Zircon, ab, eq	0,005	34	39	2,64	0,86	--	79,33	0,196	0,001	2,110	0,022	0,078	0,001	1152,0	3,7	1152,2	7,2	1152,5	18,2	0,0
5	Zircon, ab, eq	0,008	3,1	6,30	1,02	1,31	--	40,16	0,199	0,001	1,144	0,071	0,078	0,002	1168,7	7,5	1163,0	23,0	1152,3	59,1	-1,6
6	Zircon, ab, eq	0,010	4,4	10,50	1,11	1,05	--	55,17	0,197	0,002	2,127	0,040	0,078	0,001	1160,8	10,3	1157,5	13,0	1151,4	30,5	-0,9
1998-SN-6016A Gneiss dioritique, Suite magmatique de Lacoste (mPlac8)																					
1	Zircon, ab, prc, incl	0,003	202	167	1,53	0,46	--	610,2	0,244	0,001	3,016	0,010	0,090	0,000	1406,2	3,6	1411,7	2,5	1419,9	2,6	1,1
2	Zircon, ab, frag, cr	0,018	112	332	1,41	0,00	--	1 251,4	0,182	0,001	1,895	0,006	0,076	0,000	1076,9	2,7	1079,4	2,0	1084,5	2,1	0,8
3	Zircon, ab, eq, cr, incl	0,009	105	160	2,04	0,02	--	425,5	0,183	0,001	1,904	0,010	0,076	0,000	1081,4	4,3	1082,4	3,5	1084,4	8,9	0,3
4	Zircon, ab, eq	0,005	127	111	0,49	0,01	--	1 202,0	0,183	0,001	1,902	0,008	0,076	0,000	1080,8	3,9	1081,8	2,8	1083,6	2,9	0,3
5	Zircon, ab, eq, cr, incl	0,008	76	98	0,94	0,00	--	557,6	0,182	0,001	1,892	0,007	0,076	0,000	1076,7	3,3	1078,4	2,5	1082,0	3,0	0,5
2004-EG-5033A Gneiss monzogranitique, Suite magmatique de Lacoste (mPlac11)																					
1	Zircon, ab, prl, incl	0,001	1036	228	1,92	0,29	7583	655,1	0,218	0,001	2,543	0,009	0,085	0,000	1272,6	3,7	1284,6	2,6	1304,6	2,8	2,7
2	Zircon, ab, prc, incl	0,001	564	110	0,57	0,17	12721	1039,6	0,200	0,001	2,227	0,006	0,081	0,000	1177,4	3,0	1189,6	2,0	1211,9	3,7	3,1
3	Zircon, ab, incl	0,001	555	106	0,42	0,15	16677	1351,3	0,197	0,000	2,176	0,006	0,080	0,000	1158,6	2,4	1173,5	1,8	1201,2	2,1	3,9
4	Zircon, ab, ext, croiss avec noyau	0,002	1014	341	4,38	0,02	5380	421,7	0,181	0,000	1,888	0,006	0,076	0,000	1071,6	2,2	1077,0	2,0	1087,9	3,4	1,6
5	Titanite, 6 frag, brn foncé	0,100	119	3559	334	1,10	516,1	51,48	0,224	0,001	2,233	0,012	0,072	0,000	1305,5	5,5	1191,3	3,7	989,7	4,5	-35,3
6	Titanite, 10 frag, brn pâle	0,100	80	2561	344	1,54	321,4	37,41	0,209	0,001	2,072	0,009	0,072	0,000	1220,9	2,7	1139,6	3,0	987,8	6,4	-25,9
7	Apatite, 14 frag	0,100	60	1807	368	2,26	179,2	26,91	0,158	0,000	1,533	0,010	0,070	0,000	944,3	2,2	943,7	4,0	942,1	11,2	-0,3
1998-JN-2032A Gneiss monzogranitique, Suite intrusive de Béthune (mPbet3)																					
1	Zircon, ab, clr, incl	0,001	555	135	0,24	0,32	--	2947,5	0,218	0,001	2,496	0,007	0,083	0,000	1270,4	2,8	1270,7	2,0	1271,3	1,8	0,1
2	Zircon, ab, tr, incl	0,001	711	139	0,39	0,30	--	1909,5	0,216	0,001	2,461	0,008	0,083	0,000	1259,3	3,2	1260,6	2,2	1262,7	1,8	0,3
3	Zircon, ab, 2 prc, clr, fr, incl	0,003	589	383	0,61	0,29	--	3328,0	0,216	0,001	2,455	0,008	0,083	0,000	1258,1	3,7	1258,9	2,4	1260,2	2,4	0,2
4	Zircon, ab, 2 prc, clr, incl	0,001	718	151	0,30	0,25	--	2677,6	0,211	0,001	2,394	0,007	0,082	0,000	1233,2	2,9	1240,8	2,1	1254,0	2,1	1,8
5	Zircon, ab, 3 gr, eq, clr, fr, incl	0,003	671	421	2,98	0,23	--	764,3	0,211	0,001	2,385	0,007	0,082	0,000	1235,1	2,8	1238,2	2,1	1243,5	2,4	0,7
6	Monazite[5], 1 gr, rnd	0,001	1497	2268	0,82	45,93	--	1090,5	0,196	0,001	2,122	0,009	0,078	0,000	1154,2	4,0	1155,8	2,8	1158,9	2,3	0,4
7	Monazite[5], 1 frag	0,001	1732	8644	35,07	77,45	--	70,65	0,196	0,001	2,119	0,026	0,078	0,001	1155,7	4,9	1155,1	8,5	1154,0	22,9	-0,2

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

N°	Description[1]	Poids (mg)	U (ppm)	Pb tot[2] (pg)	Pb com[3] (pg)	Th[6]/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Erreur 2σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	Disc[7] (%)
2003-SN-1129A1 Métagabbro (mPbet1)																					
–	Zircon	Résultats des analyses par ID-TIMS et LA-MC-ICP-MS dans David (2005)																			
1998-SN-5000A Monzodiorite oeillée, Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)																					
1	Zircon, ab, eq, clr, frag	0,024	268	1350	1,23	0,52	--	5287,0	0,202	0,001	2,219	0,006	0,080	0,000	1185,0	2,7	1187,0	1,9	1190,6	2,3	0,5
2	Zircon, ab, eq, clr, frag	0,034	421	3008	0,96	0,51	--	15158,0	0,200	0,001	2,193	0,008	0,080	0,000	1173,2	3,7	1179,0	2,5	1189,6	1,9	1,5
3	Zircon, ab, eq, clr, frag	0,013	481	1398	0,70	0,69	--	9222,0	0,202	0,001	2,221	0,006	0,080	0,000	1186,8	2,5	1187,6	1,8	1189,2	1,9	0,2
1999-MB-1157A Métagabbro, Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)																					
1	Zircon, ab, clr	0,014	219	630	1,07	0,38	--	2903,2	0,196	0,001	2,121	0,006	0,079	0,000	1153,6	3,0	1155,8	2,1	1159,8	2,5	0,6
2	Zircon, ab, prc, clr, fr	0,014	113	296	1,99	0,25	--	770,6	0,196	0,001	2,119	0,007	0,079	0,000	1152,5	2,9	1154,9	2,2	1159,4	2,4	0,7
3	Zircon, ab, clr	0,016	119	363	1,15	0,27	--	1610,9	0,196	0,001	2,123	0,006	0,078	0,000	1154,5	2,6	1156,2	1,8	1159,3	2,5	0,5
2000-SN-1039A Métagabbro, Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)																					
1	Zircon, ab, prc, incl	0,008	36	61	0,34	0,51	--	872,8	0,197	0,001	2,138	0,006	0,079	0,000	1160,0	2,8	1161,0	2,0	1162,9	2,6	0,3
2	Zircon, ab, frag	0,020	26	99	0,22	0,20	--	2323,5	0,195	0,001	2,109	0,006	0,078	0,000	1149,5	2,8	1151,8	1,9	1156,2	2,5	0,6
3	Zircon, ab, tab	0,015	16	46	0,26	0,19	--	904,5	0,195	0,001	2,101	0,006	0,078	0,000	1146,0	2,7	1149,3	2,1	1155,6	3,2	0,9
4	Zircon, ab, incl	0,015	25	72	0,63	0,19	--	604,7	0,195	0,001	2,098	0,006	0,078	0,000	1145,5	2,6	1148,3	1,9	1153,6	3,4	0,8
2002-EG-2239A Métagabbronorite ophitique, Suite intrusive de Chevreuil (mPche1)																					
1	Zircon, ab, rnd, eq, incl	0,023	57	284	5,67	0,65	--	246,3	0,197	0,001	2,133	0,009	0,079	0,000	1156,9	3,3	1159,6	3,1	1164,8	6,3	0,7
2	Zircon, ab, frag, noy, cr	0,004	113	92	0,87	0,49	--	519,6	0,193	0,001	2,090	0,015	0,078	0,000	1138,9	7,5	1145,6	4,9	1158,2	5,1	1,8
3	Zircon, ab, frag, tab	0,006	97	111	0,26	0,46	--	2091,6	0,196	0,000	2,115	0,006	0,078	0,000	1152,9	2,7	1153,6	1,9	1154,9	2,5	0,2
4	Zircon, ab, frag, noy, cr	0,002	100	31	0,66	0,45	--	238,5	0,196	0,001	2,114	0,012	0,078	0,000	1152,6	5,0	1153,4	3,8	1154,8	7,3	0,2
5	Zircon, ab, frag, tab	0,005	110	103	2,18	0,42	--	245,7	0,194	0,001	2,090	0,011	0,078	0,000	1142,6	4,1	1145,6	3,5	1151,1	5,9	0,8
6	Zircon, ab, frag, surc	0,002	80	34	0,79	0,60	--	214,8	0,195	0,001	2,100	0,010	0,078	0,000	1147,9	4,0	1148,8	3,4	1150,5	6,8	0,2
7	Zircon, ab, frag, incl	0,036	96	693	1,56	0,41	--	2175,5	0,195	0,001	2,099	0,006	0,078	0,000	1147,7	2,8	1148,6	2,0	1150,3	1,9	0,2
8	Zircon, ab, frag	0,010	88	169	0,19	0,44	--	4187,5	0,193	0,001	2,078	0,007	0,078	0,000	1138,8	3,1	1141,7	2,2	1147,1	2,1	0,8
9	Zircon, ab, frag, surc	0,001	94	20	1,10	0,58	--	98,2	0,194	0,001	2,085	0,018	0,078	0,001	1143,9	4,1	1143,9	5,9	1143,9	14,9	0,0
10	Zircon, ab, frag, tab	0,011	153	318	1,70	0,36	--	927,2	0,192	0,001	2,051	0,010	0,078	0,000	1130,4	5,2	1132,7	3,4	1137,1	3,7	0,6
11	Zircon, ab, frag, noy, cr	0,004	140	108	0,98	0,32	--	554,7	0,190	0,001	2,026	0,014	0,077	0,000	1120,3	7,1	1124,3	4,8	1132,3	3,9	1,2
12	Zircon, ab, frag, surc	0,001	204	40	1,98	0,41	--	111,4	0,189	0,001	2,005	0,015	0,077	0,000	1116,2	3,7	1117,4	5,1	1119,7	12,2	0,3
1999-DL-2445A Diorite, Suite intrusive de Chevreuil (mPche1a)																					
1	Zircon, ab, prl, incl	0,004	243	203	3,70	0,51	3335,6	275,6	0,197	0,001	2,130	0,008	0,078	0,000	1159,8	3,0	1158,5	2,7	1156,1	4,9	-0,4
2	Zircon, ab, prl, incl	0,002	296	126	0,20	0,57	37558	2958,3	0,197	0,001	2,130	0,010	0,078	0,000	1159,5	4,8	1158,5	3,1	1156,6	3,4	-0,3
3	Zircon, ab, ext	0,002	261	78	1,32	0,34	3751,3	308,0	0,196	0,001	2,111	0,010	0,078	0,000	1151,1	4,3	1152,3	3,3	1154,7	6,7	0,3
4	Titanite, 4 frag, brn	0,070	47	606	46	0,11	845,0	77,71	0,181	0,000	1,882	0,006	0,075	0,000	1074,6	2,4	1074,7	2,2	1075,0	3,8	0,0
5	Titanite, 5 frag, brn, fr	0,050	171	1538	62	0,12	1610,0	135,4	0,181	0,000	1,880	0,005	0,075	0,000	1073,2	2,1	1074,2	1,8	1076,2	2,7	0,3
6	*Titanite[4], 4 frag, brn, cont*	*0,045*	*111*	*846*	*236*	--	--	--	*0,180*	*0,001*	*1,873*	*0,013*	*0,075*	*0,000*	*1068,8*	*3,8*	*1071,6*	*4,7*	*1077,3*	*11,3*	*0,9*
7	*Titanite[4], 8 frag clr, cont*	*0,100*	*10,4*	*249*	*305*	--	--	--	*0,171*	*0,001*	*1,726*	*0,056*	*0,073*	*0,002*	*1017,5*	*5,9*	*1018,2*	*20,9*	*1019,9*	*61,9*	*0,3*
8	Titanite, 15 frag, clr	0,199	11,1	618	229	0,45	118,1	22,85	0,170	0,001	1,728	0,019	0,074	0,001	1013,8	3,2	1019,0	7,2	1030,4	20,6	1,7
9	Titanite, 9 frag, clr	0,224	4,0	263	108	0,42	103,7	21,72	0,169	0,001	1,697	0,028	0,073	0,001	1007,0	3,4	1007,3	10,4	1007,9	30,7	0,1
10	Apatite, 11 cristaux	0,208	12,0	870	494	0,13	66,2	18,86	0,159	0,001	1,544	0,035	0,070	0,002	952,8	2,7	948,0	13,8	936,8	44,4	-1,8

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

N°	Description[1]	Poids (mg)	U (ppm)	Pb tot[2] (pg)	Pb com[3] (pg)	Th[6]/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	Erreur 2σ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Erreur 2σ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	Erreur 2σ	Disc[7] (%)
1998-SN-1056A Mangérite, Suite intrusive de Chevreuil (mPche2)																					
1	Zircon, ab, id, eq, clr	0,004	156	119	1,29	0,30	--	478,5	0,195	0,001	2,117	0,007	0,079	0,000	1150,6	2,5	1154,4	2,2	1161,6	3,3	1,0
2	Zircon, ab, id, tr, clr	0,004	140	104	0,58	0,59	--	850,7	0,195	0,001	2,116	0,008	0,079	0,000	1150,1	3,5	1154,0	2,5	1161,2	3,4	1,0
3	Zircon, ab, id, ext, clr	0,007	162	225	0,63	0,37	--	1769,2	0,197	0,001	2,134	0,006	0,079	0,000	1159,7	3,0	1160,0	2,1	1160,6	2,3	0,1
1998-BH-3164A Monzonite oeillée, Suite intrusive de Chevreuil (mPche4)																					
1	Zircon, ab, clr, cr	0,006	117	153	1,37	0,40	--	560,0	0,197	0,001	2,136	0,006	0,079	0,000	1157,9	2,4	1160,5	2,0	1165,4	3,1	0,7
2	Zircon, ab, clr, incl	0,006	104	124	0,86	0,47	--	703,2	0,196	0,001	2,129	0,007	0,079	0,000	1155,4	2,8	1158,2	2,1	1163,4	2,5	0,8
3	Zircon, ab, prc, incl	0,008	64	102	1,61	0,42	--	324,3	0,196	0,001	2,124	0,007	0,079	0,000	1152,9	2,8	1156,5	2,4	1163,3	4,4	1,0
1999-PL-2286A Gneiss monzonitique porphyroclastique, Suite intrusive de Chevreuil (mPche4)																					
1	Zircon, ab, eq, incl	0,022	2,2	29	0,45	0,54	--	678,0	0,526	0,006	13,520	0,155	0,186	0,000	2724,9	25,1	2716,7	10,8	2710,7	3,5	-0,6
2	Zircon, ab, tr, clr, incl	0,017	56	195	1,29	0,42	--	751,4	0,196	0,001	2,119	0,008	0,078	0,000	1152,8	3,8	1155,0	2,7	1159,3	2,8	0,6
3	Zircon, ab, tr, clr	0,015	107	327	0,78	0,46	--	2042,2	0,197	0,001	2,126	0,009	0,078	0,000	1156,6	4,5	1157,2	2,9	1158,4	3,4	0,2
4	Zircon, ab, incl	0,037	98	732	1,03	0,44	--	3450,0	0,194	0,000	2,100	0,005	0,078	0,000	1144,5	2,4	1148,8	1,7	1156,9	2,3	1,2
5	Zircon, ab, prl, incl	0,017	70	252	10,93	0,61	--	122,4	0,195	0,001	2,109	0,014	0,078	0,000	1149,2	2,7	1151,6	4,6	1156,2	11,0	0,7
1998-JN-2105A Minette, Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns3)																					
1	Zircon, ab, rnd, frag, incl	0,021	111	479	0,27	0,89	--	7491,3	0,182	0,001	1,891	0,006	0,075	0,000	1076,2	3,3	1078,0	2,1	1081,4	3,7	0,5
2	Zircon, ab, id, incl	0,007	135	194	0,49	0,92	--	1666,7	0,182	0,001	1,888	0,006	0,075	0,000	1075,5	2,7	1077,0	2,0	1080,0	2,2	0,5
3	Zircon, ab, id, tab	0,009	287	531	0,39	1,05	--	5508,8	0,182	0,001	1,892	0,013	0,075	0,000	1078,7	7,4	1078,2	4,7	1077,2	5,7	-0,2
2000-EN-4058A Monzonite, Suite alcaline de Kensington-Skootamatta (mPkns5)																					
1	Zircon, ab, frag	0,020	49	624	1,20	1,01	--	2122,8	0,180	0,000	1,868	0,005	0,075	0,000	1068,8	2,4	1069,8	1,8	1071,8	2,3	0,3
2	Zircon, ab, frag	0,010	21	249	0,69	1,19	--	1427,8	0,180	0,001	1,869	0,006	0,075	0,000	1069,2	3,1	1070,0	2,2	1071,7	2,9	0,3
3	Zircon, ab, frag	0,010	17	202	0,24	1,40	--	3143,5	0,181	0,001	1,873	0,006	0,075	0,000	1071,8	3,0	1071,5	2,0	1071,0	3,1	-0,1
1999-SN-55B Monzogranite (diatexite), Suite de Brockaby (mPbro4)																					
1	Zircon, ab, 9 eq et prl	0,004	214	156	4,97	0,55	--	157,3	0,180	0,001	1,858	0,011	0,075	0,000	1065,5	3,8	1066,4	3,9	1068,0	9,1	0,3
2	Zircon, ab, 30 prl	0,010	440	797	1,26	0,52	--	2893,5	0,178	0,001	1,841	0,006	0,075	0,000	1057,1	2,8	1060,4	2,0	1067,1	1,9	1,0
3	Zircon, ab, 2 eq	0,004	141	102	0,45	0,51	--	1032,7	0,179	0,001	1,853	0,006	0,075	0,000	1063,7	3,0	1064,5	2,2	1066,0	3,0	0,2
2002-TC-3302A Monzonite, Suite alcaline de Lesueur (mPsue1)																					
–	Zircon	Résultats des analyses par ID-TIMS et LA-MC-ICP-MS dans David (2005)																			
2000-HP-3061C Quartzite, Suite supracrustale de Rabot (mPrab4)																					
–	Zircon	Résultats des analyses par LA-MC-ICP-MS dans David *et al.* (2009)																			
1998-SN-1195C Quartzite, Suite supracrustale de l'Ascension (mPasc3)																					
–	Zircon	Résultats des analyses par LA-MC-ICP-MS dans David *et al.* (2009)																			

REMARQUES

• Résultats de chaque échantillon présentés par ordre décroissant des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$

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

1- **Description :** ab : abrasé; brn : brun; clr : de couleur claire ou incolore; cont : contaminé; cr : cristal; croiss : croissance; eq : équigranulaire; ext : fragment de l'extrémité d'un grain; fr : fracturé ou fendillé; frag : fragment; gr : grain; id : idiomorphe; incl : avec inclusions; noy : noyau; rnd : cristal arrondi; prc : prisme court; prl : prisme long; surc : surcroissance; tab : tabulaire; tr : cristal trapu

2 - Pb tot - Pb total comprenant Pb radiogénique et Pb commun initial

3 - Pb com - Pb commun avec composition isotopique du blanc (2,5 pg Pb, 0,1 pg U) : 206/204 = 18,221; 207/204 = 15,612; 208/204 = 39,36 (erreurs de 2%)

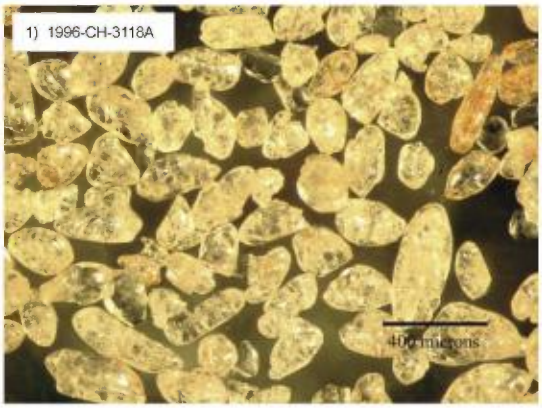
4 - En italiques, analyses de titanite contaminées en laboratoire par 230 pg de Pb commun au laboratoire de composition isotopique 206/204 = 17,964; 207/204 = 15,514; 208/204 = 39,668 (erreurs de 0,2 %). Les erreurs analytiques ont été réduites en tenant compte de la composition isotopique des contaminants.

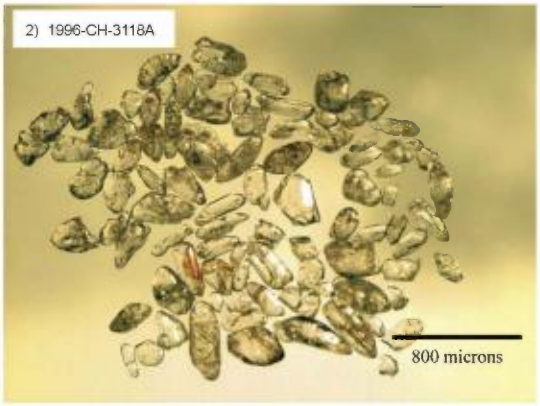
5 - Monazite dissoute dans une fiole Savillex avec de l'acide chlorhydrique (HCl 6N). Séparation du plomb et de l'uranium effectuée avec de petites colonnes à échange anionique comme pour les zircons.

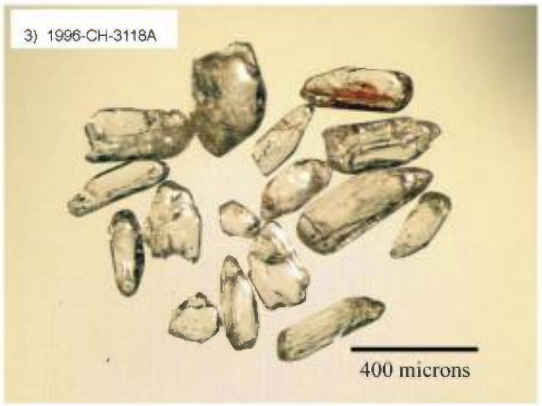
6 - Th/U : calculé à partir du rapport $^{208}Pb/^{206}Pb$ radiogénique et l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$

7 - Disc : Discordance par rapport à l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$

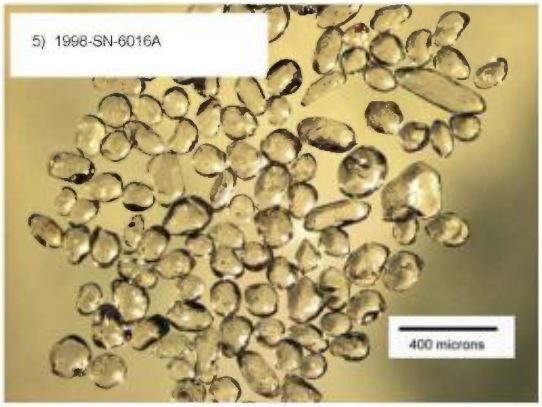
ANNEXE 1 – Photographies des zircons avant abrasion des échantillons prélevés dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et analysés par la méthode ID-TIMS. Voir les photographies des zircons 2003-SN-1129A1et 2002-TC-3302A dans David (2005) et celles des zircons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).

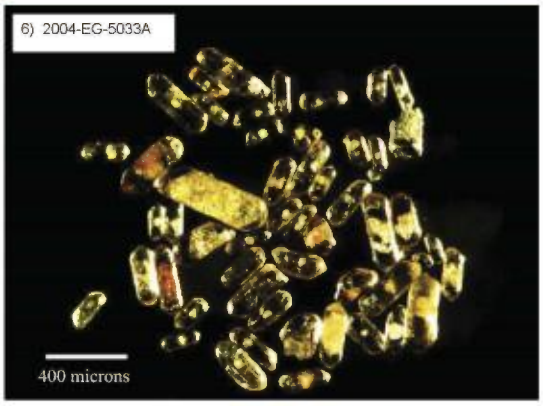










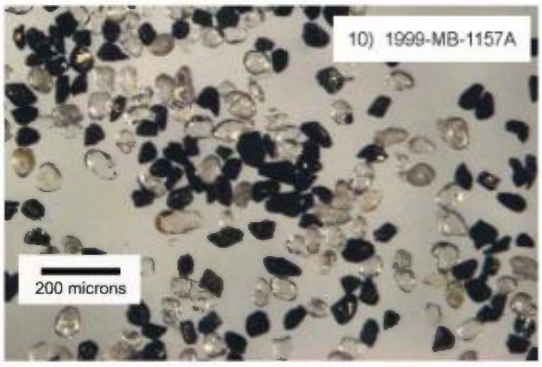


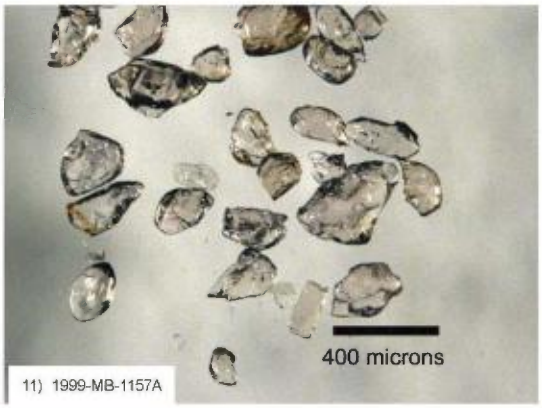




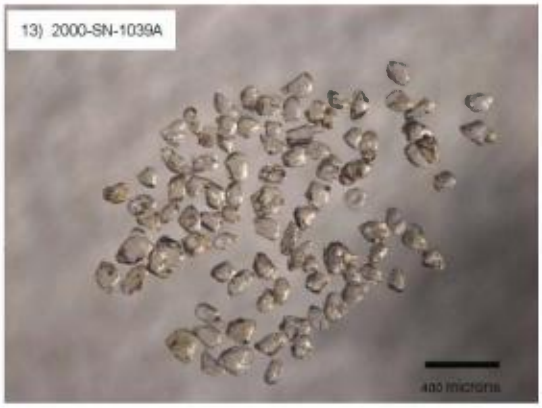
ANNEXE 1 (suite) – Photographies des zircons avant abrasion des échantillons prélevés dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et analysés par la méthode ID-TIMS. Voir les photographies des zircons 2003-SN-1129A1et 2002-TC-3302A dans David (2005) et celles des zircons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).



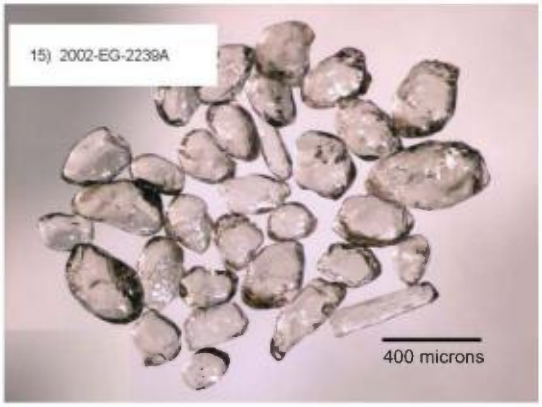


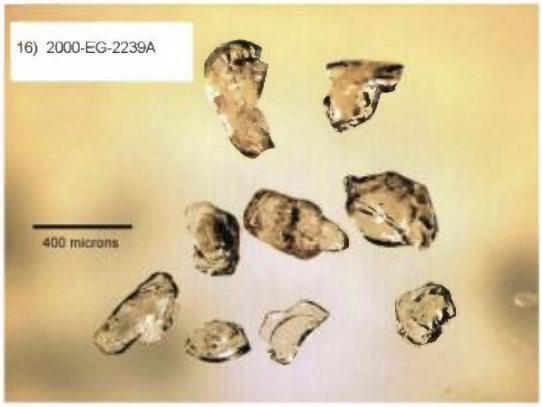








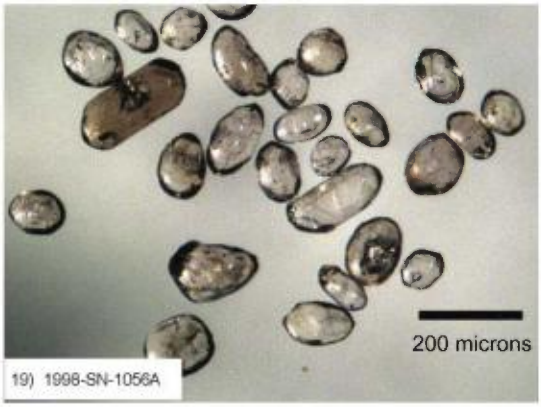


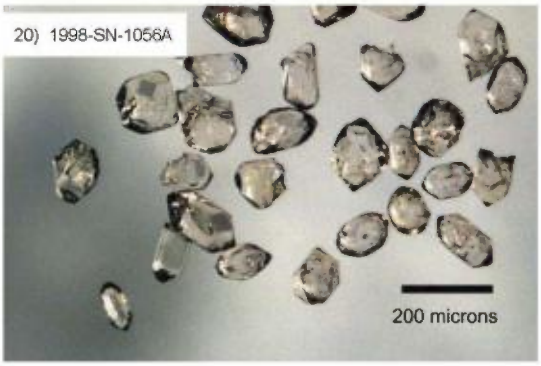


ANNEXE 1 (suite) – Photographies des zircons avant abrasion des échantillons prélevés dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et analysés par la méthode ID-TIMS. Voir les photographies des zircons 2003-SN-1129A1et 2002-TC-3302A dans David (2005) et celles des zircons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).

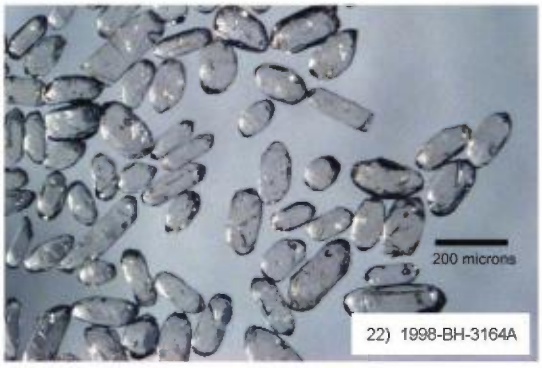




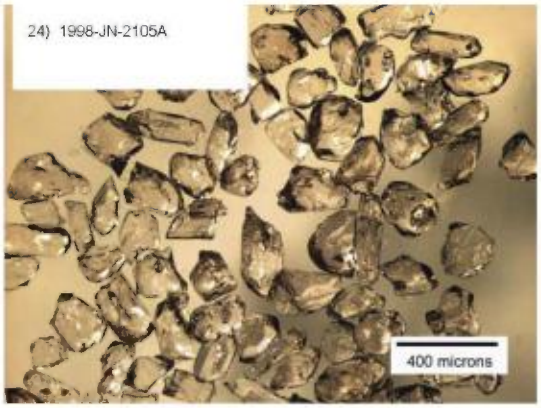












ANNEXE 1 (suite et fin)– Photographies des zircons avant abrasion des échantillons prélevés dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments et analysés par la méthode ID-TIMS. Voir les photographies des zircons 2003-SN-1129A1et 2002-TC-3302A dans David (2005) et celles des zircons 2000-HP-3061C et 1998-SN-1195C dans David *et al.* (2009).







