



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 9248f**

**Géochronologie U-Pb par ID-TIMS et SHRIMP des
roches volcaniques, sédimentaires et intrusives des
régions de Chibougamau, de Val-d'Or, de Malartic,
d'Amos et de Rouyn-Noranda, ceinture de
roches vertes de l'Abitibi, Québec**

**P. Mercier-Langevin, N. Wodicka, V. McNicoll, J. Goutier,
P. Pilote, F. Leclerc et B. Dubé**

2025

Canada 

**COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 9248f**

Géochronologie U-Pb par ID-TIMS et SHRIMP des roches volcaniques, sédimentaires et intrusives des régions de Chibougamau, de Val-d'Or, de Malartic, d'Amos et de Rouyn-Noranda, ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec

P. Mercier-Langevin^{1,2}, N. Wodicka³, V. McNicoll^{3*}, J. Goutier^{4*}, P. Pilote^{5*}, F. Leclerc⁶ et B. Dubé^{1*}

¹Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 490, rue de la Couronne, Québec (Québec) G1K 9A9

²Adresse actuelle : Mines Agnico Eagle Ltée., 145 King Street East, Toronto (Ontario) M5C 2Y7

³Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8

⁴Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 70, avenue Québec, Rouyn-Noranda (Québec) J9X 6R1

⁵Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 201, avenue du Président-Kennedy, Montréal (Québec) H2X 3Y7

⁶Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 5700, 4^e Avenue Ouest, Québec (Québec) G1H 6R1

*Retraité(e)

2025

© Sa Majesté le Roi du chef du Canada, représenté par le ministre des Ressources naturelles, 2025

Le contenu de cette publication ou de ce produit peut être reproduit en tout ou en partie, et par quelque moyen que ce soit, sous réserve que la reproduction soit effectuée uniquement à des fins personnelles ou publiques mais non commerciales, sans frais ni autre permission, à moins d'avis contraire.

On demande seulement :

- de faire preuve de diligence raisonnable en assurant l'exactitude du matériel reproduit;
- d'indiquer le titre complet du matériel reproduit et le nom de l'organisation qui en est l'auteur;
- d'indiquer que la reproduction est une copie d'un document officiel publié par Ressources naturelles Canada (RNCan) et que la reproduction n'a pas été faite en association avec RNCan ni avec l'appui de celui-ci.

La reproduction et la distribution à des fins commerciales sont interdites, sauf avec la permission écrite de RNCan. Pour de plus amples renseignements, veuillez communiquer avec RNCan à copyright-droitdauteur@nrcan-rncan.gc.ca.

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir du Dépôt ouvert des sciences et technologie de RNCan (<https://ostrnrcan-dostrncan.canada.ca/>).

Notation bibliographique conseillée

Mercier-Langevin, P., Wodicka, N., McNicoll, V., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F. et Dubé, B., 2025.

Géochronologie U-Pb par ID-TIMS et SHRIMP des roches volcaniques, sédimentaires et intrusives des régions de Chibougamau, de Val-d'Or, de Malartic, d'Amos et de Rouyn-Noranda, ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 9248f, 1 fichier .zip.
<https://doi.org/10.4095/psu2egms0g>

Les publications de cette série ne sont pas révisées; elles sont publiées telles que soumises par l'auteur.

ISSN 2816-7163
ISBN 978-0-660-79980-3
N° de catalogue M183-2/9248F-PDF
<https://doi.org/10.4095/psu2egms0g>

Géochronologie U-Pb par ID-TIMS et SHRIMP des roches volcaniques, sédimentaires et intrusives des régions de Chibougamau, de Val-d'Or, de Malartic, d'Amos et de Rouyn-Noranda, ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec

Patrick Mercier-Langevin^{1,2}, Natasha Wodicka³, Vicki McNicoll^{3*}, Jean Goutier^{4*}, Pierre Pilote^{5*}, François Leclerc⁶ et Benoît Dubé^{1*}

¹ Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 490, rue de la Couronne, Québec (Québec) G1K 9A9

² Adresse actuelle : Mines Agnico Eagle Mines Ltée., 145 King Street East., Toronto (Ontario) M5C 2Y7

³ Ressources naturelles Canada, Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8

⁴ Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 70, avenue Québec, Rouyn-Noranda (Québec) J9X 6R1

⁵ Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 201, avenue du Président-Kennedy, Montréal (Québec) H2X 3Y7

⁶ Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 5700, 4^e Avenue Ouest, Québec (Québec) G1H 6R1

*retraité(e)

RÉSUMÉ

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est exceptionnellement riche en métaux précieux, usuels et critiques. Elle possède toutefois une histoire géologique et métallogénique complexe. Les roches sont généralement bien préservées, mais une déformation locale majeure complique la compréhension de l'évolution et de la métallogénie de la ceinture. Les gisements se sont formés à des moments spécifiques de l'évolution de la ceinture, et connaître leur âge est essentiel pour relier la genèse des dépôts aux facteurs géologiques clés. Une géochronologie précise et des relations temporelles relatives sont donc essentielles pour décrypter l'évolution de la ceinture.

Ce rapport présente les résultats de géochronologie U-Pb obtenus par spectrométrie de masse par dilution isotopique et ionisation thermique (ID-TIMS) et par microsonde ionique haute résolution (SHRIMP) sur des zircons, titanites et/ou baddeleyites provenant de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives des principales régions minières (Chibougamau, Val-d'Or, Malartic, Amos et Rouyn-Noranda) de la ceinture de l'Abitibi. Les âges (n=21) documentent l'évolution de la ceinture à travers le temps et contraignent la chronologie des événements de formation des gisements métallifères.

Dans le secteur Chibougamau, des échantillons provenant des formations Blondeau et Stella ont donné des âges de $<2721 \pm 3$ Ma et $<2704 \pm 2$ Ma, respectivement, tandis qu'un dyke interminéral a fourni un âge de $2715,2 \pm 0,7$ Ma, ce qui permet de mieux contraindre l'évolution volcanique et

sédimentaire, le moment et la durée du magmatisme, ainsi que la chronologie de la minéralisation à Chibougamau. Une leucotonalite située au sud de Chibougamau a donné un âge de $2701,0 \pm 0,7$ Ma, similaire à celui d'autres corps intrusifs de la région, indiquant que le magmatisme dans cette zone s'est étendu sur une période significative. Une série d'échantillons provenant des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de Dubuisson, Lanaudière et Deguisier, qui font partie de la stratigraphie du secteur Val-d'Or–Malartic–Amos, ont donné des âges de $2708,0 \pm 1,5$ Ma, $\sim 2705 \pm 3$ Ma, $2716,2 \pm 0,8$ Ma, $2718,5 \pm 1,1$ Ma, $2719,0 \pm 1,0$ Ma et $2719,4 \pm 1,0$ Ma. Le Pluton de La Pause, situé dans la même région, est daté à $2709,8 \pm 1,0$ Ma, contemporain de la Formation de Dubuisson. Un âge de $2656,4 \pm 9,3$ Ma obtenu sur titanite dans le Pluton de La Pause représente probablement l'âge du métamorphisme. Un dyke tonalitique de $2718,5 \pm 0,8$ Ma qui recoupe des roches volcaniques mafiques considérées comme faisant partie de la Formation de Dubuisson (~ 2708 – 2705 Ma) suggère que les roches volcaniques de cette région pourraient être plus anciennes que prévu, ce qui implique des complexités structurales supplémentaires (imbrications tectoniques ou juxtapositions). Le conglomérat de la Formation de Caste a donné un âge de $<2697 \pm 3$ Ma. Ces âges permettent de mieux contraindre l'évolution de cette région complexe. Cinq échantillons provenant d'unités intrusives mafiques à intermédiaires dans le secteur Rouyn-Noranda (Groupe de Blake River), ainsi qu'un échantillon de rhyolite intercalée avec des unités de tuf du membre de Stadacona dans la partie sud de la ville de Rouyn-Noranda, ont donné des âges qui varient entre $\sim 2700,2 \pm 0,9$ Ma et $2695,0 \pm 1,0$ Ma, contribuant à affiner l'évolution magmatique du Blake River. Enfin, un âge de zircon détritique ($<2672 \pm 2$ Ma) obtenu à partir d'un conglomérat situé au sud du camp Doyon–Bousquet–LaRonde a permis d'identifier une nouvelle occurrence de roches du Groupe de Timiskaming.

INTRODUCTION

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi, qui s'étend du nord-est de l'Ontario au nord-ouest du Québec (Fig. 1), est la ceinture de roches supracrustales néoarchéennes la plus vaste, et l'une des mieux préservées de la planète. Elle est également l'une des plus riches en métaux usuels et précieux.

Comme la plupart des grandes ceintures de roches vertes, la ceinture de l'Abitibi possède une histoire géologique complexe et comprend plusieurs séquences de roches volcaniques et sédimentaires, généralement orientées est-ouest, plissées et traversées par de nombreuses failles et corps intrusifs (Fig. 1). Les caractéristiques primaires de ces roches sont généralement bien conservées malgré la déformation et le métamorphisme de faible à moyen degré qui affectent l'ensemble de la ceinture (p.ex. : Dimroth et al., 1982, 1983; Daigneault et al., 2002; Goutier et al., 2010; Monecke et al., 2017b et références citées). Des corridors de failles ductiles à cassantes orientés est-ouest, nord-est–sud-ouest et nord-ouest–sud-est traversent les roches de la ceinture, compliquant la compréhension de son évolution et sa reconstitution. Au cours de cette histoire géologique complexe et prolongée, une richesse exceptionnelle en ressources minérales s'est développée, exprimée par une grande diversité de styles de gisements (p. ex. : Card et Poulsen, 1998; Dubé et Mercier-Langevin, 2020; Mercier-Langevin et al., 2022, 2024a et références citées). Ces gisements se sont formés à des moments spécifiques de l'évolution de la ceinture, et connaître leur chronologie exacte est essentiel pour relier la genèse des minerais aux facteurs géologiques clés, ce qui constitue un élément fondamental pour élaborer des guides d'exploration efficaces.

Ainsi, une géochronologie précise et des relations temporelles relatives sont nécessaires pour décrypter la géologie et l'évolution de la ceinture. Au cours des dernières décennies, l'accès aux données géochronologiques est devenu un élément clé des programmes de cartographie, de recherche et d'exploration, en fournissant des contraintes essentielles et des points d'ancrage dans l'histoire géologique et métallogénique de la ceinture.

L'objectif de ce rapport est de présenter et de discuter très brièvement des âges critiques qui permettent de contraindre l'évolution géologique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, y compris la chronologie de plusieurs gisements métallifères. Les âges U-Pb présentés ici n'ont jamais été publiés formellement ; des informations précises sur les échantillons, incluant leur localisation, leur composition et les données analytiques complètes, sont donc fournies dans ce rapport. Les tentatives infructueuses de datation de certaines unités clés dans le cadre des projets IGC-3 Abitibi et Plan Cuivre sont également rapportées. Les tentatives infructueuses de datation de certaines unités clés dans le cadre des projets IGC-3 Abitibi et Plan Cuivre sont également rapportées. Plus précisément, ce rapport présente des résultats de géochronologie U-Pb obtenus par spectrométrie de masse par dilution isotopique et ionisation thermique (ID-TIMS), ainsi que par microsonde ionique à haute résolution (SHRIMP), sur des zircons, titanites et/ou baddeleyites provenant de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ces échantillons proviennent des secteurs Chibougamau, Val-d'Or, Malartic, Amos et Rouyn-Noranda (Figs. 1 et 2). Les âges U-Pb rapportés ici ont été obtenus, à l'exception d'un échantillon (KQ-91-7, prélevé en 1991), entre 2006 et 2010 dans le cadre des projets conjoints Initiative géoscientifique ciblée (IGC) Abitibi (ICG-3 : 2005-2010) et Plan Cuivre (2006-2010) de la Commission géologique du Canada (CGC), du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF, maintenant Ministère des Ressources naturelles et des Forêts), et de la Commission géologique de l'Ontario (CGO). Ce travail a été réalisé en collaboration avec l'industrie et le milieu universitaire dans le cadre de plusieurs projets et études désormais terminés.

MÉTHODES ANALYTIQUES

La géochronologie U-Pb a été réalisée dans les laboratoires de géochronologie de la Commission géologique du Canada (Ottawa, Ontario). Les minéraux lourds ont été concentrés à partir d'échantillons de roches intrusives, volcaniques et détritiques en utilisant des techniques standards de concassage, broyage, séparation sur table Wilfley™ et par liquides lourds. Les minéraux séparés ont ensuite été triés selon leur susceptibilité magnétique à l'aide d'un séparateur isodynamique Frantz™, puis sélectionnés manuellement au microscope binoculaire.

Méthodes analytiques ID-TIMS

La datation U-Pb haute précision des zircons et baddeleyites a été effectuée par spectrométrie de masse par dilution isotopique et ionisation thermique (ID-TIMS), selon des méthodes modifiées de Parrish et al. (1987), incluant l'ajout d'un étalon interne ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U , la dissolution, la chimie de colonne, et l'analyse sur spectromètre Triton, sauf pour l'échantillon KQ-91-7, analysé sur un spectromètre Finnigan-MAT 261. Les méthodes pour les titanites suivent celles de Davis et al. (1997). Les titanites et baddeleyites n'ont pas subi d'abrasion, mais les zircons ont subi une

abrasion à l'air (Krogh, 1982) ou chimique (Mattinson, 2005) avant dissolution. Les grains ayant subi une abrasion chimique ont été recuits à 1000°C pendant 48 h, puis attaqués à l'acide fluorhydrique à 180°C pendant des durées variables. Les rapports isotopiques ont été corrigés pour la présence de plomb commun initial au-dessus du blanc de laboratoire, en utilisant la composition de Pb prédite par le modèle de Cumming et Richards (1975), selon l'âge de l'échantillon. La réduction des données et la propagation des erreurs suivent les méthodes de Roddick (1987). Les âges interprétés sont résumés dans le tableau 1. Les résultats ID-TIMS sont présentés dans le tableau électronique 2, avec les incertitudes à 2σ . Les détails sur la morphologie des minéraux, la qualité, et les durées d'abrasion sont également inclus.

Méthodes analytiques SHRIMP U-Pb sur zircon

Quatre échantillons détritiques (OVB-1, OVB-3, KI-07-09 et LAPL-2008-011) ainsi qu'un échantillon de roche volcanique felsique (PBA06-385A), datés par la méthode ID-TIMS, ont également été analysés à l'aide d'un instrument SHRIMP II (microsonde ionique à haute résolution). Les procédures analytiques SHRIMP suivent celles décrites par Stern (1997), avec les matériaux de référence et les méthodes de calibration U-Pb selon Stern et Amelin (2003). Les zircons ont été montés dans trois blocs époxy de 2,5 cm de diamètre (IP433 pour PBA06-385A ; IP511 pour OVB-1 et OVB-3 ; IP530 pour KI-07-09 et LAPL-2008-011), accompagnés des matériaux de référence. Le zircon z6266 a été utilisé comme étalon principal (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 559$ Ma ; Stern et Amelin, 2003) et le zircon z1242 comme étalon secondaire pour les montages IP511 et IP530 uniquement (âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2679,7$ Ma ; Davis et al., 2019). Les deux étalons ont été analysés dans les mêmes conditions que les échantillons. Les sections médianes des cristaux de zircon ont été exposées par polissage avec des pâtes diamantées de 9, 6 et 1 μm . Les caractéristiques internes (zonation, structures, altérations, etc.) ont été observées par électrons rétrodiffusés à l'aide d'un microscope électronique à balayage Cambridge Instruments. Les images des zircons annotées avec les emplacements des points d'analyse SHRIMP sont incluses dans ce rapport sous forme de fichiers PDF séparés (annexes électroniques A–E). Les surfaces des montages ont été recouvertes par évaporation d'une couche de 10 nm d'or pur. Les analyses ont été réalisées avec un faisceau primaire d'ions $^{16}\text{O}^-$ projeté sur les zircons à 10 kV. Les taux de comptage de dix isotopes de Zr^+ , U^+ , Th^+ et Pb^+ dans les zircons ont été mesurés séquentiellement sur six scans (IP433 et IP511) ou cinq scans (IP530), à l'aide d'un multiplicateur d'électrons unique et d'un système de comptage d'impulsions avec un temps mort de 23 ns (IP433), 24 ns (IP511) ou 8 ns (IP530). Le traitement des données hors ligne a été effectué à l'aide de logiciels internes personnalisés pour IP433 et du logiciel SQUID2 (v. 2.22.08.04.30, révision du 30 avril 2008 ; Ludwig, 2009) pour IP511 et IP530. Les erreurs externes à 1σ des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ indiqués dans le tableau électronique 3 incluent l'erreur de calibration de l'étalon principal. Les analyses de l'étalon secondaire z1242 ont été intercalées entre les analyses des échantillons pour surveiller la précision des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés et corriger tout biais instrumental. Des corrections de fractionnement de masse intra-élémentaire de 1,003 et 1,006 ont été appliquées à tous les échantillons sur les montages IP511 (session 2 uniquement) et IP530, respectivement. La composition du blanc de surface en plomb a été utilisée pour corriger le ^{204}Pb selon les méthodes de Stern (1997). Les erreurs rapportées dans le tableau électronique 3 sont données à l'intervalle de confiance de 1σ . Des détails supplémentaires sur les conditions analytiques pour les quatre échantillons sont fournis dans les notes de bas de page de ce tableau électronique.

Pour les résultats ID-TIMS et SHRIMP, les calculs d'âge ont été effectués en utilisant le rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ actuel de 137,88, tel que recommandé par Steiger et Jäger (1977), ainsi que les constantes de désintégration de $1,55125 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ pour le ^{238}U et de $9,8485 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ pour le ^{235}U , selon Jaffey et al. (1971). Le programme ISOPLOT v. 4.15 (Ludwig, 2012) a été utilisé pour générer les diagrammes concordia et déterminer les âges. Les courbes de distribution de densité de probabilité ont été calculées à l'aide du logiciel AGEDISPLAY (Sircombe, 2004). À l'exception des échantillons détritiques, les âges calculés sont basés soit sur une moyenne pondérée des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, soit sur des régressions utilisant une version modifiée de la méthode de York (1969) pour calculer les âges d'interception supérieure et inférieure sur les diagrammes concordia. Les ellipses d'erreur sur les diagrammes concordia et toutes les incertitudes d'âge rapportées dans le texte sont données à un niveau de confiance de 95 %. La courbe concordia dans tous les diagrammes ID-TIMS est représentée sous forme de bande incorporant les incertitudes des constantes de désintégration du ^{235}U et du ^{238}U .

DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS ET RÉSULTATS

Vingt et un échantillons ont été sélectionnés afin de documenter l'évolution de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et de fournir des contraintes supplémentaires sur la chronologie des événements de formation des gisements métallifères au sein de cette ceinture. Les échantillons datés proviennent des secteurs Chibougamau, Amos et Rouyn-Noranda (Figs. 2–5). Les descriptions de chaque échantillon sont présentées ci-dessous, suivies d'une description des minéraux datés et des âges interprétés, ainsi que d'une brève discussion des résultats et de leurs implications.

Secteur Chibougamau

Le secteur Chibougamau représente l'un des principaux camps miniers de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, avec une grande diversité de gisements syngénétiques et épigénétiques (Guha et al., 1988, 1990 ; Pilote et Guha, 1995 ; Leclerc et al., 2012 et références citées), incluant : des gisements de sulfures massifs volcanogènes (p. ex. : Lemoine ; Mercier-Langevin et al., 2014b), des gisements synmagmatiques de Fe-Ti-V (Allard, 2002), des indices magmatiques de Ni-Cu (Leclerc et al., 2012), des systèmes de veines polymétalliques « épithermaux » synmagmatiques (p. ex. : Lac Berrigan : Pilote, 1987 ; Brosman : Côté-Mantha et al., 2012), des systèmes de veines à sulfures Cu-Au de type Chibougamau et des gisements porphyriques Cu-Mo (p. ex. : mine Main, Copper Rand : Pilote et al., 1996 ; Magnan et al., 1998 ; Lac Clark : Sinclair et al., 1994 ; Leclerc et al., 2012), ainsi que des gisements d'or orogéniques (p. ex. : Norbeau : Dubé et al., 1989 ; Cooke : Dubé et Guha, 1992 ; Joe Mann : Dion et Maltais, 1998). Quatre échantillons datés inclus dans ce rapport proviennent de la région de Chibougamau (Figs. 2 et 3) et permettent de mieux contraindre son évolution géologique et métallogénique.

Échantillon 06-PR-246-A (Leucotonalite, Baie Queylus ; z9418) : cet échantillon provient d'une trondhjémite à phénocristaux de quartz (ou leucotonalite ; 68,9 % en poids de SiO_2 , 15,4 % en poids d' Al_2O_3 , 80 ppm de Zr : tableau électronique 4), une roche intrusive échantillonnée au sud-ouest du lac Doré près de Chibougamau, sur un affleurement situé à quelques centaines de mètres

à l'ouest de la route 167 (Figs. 3 et 6A). L'unité intrusive échantillonnée contient jusqu'à 10 % en volume de phénocristaux de quartz atteignant 6 à 7 mm de taille, avec de faibles quantités de biotite, muscovite, épidote, carbonate et apatite dans une matrice quartzo-feldspathique à grain fin (Fig. 7A).

Cet échantillon de leucotonalite contient une abondance de zircon de haute qualité, incluant des grains brun pâle, idiomorphes, subéquants, ainsi que des cristaux prismatiques trapus à allongés (rapports d'aspect de 2 : 1 à 5 : 1) (Fig. 7B). Sept grains individuels ont été analysés, avec des discordances allant de 3,5 % à -0,4 % (tableau électronique 2 ; Fig. 7C). Une régression linéaire incluant les sept analyses donne une intersection supérieure à $2701,7 \pm 0,7$ Ma et une intersection inférieure à 450 ± 83 Ma (EQPM « écart quadratique pondéré moyen », ou $MSWD = 0,58$; probabilité de coïncidence = 71 %). L'âge de $2701,7 \pm 0,7$ Ma (initialement rapporté par McNicoll et al., 2008) est interprété comme l'âge de cristallisation de la leucotonalite (tableau 1).

À $2701,7 \pm 0,7$ Ma, la leucotonalite est environ 13 millions d'années plus jeune que les principales phases dioritiques et tonalitiques du Pluton de Chibougamau, qui ont été mises en place entre 2718 ± 2 Ma et $2714 +3/-2$ Ma (Krogh, 1982 ; Pilote, 1995 ; Pilote et al., 1997 ; Joanisse, 1998). Ce décalage temporel significatif entre la mise en place des premières phases du Pluton de Chibougamau et l'âge de cristallisation de la leucotonalite dans le secteur de la Baie Queylus indique soit une activité magmatique prolongée centrée sur le pluton de Chibougamau, soit, plus probablement, une série d'événements magmatiques distincts dans la région de Chibougamau, comme le suggèrent des intrusions voisines ayant des âges similaires à celui de la leucotonalite. Par exemple, le Pluton de Muscocho, une intrusion granodioritique foliée située à environ 15 kilomètres au sud-est du secteur de la Baie Queylus, est daté à $2701,2 +1,7/-1,3$ Ma (Mortensen, 1993a). D'autres roches intrusives associées au Pluton de Chibougamau qui ont été datées dans la région incluent des dykes syn-minéralisation (p. ex. : $2715,2 \pm 0,7$ Ma ; Pilote et al., 1997, 2006), des dykes à $2705,1 +1,7/-1,2$ Ma (David et al., 2011), et l'intrusion satellite du Lac Line ($2707,6 \pm 1,4$ Ma : Côté-Mantha et al., 2012), ce qui suggère des épisodes magmatiques distinctes possiblement associées aux premiers épisodes de déformation (D_1 local et début de D_2 : Daigneault et al., 2004).

Échantillon OVB-1 (Formation de Blondeau, grès ; z9678) : cet échantillon provient d'un grès feldspathique à quartzitique qui fait partie de la Formation de Blondeau, située au nord-est de la ville de Chibougamau, le long de la route 167 (Figs. 3 et 6B), sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau. La Formation de Blondeau est composée de roches métasédimentaires d'origine volcanique, de roches volcanoclastiques felsiques, ainsi que de rhyolite et de basalte en quantités mineures. Elle constitue l'une des unités les plus jeunes du Groupe de Roy et représente la phase de construction volcanique dans la partie nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Leclerc et al., 2012 et références citées). Le grès échantillonné fait partie d'une séquence à granoclassement normal, rajeunissant vers le sud, incluant du siltstone et du mudstone (Fig. 8A), qui contient localement de la pyrite. Le grès est probablement altéré par hydrothermalisme, avec une perte au feu de 4,85 % en poids et une teneur en CaO de 6 %, ce qui suggère la présence de carbonate secondaire (tableau électronique 4).

Les âges ID-TIMS et SHRIMP rapportés ici pour les échantillons OVB-1 et OVB-3 ont été présentés dans Leclerc et al. (2012). Toutefois, les annexes électroniques qui accompagnaient initialement cet article ne sont plus disponibles, ce qui explique pourquoi les données sont reprises dans le présent rapport. Bien que les données originales aient été vérifiées et les calculs refaits pour ce rapport, le contenu suivant est en grande partie tiré de Leclerc et al. (2012). La population de zircons détritiques provenant de ce grès est composée de prismes trapus brun pâle, caractéristiques d'une origine ignée (Figs. 8B et 9A). Peu de grains montrent des signes d'arrondissement par abrasion mécanique, ce qui suggère une source proximale. Un groupe de cinq analyses ID-TIMS sur grains uniques (A1, B2, B3, B4 et B5) sont concordantes à 0,7 % de discordance (Fig. 8C ; tableau électronique 2). Un âge maximum de déposition de 2721 ± 3 Ma (tableau 1) est basé sur la date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de l'analyse concordante B4, qui est cohérente avec un âge minimum de 2717 ± 1 Ma déterminé sur zircon provenant d'un dyke de ferrodiorite à quartz recoupant la Formation de Blondeau, appartenant au Complexe de Cummings (Mortensen, 1993a). L'analyse B1 donne une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ significativement plus jeune de $2711,4 \pm 1,9$ Ma. Toutefois, cette analyse correspond à un grain tabulaire avec des pyramides simples et des arêtes nettes, atypique de la population générale.

Soixante-dix dates SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenues à partir de l'échantillon OVB-1 de la Formation de Blondeau sont regroupées dans une plage allant de 2737 ± 14 à 2687 ± 26 Ma (Fig. 9B, encadré ; tableau électronique 3). Un diagramme de distribution de densité de probabilité montre une seule population avec un pic à 2712 Ma. Ce pic d'âge coïncide, dans les limites d'incertitude, avec l'âge de 2717 ± 1 Ma du filon-couche de Bourbeau, qui constitue la partie supérieure du Complexe de Cummings et qui recoupe la Formation de Blondeau. Il coïncide également avec l'âge de $2712 \pm 9/-7$ Ma d'un filon-couche porphyrique à quartz et feldspath qui recoupe la Formation de Bruneau (Mortensen, 1993a), renforçant ainsi l'idée, déjà suggérée par les observations de terrain, que ces filon-couches pourraient représenter des conduits d'alimentation pour les roches volcaniques effusives de la Formation de Blondeau (Bélanger, 1979). Les données indiquent une seule population de zircons, dérivée de sources ignées proximales, dont l'âge est indiscernable de celui de déposition. La distribution des âges est cohérente avec la morphologie ignée des zircons et l'absence générale d'arrondissement.

En complément des commentaires formulés par Leclerc et al. (2012), l'âge de la Formation de Blondeau est désormais mieux contraint grâce à un âge de $2724,4 \pm 1,2$ Ma obtenu pour un tuf à lapilli de la Formation de Bruneau sous-jacente (Davis et al., 2014), ainsi qu'un âge de $2716,4 \pm 1,0$ Ma pour un tuf à lapilli de la Formation de Scorpion sus-jacente dans la région de Chapais (David et al., 2012).

Échantillon OVB-3 (Formation Stella, conglomérat ; z9679) : cet échantillon provient d'un conglomérat polygénique à support mixte (clastes et matrice) qui fait partie de la Formation de Stella, située au sud-ouest de la ville de Chibougamau, au sud de la route 113, à quelques kilomètres à l'est de la ville de Chapais (Figs. 3 et 10A). La Formation de Stella est composée de conglomérat, de grès et d'argilite. Elle fait partie du Groupe d'Opémisca, dominé par les roches sédimentaires, qui surmonte le Groupe de Roy, dominé par les roches volcaniques (Daigneault et Allard, 1990 ; Leclerc et al., 2012 et références citées). Le conglomérat échantillonné contient des clastes bien arrondis de tailles variées (≤ 10 cm, en moyenne 1–3 cm) et de compositions diverses

(clastes de roches volcaniques, intrusives et sédimentaires), bien que les clastes tonalitiques dominant dans l'échantillon (Fig. 11A et B). L'échantillon n'a pas été analysé pour la lithogéochimie sur roche entière. La Formation de Stella est surmontée par les roches sédimentaires de la Formation de Haüy, datée à $<2691,7 \pm 2,9$ Ma (David et al., 2007), à quelques kilomètres au sud-est de l'emplacement de l'échantillon OVB-3.

Bien que les données originales aient été vérifiées et les calculs refaits pour ce rapport, le contenu suivant est en grande partie tiré de Leclerc et al. (2012). Les zircons provenant de ce conglomérat sont des prismes brun pâle d'origine ignée, légèrement plus allongés et aussi légèrement plus arrondis que ceux de la Formation de Blondeau (Figs. 11C et 12A). Six analyses ID-TIMS sur grains uniques du conglomérat de Stella sont concordantes à 0,8 % de discordance (tableau électronique 2 ; Fig. 11C), avec des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2720,2 \pm 2,6$ à $2702,1 \pm 2,1$ Ma. Un âge maximum de dépôt de 2704 ± 2 Ma est basé sur l'analyse concordante A3 (tableau 1).

La majorité des dates SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (56 analyses concordantes sur 60 ; tableau électronique 3) de l'échantillon OVB-3 de la Formation de Stella sont regroupées autour d'un pic bien défini à 2701 Ma (Fig. 12B). Quelques grains révèlent un petit pic à 2736 Ma. Un zircon unique daté à 2791 ± 14 Ma reflète un apport de roches plus anciennes, mais la population principale de zircons est issue de sources ignées dont l'âge est indiscernable de celui du dépôt.

La Formation de Stella se retrouve également sur le flanc sud du Pluton de Chibougamau, où un conglomérat basal marque une discordance angulaire. Ce conglomérat contient un grand nombre de clastes dérivés du Complexe du Lac Doré et des corps intrusifs du Pluton de Chibougamau. Les relations temporelles relatives exposées sur cet affleurement ont grandement contribué à la compréhension de la stratigraphie régionale. Les implications de cette discordance angulaire à l'échelle régionale entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca sont discutées dans Cimon et Gobeil (1976), Cimon (1979, dans Allard et al., 1979) et Allard et al. (1990). La différence d'âge de dépôt d'environ 10 à 15 Ma entre la Formation de Stella et la Formation de Blondeau sous-jacente, ainsi que la différence d'environ 23 Ma entre la Formation de Stella et la partie supérieure du Complexe du Lac Doré, reflètent probablement la transition entre la construction volcanique (Groupe de Roy) et un soulèvement crustal majeur, menant au développement de bassins sédimentaires dans la partie nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Cette interprétation, cohérente avec la stratigraphie de Chibougamau (Cimon et Gobeil, 1976 ; Leclerc et al., 2009), impliquerait que la Formation de Stella est au moins 12 Ma plus ancienne que les turbidites d'âge Porcupine (<2700 – 2685 Ma) de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi, incluant les équivalents québécois du Porcupine tels que les groupes Cadillac et Kewagama (≤ 2685 Ma ; Davis, 2002 ; Lafrance et al., 2005 ; Mercier-Langevin et al., 2007). L'assemblage Porcupine, qui est postérieur à la dernière activité volcanique à grande échelle (Groupe de Blake River) d'environ 5 millions d'années (p. ex. : secteur de la mine LaRonde : Mercier-Langevin et al., 2007) dans la partie sud de la ceinture de l'Abitibi, ne semble pas avoir d'équivalent temporel dans le segment nord-est. La succession sédimentaire de la Formation de Stella pourrait représenter une étape similaire dans l'évolution tectonique de la partie nord de la ceinture, bien que légèrement antérieure à celle observée dans le sud, en accord avec les interprétations antérieures (p. ex. : Daigneault et al., 1990, 2002, 2004 ; Chown et al., 1992 ; Dubé et Mercier-Langevin, 2020).

Échantillon KQ-91-7 (Unité porphyrique à quartz-feldspath-biotite et pyrite ; z3611) : cet échantillon provient d'un dyke felsique à phénocristaux de quartz et de feldspath (Fig. 13A et B) situé dans le secteur du lac Clark, au centre du camp de Chibougamau, à quelques kilomètres au sud de la ville de Chibougamau (Figs. 3 et 10B). Le prospect du Lac Clark a été interprété comme un gisement de type porphyrique Cu-Mo, encaissé dans les phases de granophyre et d'anorthosite gabbroïque du complexe du Lac Doré daté à environ 2728 Ma (Kirkham, 1972 ; Ford, 1974 ; Sinclair et al., 1994 ; Pilote, 1995 ; Pilote et al., 1996). Les roches hôtes sont recoupées par plusieurs ensembles de dykes, dont des dykes porphyriques (quartz et feldspath) considérés comme interminéraux (Robert, 1994 ; Sinclair et al., 1994). Ces dykes recoupent des veines sulfurées et altérées, mais sont également recoupés par certaines de ces veines. L'un de ces dykes a été échantillonné en 1991 pour la géochronologie. Bien que l'âge arrondi (2715 ± 1 Ma) ait été rapporté à plusieurs reprises dans diverses publications et études (p. ex. : Pilote et al., 1996, 1997, 2006 ; Leclerc et al., 2012), les données originales, le diagramme concordia et les informations détaillées n'ont jamais été publiés formellement, malgré l'importance de cet âge pour la compréhension de l'évolution métallogénique du camp de Chibougamau et de l'ensemble de la ceinture de l'Abitibi

Les zircons de cet échantillon porphyrique sont dominés par des prismes roses, bien facettés, allant de subéquants à allongés (rapport d'aspect de 4 : 1). Trois fractions multigrains ont été analysées, toutes se plaçant légèrement au-dessus de la concordia (discordance de -0,4 à -1,0 %), avec des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ regroupées entre $2715,5 \pm 0,9$ Ma et $2714,1 \pm 2,5$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 13). Cette discordance inversée est considérée comme réelle, résultant d'une abrasion physique intense (34,5 et 52 heures ; tableau électronique 2) et de l'élimination des bordures externes riches en uranium de la plupart des cristaux (R. Parrish, communication personnelle, 1994). Une régression linéaire incluant les trois analyses, avec une interception inférieure à l'origine, donne une interception supérieure à $2715,2 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 0,54 ; probabilité de coïncidence = 58 %). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation du dyke porphyrique pyritique à quartz, feldspath et biotite interminéral (tableau 1).

L'âge de l'échantillon KQ-91-7 fournit une contrainte très précise sur le moment de la minéralisation de type porphyrique dans le camp de Chibougamau et indique que le système magmatique-hydrothermal pré-déformation principale était contemporain des premières phases tonalitiques du Pluton de Chibougamau (2718–2714 Ma) et du volcanisme du cycle 2 (2724–2716 Ma) dans la région (Pilote et Guha, 1995 ; Pilote et al., 1996 ; David et al., 2011 ; Davis et al., 2012). Un dyke felsique folié de 1 m d'épaisseur à phénocristaux de feldspath et de quartz, qui a recoupé une zone de cisaillement au contact entre une veine minéralisée et l'anorthosite hôte à la mine Copper Rand, a donné un âge de $2705,1 \pm 1,7/-1,2$ Ma (Joannis, 1998 ; David et al., 2011). Ce dyke fournit un âge minimum pour la minéralisation Cu-Au de type Chibougamau et indique en outre que la déformation principale est postérieure à la minéralisation.

Secteur Val-d'Or-Amos-Malartic

Le secteur Val-d'Or–Amos–Malartic, incluant le secteur situé au nord-est de la vaste suite plutonique de Preissac–La Corne (Figs. 1 et 2 ; Boily et al., 1989 ; MERN, 2018), est composée de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives de diverses compositions (Fig. 4). Les roches

présentes dans ces secteurs sont associées à une riche histoire métallogénique et comprennent potentiellement des gisements de sulfures massifs volcanogènes, des gisements de Ni-Cu-(PGE) associés aux komatiites (p. ex. : Marbridge : Lafrance, 2015), des gisements de molybdène (p. ex. : Cadillac Moly : Taner et al., 1998), ainsi que des pegmatites à lithium (p. ex. : North American Lithium : Boily et al., 1989). Neuf échantillons datés inclus dans ce rapport proviennent du secteur Amos–Preissac–lac Caste (Figs. 2 et 4).

Échantillon PP-06-89 (Formation Dubuisson, tuff felsique ; z9341) : cet échantillon provient d'un tuf felsique de la Formation de Dubuisson, situé dans la partie centrale du Groupe de Malartic. L'échantillon a été prélevé sur un affleurement au cœur d'une épaisse succession de roches volcanoclastiques dacitiques et felsiques, près de chemins forestiers à l'est de la rivière Kinojévis (Figs. 4 et 14A). Le tuf est homogène, avec une patine blanche (Fig. 15A et B), et contient des clastes de la taille des lapilli dans une matrice quartzo-feldspathique à grain fin. La roche échantillonnée présente une composition intermédiaire qui semble relativement fraîche, sauf peut-être pour une légère altération séricitique (tableau électronique 4). Le tuf possède une affinité magmatique calco-alcaline, basée sur un rapport Zr/Y d'environ 20,7 (tableau électronique 4).

La majorité des grains de zircon dans cet échantillon sont de bonne qualité, formant principalement des prismes incolores, bien facettés, clairs, allant de courts à allongés, avec des rapports d'aspect variant de 2 : 1 à 5 : 1 (Fig. 15C). Quelques cristaux subéquants sont également présents. Neuf grains de zircon individuels ont été analysés, dont cinq (A1, A2, B1, B3 et C1) donnent des résultats très linéaires, allant de concordants à 2,6 % de discordance, et produisent une intersection supérieure à $2708,0 \pm 1,5$ Ma et une intersection inférieure à 1089 ± 94 Ma (MSWD = 0,87 ; probabilité de coïncidence = 46 %) (tableau électronique 2 ; Fig. 15C). Le résultat de $2708,0 \pm 1,5$ Ma est interprété comme l'âge de cristallisation du tuf felsique (tableau 1), tandis que l'intersection inférieure autour de 1089 Ma suggère une perturbation isotopique liée à l'événement grenvillien. Les fractions discordantes B4 et C2 (cette dernière est non représentée dans la figure 15C), qui se situent au-dessus de la ligne de discordia, pourraient refléter une perte de plomb plus ancienne comparée aux analyses linéaires. Un cristal subéquant (A3), avec une date concordante $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nettement plus ancienne de $2718,0 \pm 2,9$ Ma, pourrait contenir un composant hérité. La signification de l'analyse légèrement discordante inversée B2 reste incertaine, mais pourrait indiquer un artefact analytique.

L'âge de $2708,0 \pm 1,5$ Ma du tuf felsique est similaire à celui du Pluton tonalitique de La Pause situé à proximité (voir échantillon PP-06-64A ci-dessous) et indique qu'ils font tous deux partie du même événement felsique dans la Formation de Dubuisson. Cet âge est globalement équivalent à la partie supérieure de l'assemblage de Kidd-Munro (2719–2711 Ma), ou à la partie inférieure de l'assemblage de Tisdale (2710–2704 Ma). L'assemblage de Kidd-Munro abrite le gisement géant de sulfures massifs volcanogènes de Kidd Creek en Ontario (Hannington et al., 1999) ainsi que d'autres zones minéralisées plus petites dans des successions volcaniques tholéiitiques, tandis que l'assemblage de Tisdale contient des gisements de sulfures massifs volcanogènes dans les régions d'Amos et de Val-d'Or, dans des contextes volcaniques différents (Mercier-Langevin et al., 2024a et références citées). L'assemblage de Tisdale est également associé à des systèmes de sulfures magmatiques mafiques à ultramafiques (Houlé et al., 2017 ; Mercier-Langevin et al., 2024a et références citées).

Échantillon PP-06-117A (Formation Dubuisson, tuf felsique ; z9084) : cet échantillon provient d'une unité volcanoclastique felsique située dans la Formation de Dubuisson, dans la partie ouest du Groupe de Malartic. L'échantillon a été prélevé sur un affleurement au centre d'une épaisse succession de roches volcanoclastiques dacitiques et felsiques, près de chemins forestiers à l'est de la rivière Kinojévis, à environ 400 m au sud-ouest de l'échantillon PP-06-89 (Figs. 4 et 14B). L'unité volcanoclastique felsique est homogène, avec une patine blanche à légèrement verdâtre (Fig. 16A et B), et contient des clastes anguleux à subanguleux de taille centimétrique dans une matrice quartzo-feldspathique à grain fin, faiblement foliée. La roche échantillonnée présente une composition intermédiaire (dacitique) qui semble relativement fraîche (tableau électronique 4). Elle possède une affinité magmatique calco-alcaline, basée sur un rapport Zr/Y d'environ 12,1 (tableau électronique 4).

Cet échantillon a fourni une quantité modeste de zircon présentant des morphologies quelque peu variées, incluant des prismes courts à allongés, des grains arrondis, ainsi que des fragments sub-idiomorphes à xénomorphes (Fig. 16C). Six des sept analyses sur grains uniques, composées principalement de prismes trapus et de fragments, ont donné un groupe de dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes à quasi-concordantes comprises entre $2723,8 \pm 4,7$ et $2716,3 \pm 2,6$ Ma, tandis qu'un grain prismatique idiomorphe (fraction A1) a fourni une date concordante nettement plus jeune de $2705,0 \pm 2,9$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 16C). Le résultat de 2705 ± 3 Ma, légèrement plus jeune mais dans la marge d'erreur de l'âge de $2708,0 \pm 1,5$ Ma obtenu pour l'échantillon de tuf felsique PP-06-89 provenant de la même formation, est interprété comme approximant le moment de cristallisation du tuf felsique PP-06-117A. Comme pour l'échantillon PP-06-89, les analyses de zircon plus anciennes sont considérées comme provenant des grains hérités (xénocristaux).

Échantillon PP-06-118A (Formation Lanaudière, rhyolite ; z9085) : cet échantillon provient d'une roche volcanique felsique située entre le chemin d'Aiguebelle et le lac Caste. Cette unité felsique forme une petite lentille (~1 kilomètre de long et <500 mètres d'épaisseur) intercalée dans une succession de roches volcaniques mafiques de la Formation de Lanaudière (Figs. 4, 17A). L'unité échantillonnée est felsique (rhyolitique) avec 77,8 % en poids de SiO_2 et 0,1 % en poids de TiO_2 . Cette rhyolite est tholéiitique avec 306,9 ppm de Zr et un rapport Zr/Y d'environ 1,4 (tableau électronique 4). La rhyolite est massive, faiblement foliée, et présente localement des structures d'écoulement laminaire conservées (Fig. 18A).

Des cristaux prismatiques incolores, bien facettés, ont été récupérés de cette rhyolite (Fig. 18B). Cinq fractions de zircon en grains uniques ont été analysées, dont quatre se chevauchent et présentent une discordance inférieure à 0,4 % (tableau électronique 2 ; Fig. 18C). Une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour ces analyses (en excluant l'analyse A2 fortement discordante inversée) donne un âge de $2716,2 \pm 0,8$ Ma (MSWD = 0,26 ; probabilité de coïncidence = 85 %), interprété comme l'âge de cristallisation de la rhyolite de la Formation de Lanaudière PP-06-118A (tableau 1).

Cet âge est similaire à celui des roches felsiques tholéiitiques de l'assemblage de Kidd-Munro (2719–2710 Ma), et plus particulièrement à celui de la rhyolite qui renferme le gisement géant de Zn-Cu de Kidd Creek en Ontario (Bleeker et al., 1999). Il est également comparable à l'âge des

unités hôtes du gisement de Zn-Cu de Gonzague-Langlois ($2718,2 \pm 2,1$ Ma) à Lebel-sur-Quévillon, dans le nord-ouest de l'Abitibi (Théberge et al., 1999 ; Davis et al., 2005).

Échantillon PP-07-144 (*Formation Lanaudière, rhyolite ; z9439*) : cet échantillon provient d'une bande étroite de rhyolite située dans la partie nord de la Formation de Lanaudière (Fig. 3), à environ 10 kilomètres à l'est-nord-est de l'échantillon PP-06-118A, au nord de la rivière Kinojévis. Cette zone présente une géologie complexe, caractérisée par une intercalation de roches andésitiques, komatiitiques, basaltiques et rhyolitiques, recoupées par des intrusions de gabbro et de tonalite, ainsi que par des dykes de diabase beaucoup plus jeunes (d'âge protérozoïque) (Fig. 17B ; Pilote et al., 2018, 2019). L'unité échantillonnée est felsique (rhyolitique), avec 76,4 % en poids de SiO₂ et 0,21 % en poids de TiO₂. Cette rhyolite est tholéiitique, avec 238,5 ppm de Zr et un rapport Zr/Y d'environ 2,2 (tableau électronique 4). La rhyolite est massive, faiblement à modérément foliée, et est intercalée avec des roches volcanoclastiques felsiques fortement foliées (Fig. 19A).

Cet échantillon de rhyolite contient principalement des cristaux prismatiques incolores, bien facettés (rapports d'aspect de 2 : 1 à 3 : 1) (Fig. 19B). Des prismes sub-arrondis ont également été récupérés, mais n'ont pas été analysés en raison d'un risque d'héritage potentiel. Huit grains uniques et une fraction multigrain ont été analysés, avec des discordances variant de 2,1 % à -1,5 % (tableau électronique 2 ; Fig. 19C). Une régression linéaire à travers six des neuf analyses (A2, A3, A4, A6, A8, A9), avec une intersection inférieure à l'origine, donne une intersection supérieure à $2719,1 \pm 1,0$ Ma (MSWD = 1,3 ; probabilité de coïncidence = 27 %), interprétée comme l'âge de cristallisation de la rhyolite de la Formation de Lanaudière PP-07-144 (tableau 1). Les fractions A1, A6 et A7 se superposent à la courbe concordia mais présentent des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb légèrement plus anciens (2721,2 à 2722,1 Ma), reflétant probablement un héritage mineur et/ou une correction importante du plomb commun requise pour les analyses A1 et A7. Ces analyses, ainsi que l'analyse A5 fortement discordante inversée, ont été exclues du calcul de l'âge.

Cet échantillon est d'un âge similaire à celui de son équivalent latéral, l'échantillon de rhyolite PP-06-118A situé dans la partie supérieure de la Formation de Lanaudière, ainsi qu'aux rhyolites qui renferment d'importants gisements de métaux de base le long de l'assemblage de Kidd-Munro ($2714,3 \pm 1,2$ Ma et $2716 \pm 0,6$ Ma ; Bleeker et Parrish, 1996 ; Bleeker et al., 1999). Le fait que les deux lentilles rhyolitiques datées par les échantillons PP-06-118A et PP-07-144 soient relativement petites et discontinues suggère des événements isolés, une préservation partielle et/ou des modifications structurales complexes de la stratigraphie, en accord avec la présence de la zone de chevauchement de Manneville (voir ci-dessous) et du corridor de Matissard dans cette région (Mueller et al., 1996 ; Daigneault et al., 2002 ; Pilote et al., 2018, 2019).

Échantillon P8-6-D (*Formation Deguisier, tuf intermédiaire à lapilli et à blocs ; z9630*) : cet échantillon provient d'un tuf intermédiaire polygénique à blocs et à lapilli situé dans la partie centrale de la Formation de Deguisier, exposé sur un affleurement en bordure de la route 395 (Figs. 4, 20A). Le tuf est bien préservé et faiblement folié, les clastes montrant un degré modéré d'aplatissement dans la foliation est-ouest. Bien qu'il fasse partie d'une unité dominée par des roches felsiques, la composition globale de l'échantillon présente une faible teneur en SiO₂ et des valeurs légèrement élevées en CaO et Fe₂O₃T (tableau électronique 4), ce qui suggère une altération mineure, ou plus probablement une population de clastes à la fois mafiques-

intermédiaires et felsiques, en accord avec le caractère polygénique général de la roche échantillonnée (Fig. 21A). La Formation de Deguisier, qui constitue la base du Groupe de Kinojévis, n'avait jamais été datée auparavant, et les échantillons P8-6-D et P8-41-C2 (voir ci-dessous) sont les seules datations disponibles pour cette formation. L'âge de l'échantillon P8-6-D a été divulgué dans des présentations et des résumés étendus (Pilote et al., 2009), mais n'a jamais été publié officiellement avec les données justificatives.

Les zircons extraits de ce tuf intermédiaire à blocs et à lapilli sont principalement des cristaux prismatiques trapus, idiomorphes et incolores (Fig. 21B). Six fractions de zircon en grains uniques ont été analysées, toutes concordantes à légèrement discordantes (jusqu'à 0,6 %), avec des dates $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2720,9 \pm 4,7$ Ma à $2717,0 \pm 1,6$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 21C). Les fractions A2S, B1, B2 et C2 donnent une moyenne pondérée des âges de $2719,4 \pm 1,0$ Ma (MSWD = 0,53 ; probabilité de coïncidence = 66 %), interprétée comme l'âge de cristallisation du tuf de la Formation de Deguisier (tableau 1). L'inclusion de la fraction A1, avec une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus jeune ($2717,0 \pm 1,6$ Ma), dans le calcul de la moyenne pondérée entraîne une augmentation du MSWD à 2,0, ce qui pourrait indiquer la présence d'une dispersion non analytique, telle qu'une perte mineure de plomb ancien comparée aux autres analyses. La fraction imprécise C1 reflète une combinaison de faible teneur en plomb radiogénique et de teneur relativement élevée en plomb commun.

Échantillon P8-41-C2 (Formation Deguisier, rhyolite laminée ; z9629) : cet échantillon provient d'une rhyolite à texture d'écoulement laminaire qui fait partie d'une lentille étroite de roches volcaniques et volcanosédimentaires felsiques entourée par une grande intrusion de gabbro (Figs. 20B, 22A). L'unité felsique appartient à la Formation de Deguisier et est interprétée comme étant située légèrement plus haut dans la stratigraphie de la formation que l'unité felsique datée avec l'échantillon P8-6-D. L'échantillon daté (P8-41-C2) a été prélevé près du contact nord de l'unité (Fig. 20B). Il est de composition rhyodacitique à rhyolitique et présente une affinité tholéiitique à transitionnelle avec un rapport Zr/Y d'environ 4,5 (tableau électronique 4). L'âge de l'échantillon P8-41-C2 a été divulgué dans des présentations et des résumés étendus (Pilote et al., 2009), mais n'a jamais été publié officiellement avec les données justificatives.

Les zircons extraits de cet échantillon de rhyolite à texture d'écoulement laminaire sont principalement des cristaux prismatiques incolores, idiomorphes (Fig. 22B). Des fragments anguleux sont également présents. Quatre grains prismatiques idiomorphes uniques et deux fragments ont été analysés, avec des discordances allant de 6,8 % à sub-concordantes (jusqu'à 0,4 %) (tableau électronique 2 ; Fig. 22C). Cinq des six analyses s'alignent sur une régression linéaire avec une intersection supérieure à $2718,5 \pm 1,1$ Ma et une intersection inférieure à 408 ± 59 Ma (MSWD = 1,05 ; probabilité de coïncidence = 37 %). Le grain de zircon E1, avec une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus ancienne de 2721,7 Ma, pourrait contenir un léger composant hérité. L'âge d'interception supérieure de $2718,5 \pm 1,1$ Ma est interprété comme le moment de la cristallisation ignée de la rhyolite de la Formation de Deguisier (tableau 1).

La Formation de Deguisier, située à la base du Groupe de Kinojévis, est surmontée par la Formation de Lanaudière, bien que les deux formations soient localement en contact structural (Pilote et al., 2009). Les âges présentés ici pour les formations de Lanaudière (échantillons PP-06-

118A et PP-07-144) et de Deguisier (échantillons P8-6-D et P8-41-C2) se chevauchent partiellement dans la marge d'incertitude autour de ~2718 Ma (tableau 1), l'échantillon de rhyolite de la Formation de Lanaudière (PP-06-118A) étant légèrement plus jeune selon les âges obtenus, ce qui est en accord avec les observations présentées par Goutier (1997).

Échantillon PP-07-143 (dyke de Tonalite ; z9508) : cet échantillon provient d'un dyke tonalitique porphyrique à quartz $\pm$ feldspath, échantillonné sur un affleurement situé le long d'un chemin de terre parallèle à la route de gravier de Mont-Brun, où il recoupe une succession de roches volcaniques et volcanosédimentaires mafiques à ultramafiques historiquement attribuées à la Formation de Dubuisson (Figs. 4, 23A, 24). Bien que l'échantillon ait été prélevé en 2007, il provient d'un affleurement décrit en 2006 (station PP-2006-20), qui apparaît dans SIGÉOM. Une série de dykes similaires se trouve dans cette zone, lesquels sont orientés ou allongés parallèlement au grain structural régional WNW-ESE. La tonalite est homogène, de couleur pâle, et bien foliée (Fig. 24A, B). La roche semble relativement fraîche sur le plan géochimique, avec une composition transitionnelle et une forte affinité magmatique calco-alkaline (rapport Zr/Y d'environ 14,9 : tableau électronique 4).

Cet échantillon de dyke tonalitique contient principalement des cristaux de zircon incolores, idiomorphes, prismatiques (avec des rapports d'aspect de 2 : 1 à 4 : 1) à subéquants (Fig. 24C). Six fractions de grains uniques ont été analysées, toutes concordantes à sub-concordantes (jusqu'à 0,3 %), avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2722,0 \pm 2,9$ Ma à $2717,6 \pm 1,8$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 24C). Cinq des six fractions (A1, A2, A3, A4 et C2) donnent une moyenne pondérée de $2718,5 \pm 0,8$ Ma (MSWD = 0,43 ; probabilité de coïncidence = 79 %). En se basant sur la morphologie relativement uniforme des zircons dans l'échantillon et sur la cohérence des résultats U-Pb, l'âge de $2718,5 \pm 0,8$ Ma est interprété comme le moment de la cristallisation ignée du dyke tonalitique. L'analyse la plus ancienne, B1, avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2722,0 \pm 2,9$ Ma, contient probablement une petite quantité de zircon hérité.

Les roches volcaniques recoupées par le dyke tonalitique de l'échantillon PP-07-143 sont considérées comme appartenant à la Formation de Dubuisson, laquelle est toutefois significativement plus jeune que l'âge obtenu pour l'échantillon PP-07-143. Le dyke tonalitique daté indique que les roches volcaniques mafiques à ultramafiques hôtes sont antérieures à 2717,7 Ma, et peut-être aussi anciennes que 2719,3 Ma, ce qui correspond à la plage d'âges des formations de Lanaudière ou de Deguisier. Cela impliquerait une imbrication structurale majeure et/ou une juxtaposition de segments stratigraphiques distincts dans cette zone, qui se situe dans le prolongement ouest-nord-ouest de la zone de cisaillement régionale de la rivière Héva. Cette zone de cisaillement juxtapose, sur le côté sud-ouest du lac Malartic, les roches felsiques de la Formation de Héva (~2698 Ma) au nord avec les roches mafiques à ultramafiques plus anciennes de la Formation de Dubuisson au sud (Guay et al., 2018). Cela signifie probablement qu'une zone de cisaillement majeure traverse la région où l'échantillon PP-07-143 a été prélevé, peut-être analogue à la zone de cisaillement de la rivière Héva (ou à une ramification), ce qui pourrait avoir des implications significatives sur la géologie régionale. Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour confirmer cette hypothèse, mais les implications potentielles sur la géologie régionale sont considérables.

Échantillon PP-06-64A (Pluton de La Pause, tonalite ; z9086) : cet échantillon provient d'une unité intrusive tonalitique à granodioritique porphyrique à quartz et feldspath qui recoupe les roches volcaniques de la Formation de La Motte-Vassan. Il a été prélevé sur un affleurement situé le long d'un chemin forestier, à environ 7,5 kilomètres à l'est de l'échantillon de tuf felsique de la Formation de Dubuisson (PP-06-89) (Figs. 4, 23B). La tonalite est homogène, de couleur pâle, faiblement foliée et recoupée par des veines de quartz blanc tardives (Fig. 25A). La roche semble relativement fraîche sur le plan géochimique, avec une composition transitionnelle à felsique et une forte affinité magmatique calco-alcaline (rapport Zr/Y d'environ 32,3 : tableau électronique 4), bien que la teneur en Y soit très faible (3,6 ppm), ce qui peut paraître suspect. Bien que cette unité soit désignée comme une tonalite, la composition de l'échantillon daté correspond plutôt à celle d'une granodiorite. Les données disponibles sur le Pluton de La Pause sont limitées ; des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour en déterminer la composition exacte.

Des zircons et des titanites ont été extraits de l'échantillon du Pluton de La Pause. Les zircons comprennent une population dominante de prismes allongés, incolores, idiomorphes (rapports d'aspect de 3 : 1 à 5 : 1), ainsi qu'une sous-population de fragments prismatiques plus grands, brun pâle ou incolores, idiomorphes à subidiomorphes (Fig. 25B). Des cœurs ont été observés dans certains grains, mais ceux-ci ont été évités lors de la sélection finale des grains. Six fractions de zircon en grains uniques ont été analysées. Deux des analyses (C3 et C5) sont fortement discordantes (8,8 % et 7,2 %, respectivement) en raison d'une perte variable de plomb et n'ont pas été incluses dans l'interprétation de l'âge. Les quatre autres analyses présentent une discordance $\leq 0,3$ %, avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ regroupés entre $2710,9 \pm 2,6$ Ma et $2706,8 \pm 2,4$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 25C). Une moyenne pondérée calculée à partir des trois analyses les plus concordantes et chevauchantes (B1, C1 et B4) donne un âge de $2709,8 \pm 1,0$ Ma (MSWD = 0,54 ; probabilité de coïncidence = 58 %), interprété comme l'âge de cristallisation de la tonalite du Pluton de La Pause (tableau 1). L'analyse légèrement plus jeune C2, avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2706,8 \pm 2,4$ Ma, pourrait avoir subi une perte mineure de plomb ancien. La titanite se présente sous forme de cristaux multifacettés jaune pâle ou de fragments brunâtres subidiomorphes (Fig. 25B). Quatre fractions multigrains ont été analysées, dont une est concordante avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2658,7 \pm 19,5$ Ma (fraction T1A), tandis que les trois autres sont discordantes de 0,6 à 3,8 %, avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2659,1 \pm 13,3$ Ma à $2645,8 \pm 28,9$ Ma. Une régression linéaire de ces quatre analyses, forcée à passer par une interception inférieure à l'origine, donne une interception supérieure à $2656,4 \pm 9,3$ Ma (MSWD = 0,30 ; probabilité de coïncidence = 83 %). L'âge de la titanite est significativement plus jeune que l'âge de cristallisation du zircon du pluton, ce qui indique les effets d'un événement perturbateur ultérieur.

Le Pluton de La Pause représente une intrusion synvolcanique ayant le même âge que le tuf felsique de la Formation de Dubuisson daté dans cette étude (échantillon PP-06-89), mais plus jeune que les formations voisines de Deguisier et de Lanaudière. Il est également significativement plus ancien que le batholite de Preissac (2664–2660 Ma ; Ducharme et al., 1997) situé au sud-est du Pluton de La Pause, les deux corps intrusifs étant séparés par une bande étroite de roches mafiques et ultramafiques. L'âge de 2656 Ma obtenu pour la titanite correspond au moment du pic du métamorphisme régional ($2657,5 \pm 4,4$ Ma) dans la région (Powell et al., 1995 ; Piette-Lauzière et al., 2019) et est similaire à d'autres âges obtenus sur la titanite et le rutile dans l'Abitibi (Dubé et Mercier-Langevin, 2020 et références citées).

Échantillon KI-07-09 (Formation de Caste, conglomérat ; z9920) : cet échantillon de grès conglomératique provient du sondage KI-07-09 réalisé par Cartier Resources Inc. en 2007 (Berthelot, 2008) sur une propriété située à l'est de la route 109, au sud-ouest d'Amos (Figs. 2, 4). Ce sondage, foré vers le sud (N180°) avec un pendage de -50°, débute dans des roches volcaniques mafiques mais recoupe en profondeur une succession de roches sédimentaires à fort pendage (Fig. 26A). La bande sédimentaire recoupée commence à 59,2 m et se termine à 228,4 m. Cette bande est composée d'un grès à grains moyens (wacke) contenant des lits conglomératiques avec des galets et des blocs contigus de roches volcaniques mafiques et felsiques, dont certaines présentent une apparence chertreuse ainsi que des roches granitoïdes porphyriques. Des dykes tonalitiques recoupent fréquemment les unités sédimentaires.

La portion de grès conglomératique échantillonnée pour la géochronologie se situe dans l'intervalle compris entre 140,5 m et 186,5 m de profondeur dans le sondage. L'unité principale de conglomérat s'étend de 153,4 m à 186,0 m. Ce conglomérat est constitué de galets et blocs polygéniques, de tailles variant en moyenne de 0,5 cm à 3 cm, inclus dans une matrice de type wacke vert-gris pâle, à granulométrie fine à moyenne (Fig. 27A, B). L'unité est chloritisée et contient de la biotite principalement au début de l'unité conglomératique, tandis que de l'épidote est présente localement dans la matrice vers l'extrémité sud. Entre 0,5 % et localement 1 % de sulfures disséminés très fins (pyrite et pyrrhotite) sont présents dans la matrice. Des veinules de pyrrhotite sont localement présentes (Fig. 27B). Ce conglomérat est suivi, du côté sud, par une unité de mudstone s'étendant de 186,0 m à 228,4 m.

Cette bande sédimentaire orientée est-ouest est encaissée dans une zone de déformation majeure également orientée est-ouest, avec un pendage modéré vers le nord (30° à 45°), située entre deux panneaux structuraux de roches volcaniques de la Formation de Lanaudière. Les contacts nord et sud de cette bande sédimentaire avec les unités volcaniques adjacentes sont fortement déformés et cisailés. Il n'existe pas d'indicateurs de polarité fiables dans les roches sédimentaires, bien qu'une stratification grossière soit localement discernable dans le grès (wacke) et le mudstone. Les indicateurs de polarité dans les unités volcaniques (Formation de Lanaudière), en revanche, pointent tous vers le sud. L'intensité de la déformation diminue rapidement de part et d'autre de ces zones cisailées, tant dans les unités volcaniques que sédimentaires.

Les zircons extraits de cet échantillon de conglomérat présentent une variété de morphologies, allant de prismes trapus, incolores, bien facettés (Fig. 27C), à des prismes allongés incolores ou brunâtres (rapports d'aspect de 3 : 1 à 4 : 1), ainsi que quelques grains arrondis rares (Fig. 28A). L'imagerie par microscopie électronique à balayage montre que la plupart des grains ont une forme prismatique allant de bien facettée à légèrement arrondie, dont plusieurs sont caractérisés par une zonation interne oscillatoire d'origine ignée. Quatorze fractions de grains uniques ont été analysées par la méthode ID-TIMS, donnant des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2754,3 \pm 1,5$ à $2697,4 \pm 2,8$ Ma (concordance à 0,7 % de discordance ; tableau électronique 2 ; Fig. 27C). Douze des quatorze analyses définissent un regroupement autour de 2718 Ma, interprété comme reflétant une provenance de roches volcaniques locales. L'analyse concordante la plus jeune (A10), avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2697 ± 3 Ma, fournit une estimation de l'âge maximum de dépôt du conglomérat de la Formation de Caste (tableau 1). L'analyse SHRIMP de 61 grains provenant de ce conglomérat

montre une dispersion des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de 2759 ± 74 à 2646 ± 120 Ma, avec une analyse concordante plus ancienne à 2880 ± 18 Ma (tableau électronique 3 ; Fig. 28, encadré). Sur le diagramme de distribution de densité de probabilité, la majorité des analyses définissent un regroupement bimodal autour de 2727 et 2690 Ma, ce qui est globalement cohérent avec les résultats ID-TIMS. Bien que le pic à 2690 Ma puisse être interprété comme l'âge maximum de dépôt du conglomérat, la date de 2697 ± 3 Ma obtenue par ID-TIMS demeure une estimation plus robuste, compte tenu des incertitudes analytiques relativement plus élevées associées à la méthode SHRIMP.

Les jeunes âges obtenus ($<2697 \pm 3$ Ma par la méthode ID-TIMS et <2690 Ma par la méthode SHRIMP), combinés à la configuration du grès (wacke), encastré entre des zones de déformation majeures au sein de roches volcaniques beaucoup plus anciennes, suggèrent que ces failles font partie du chevauchement régional à faible pendage vers le nord connu sous le nom de zone de chevauchement de Manneville (ZCM ; Mueller et al., 1996 ; Daigneault et al., 2002 ; Pilote et al., 2018, 2019). La ZCM peut être interprétée comme une succession plissée, matérialisée dans la région de Barraute par une série de plis synclinaux (synclinaux de Barraute et de Figuery) et d'anticlinaux, tous renversés vers le sud et recoupés par des failles. Les strates sont renversées et les sommets stratigraphiques sont généralement orientés vers le sud. La foliation principale consiste en une surface composite S_0/S_1 avec un pendage faible (30° à 50°) vers le nord. Ce chevauchement affecte l'ensemble du Groupe de Kinojévis, la Formation de Landrienne et les roches sédimentaires de la Formation de Caste, ce qui confère à cette structure une épaisseur horizontale apparente variant de 6 à 8 kilomètres. La présence de ces roches sédimentaires au sein de ces assemblages volcaniques peut s'expliquer par un transport et/ou une duplication–juxtaposition de lithologies d'âges contrastés et d'origines distinctes le long des différentes failles qui composent la ZCM (Daigneault et al., 2002 ; Pilote et al., 2018, 2019). Une unité de conglomérat polygénique présentant des caractéristiques typiques du Timiskaming, encaissée dans la Formation de Fiedmont, à quelques dizaines de kilomètres à l'est, a fourni un âge U-Pb maximum de $2715,8 \pm 4,2$ Ma (Pilote et al., 2018 ; David, 2020).

Secteur Rouyn-Noranda

La région de Rouyn-Noranda se retrouve dans le Groupe de Blake River, daté entre 2704 et 2695 Ma (Corfu, 1993 ; Mortensen, 1993b ; Lafrance et al., 2005 ; Mueller et al., 2012 ; McNicoll et al., 2014), qui contient la plus importante concentration de gisements de sulfures massifs volcanogènes de la Province du Supérieur, et de toute autre séquence archéenne (par exemple : Dubé et al., 2007a, b ; Gibson et Galley, 2007 ; Mercier-Langevin et al., 2011a, 2014a, 2017a, 2024a ; Goutier, 2017 ; Monecke et al., 2017a, b). Environ la moitié du tonnage total de SMV et près de 90 % de l'or contenu dans les gisements de SMV de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi se trouvent dans le Groupe de Blake River (Mercier-Langevin et al., 2009). Le complexe de Horne (Horne et Horne 5 ; 166,4 Mt : Krushnisky et al., 2023) et LaRonde Penna (70,7 Mt : Mercier-Langevin et al., 2021b) contiennent ensemble plus de 40 % de l'or total hébergé dans les gisements de sulfures massifs volcanogènes de l'ensemble de la ceinture de l'Abitibi (Mercier-Langevin et al., 2011b). Les roches volcaniques et intrusives du Groupe de Blake River hébergent une large gamme de types de minéralisation (Couture et Goutier, 1996) : 1) Gisements de sulfures massifs volcanogènes Cu-Zn (par exemple : Ansil : Galley et al., 1995 ; Bouchard-Hébert : Riopel et al.,

1995 ; Millenbach : Knuckey et al., 1982) ; 2) Gisements de sulfures massifs volcanogènes riches en or ou aurifères (par exemple : Quemont : Cattalani et al., 1993 ; Bousquet 2-Dumagami : Dubé et al., 2014) ; 3) Minéralisation disséminée de Cu liée aux intrusions ou de style porphyrique (par exemple : Don Rouyn : Goldie et al., 1979 ; Mercier-Langevin et al., 2024b) ; 4) Sulfures volcanogènes disséminés aurifères (par exemple : Bousquet 1 et LaRonde Zone 5 : Tourigny et al., 1992 ; Boily-Auclair et al., 2020, 2022) ; 5) Systèmes de veines de quartz-sulfures aurifères hébergés dans des intrusions (par exemple : Doyon : Savoie et al., 1991 ; Galley et Mercier-Langevin, sous presse) ; 6) Sulfures Ni-Cu-(PGE) magmatiques/hydrothermaux (par exemple : R.M. Nickel : Barnes et al., 1993) ; et 7) Gisements d'or mésothermaux (ou « orogéniques ») à veines de quartz-carbonate et à minéralisation disséminée (par exemple : Astoria : Gauthier et al., 1990 ; Francoeur : Couture et Pilote, 1993 ; Silidor : Carrier et al., 2000).

Le Groupe de Blake River est constitué d'une épaisse séquence de roches volcaniques principalement sous-marines, de composition mafique à intermédiaire, avec une proportion mineure de roches volcaniques felsiques et une affinité magmatique allant de tholéitique à calco-alcaline (Goutier et al., 2007, 2009, 2011 ; Sterckx, 2018 ; Vite-Sanchez et al., 2024, et références citées). En raison de sa richesse en gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) et de l'importance de la compréhension de sa stratigraphie volcanique, de nombreuses datations U-Pb sont disponibles dans la littérature. Toutefois, la stratigraphie n'est pas encore entièrement établie à l'échelle régionale, en raison de la faible extension des unités volcaniques felsiques et de la complexité structurale. Les roches volcaniques sont recoupées par des intrusions mafiques à felsiques, synvolcaniques à syntectoniques, dont plusieurs ont été datées (par exemple : Mortensen, 1993b ; Mueller et al., 2012 ; McNicoll et al., 2014). Parmi ces intrusions, on retrouve de nombreux corps de gabbro subvolcaniques qui recoupent les roches volcaniques du Groupe de Blake River dans la région de Rouyn-Noranda (Goutier, 2017). Certaines de ces intrusions ont été étudiées en détail par Mueller et al. (2009), Kuiper (2010) et Goutier et al. (2011). Cinq échantillons datés inclus dans ce rapport proviennent d'intrusions de gabbro dans la région de Rouyn-Noranda (Figs. 2, 5), tandis qu'un sixième échantillon de cette région provient d'une lentille de rhyolite intercalée avec des unités de tuf andésitique du membre de Stadacona de la Formation de Rouyn-Pelletier (Figs. 2, 5).

Échantillon 06-CD-3037 (gabbro R.M. Nickel ; z9026) : cet échantillon provient d'une phase de gabbro à leucogabbro à grain grossier à pegmatitique (Fig. 29A, B) qui affleure juste à l'ouest d'un chemin forestier orienté sud-nord reliant le village d'Arntfield aux indices Inmont et Four Corners, dans la partie ouest du camp de Noranda (Fig. 4, 26B). Cette roche est probablement altérée, avec une teneur de 48,9 % en poids de SiO₂ et de 12,8 % en poids de CaO (tableau électronique 4). Elle fait partie du gabbro R.M. Nickel, un petit corps irrégulier (moins de 2 km × 2 km) qui recoupe les andésites et andésites basaltiques de la Formation de Duprat-Montbray (Fig. 26B), à moins de 600 mètres à l'est-nord-est du gabbro Horseshoe (voir l'échantillon 08-DK-8286 ci-dessous). Le gabbro a été plissé, et un échantillon prélevé à quelques centaines de mètres au sud de l'échantillon 06-CD-3037 a été daté à 2695,8 ± 1,5 Ma (Mueller et al., 2009). Le gabbro R.M. Nickel était auparavant considéré comme le prolongement du gabbro Horseshoe vers le sud-ouest et du gabbro Dasserat vers l'ouest, mais des textures et compositions contrastées, ainsi que des âges U-Pb différents (voir ci-dessous), indiquent que ces trois corps intrusifs représentent des éléments magmatiques distincts qui ne peuvent être corrélés (Kuiper, 2010).

Cet échantillon de gabbro contient du zircon présentant deux morphologies principales : des fragments xénomorphes et des prismes avec des rapports d'aspect de 2 : 1 à 4 : 1, tous deux incolores (Fig. 29C). Six fractions de grains uniques analysées sont concordantes à quasi-concordantes (discordance de -0,1 à 0,5 %) avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2700,4 \pm 1,8$ Ma à $2693,9 \pm 2,0$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 29C). Les quatre analyses les plus jeunes se chevauchent et ont été utilisées pour calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2695,0 \pm 1,0$ Ma (MSWD = 0,69 ; probabilité de coïncidence = 56 %), interprétée comme l'âge de cristallisation du gabbro R.M. Nickel (tableau 1). Les fractions B1 et C5 présentent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus anciens ($2698,4 \pm 2,4$ Ma et $2700,4 \pm 1,8$ Ma, respectivement), ce qui suggère la présence d'une petite quantité de matériel hérité. Cet âge est très similaire à celui rapporté par Mueller et al. (2012), bien que légèrement plus précis. Un âge de 2695 ± 1 Ma indique que cette unité a été mise en place durant les toutes dernières étapes de la construction du Groupe de Blake River (p. ex. : rhyolite de Mobrun à $2695,8 \pm 0,8$ Ma : McNicoll et al., 2014, et rhyolite du tuf de D'Alembert à $2694,5 \pm 0,9$ Ma : Ross et al., 2011b). Un dyke porphyrique intermédiaire dans la zone Horne Ouest a donné un âge similaire ($2694,5 \pm 0,9$ Ma : Krushnisky et al., 2023).

Échantillon 07-PCT-014 (gabbro de Dufresnoy ; z9314) : cet échantillon provient du gabbro de Dufresnoy, qui affleure dans la partie sud du camp central de Noranda (Figs. 5, 30A). Le gabbro de Dufresnoy possède une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Il est orienté nord-nord-ouest – sud-sud-est et présente un pendage modéré vers le nord-nord-est (50°). Ce gabbro recoupe la séquence hôte des gisements de sulfures massifs volcanogènes du camp central nord et sud. Le déplacement du niveau minéralisé de part et d'autre du gabbro suggère qu'un mouvement inverse apparent (Gibson et Watkinson, 1990) s'est produit dans cette zone, en raison du soulèvement de la succession volcanique sur un côté de l'intrusion, laquelle est sub-parallèle aux strates volcaniques (Goutier et al., 2011 ; Goutier, 2017). Le gabbro échantillonné est à grain grossier, avec des sections pegmatitiques décimétriques plus riches en quartz, feldspath et zircon (Fig. 31A, B), et semble chimiquement frais (60,5 % en poids de SiO_2 , 1,32 % en perte au feu : tableau électronique 4). Cet affleurement présente des textures similaires à celles observées dans d'autres corps gabbroïques de la région de Rouyn-Noranda (Kuiper, 2010).

Cet échantillon contient une abondance de zircon incolore, idiomorphe et de haute qualité, allant de prismes trapus à allongés, avec des rapports d'aspect $\geq 4 : 1$ (Fig. 31C). Une sous-population de grains tabulaires est également présente. Cinq fractions de zircon en grains uniques ont été analysées, et les données sont concordantes à légèrement discordantes (de 0,3 à -0,7 %) avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre $2699,5 \pm 2,1$ Ma et $2697,3 \pm 1,5$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 31C). Une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de quatre analyses (excluant l'analyse D2, discordante inversée, qui a donné l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ le plus ancien) donne un âge de $2697,9 \pm 0,8$ Ma (MSWD = 0,39 ; probabilité de coïncidence = 76 %), interprété comme l'âge de cristallisation du gabbro de Dufresnoy (tableau 1).

L'âge de $2697,9 \pm 0,8$ Ma est similaire à celui obtenu pour la rhyolite du camp central (par exemple, la dacite du lac Turcotte : $2698,3 \pm 1,2/-1,0$ Ma ; David et al., 2011) et pour les unités supérieures de la Formation de Bousquet à l'est ($2699-2696$ Ma ; Lafrance et al., 2005 ; Mercier-Langevin et al., 2007 ; McNicoll et al., 2014). L'âge et le contexte du gabbro de Dufresnoy sont

donc importants pour contraindre l'âge minimum des gisements de sulfures massifs volcanogènes du camp central.

Échantillon 07-CD-3554C (*gabbro de Duprat ; z9344*) : cet échantillon provient du gabbro de Duprat, situé à environ 20 kilomètres au nord-ouest de la ville de Rouyn-Noranda (Fig. 5). Le gabbro forme un corps allongé orienté sud-sud-est – nord-nord-ouest, qui recoupe les roches volcaniques de la Formation de Duprat-Montbray, incluant une rhyolite datée à $2701,4 \pm 1,0$ Ma (McNicoll et al., 2014), à quelques kilomètres au nord-est de l'échantillon 07-CD-3554C. L'échantillon a été prélevé sur un affleurement situé du côté nord-est d'un chemin de gravier, près du contact avec une andésite (Fig. 30B). Bien que l'unité intrusive soit cartographiée comme une diorite, l'emplacement de l'échantillon présente une composition mafique (gabbroïque) avec 46,6 % en poids de SiO₂ (tableau électronique 4). L'échantillon sélectionné provient d'une portion massive de l'unité qui ne semble pas foliée, avec une texture légèrement irrégulière variant de zones à grain moyen à grossier de leucogabbro (Fig. 32A, B).

Du zircon et de la baddeleyite ont été extraits de l'échantillon de gabbro de Duprat. Le zircon présente des morphologies variées, incluant des prismes cassés allant de trapus à allongés, des grains tabulaires et des fragments sub-idiomorphes, de couleur allant de l'incolore au brun pâle (Fig. 32C). Quatre fractions de zircon en grains uniques ont donné des résultats concordants à quasi-concordants (discordance de 0,2 à 0,4 %) avec des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb compris entre $2699,3 \pm 1,7$ Ma et $2697,5 \pm 1,5$ Ma. Les trois analyses les plus concordantes et chevauchantes (A2, B1 et B2) donnent une moyenne pondérée des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de $2698,0 \pm 0,8$ Ma (MSWD = 0,48 ; probabilité de coïncidence = 62 %). La fraction A1 se positionne légèrement à droite du regroupement défini par ces trois analyses, probablement en raison de la présence d'un léger composant hérité plus ancien. La baddeleyite se présente sous forme de grains idiomorphes de couleur brun pâle à brune, dont plusieurs sont cassés (Fig. 32C). Trois fractions de baddeleyite en grains uniques ont été analysées et donnent des résultats discordants (de 0,4 à 0,9 %) avec des âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb allant de $2697,2 \pm 1,5$ Ma à $2694,8 \pm 1,5$ Ma. Une moyenne pondérée de ces âges donne une valeur de $2696,0 \pm 3,0$ Ma, mais avec un MSWD relativement élevé de 2,7 et une faible probabilité de coïncidence de 0,08 %, ce qui indique une certaine dispersion dans les résultats. Ainsi, l'âge de $2698,0 \pm 0,8$ Ma obtenu à partir du zircon est considéré comme une estimation plus robuste de l'âge de cristallisation du gabbro de Duprat (tableau 1).

Échantillon 07-JG-9107 (*gabbro de Dufault ; z9617*) : cet échantillon provient du gabbro de Dufault, une grande intrusion ($\sim 2,7 \times 9$ km) située au nord de Rouyn-Noranda (Fig. 5), dont la composition varie du gabbro à la diorite, jusqu'à l'anorthosite. L'échantillon sélectionné, prélevé sur une petite île du lac Dufault (Fig. 33A), est décrit comme un gabbro pegmatitique à grain grossier contenant du quartz (Fig. 34A, B), mais provient d'une portion de l'intrusion à texture équi-granulaire (désignée comme la phase I du gabbro de Dufault, faciès équi-granulaire, selon Kuiper, 2010). L'échantillon présente une teneur de 57,2 % en poids de SiO₂ et de 1,1 % en poids de TiO₂, avec 206 ppm de Zr (tableau électronique 4). Le gabbro de Dufault est recoupé par le pluton felsique du lac Dufault, daté à $2690,2 \pm 2,1$ Ma (Mortensen, 1993b).

Cet échantillon a fourni du zircon de bonne qualité, principalement incolore à brun pâle, avec des morphologies allant de prismes idiomorphes (rapports d'aspect de 2 : 1 à 5 : 1), à des grains

équants, des fragments subidiomorphes ou des cristaux tabulaires (Fig. 34C). Six grains de zircon individuels ont été analysés, tous légèrement discordants (0,3–0,8 %) avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre $2699,7 \pm 2,1$ Ma et $2696,5 \pm 1,6$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 34C). Les quatre analyses les plus jeunes (B1, B2, B3 et D1) donnent une moyenne pondérée statistiquement robuste de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2697,3 \pm 0,8$ Ma (MSWD = 0,54 ; probabilité de coïncidence = 65 %), interprétée comme l'âge de cristallisation du gabbro de Dufault (tableau 1). Les fractions A1 et C1 présentent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus anciens ($2699,7 \pm 2,1$ Ma et $2699,6 \pm 3,2$ Ma, respectivement), ce qui reflète probablement un héritage mineur.

Cet âge indique que le gabbro de Dufault est contemporain des gabbros de Dufresnoy et de Duprat, confirmant une phase majeure de magmatisme mafique ($\pm$ intermédiaire) synvolcanique dans la partie centrale du Groupe de Blake River. La phase plus jeune du gabbro de Dufault (Dufault II selon Kuiper, 2010) est peut-être seulement légèrement postérieure à la phase I, comme le suggère la présence de xénolithes de rhyolite associées à la rhyolite Fish-roë, datée à $2696,5 \pm 2,4$ Ma (David et al., 2007).

Échantillon 08-DK-8286 (gabbro Horseshoe ; z9878) : cet échantillon provient du gabbro Horseshoe, un corps intrusif fortement allongé et localement stratifié, orienté sud-ouest–nord-est, situé à quelques kilomètres à l'ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 5), qui semble recouper des unités volcaniques déjà plissées. L'échantillon provient d'une petite colline au sud du chemin de gravier, près du contact nord-ouest avec des roches volcaniques felsiques à intermédiaires de la Formation de Duprat-Montbray (Fig. 33B). Comme mentionné précédemment pour le gabbro R.M. Nickel, le gabbro Horseshoe était auparavant considéré comme le prolongement du gabbro R.M. Nickel vers le nord-est et du gabbro Dasserat vers le nord, mais des textures et compositions contrastées, ainsi que des âges U-Pb différents (voir ci-dessous), indiquent que ces trois corps intrusifs représentent des éléments magmatiques distincts qui ne peuvent être corrélés (Kuiper, 2010). L'échantillon sélectionné pour la géochronologie provient d'une zone d'affleurement plate (Fig. 35A) et présente une coloration sombre sur une surface fraîche (Fig. 35B), avec une composition intermédiaire à felsique contenant 66,3 % en poids de SiO_2 , 0,52 % en poids de TiO_2 et 311 ppm de Zr (tableau électronique 4), ce qui suggère qu'il s'agit d'une partie plus felsique (tonalitique).

Le zircon extrait de cet échantillon de gabbro présente des formes idiomorphes et, dans une moindre mesure, prismatiques (Fig. 35C). Cinq fractions de grains uniques et cinq fractions multigrains ont été analysées, toutes ayant subi une abrasion chimique. Les données sont concordantes à fortement discordantes (jusqu'à 17,7 %) avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre $2702,8 \pm 3,2$ Ma et $2677,7 \pm 2,5$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 35C). Huit des dix analyses définissent une ligne de régression avec une interception supérieure à $2700,2 \pm 0,9$ Ma et une intersection inférieure à 58 ± 20 Ma (MSWD = 1,2 ; probabilité de coïncidence = 30 %). La fraction D1-8 se positionne légèrement à gauche de la ligne de discordia, indiquant une composante supplémentaire de perte de plomb. La fraction CD16-1, qui donne un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nettement plus jeune et concordant de $2677,7 \pm 2,5$ Ma, indique un second épisode de croissance du zircon.

L'âge de $2700,2 \pm 0,9$ Ma obtenu sur le zircon pourrait représenter l'âge de cristallisation du gabbro Horseshoe. Toutefois, compte tenu de l'âge d'environ 2700 Ma des roches environnantes, de la nature discordante du gabbro et du fait qu'il semble recouper une stratigraphie volcanique

déjà plissée, cet âge pourrait également refléter un héritage local, comme le suggère Kuiper (2010). Alternativement, l'âge de $2677,7 \pm 2,5$ Ma obtenu pour l'échantillon 08-DK-8286 pourrait représenter l'âge réel de l'unité. Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour valider l'âge du gabbro Horseshoe.

Échantillons 06-PBA-385B et C (Membre de Stadacona, Formation Rouyn-Pelletier, rhyolite ; z9312) : ces échantillons proviennent d'une bande étroite de rhyolite orientée est-ouest, située au sommet (au nord) ou dans la partie supérieure de l'unité volcanoclastique mafique de Stadacona (membre de Stadacona, Formation de Rouyn-Pelletier : Ross et al., 2007, 2008, 2011a, b), au sud de la ville de Rouyn-Noranda (Figs. 2 et 5). Les échantillons datés proviennent d'une vaste zone d'affleurement qui a depuis été partiellement excavée dans le cadre d'activités de carrière en cours (Fig. 36A). La rhyolite apparaît massive à localement volcanoclastique, est modérément foliée, et se caractérise par 5 à 10 % en volume de microphénocristaux de quartz et de feldspath (plagioclase) (≤ 3 mm) dans une matrice très fine (Fig. 37A, B). Une analyse géochimique de cette rhyolite indique une signature très felsique avec 75,6 % en poids de SiO_2 , 11,5 % en poids d' Al_2O_3 et 0,26 % en poids de TiO_2 , avec 228 ppm de Zr.

L'échantillon de rhyolite PBA06-385C (z9312) contenait seulement quelques zircons, de morphologies et couleurs variées (Fig. 37C). La présence de formes arrondies ou de terminaisons émoussées suggère que plusieurs grains pourraient être hérités. Malgré ces caractéristiques, l'analyse ID-TIMS de cinq fractions de grains uniques abrasés physiquement a fourni des données relativement cohérentes. Trois des cinq analyses donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre $2701,7 \pm 2,1$ Ma et $2701,4 \pm 3,0$ Ma, et les cinq analyses sont colinéaires, définissant une intersection supérieure à $2702,3 \pm 2,8$ Ma et une intersection inférieure à 1003 ± 120 Ma (MSWD = 1,6 ; probabilité de coïncidence = 19 %) (tableau électronique 2 ; Fig. 37C). Compte tenu des indices d'héritage potentiel dans cet échantillon, l'âge de $2702,3 \pm 2,8$ Ma est considéré de manière conservatrice comme l'âge maximal de cristallisation de la rhyolite du membre de Stadacona.

L'échantillon de rhyolite PBA06-385B (z9114) a fourni un nombre limité de zircon, avec des morphologies et des couleurs variées (Fig. 38A), ce qui suggère la présence potentielle de xénocristaux ou de grains hérités provenant des roches encaissantes. Les tentatives initiales de datation de cette roche par la méthode ID-TIMS ont donné des résultats disparates, et aucun âge de cristallisation n'a pu être déterminé à partir de cet ensemble de données (McNicoll et al., 2014). Les grains de zircon restants ont été montés et analysés par la méthode SHRIMP. Un total de 29 analyses sur 29 grains individuels a donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants à quasi-concordants, compris entre 2754 ± 48 Ma et 2602 ± 28 Ma, ainsi qu'une analyse plus ancienne, discordante (5,8 %) à 2814 ± 24 Ma (tableau électronique 3 ; Fig. 38B). Sur un diagramme de densité de probabilité, les données définissent un pic dominant autour de 2696 Ma, avec une petite épaule vers 2710 Ma et un pic secondaire vers 2604 Ma. Les 20 analyses qui composent le pic principal donnent une moyenne pondérée de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2697,5 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 1,4 ; probabilité de coïncidence = 14 %). Cette moyenne pondérée est en accord avec l'âge TIMS obtenu pour l'échantillon PBA06-385C. Si cette interprétation est correcte, alors les données combinées suggèrent que les grains de zircon proviennent d'une seule source ou, alternativement, de plusieurs sources d'âge très similaire.

Un âge $\leq 2702,3 \pm 2,8$ Ma obtenu sur le zircon de cette rhyolite du membre de Stadacona est cohérent avec des âges similaires dans la région (par exemple, $2700,6 \pm 0,9$ Ma pour la rhyolite d'Evain : McNicoll et al., 2014, et $2700,6 \pm 1,6$ Ma pour une rhyolite du membre Fish-roe de la Formation de Rouyn-Pelletier au sud du membre de Stadacona : Lafrance et al., 2005).

Secteur Bousquet-Cadillac

Le secteur Bousquet–Cadillac comprend les camps miniers de Doyon–Bousquet–LaRonde et de Cadillac, situés à environ 50 kilomètres à l'est de Noranda. Cette région a produit, et produit encore, des quantités significatives de métaux usuels et précieux, et demeure une zone d'exploration de premier plan.

Le camp minier de Doyon–Bousquet–LaRonde est l'un des plus grands districts de SMV (sulfures massifs volcanogènes) au Canada (Galley et al., 2007 ; Dubé et al., 2007a). Il figure également parmi les plus importants districts aurifères du pays (Mercier-Langevin et al., 2017a, 2020). Le camp abrite différents styles de minéralisation, incluant des gisements de SMV riches en or, des gisements aurifères disséminés et en stockwerk, ainsi que des gisements associés à des intrusions (Dubé et al., 2007a ; Yergeau et al., 2022a, b ; Galley et Mercier-Langevin, 2025). Les gisements du camp ont produit un total cumulé de 107,5 Mt de minerai à une teneur moyenne de 4,85 g/t Au à la fin de 2019 (soit 521 t d'or : Mercier-Langevin et al., 2021a, b). La production passée, les réserves actuelles et les ressources estimées du camp totalisent environ 894 t d'or (Mercier-Langevin et al., 2021a, b). Les gisements du camp minier de Doyon–Bousquet–LaRonde sont encaissés dans les roches volcaniques du Groupe de Blake River, daté entre 2704 et 2695 Ma. Ce groupe est limité structurellement au nord par la zone de faille du lac Parfouru, orientée sud-est, qui sépare le Groupe de Blake River des roches sédimentaires du Groupe de Kewagama (<2687 Ma ; Davis, 2002), lequel appartient à l'assemblage de Porcupine (Lafrance et al., 2003). Au sud, le Groupe de Blake River est surmonté par les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac, qui fait également partie de l'assemblage de Porcupine (<2689 Ma dans le secteur du gisement LaRonde Penna : Mercier-Langevin et al., 2007). Plus au sud encore, les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac sont tronquées par la zone de faille de Larder Lake–Cadillac, orientée est-ouest (Poulsen, 2017 et références citées).

Le camp minier de Cadillac abrite de nombreux gisements d'or orogéniques, généralement de petite taille, qui ont été exploités par le passé (Dubé et Gosselin, 2007 ; Mercier-Langevin et al., 2017b). Ces gisements aurifères sont spatialement associés à la zone de faille de Larder Lake–Cadillac (Trudel et al., 1992 ; Simard et al., 2013), une structure crustale orientée est-ouest qui sépare la ceinture de roches vertes de l'Abitibi au nord de la sous-province du Pontiac au sud (Card, 1990 ; Daigneault et Archambault, 1990 ; Daigneault et al., 2002 ; Percival, 2007). La zone de faille de Larder Lake–Cadillac se caractérise par divers styles de déformation le long de son tracé, résultant d'une longue histoire d'extension, de compression et de déformation transpressive (Robert, 1989 ; Bleeker, 2012 ; Bedeaux et al., 2017 ; Poulsen, 2017), impliquant un raccourcissement nord-sud et une déformation locale en décrochement (Daigneault et al., 2002 ; Robert et al., 2005). De nombreux districts aurifères majeurs et gisements sont spatialement associés à des failles de second et de troisième ordre reliées à la zone de faille de Larder Lake–

Cadillac (par exemple : Sigma–Lamaque à Val-d’Or et Kerr–Addison à Larder Lake ; Robert et Poulsen, 1997 ; Dubé et Gosselin, 2007 ; Dubé et Mercier-Langevin, 2020).

Échantillon LAPL-2008-011 (conglomérat du Groupe de Cadillac ou Timiskaming ; z9903) cet échantillon provient d’une unité de conglomérat polygénique affleurant à quelques centaines de mètres à l’ouest de la route 395, entre l’autoroute 117 et le complexe métallurgique de LaRonde (Figs. 2, 4 et 36B). Une colline sous la ligne électrique présente de nombreux affleurements où le conglomérat est exposé. Le conglomérat forme une lentille allongée orientée est-ouest, pouvant atteindre quelques centaines de mètres d’épaisseur, encadrée par des bandes de roches sédimentaires à grain plus fin (grès) appartenant à la succession turbiditique du Groupe de Cadillac, au nord du Groupe de Piché et de la faille de Cadillac (Lafrance et al., 2003). Les roches du Groupe de Cadillac ont été datées à $<2687 \pm 3$ Ma (unité de grès juste au nord du conglomérat échantillonné ; Davis, 2002), à $<2687,4 \pm 1,2$ Ma dans le secteur de la mine Doyon à l’ouest (Lafrance et al., 2005), et à $<2689 \pm 2$ Ma à la mine LaRonde Penna (Mercier-Langevin et al., 2007), située à quelques centaines de mètres au nord de cet emplacement. Le conglomérat est fortement déformé et présente une foliation inclinée fortement vers le sud (Fig. 39A), bien que la déformation soit distribuée de manière hétérogène et que certains lits soient relativement bien préservés, montrant des clastes polygéniques généralement bien arrondis (Fig. 39B). Il contient des clastes de roches porphyriques, de veines de quartz, ainsi que de petits clastes altérés en mica vert (fuchsite), abondants localement, rappelant les conglomérats du Timiskaming ailleurs dans la ceinture de l’Abitibi. Un lit contenant des clastes généralement plus fins et une matrice plus abondante (grès) a été sélectionné pour l’échantillonnage. Bien qu’aucune altération ne soit visible, une analyse géochimique sur roche entière suggère une altération significative à chlorite et à ankérite, avec 11,91 % en poids de CaO et 9,07 % en poids de CO₂ (tableau électronique 4). Fait intéressant, cette bande de roches sédimentaires héberge de nombreux indices aurifères et une partie des zones minéralisées du camp de Cadillac, situé à quelques kilomètres à l’est (Trudel et al., 1992 ; Mercier-Langevin et al., 2017b). Bien que ce conglomérat soit considéré comme faisant partie du Groupe de Cadillac, il a été échantillonné afin de tester l’hypothèse d’un âge plus jeune et d’une association possible avec le Groupe de Timiskaming, puisque des lentilles de roches du Timiskaming ont récemment été identifiées dans le Groupe de Cadillac plus à l’est (Pilote et al., 2014 ; David et al., 2018).

Les zircons extraits de ce conglomérat sont de couleur brun pâle à incolore, principalement idiomorphes à subidiomorphes, sous forme de cristaux prismatiques (rapports d’aspect de 2 : 1 à 4 : 1) (Figs. 39 et 40), dont plusieurs présentent une zonation oscillatoire bien marquée au microscope. Quelques grains arrondis sont également présents. Sur un total de treize fractions de grains uniques analysées par la méthode ID-TIMS, cinq proviennent de zircons abrasés chimiquement (A2-1, A4-1, A6-1, A8-1 et A8-2), les autres ayant été abrasés physiquement, sans différence significative de discordance entre les résultats. À l’exception d’une analyse fortement discordante (10,7 %) (A2-1), les analyses donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de $2729,4 \pm 1,4$ Ma à $2671,7 \pm 1,5$ Ma (tableau électronique 2 ; Fig. 39). La fraction A4-1 donne un résultat légèrement discordant inversé (-0,3 %), mais compte tenu de sa teneur relativement élevée en plomb radiogénique et de sa faible proportion de plomb commun, son âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2672 ± 2 Ma est considéré comme une estimation fiable de l’âge maximum de déposition du conglomérat (tableau 1). Si cette interprétation est correcte, cela suggère que l’échantillon de conglomérat LAPL-2008-

011 appartient au Groupe de Timiskaming plutôt qu'au Groupe de Cadillac. Cette bande de conglomérat représente donc très probablement une unité d'âge Timiskaming jusqu'ici non reconnue, située au sud du complexe minier LaRonde Penna et au nord du Groupe de Piché et de la zone de faille de Cadillac.

Les analyses SHRIMP de 44 grains de zircon provenant de cet échantillon donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de 3117 ± 14 Ma à 2651 ± 58 Ma (Fig. 40, encadré ; tableau électronique 3). Sur le diagramme de distribution de densité de probabilité, les données définissent un pic dominant autour de 2696 Ma (représentant 86 % des analyses), avec une petite épaule vers 2745 Ma. Deux grains concordants plus anciens définissent des pics mineurs à 3117 et 2915 Ma. Le pic principal à 2696 Ma pourrait refléter une provenance dominante des roches volcaniques les plus jeunes du Groupe de Blake River, datées autour de 2696 ± 5 Ma, ainsi que de plutons tonalitiques synvolcaniques contemporains (par exemple : McNicoll et al., 2014). Les grains détritiques plus anciens d'âge mésoarchéen pourraient indiquer une provenance depuis l'arrière-pays situé au nord ou au nord-est, comme le suggèrent Frieman et al. (2017), étant donné qu'aucune source locale de matériel mésoarchéen n'est connue (à l'exception peut-être de roches sédimentaires remaniées telles que la Formation de Caste : Feng et Kerrich, 1991 ; Davis, 2002).

Échantillons n'ayant pu être datés

Cinq échantillons prélevés entre 2006 et 2010 dans le cadre des projets IGC-3 et Plan Cuivre n'ont fourni que des xénocristaux de zircon ou aucun minéral approprié pour l'analyse, et n'ont donc pas permis d'obtenir de datation. Malgré l'échec des datations U-Pb, des informations sur ces échantillons sont présentées dans le tableau électronique 5 afin que les chercheurs futurs, étudiant ces unités, soient informés des défis potentiels en géochronologie.

REMARQUES FINALES

Ce rapport publie vingt (20) âges U-Pb haute précision obtenus par la méthode TIMS sur zircon et titanite, provenant d'unités volcaniques, sédimentaires et intrusives de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (districts miniers de Chibougamau, Val-d'Or et Rouyn-Noranda). La plupart de ces âges, générés dans le cadre de programmes conjoints antérieurs de recherche et de cartographie menés par la Commission géologique du Canada et le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, ont été mentionnés dans des résumés de conférences, des rapports et des thèses, mais n'avaient jamais été publiés officiellement avec l'ensemble des données analytiques et des informations. Parmi les âges présentés ici, certains constituent des points d'ancrage importants pour contraindre l'évolution géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, incluant la possibilité de discontinuités structurales majeures jusqu'alors inconnues. Le rapport inclut également une occurrence nouvellement reconnue de conglomérat du Groupe de Timiskaming, auparavant attribuée aux turbidites plus anciennes du Groupe de Cadillac, au sud du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde.

Les âges U-Pb rapportés ici s'ajoutent à une richesse croissante de contraintes géochronologiques dans la ceinture de l'Abitibi, faisant de celle-ci l'une des ceintures de roches vertes les mieux

documentées au monde et contribuant à établir des bases solides pour approfondir notre compréhension de la géologie et de la métallogénie durant l'Archéen.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été, pour la plupart des échantillons, initiée au cours de la phase 3 (2005-2010) de l'Initiative géoscientifique ciblée de même que le *Plan Cuivre*, projets entrepris conjointement entre la CGC, le MRNF, et la CGO. De nombreux collègues et étudiants ont été impliqués dans ces projets, plusieurs ayant directement impliqués dans la sélection et le prélèvement des échantillons documentés dans ce rapport, incluant : J. Ayer (CGO), C. Dion (MRNF), T. Hart (CGO), R. Kirkham (CGC), D. Kuiper (Université Laurentienne), M. Legault (MRNF), R. Marquis (MRNF), R. Parrish (CGC), J. Percival (CGC), F. Robert (CGC), P.-S. Ross (INRS), P. Roy (MRNF), A. Simard (MRNF), D. Sinclair (CGC), P. Thurston (Université Laurentienne), and O. van Bremen (CGC). Les auteurs tiennent à exprimer leur profonde gratitude envers les nombreux partenaires industriels et universitaires pour l'accès aux échantillons, aux données et pour leur soutien scientifique. Le personnel des laboratoires de géochronologie de la Commission géologique du Canada à Ottawa est également remercié pour son aide dans la production des données U-Pb par ID-TIMS et SHRIMP. M. Boutin a contribué à la réalisation de certaines figures. Merci à D. Hnatyshin et J. Moorhead pour leur révision constructive du manuscrit.

RÉFÉRENCES

Allard, G.O., 2002, Roof rock assimilation in the Doré Lake Complex and its influence on vanadium concentration, *Dans* Taner, M.F., Riveros, P.A., Dutrizac, J.E., Gattrell, M., et Perron, L., éd., Vanadium—geology, processing and applications: Metallurgy and Materials Society, 41st Annual Conference of Metallurgists of Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, Québec, Proceedings, p. 29–35.

Allard, G.O., Daigneault, R., et Gobeil, A., 1990, Part 2: Stratigraphic setting of the Chibougamau region, *Dans* Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt, Quebec (IAGOD International geological 1990 meeting, Field Trip 3), *Édité par* J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault, Geological Survey of Canada, Open File 2158, p. 50–62.

Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A., et Baker, D., 1979, Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau; Association minéralogique du Canada, Congrès de Québec (Université Laval), Livret guide excursion B1, 94 p.

Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Poitras, A., et Tremblay, C., 1993, Les éléments du groupe du platine dans la partie Québécoise de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 91-04, 100 p.

Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R., et Rafini, S., 2017, Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada: Ore Geology Reviews, v. 42, p. 49–69.

Bélanger, J., 1979, Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec: Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada, 83 p.

Berthelot, P., 2008, Rapport de la campagne de forage 2007 sur la propriété Kinojévis, Secteur St-Mathieu, Ressources Cartier: Ministère des Ressources naturelles, GM63531, 138 p.

Bleeker, W., 2012, Lode gold deposits in ancient deformed and metamorphosed terranes: The role of extension in the formation of Timiskaming basins and large gold deposits, Abitibi greenstone belt—a discussion: Ontario Geological Survey Open File Report 6280, p. 47-1–47-12.

Bleeker, W., et Parrish, R.R., 1996, Stratigraphy and U – Pb zircon geochronology of Kidd Creek: implications for the formation of giant volcanogenic massive sulphide deposits and the tectonic history of the Abitibi greenstone belt: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 33, p. 1213–1231.

Bleeker, W., Parrish, R.R., et Sager-Kinsman, A., 1999, High-precision U-Pb geochronology of the late Archean Kidd Creek deposit and Kidd volcanic complex: Economic Geology Monograph 10, p. 43–70.

Boily, M., Pilote, P., et Raillon, H., 1989, La métallogénie des métaux de haute technologie en Abitibi-Témiscamingue: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, MB 89-29, 108 p., 1 map.

Boily-Auclair, E., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., et Pitre, D., 2020, Stratigraphic setting of the LZ5 and Ellison mineralized zones, LaRonde Zone 5 Project, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec: Geological Survey of Canada, Open File 8712, p. 57–73.

Boily-Auclair, E., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., et Pitre, D., 2022, Alteration and ore assemblages of the LaRonde Zone 5 (LZ5) deposit and Ellison mineralized zones, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec: Geological Survey of Canada, Open File 8867, 48 p.

Card, K.D., 1990, A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion: Precambrian Research, v. 48, p. 99–156.

Card, K.D., et Poulsen, K.H., 1998, Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield: Geological Survey of Canada, Geology of Canada No. 7, p. 13–194.

Carrier, A., Jébrak, M., Angelier, J., et Holyland, P., 2000, The Silidor deposit, Rouyn-Noranda district, Abitibi belt: Geology, structural evolution and paleostress modeling of an Au quartz vein-type deposit in an Archean trondhjemite: Economic Geology, v. 95, p. 1049–1065.

Cattalani, S., Barrett, T.J., MacLean, W.H., Hoy, L., Hubert, C., et Fox, J.S., 1993, Métallogénèse des gisements Horne et Quemont (région de Rouyn-Noranda): Ministère des Ressources

naturelles, ET 90-07, 121 p., 4 cartes.

Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J.K., 1992, Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2211–2225.

Cimon, J., et Gobeil, A., 1976, The Stella Formation, its implication for the genesis and the relative age of the mineralization in the Chibougamau mining camp; Ministère des Ressources naturelles, GM 69596, 25 p.

Corfu, F., 1993, The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology: *Economic Geology*, v. 88, p. 1323–1340.

Côté-Mantha, O., Daigneault, R., Gaboury, D., Chartrand, F., et Pilote, P., 2012, Geology, alteration, and origin of Archean Au-Ag-Cu mineralization associated with the synvolcanic Chibougamau pluton: The Brosman prospect, Abitibi greenstone belt, Canada: *Economic Geology*, v. 107, p. 909–934.

Couture, J.-F., et Goutier, J., 1996, Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda: Ministère des Ressources naturelles, MB 96-06, 102 p.

Couture, J.F., et Pilote, P., 1993, The geology and alteration patterns of a disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit; the Francoeur 3 deposit, Rouyn-Noranda, Quebec: *Economic Geology*, v. 88, p. 1664–1684.

Cumming, G.L., et Richards, J.R., 1975, Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 28, p. 155–171.

Daigneault, R., et Allard, G.O., 1990, Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau–sous-province de l’Abitibi); Ministère de l’Énergie, des Mines et des Ressources du Québec, MM 89-03, 275 p.

Daigneault, R., et Archambault, G., 1990, Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l’Abitibi: *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*, p. 43–64.

Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G.O., 1990, Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1714–1736.

Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2002, Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 261–290.

Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2004, Abitibi greenstone belt plate tectonics: The diachronous history of arc development, accretion and collision: *The Precambrian Earth: Tempos*

and Events, Elsevier, p. 88–103.

David, J., 2020, Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur et de Churchill effectuées au GEOTOP en 2017-2018: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, MB 2020-05, 29 p.

David, J., Davis, D.W., Dion, C., Goutier, J., Legault, M., et Roy, P., 2007, Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2006-2006: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2007-01, 17 p.

David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C., et Barbe, P., 2011, Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2010-11, 37 p.

David, J., Simard, M., Bandyayera, D., Goutier, J., Hammouche, H., Pilote, P., Leclerc, F., et Dion, C., 2012, Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2012-01, 33 p.

David, J., Pilote, P., Hammouche, H., Leclerc, F., et Talla Takam, F., 2018, Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2013-14: Ministère des Ressources naturelles, RP 2017-03, 43 p.

Davis, D.W., 2002, U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics: *Precambrian Research*, v. 115, p. 97-117.

Davis, D., David, J., Dion, C., Goutier, J., Bandyayera, D., Rhéaume, P., et Roy, P., 2005, Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004): Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2005-02, 20 p.

Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F., et Dion, C., 2014, Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, RP 2014-05, 62 p.

Davis, W.J., McNicoll, V.J., Bellerive, D.R., Santowski, K., et Scott, D.J., 1997, Modified chemical procedures for the extraction and purification of uranium from titanite, allanite and rutile in the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada: Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 10: Geological Survey of Canada, Current Research 97-F, p. 33–35.

Davis, W.J., Pestaj, T., Rayner, N., et McNicoll, V.M., 2019, Long-term reproducibility of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age at the GSC SHRIMP lab based on the GSC Archean reference zircon z1242: Geological Survey of Canada, Scientific Presentation 111, 1 poster.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982, Evolution of the south-central part of

the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1729–1758.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M., 1983, Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1355–1373.

Dion, C., et Maltais, G., 1998, La mine d'or Joe Mann: Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 98-03, p. 125–131.

Dubé, B., et Gosselin, P., 2007, Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits: Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Special Publication no. 5, p. 49–73.

Dubé, B., et Guha, J., 1992, Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization: Cooke mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Economic Geology*, v. 87, p. 1525–1540.

Dubé, B., et Mercier-Langevin, P., 2020. Gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: *Society of Economic Geologists Special Publication* 23, p. 669–708.

Dubé, B., Poulsen K.H., et Guha, J., 1989, The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones: The Norbeau mine, Quebec: *Economic Geology*, v. 84, p. 871–878.

Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., et Galley, A., 2007a, Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Special Publication 5, p. 75–94.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Lafrance, B., Gosselin, G., et Gosselin, P., 2007b, The LaRonde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulphide deposit, Abitibi, Quebec: Mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration: *Economic Geology*, v. 102, p. 633–666.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Kjarsgaard, I., Hannington, M., Bécu, V., Côté, J., Moorhead, J., Legault, M., et Bédard, N., 2014, The Bousquet 2-Dumagami world-class Archean Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Quebec: Metamorphosed submarine advanced argillic alteration footprint and genesis: *Economic Geology*, v. 109, p. 121–166.

Ducharme, Y., Stevenson, R.K., et Machado, N., 1997, Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and La Mothe leucogranites, Abitibi subprovince: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1059–1071.

Feng, R., et Kerrich, R., 1991, Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3437–3441.

Ford, G.M., 1974, Campbell Chibougamau Mines Ltd - Mainland property, assessment report; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-30763.

Frieman, B.M., Kuiper, Y.D., Kelly, N.M., Monecke, T., et Kylander-Clark, A., 2017, Constraints on the geodynamic evolution of the southern Superior Province: U-Pb LA-ICP-MS analysis of detrital zircon in successor basins of the Archean Abitibi and Pontiac subprovinces of Ontario and Quebec, Canada: *Precambrian Research*, v. 292, p. 398–416.

Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R., et Riverin, G., 1995, The seafloor formation of volcanogenic massive sulphide: Evidence from the Ansil deposit, Rouyn-Noranda, Canada: *Economic Geology*, v. 90, p. 2006–2017.

Galley, A.G., Hannington, M.D., et Jonasson, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits: Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Special Publication no. 5, p. 141–161.

Galley, A.G., et Mercier-Langevin, P., 2025, Mineralization and alteration at the Doyon deposit, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Québec, Canada: Example of an Archean subsea-floor Au(-Cu) porphyry-epithermal-style system: Geological Survey of Canada, Open File 9238, 141 p.

Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D., et Gagnon, Y., 1990, Controls on the location of gold mineralization within the Cadillac tectonic zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi belt, Quebec: *CIM Special Volume 43*, p. 185–198.

Gibson, H.L., et Galley, A.G., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Quebec: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 533-552.

Gibson, H.L., et Watkinson, D.H., 1990, Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec: *CIM Special Volume 43*, p. 119–132.

Goldie, R., Kotila, B., et Seward, D., 1979, The Don Rouyn mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec: *Economic Geology*, v. 74, p. 1680–1684.

Goutier, J., 1997, Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07-200-0201): Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, RG 96-13, 37 p., 1 map.

Goutier, J., 2017, Chapitre 5: (Day 3 – Part I) Geology of the Blake River Group: Geological Survey of Canada, Open File 8317, p. 31–39.

Goutier, J., Dion, C., Legault, M., Ross, P.-S., McNicoll, V.J., de Kemp, E., Percival, J.A., Monecke, T., Bellefleur, G., Mercier-Langevin, P., Lauzière, K., Thurston, P., et Ayer, J., 2007, Units in the Blake River Group: Correlations, geometry and mineral potential: Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2007, p. 99.

Goutier, J., McNicoll, V., Dion, C., Lafrance, B., Legault, M., Ross, P.-S., Mercier-Langevin, P., Cheng, L.-Z., de Kemp, E., et Ayer, J., 2009, L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-3 sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, GM 64195, p. 9–13.

Goutier, J., Mercier-Langevin, P., McNicoll, V., et Ayer, J., 2010, The Abitibi Subprovince: Its evolution and its VMS deposits – an overview: Geological Survey of Western Australia, Record 2010/20, p. 37–41.

Goutier, J., Ross, P.-S., McNicoll, V., Dion, C., Mercier-Langevin, P., Thurston, P., Dubé, B., et Gibson, H., 2011, Day 1: Geology, stratigraphy and geochronology of the Blake River Group and relationships with VMS deposits: Geological Survey of Canada, Open File 6869, p. 10–21.

Guay, F., 2018, Minéralisation aurifères et déformation de l'indice aurifère « rive du lac Malartic », sous-province de l'Abitibi; unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, 136 p.

Guay, F., Pilote, P., Daigneault, R., et V. McNicoll, 2018, Early gold-bearing quartz veins within the Rivière-Héva fault zone, Abitibi subprovince, Quebec, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 55, p. 1139–1157.

Guha, J., Dubé, B., Pilote, P., Chown, E.H., Archambault, G., et Bouchard, G., 1988, Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada: Mineralium Deposita, v. 23, p. 293–298.

Guha, J., Chown, E.H., Archambault, G., Barnes, S.-J., Brisson, H., Daigneault, R., Dion, C., Dube, B., Mueller, W., et Pilote, P., 1990, Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of an Archaean greenstone belt; Chibougamau mining district: University of Western Australia 24: p. 121–166.

Hannington, M.D., Barrie, C.T., et Bleeker, W., 1999, The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi subprovince, Canada: Economic Geology Monograph 10, p. 1–30.

Houlé, M., Leshner, C.M., et Préfontaine, S., 2017, Physical volcanology of komatiites and Ni-Cu-(PGE) deposits of the southern Abitibi greenstone belt: Reviews in Economic Geology, v. 19, p. 103–132.

Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., et Essling, A.M., 1971, Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U: Physical Review C, v. 4, p. 1889–1906.

Joanisse, A., 1998, Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré: Unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada, 51 p.

Kirkham, R.V., 1972, Geology of copper and molybdenum deposits; Survey of Canada, Paper 72-1, p. 82–87.

Knuckey, M.J., Comba, C.D.A., et Riverin, G., 1982, Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec: Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 255–295.

Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637–649.

Krushnisky, A., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Goutier, J., McNicoll, Moore, L., Monecke, T., Jackson, S.E., Yang, Z., Petts, D.C., et Pilote, C., 2023, Geology and controls on gold enrichment at the Horne 5 deposit and implications for the architecture of the gold-rich Horne volcanogenic massive sulfide complex, Abitibi greenstone belt, Canada: *Economic Geology*, v. 118, p. 285–318.

Kuiper, D., 2010, Geology, geochemistry, and geochronology of the Dufault, Séguin and Horseshoe gabbroic-dioritic intrusions, Blake River Group (2704-2695 Ma), Abitibi Subprovince, Québec: Unpublished M.Sc. thesis, Laurentian University, Sudbury, Canada, 130 p.

Lafrance, B., Moorhead, J., et Davis, D., 2003, Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, ET 2002-07, 43 p., 1 map.

Lafrance, B., Davis, D.W., Goutier, J., Moorhead, J., Pilote, P., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Galley, A.G., et Mueller, W.U., 2005, Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2005-01(A), 15 p.

Lafrance, V., 2015, Caractérisation de l'environnement géologique de la mine Marbridge, Abitibi, Québec: Unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada, 140 p.

Leclerc, F., Roy, P., Fallara, F., McNicoll, V., Keating, P., Houle, P., Cheng, L.Z., Rabeau, O., Harris, L.B., et Bédard, J.H., 2009, Application des nouvelles technologies en géologie régionale: Impacts dans le secteur de Chibougamau: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, MB 2009-09, p. 37–40.

Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., van Breemen, O., et Goulet, N., 2012, Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada: *Economic Geology*, v. 107, p. 963–989.

Ludwig, K.R., 2009, SQUID 2: A User's Manual, rev. 12 Apr, 2009: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 5, 110 p.

Ludwig, K.R., 2012, Isoplot 3.75–4.15, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5, 75 p.

Magnan, M., Pilote, P., et Daigneault, R., 1998, Minéralisations et altérations à la mine Copper Rand, Chibougamau; Ministère des Ressources naturelles, ET 98-01, 34 p.

Mattinson, J., 2005, Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages: *Chemical Geology*, v. 220, p. 47–66.

McNicoll, V., Dubé, B., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dion, C., Monecke, T., Ross, P.-S., Thurston, P., Pilote, P., Bédard, J., Leclerc, F., Bécu, V., Percival, J., Legault, M., Gibson, H., et Ayer, J., 2008, Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre : incidences pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, DV 2008-06, p. 40.

McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J., et Gibson, H., 2014, U-Pb geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration: *Economic Geology*, v. 109, p. 27–59.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., David, D.W., Lafrance, B., et Gosselin, G., 2007, The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geology and geochronology: *Economic Geology*, v. 102, p. 585–609.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Goutier, J., McNicoll, V., Dion, C., Monecke, T., Gibson, H., Bécu, V., et Galley, A., 2009, Les sulfures massifs volcanogènes de la Sous-province de l'Abitibi; aspects principaux et implications pour l'exploration, avec accent sur le Groupe de Blake River et les sulfures massifs volcanogènes riches en or: Ministère des Ressources naturelles, MB 2009-09, p. 23-27.

Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Ross, P.-S., McNicoll, V., Monecke, T., Dion, C., Dubé, B., Thurston, P., Bécu, V., Gibson, H., Hannington, M., et Galley, A., 2011a, The Blake River Group of the Abitibi greenstone belt and its unique VMS and gold-rich VMS endowment: Geological Survey of Canada, Open File 6869, 61 p.

Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., et Bécu, V., 2011b, The gold content of volcanogenic massive sulphide deposits: *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 509-539.

Mercier-Langevin, P., Gibson, H.L., Hannington, M.D., Goutier, J., Monecke, T., Dubé, B., et Houlé, M.G., 2014a, A special issue on Archean magmatism, volcanism and ore deposits: Part 2. Volcanogenic massive sulfide deposits – Preface: *Economic Geology*, v. 109, p. 1–9.

Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., et Guha, J., 2014b, The Lemoine auriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau camp, Abitibi greenstone

belt, Québec, Canada: geology and genesis: *Economic Geology*, v. 109, p. 231–269.

Mercier-Langevin, P., Goutier, J., et Dubé, B., 2017a, Precious and base metal deposits of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: A field trip to the 14th Biennial Society for Geology Applied to Mineral Deposits meeting: Geological Survey of Canada, Open File 8317, 86 p.

Mercier-Langevin, P., Simard, M., Dubuc, R., Côté, J., Doucet, P., Daigneault, R., et Gaboury, D., 2017b, Geology of the Lapa orogenic gold deposit: *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 247–262.

Mercier-Langevin, P., Lawley, C.J.M., Castonguay, S., Dubé, B., Bleeker, W., Pinet, N., Bécu, V., Pilote, J.-L., Jackson, S.E., Wodicka, N., Honsberger, I.W., Davis, W.J., Petts, D.C., Yang, Z., Jautzy, J., et Lauzière, K., 2020, Targeted Geoscience Initiative 5, Gold Project: A summary of contributions to the understanding of Canadian gold systems: Geological Survey of Canada, Open File 8712, p. 1-30.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Fortin, D., 2021a, Le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde : Aperçu historique et géologique d'un camp exceptionnel : *Ressources & Industrie – Mines*, v. 7, No. 1, p. 46–63.

Mercier-Langevin P., Dubé, B., et Fortin, D., 2021b, The Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp – Historical and geological overview of an exceptional camp: *Resources & Industry – Mines*, v. 2, p. 44–61.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Houlié, M.G., Bécu, V., Sappin, A.-A., Pilote, J.-L., et Castonguay, S., 2022, Métallogénie de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Canada: In S. Decrée (ed.), *Ressources Métalliques 2 Cadre Géodynamique et Exemples Remarquables dans le Monde*, Série Sciences – Géosciences – Ressources Naturelles : la Recherche Fondamentale Appliquée, ISTE Éditions, Londres, p. 61–134.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Houlié, M.G., Bécu, V., Sappin, A.-A., Pilote, J.-L., et Castonguay, S., 2024a, Metallogeny of the Abitibi greenstone belt, Canada: In S. Decrée (ed.), *Metallic Resources 2 Geodynamic Settings and Remarkable Examples of the World*, Sciences – Geosciences – Natural Resources Series: Applied Fundamental Research, ISTE Editions, London, p. 63–142.

Mercier-Langevin, P., Creaser, R., Goutier, J., et Kjarsgaard, I., 2024b, Rhenium-rich molybdenite and Re-Os age of the Archean porphyry-style Don Rouyn deposit, Abitibi greenstone belt, Rouyn-Noranda, Québec: Geological Survey of Canada, Open File 9161, 31 p.

Monecke, T., Gibson, H., et Goutier, J., 2017a, Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda camp: *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 169–223.

Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Frieman, B., 2017b, Geology of the Abitibi

greenstone belt: Reviews in Economic Geology, v. 19, p. 7–49.

Mortensen, J.K., 1993a, U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 11–28.

Mortensen, J.K., 1993b, U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 29–41.

Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H., 1996, Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: Tectonophysics, v. 265, p. 127–150.

Mueller, W.U., Stix, J., Corcoran, P.L., et Daigneault, R., 2009, Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas: Ore Geology Reviews, v. 35, p. 4–46.

Mueller, W.U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J., 2012, Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River megacaldera complex, Abitibi greenstone belt, Canada: Precambrian Research, v. 214–215, p. 1–27.

Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D., et Sullivan, R.W., 1987, Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada: Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada Paper 87-2, p. 3–7.

Percival, J.A., 2007, Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Special Publication no. 5, p. 903–928.

Piette-Lauzière, N., Guilmette, C., Bouvier, A., Perrouty, S., Pilote, P., Gaillard, N., Lypaczewski, P., Linnen, R.L., et Olivo, G.R., 2019, The timing of prograde metamorphism in the Pontiac Subprovince, Superior craton; implications for Archean geodynamics and gold mineralization: Precambrian Research, v. 320, p. 111–136.

Pilote, P., 1987, Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie: Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 86-02, 34 p., 1 map.

Pilote, P. (éd.), 1995, Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area – from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits: Geological Survey of Canada, Open File 3143, 154 p.

Pilote, P., et Guha, J., 1995, Metallogeny of the Eastern extremity of the Abitibi belt; *in* Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, (ed.) P. Pilote: Geological Survey of Canada, Open File 3143, p. 31–43.

Pilote, P., Robert, F., Sinclair, W.D., Kirkham, R.V., et Daigneault, R., 1996, Thème 3: Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le complexe du lac Doré – Les secteurs du Lac Clark et de l'île Merrill: Ministère des Ressources naturelles, MB 96-14, p. 69–92.

Pilote, P., Dion, C., Joanisse A., David, J., Machado, N., Kirkham, R.V., et Robert, F., 1997, Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet : implications géotectoniques: Ministère des Ressources naturelles, DV 97-03, p. 47.

Pilote, P., Robert, F., Kirkham, R.V., Daigneault, R., et Sinclair, W.D., 2006, Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le Complexe du Lac Doré – Les secteurs du Lac Clark et de l'Île Merrill: Geological Association of Canada, Field trip guidebook B1, p. 89–108.

Pilote, P., McNicoll, V., Daigneault, R., et Moorhead, J., 2009, Géologie et nouvelles corrélations dans la partie ouest du Groupe de Malartic et dans le Groupe de Kinojévis, Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, MB 2009-09, p. 55–60.

Pilote, P., Daigneault, R., David, J., et McNicoll, V., 2014, L'architecture des groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille Cadillac, Abitibi : révision géologique, nouvelles datations et interprétations: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, DV 2015-03, p. 37.

Pilote, P., Daigneault, R., et Moorhead, J., 2018, Géologie de la région de Barraute Ouest, Sous-province de l'Abitibi, région de l'Abitibi-Témiscamingue, Québec, Canada: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, sheet 32C05-200-0201, BG 2018-05, 2 maps.

Pilote, P., Marleau, J., David, J., et Daigneault, R., 2019, Géologie de la région de Barraute-Est, Sous-province de l'Abitibi, région de l'Abitibi-Témiscamingue, Québec, Canada: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, sheet 32C05-200-0202, BG 2019-06.

Poulsen, K.H., 2017, The Larder Lake-Cadillac break and its gold districts: Reviews in Economic Geology, v. 19, p. 133–167.

Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J., 1995, Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, p. 787–805.

Riopel, J., Hubert, C., Cattalani, S., Barrett, T.J., et Hoy, L.D., 1995, Gîtologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs Moberly (district de Rouyn-Noranda): Ministère des Ressources naturelles, ET 92-02, 142 p.

Robert, F., 1989, Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 2661–2675.

Robert, F., 1994, Timing relationships between Cu-Au mineralization, dykes and shear zones in

the Chibougamau camp, northeastern Abitibi: Geological Survey of Canada, Current Research 1994-C, p. 287–294.

Robert, F., et Poulsen, K.H., 1997, World-class Archean gold deposits in Canada: An overview: Australian Journal of Earth Sciences, v. 44, p. 329–351.

Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., et Hodgson, C.J., 2005, Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 1001–1033.

Roddick, J.C., 1987, Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics: Geochimica Cosmochimica et Acta, v. 51, p. 2129–2135.

Ross, P.-S., Percival, J.A., Mercier-Langevin, P., Goutier, J., McNicoll, V.J., et Dubé, B., 2007, Intermediate to mafic volcanoclastic units in the peripheral Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Québec: origin and implications for volcanogenic massive sulphide exploration: Geological Survey of Canada, Current Research 2007-C3, 25 p.

Ross, P.-S., Goutier, J., Percival, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B., 2008, New volcanological and geochemical observations from the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec: the D’Alembert tuff, the Stadacona unit, and surrounding lavas: Geological Survey of Canada, Current Research 2008-17, 24 p.

Ross, P.-S., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B., 2011a, Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi greenstone belt: 1. Mode of emplacement in three areas: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 728–756.

Ross, P.-S., McNicoll, V., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B., 2011b, Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi greenstone belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 757–777.

Savoie, A., Trudel, P., Sauvé, P., Hoy, L., et Lao, K., 1991, Géologie de la mine Doyon (région de Cadillac): Ministère des Ressources naturelles, ET 90-05, 80 p.

SIGÉOM, carte interactive: https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr

Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R., et Mercier-Langevin, P., 2013, Multistage gold mineralization at the Lapa Mine, Abitibi Subprovince: Insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake fault zone: Mineralium Deposita, v. 48, p. 883–905.

Sinclair, W.D., Pilote, P., Kirkham, R.V., Robert, F., et Daigneault, R., 1994, A preliminary report of porphyry Cu-Mo-Au and shear zone-hosted Cu-Au deposits in the Chibougamau area, Quebec: Geological Survey of Canada, Current Research 1994-C, p. 303–309.

Sircombe, K.N., 2004, AGEDISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate

geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions: *Computers & Geosciences*, v. 30, p. 21–31.

Steiger, R.H., et Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359–362.

Sterckx, S., 2018, *Géochimie des roches volcaniques archéennes du Groupe de Blake River, ceinture de roches vertes de l'Abitibi*, Québec: Unpublished M.Sc. thesis, Institut national de la recherche scientifique, Québec, Canada, 227 p.

Stern, R.A., 1997, The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation: in *Radiogenic Age and Isotopic Studies*, Report 10: Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F, p. 1–31.

Stern, R.A., et Amelin, Y., 2003, Assessment of errors in SIMS zircon U–Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass: *Chemical Geology*, v. 197, p. 111–146.

Taner, H., Williams-Jones, A.E., et Wood, S.A., 1998, The nature, origin and physicochemical controls on hydrothermal Mo-Bi mineralization in the Cadillac deposit, Quebec, Canada: *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 579–590.

Théberge, L., Daigneault, R., Labbé, J.-Y., et Brisson, T., 1999, Reconnaissance de l'héritage volcanogène d'une minéralisation de sulfures massifs en zone de forte déformation : le cas type du gisement de la mine Langlois, Lebel-sur-Quévillon, Abitibi: Ministère des Ressources naturelles, MB 99-38, 53 p.

Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., Crépeau, R., Trudel, P., Hoy, L., et Kheang, L., 1992, *Géologie de la mine Bousquet*: Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 89-09, 99 p.

Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C., et Hoy, L., 1992, Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi): Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, report MM 91-01, 106 p.

Vite-Sanchez, O., Ross, P.-S., et Mercier-Langevin, P., 2024, Mafic to intermediate volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Canada: *Geochemistry, petrogenesis and relation with VMS deposits: Precambrian Research* 404 (May 2024) 107331.

Yergeau, D., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Malo, M., et Savoie, A., 2022a, The Westwood deposit, southern Abitibi greenstone belt, Canada: An Archean Au-rich polymetallic magmatic-hydrothermal system - Part I. Volcanic architecture, deformation, and metamorphism: *Economic Geology*, v. 117, p. 545–575.

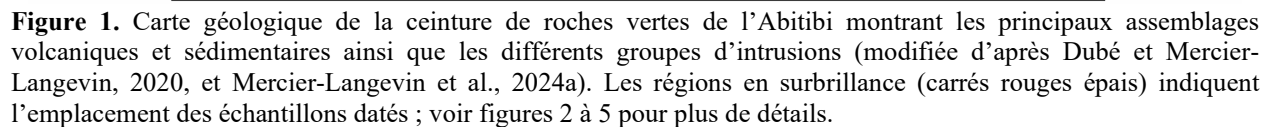
Yergeau, D., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., McNicoll, V., Jackson, S., Malo, M., et Savoie, A., 2022b, The Westwood deposit, southern Abitibi greenstone belt, Canada: An Archean Au-rich

polymetallic magmatic-hydrothermal system – Part II. Hydrothermal alteration, mineralization, and geological model: *Economic Geology*, v. 117, p. 577–608.

York, D., 1969, Least-squares fitting of a straight line with correlated errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320–324.

Tableau 1. Sommaire des âges interprétés

Échantillon	Âge interprété ⁽¹⁾	Nombre d'analyses utilisées (rejets)	Interprétation	Commentaire	MSWD ⁽²⁾	PDC ⁽³⁾
Secteur Chibougamau						
Leucotonalite 06-PR-246-A (z9418)	2701.7 ± 0.7 Ma (Z)	7	Âge de cristallisation	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à 450 ± 83 Ma	0.58	0.71
Formation de Blondeau, grès OVB-1 (z9678)	<2721 ± 3 Ma (Z)	1 (5)	Âge de déposition maximal	Analyse concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Formation de Stella Formation, conglomérat OVB-3 (z9679)	<2704 ± 2 Ma (Z)	1 (5)	Âge de déposition maximal	Analyse concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Dyke porphyrique interminéral KQ-91-7 (z3611)	2715.2 ± 0.7 Ma (Z)	3	Âge de cristallisation	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à l'origine	0.54	0.58
Secteur Val-d'Or-Malartic-Amos						
Formation Dubuisson, tuf felsique PP-06-89 (z9341)	2708.0 ± 1.5 Ma (Z)	5 (4)	Âge de cristallisation	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à 1089 ± 94 Ma	0.87	0.46
Formation Dubuisson, tuf felsique PP-06-117A (z9084)	2705 ± 3 Ma (Z)	1 (6)	Âge de cristallisation	Analyse concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Formation Lanaudière, rhyolite PP-06-118A (z9085)	2716.2 ± 0.8 Ma (Z)	4 (1)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.26	0.85
Formation Lanaudière, rhyolite PP-07-144 (z9439)	2719.0 ± 1.0 Ma (Z)	6 (3)	Âge de cristallisation	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à l'origine	1.30	0.27
Formation Deguisier, tuf intermédiaire P8-6-D (z9630)	2719.4 ± 1.0 Ma (Z)	4 (2)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.53	0.66
Formation Deguisier, rhyolite P8-41-C2 (z9629)	2718.5 ± 1.1 Ma (Z)	5 (1)	Âge de cristallisation	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à 408 ± 59 Ma	1.05	0.37
Dyke tonalitique PP-07-143 (z9508)	2718.5 ± 0.8 Ma (Z)	5 (1)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.43	0.79
Pluton La Pause, tonalite PP-06-64A (z9086)	2709.8 ± 1.0 Ma (Z)	3 (3)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.54	0.58
	2656.4 ± 9.3 Ma (T)	4	Modification tardive	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à l'origine	0.30	0.83
Formation de Caste, conglomérat KI-07-09 (z9920)	<2697 ± 3 Ma (Z)	1 (13)	Âge de déposition maximal	Analyse concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Secteur Rouyn-Noranda						
Gabbro R.M. Nickel 06-CD-3037 (z9026)	2695.0 ± 1.0 Ma (Z)	4 (2)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.69	0.56
Gabbro de Dufresnoy 07-PCT-014 (z9314)	2697.9 ± 0.8 Ma (Z)	4 (1)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.39	0.76
Gabbro Duprat 07-CD-3554C (z9344)	2698.0 ± 0.8 Ma (Z)	3 (4)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.48	0.62
Gabbro Dufault 07-JG-9107 (z9617)	2697.3 ± 0.8 Ma (Z)	4 (2)	Âge de cristallisation	Âge ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb moyen pondéré	0.54	0.65
Gabbro Horseshoe 08-DK-8286 (z9878)	2700.2 ± 0.9 Ma (Z)	8 (2)	Âge de cristallisation? Ou héritage?	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à 58 ± 20 Ma	1.20	0.30
	2677.7 ± 2.5 Ma (Z)		Âge de cristallisation?	Analyse concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
Membre Stadacona, rhyolite PBA06-385C (z9312)	2702.3 ± 2.8 Ma (Z)	5	Âge de cristallisation maximal	Âge intersection supérieure; intersection inférieure à 1003 ± 120 Ma	1.60	0.19
Secteur Bousquet-Cadillac						
Groupe Cadillac/Timikaming, conglomérat LAPL-2008-011 (z9903)	<2672 ± 2 Ma (Z)	1 (12)	Âge de déposition maximal	Analyse pseudo-concordante ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
⁽¹⁾ Z = zircon; T = Titanite						
⁽²⁾ MSWD = mean square of weighted deviates (moyenne du carré des écarts pondérés)						
⁽³⁾ PDC = probabilité de coïncidence						



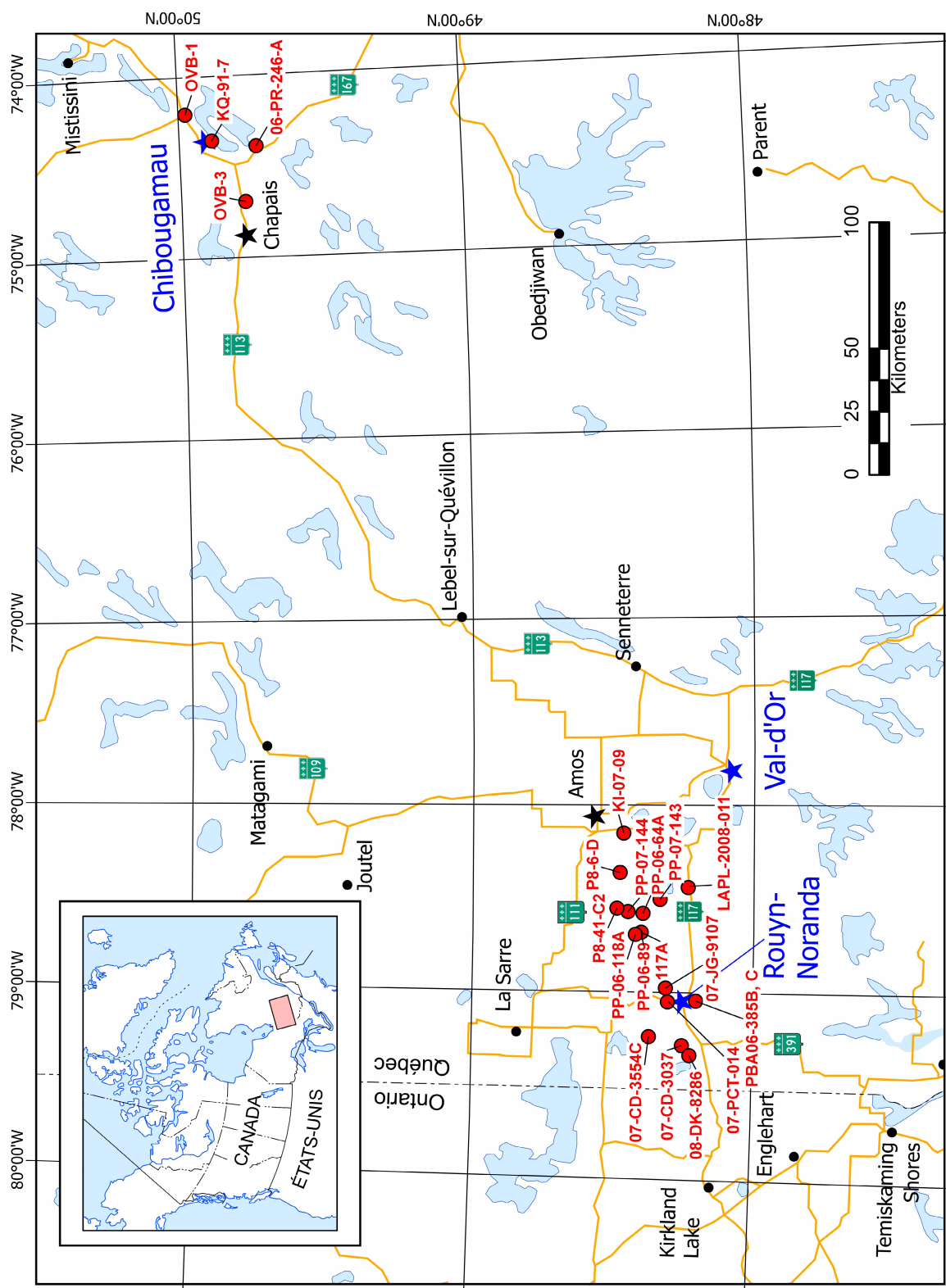
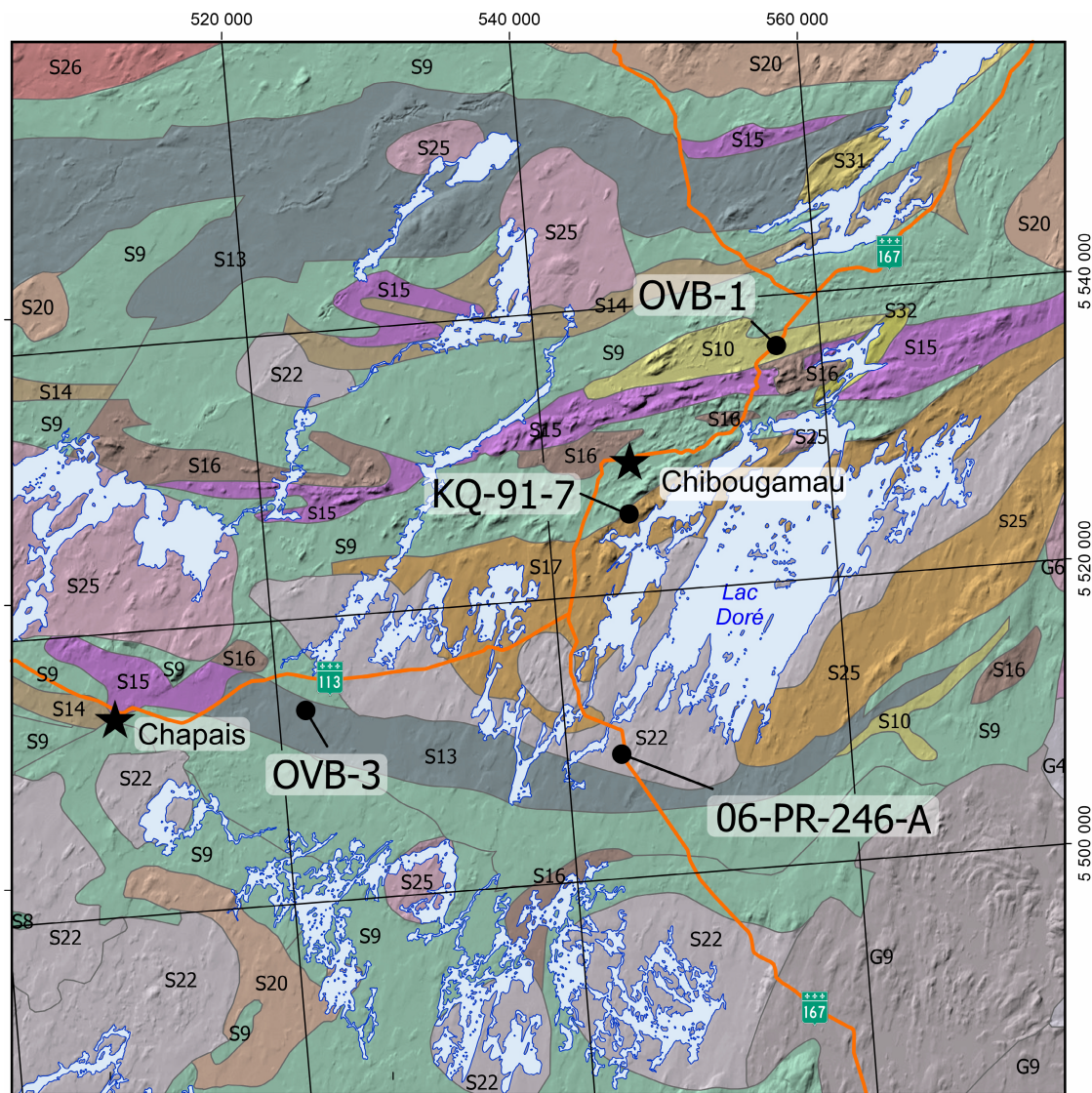


Figure 2. Localisation des échantillons (points rouges) datés dans cette étude.



PALÉOPROTÉROZOÏQUE

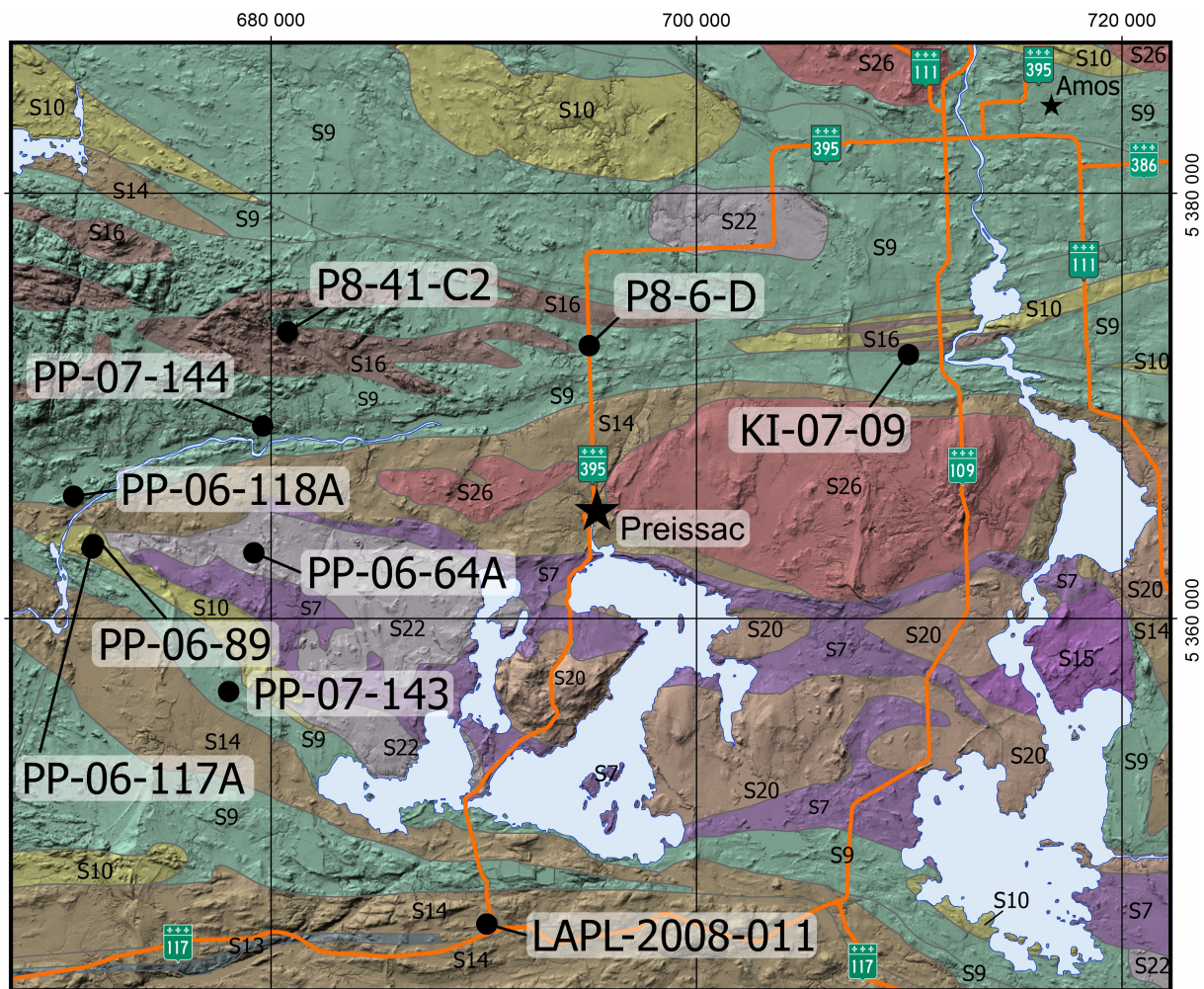
- S32** Quartz arénite, grès, arkose, conglomérat et mudstone
- S31** Conglomérat et grès

NEOARCHEAN

- G9** Tonalite, granodiorite, diorite et monzodiorite
- S26** Granite, monzogranite, syénogranite, granodiorite et monzonite
- S25** Granodiorite, granite, tonalite, monzodiorite et monzonite
- S22** Tonalite, trondhjémite, granodiorite, granite, diorite et gneiss tonalitique
- S20** Diorite, monzodiorite, monzonite, syénite et roche intrusive felsique

- S17** Anorthosite, gabbro, dunite, péridotite et pyroxénite
- S16** Gabbro, gabbronorite, diorite, norite, anorthosite et roches ultramafiques
- S15** Pyroxénite, péridotite, dunite, hornblendite, serpentinite, websterite, clinopyroxénite, carbonatite et filons-couches mafiques et ultramafiques
- S14** Wacke, mudstone, sandstone, conglomérat, formation de fer et arénite
- S13** Conglomérat
- S10** Roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques
- S9** Basalte, andésite, roches volcanoclastiques mafiques à felsiques, amphibolite, gabbro et roches sédimentaires

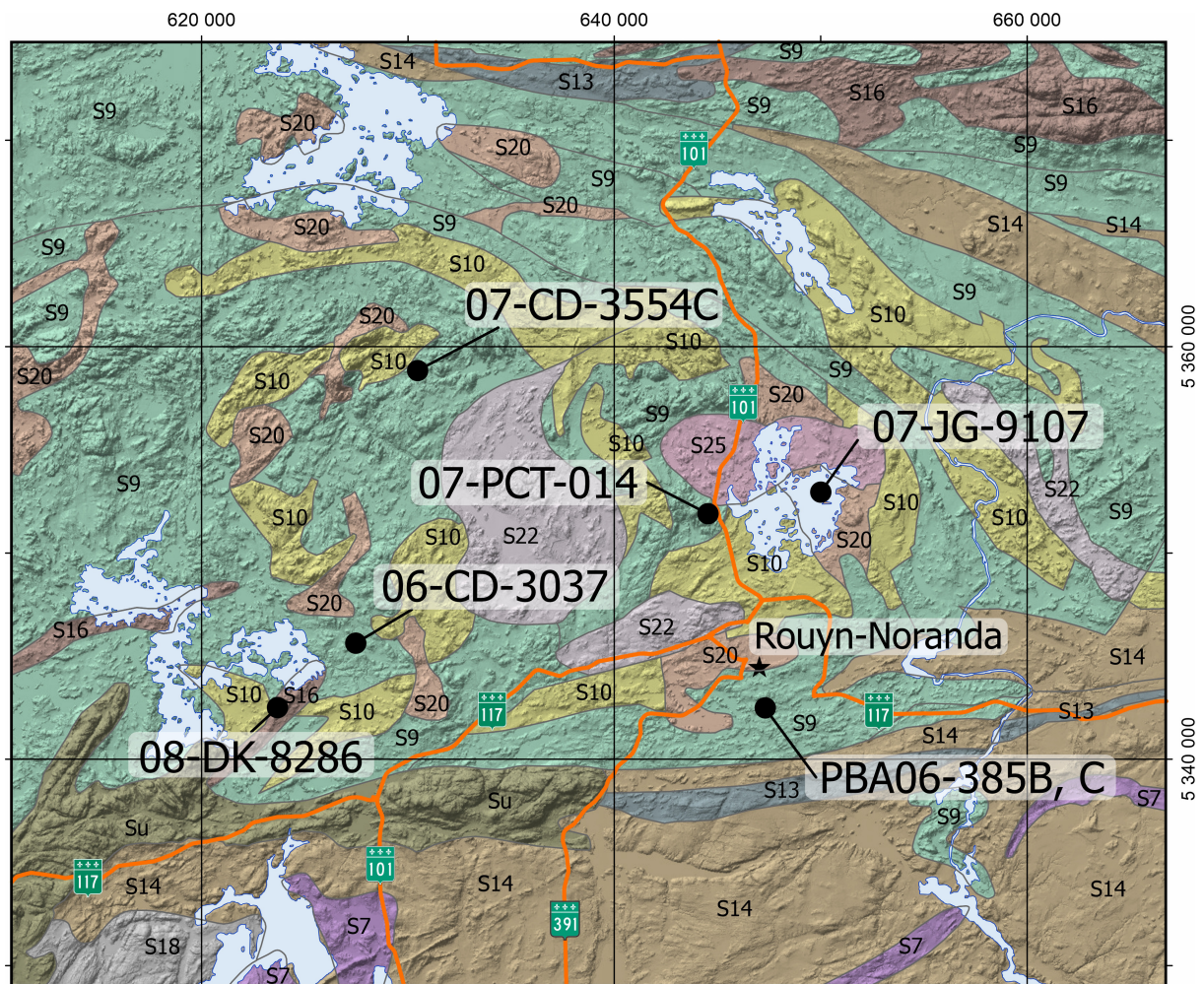
Figure 3. Localisation des échantillons du secteur Chibougamau. UTM NAD83 Zone 18. Carte des lithologies tirée de SIGÉOM.



NÉOARCHÉEN

S26	Granite, monzogranite, syénogranite, granodiorite et monzonite	S14	Wacke, mudstone, grès, conglomérat, formation de fer et arénite
S22	Tonalite, trondhjémite, granodiorite, granite, diorite et gneiss tonalitique	S13	Conglomérat
S16	Gabbro, gabbro-norite, diorite, norite, anorthosite et roches ultramafiques	S10	Roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques
S15	Pyroxénite, péridotite, dunite, hornblende, serpentinite, websterite, clinopyroxénite, carbonatite et filons-couches mafiques et ultramafiques	S9	Basalte, andésite, roches volcanoclastiques mafiques à felsiques, amphibolite, gabbro et roches dédimentaires
		S7	Komatiite, basalte magnésien et filons-couches ultramafiques

Figure 4. Localisation des échantillons des secteurs Val-d'Or–Malartic–Amos et Bousquet–Cadillac. UTM NAD83 Zone 17. Carte des lithologies tirée de SIGÉOM.



PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Su Wacke, mudstone et conglomérat

NEOARCHEAN

S25 Granodiorite, granite, tonalite, monzodiorite et monzonite

S22 Tonalite, trondhjémite, granodiorite, granite, diorite et gneiss tonalitique

S20 Diorite, monzodiorite, monzonite, syénite et roches intrusives felsiques

S16 Gabbro, gabbronorite, diorite, norite, anorthosite et roches ultramafiques

S14 Wacke, mudstone, grès, conglomérat, formation de fer et arénite

S13 Conglomérat

S10 Roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques

S9 Basalte, andésite, roches volcanoclastiques mafiques à felsiques, amphibolite, gabbro et roches sédimentaires

S7 Komatiite, magnesian basalt and ultramafic sills

Figure 5. Localisation des échantillons du secteur Rouyn-Noranda. UTM NAD83 Zone 17. Carte des lithologies tirée de SIGÉOM.

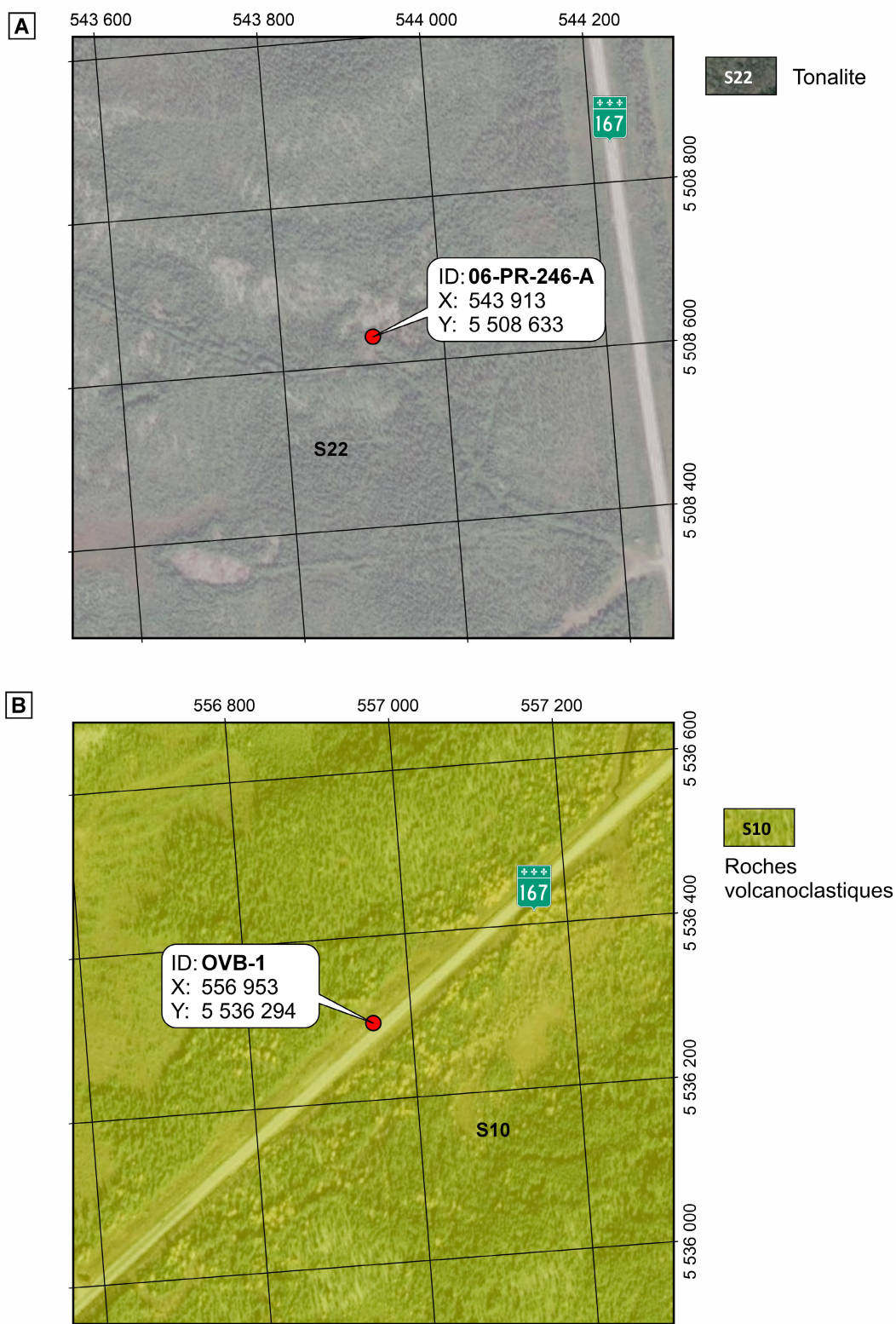


Figure 6. **A.** Emplacement de l'échantillon 06-PR-246-A. UTM NAD83 Zone 18. Carte lithologique tirée de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon OVB-1. UTM NAD83 Zone 18. Carte lithologique tirée de SIGÉOM.

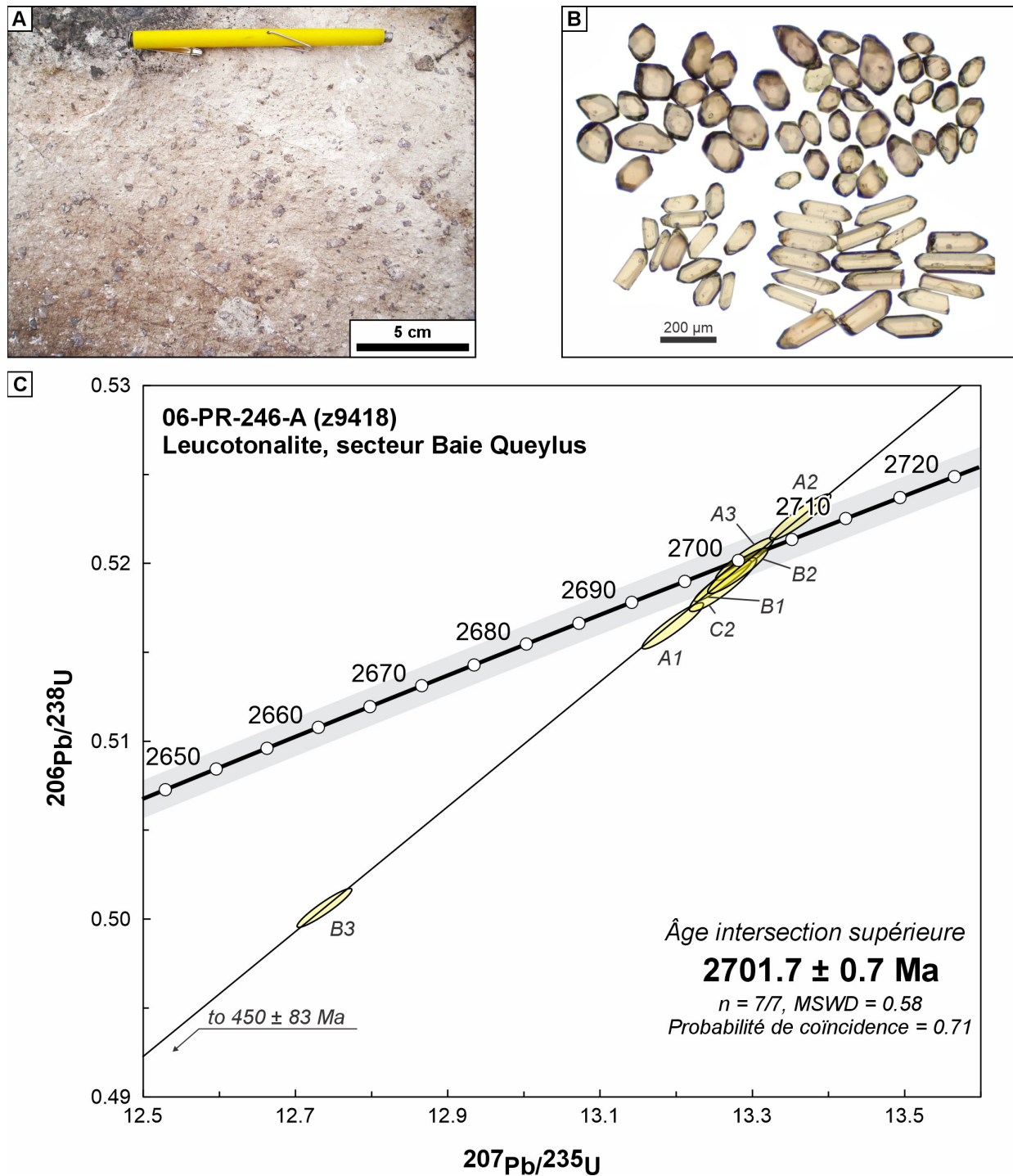


Figure 7. **A.** Photographie de terrain du site d'échantillonnage de la leucotonalite dans le secteur de la Baie Queylus, au sud de la ville de Chibougamau (échantillon 06-PR-246-A). La photographie montre une matrice quartz-feldspathique à grain fin avec des phénocristaux de quartz. Photographie RNCAN 2023-709, prise par F. Leclerc (MRNF). **B.** Image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 06-PR-246-A. Les incertitudes sont représentées à un niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

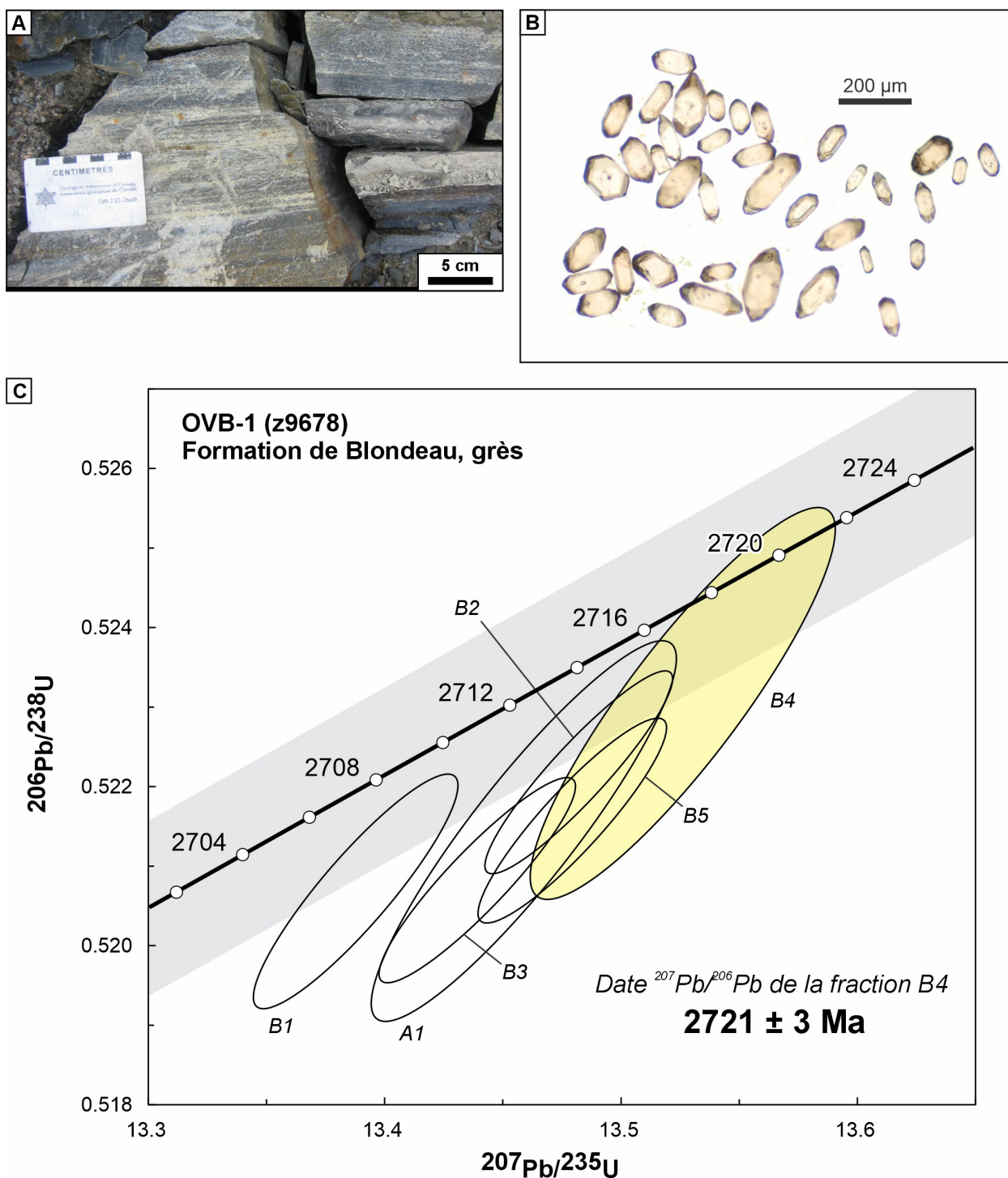


Figure 8. **A.** Photographie de terrain du grès finement laminé de la Formation de Blondeau où l'échantillon OVB-1 a été prélevé. Photographie RNCAN 2023-710, prise par F. Leclerc (MRNF). **B.** Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon OVB-1. Les incertitudes sont représentées à un niveau de confiance de 95 %. L'ellipse colorée a été utilisée pour le calcul de l'âge.

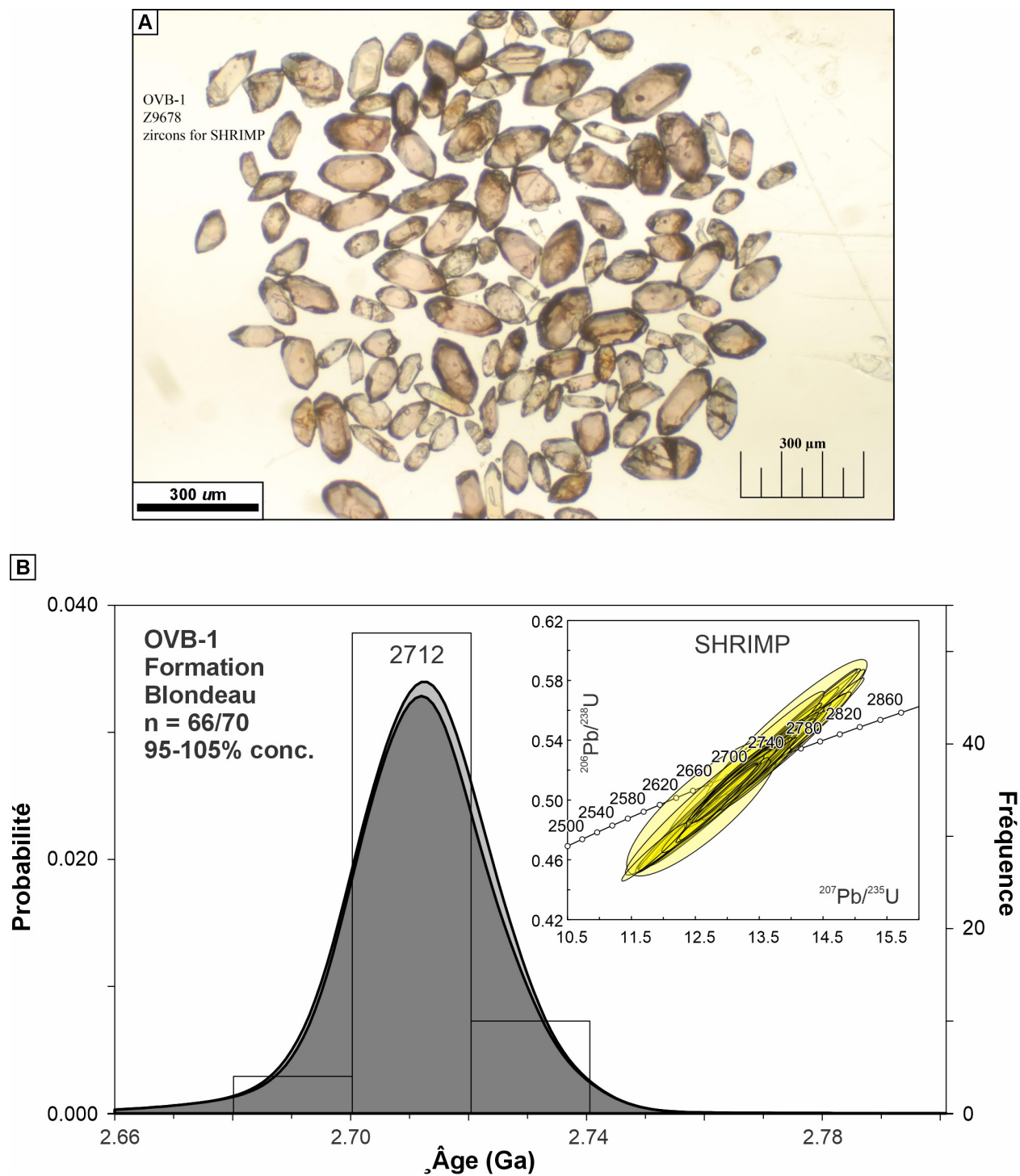


Figure 9. A. Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon OVB-1 utilisés pour l'analyse SHRIMP. B. Diagramme de distribution de densité de probabilité et histogramme (intervalles de 20 Ma) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par analyses ponctuelles SHRIMP sur zircon détritique de l'échantillon OVB-1. La courbe gris foncé inclut uniquement les données dont la concordance est comprise dans un seuil de $\pm 5\%$, tandis que la courbe gris clair intègre toutes les données. L'encadré montre le diagramme concordia U-Pb avec les incertitudes tracées au niveau de confiance de 95 %.

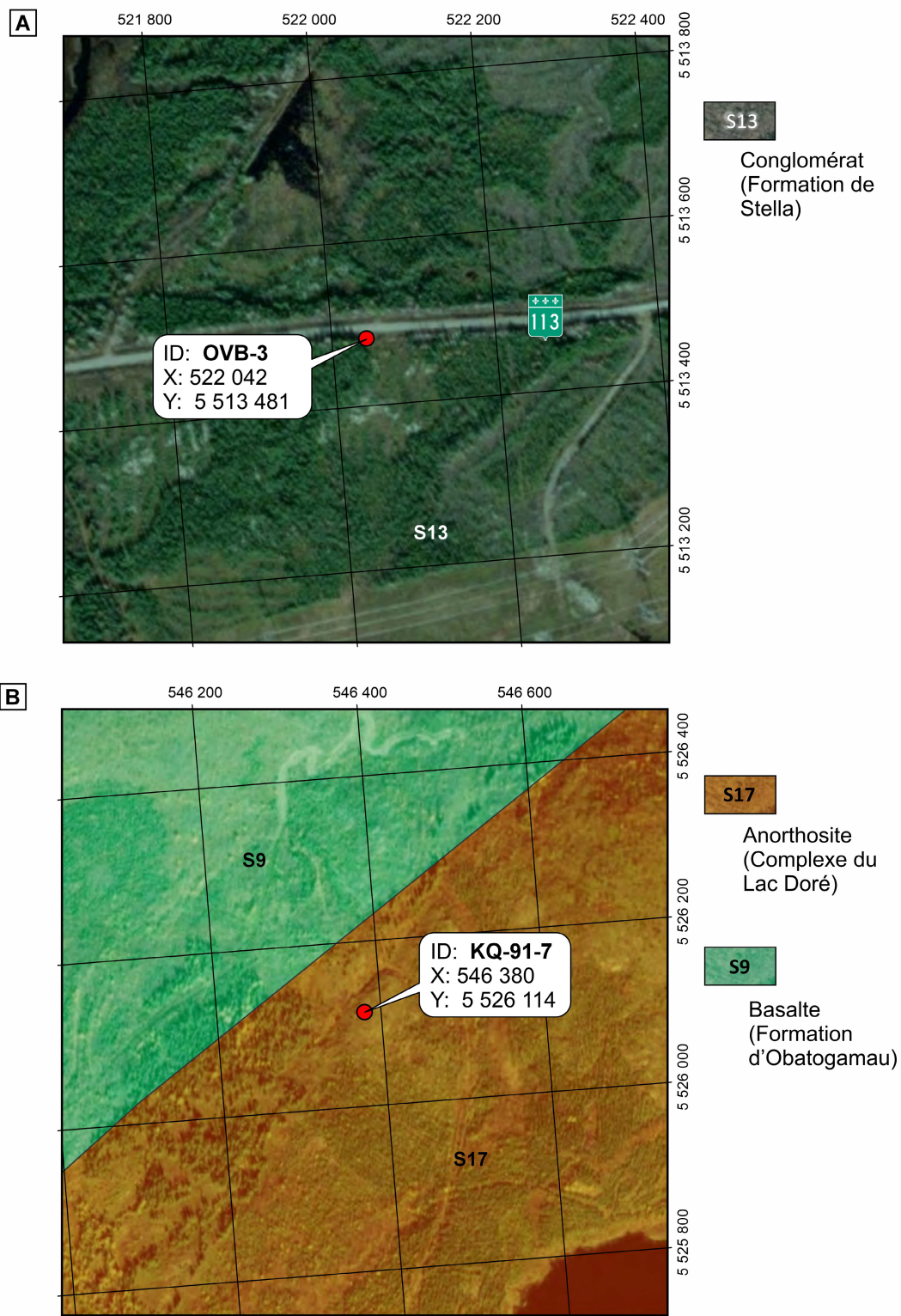


Figure 10. A. Emplacement de l'échantillon OVB-3. UTM NAD83 Zone 18. Carte lithologique tirée de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon KQ-91-7. UTM NAD83 Zone 18. Carte lithologique tirée de SIGÉOM.

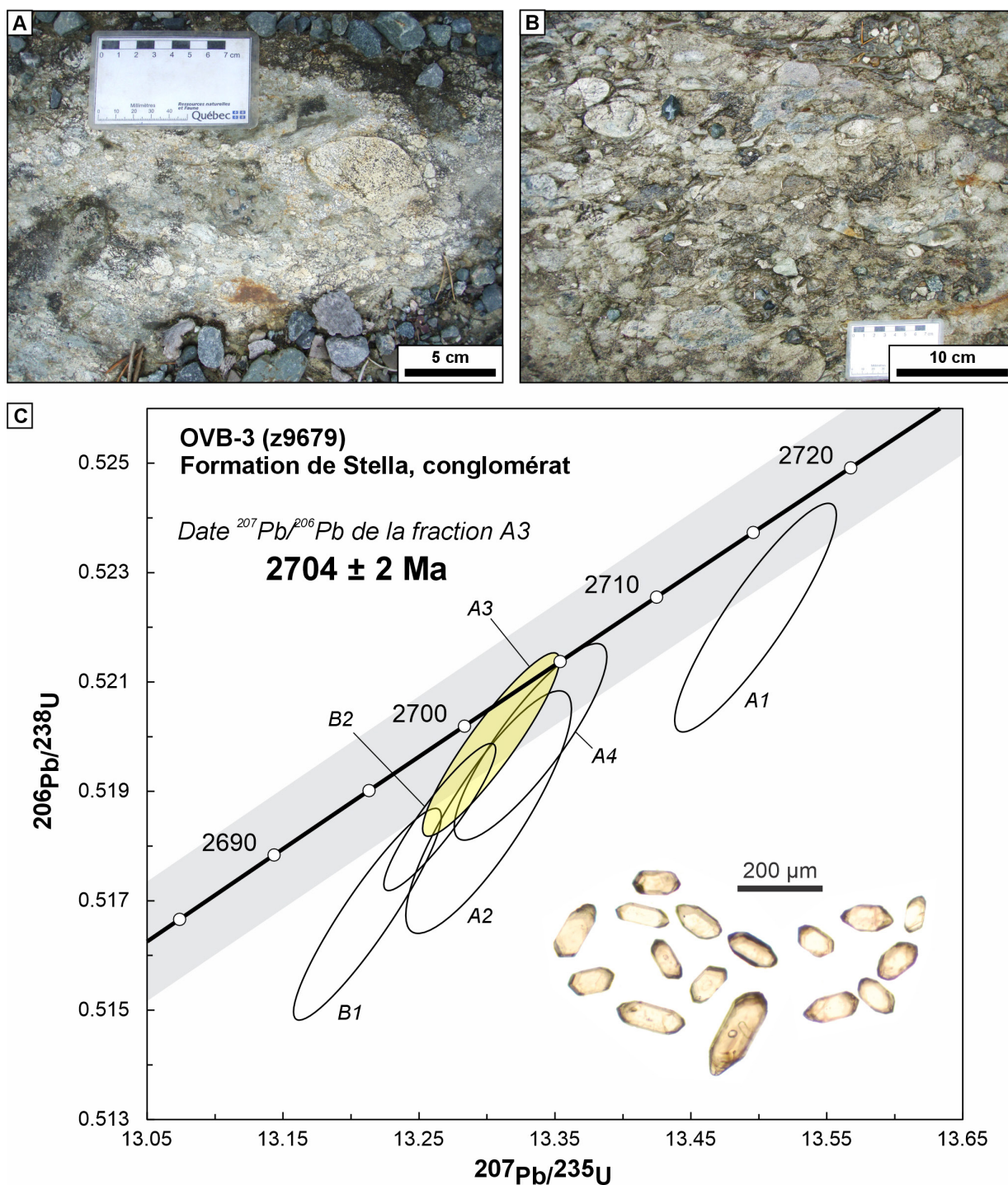


Figure 11. **A.** Photographie de terrain de l'unité conglomératique de la Formation de Stella où l'échantillon OVB-3 a été prélevé. Photographie RNCAN 2023-711, prise par F. Leclerc (MRNF). **B.** Photographie de terrain du conglomérat de la Formation de Stella. Photographie RNCAN 2023-712. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon OVB-3. Les incertitudes sont représentées à un niveau de confiance de 95 %. L'ellipse colorée a été utilisée pour le calcul de l'âge. Encadré : Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

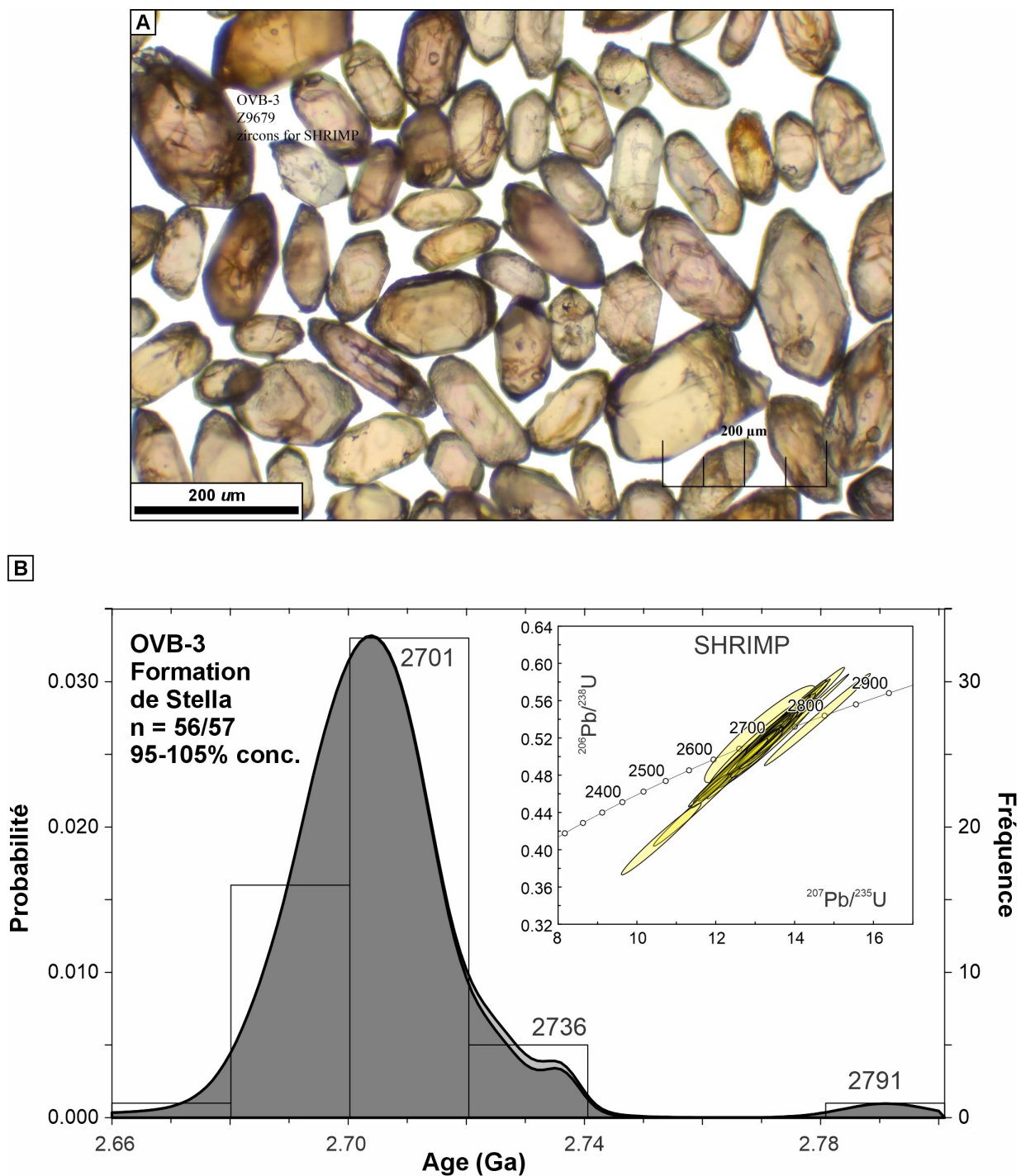


Figure 12. A. Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon OVB-3 utilisés pour l'analyse SHRIMP. B. Diagramme de distribution de densité de probabilité et histogramme (intervalles de 20 Ma) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par analyses ponctuelles SHRIMP sur zircon détritique de l'échantillon OVB-3. La courbe gris foncé inclut uniquement les données dont la concordance est comprise dans un seuil de $\pm 5\%$, tandis que la courbe gris clair intègre toutes les données. Dans le cas de plusieurs analyses sur un même cristal, seul l'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a été inclus dans les graphiques combinés. L'encadré montre le diagramme de concordia U-Pb avec les incertitudes tracées au niveau de confiance de 95 %.

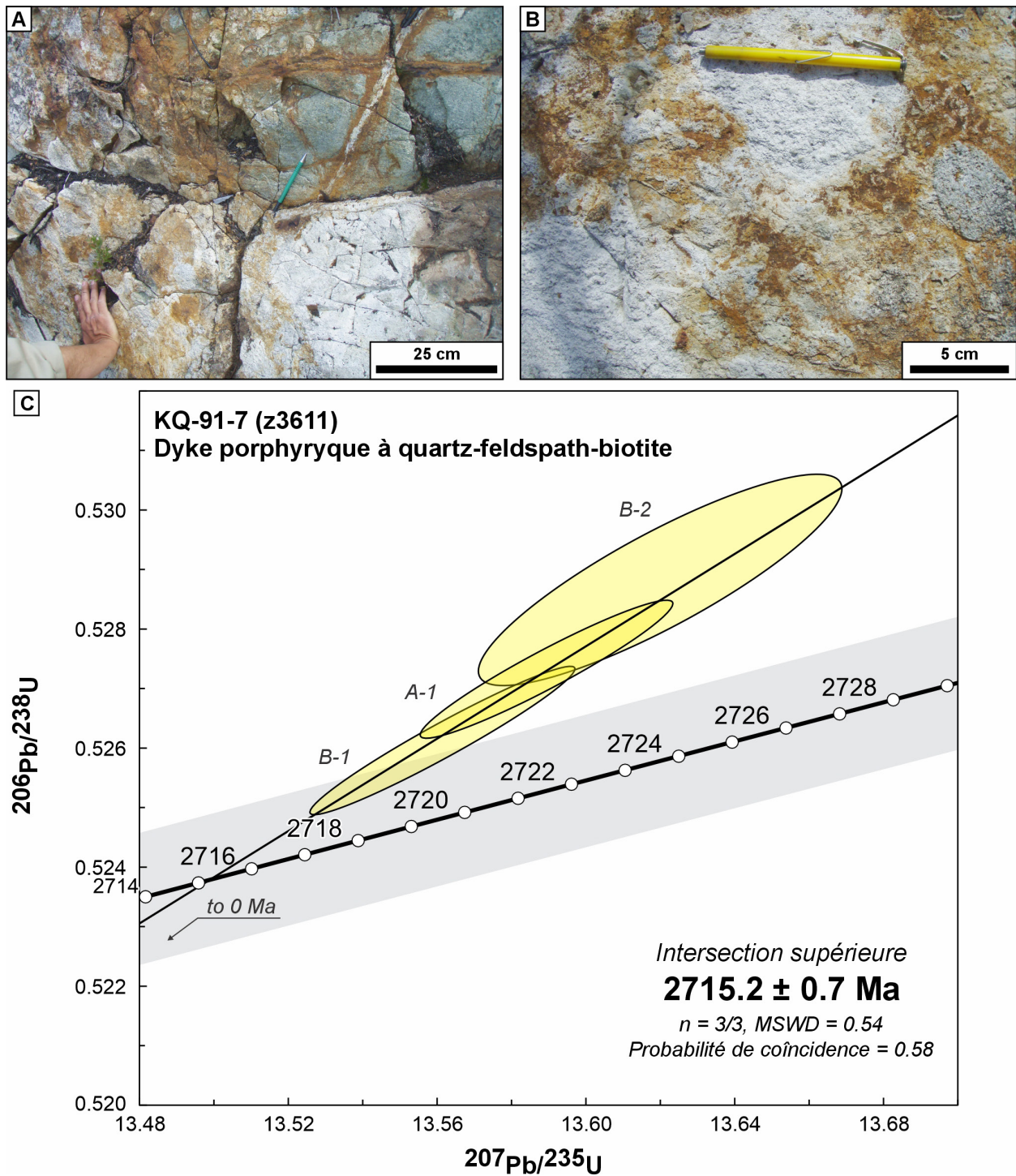


Figure 13. A. Zone d'échantillonnage de KQ-91-7 montrant un dyke felsique recoupant des veines minéralisées. Photographie par P. Roy (MRNF), photographie RNCAN 2023-713. B. Vue rapprochée du dyke échantillonné. Photographie par P. Roy (MRNF), photographie RNCAN 2023-714. C. Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon KQ-91-7. Les incertitudes sont représentées à un niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Remarque : des images en lumière transmise de haute qualité des zircons de cet échantillon ne sont pas disponibles.

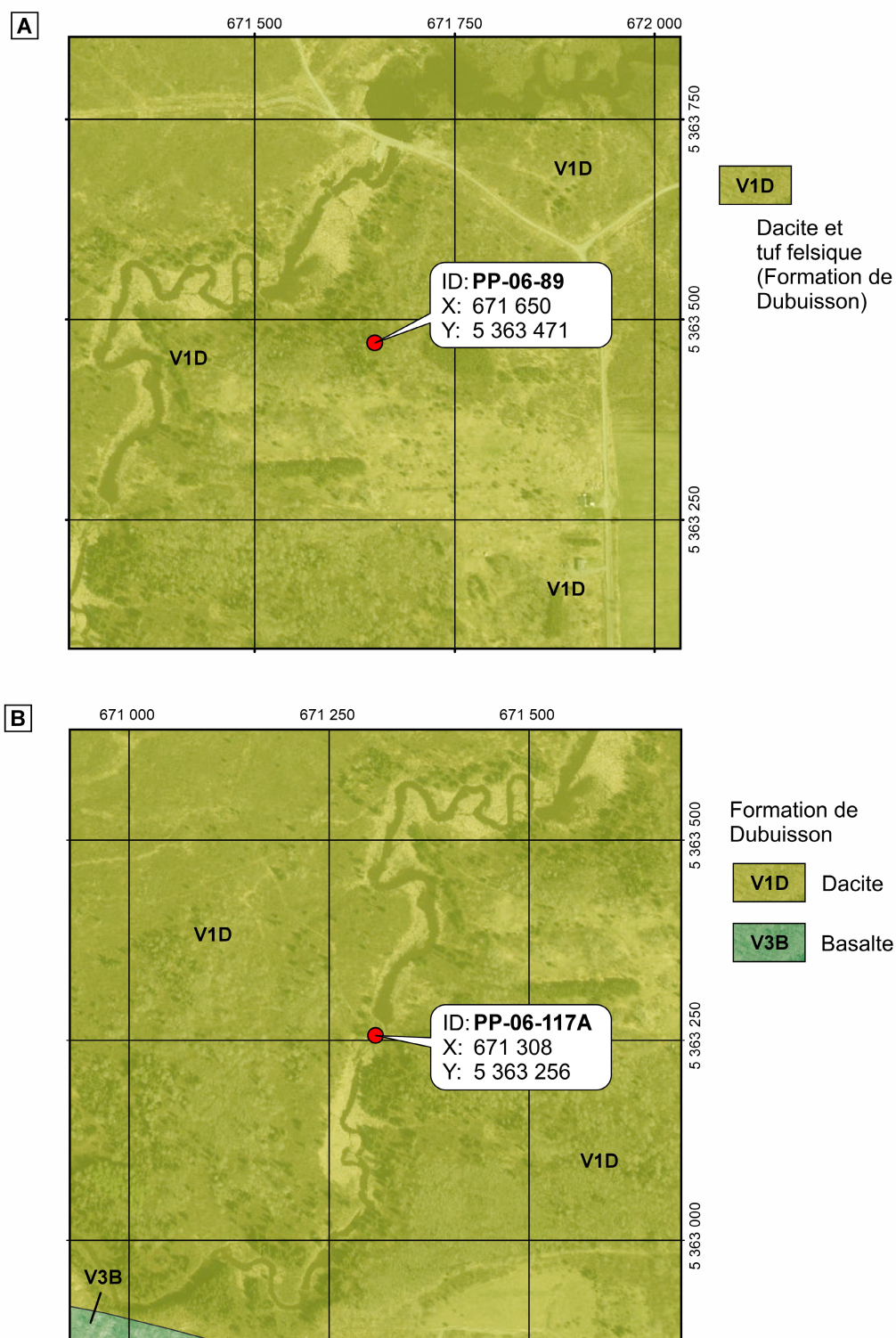


Figure 14. **A.** Emplacement de l'échantillon PP-06-89. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon PP-06-117A. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

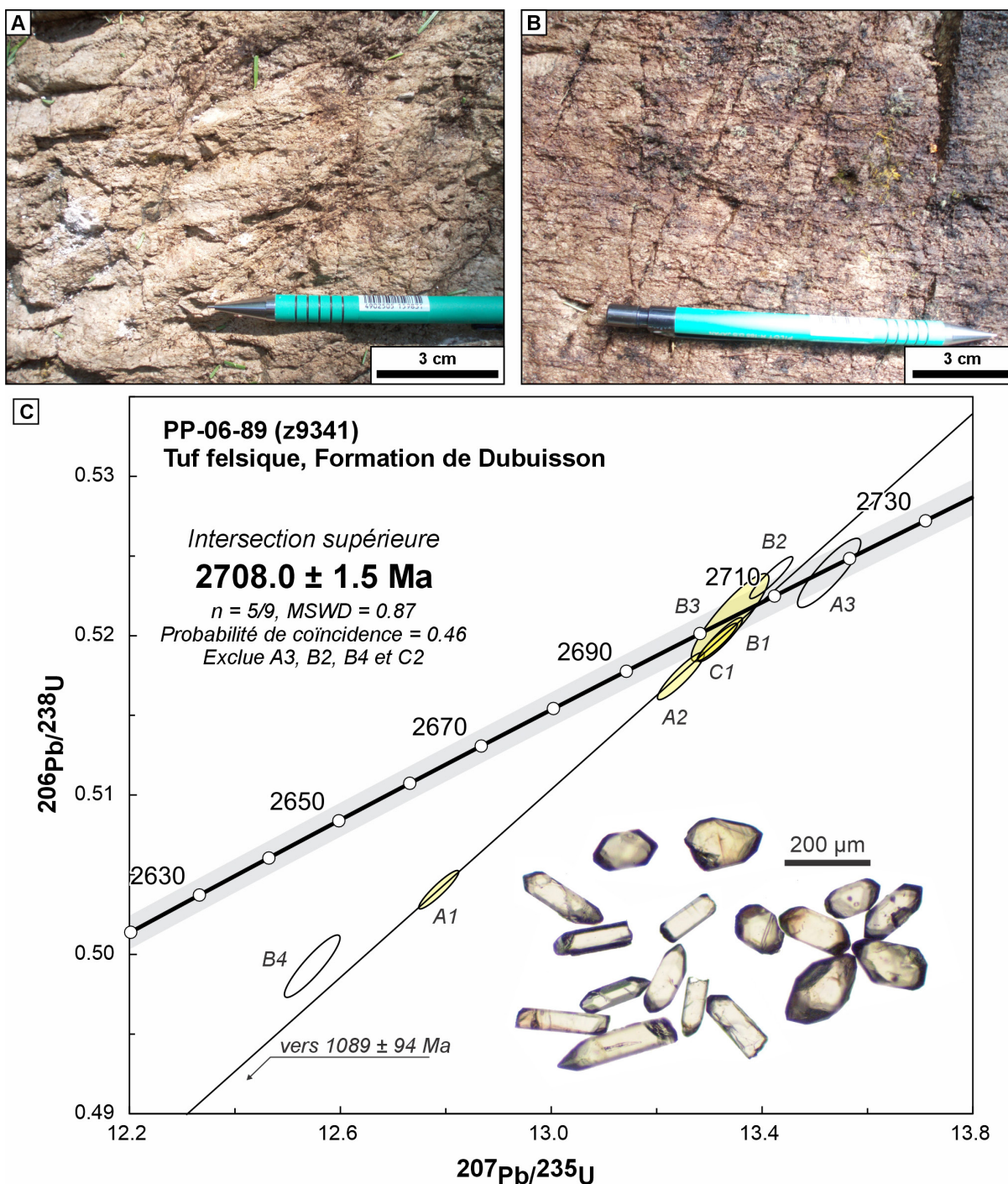


Figure 15. A. Site d'échantillonnage PP-06-89 montrant un tuf felsique faiblement folié. Photographie de P. Pilote (MRNF), photographie RNCAN 2023-715. B. Site d'échantillonnage PP-06-89 montrant une unité de tuf felsique homogène et foliée, Formation de Dubuisson. Photographie de P. Pilote (MRNF), photographie RNCAN 2023-716. C. Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon PP-06-89 (l'analyse fortement discordante C2 n'est pas représentée ; voir le texte pour plus de détails). Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon.

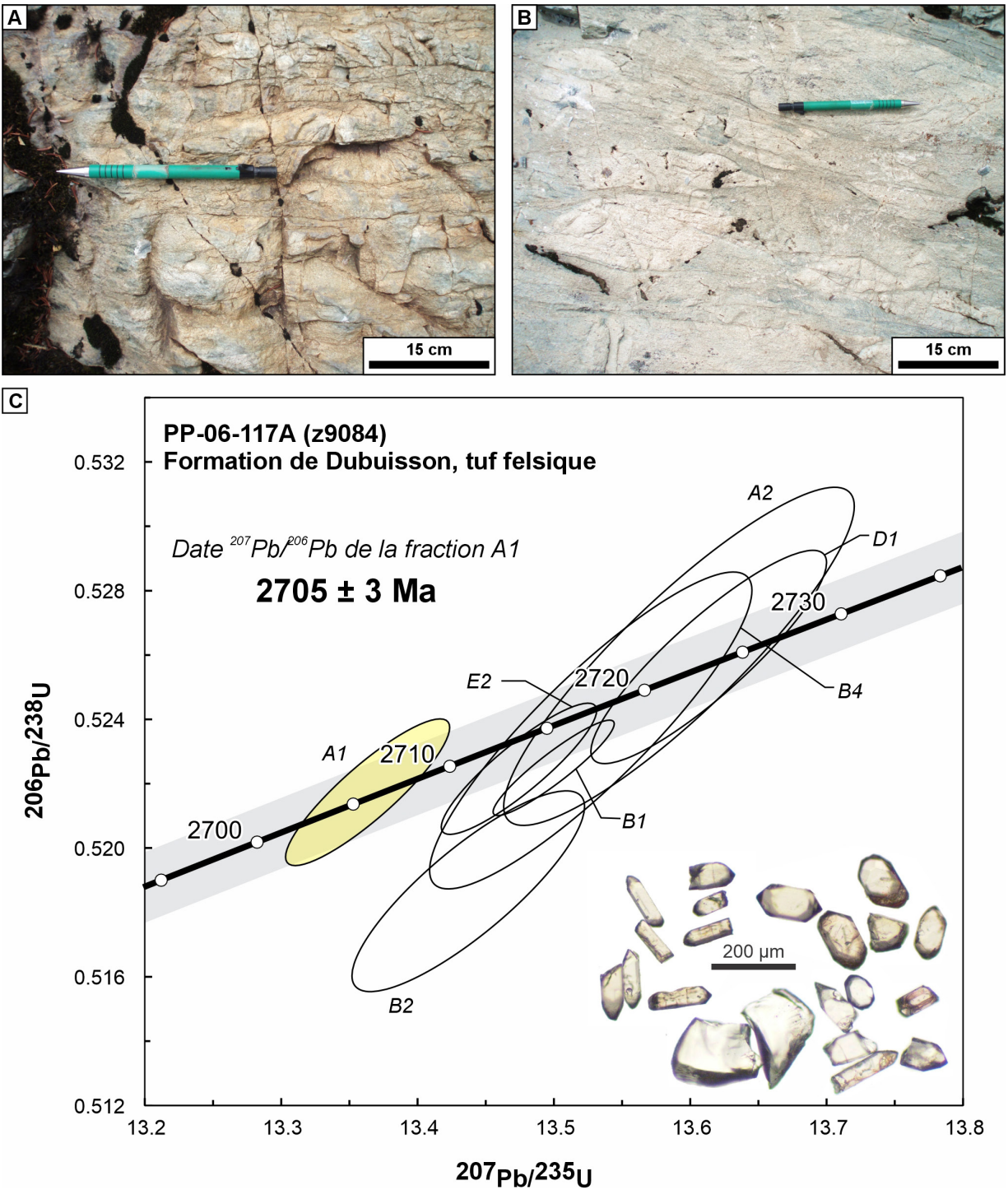


Figure 16. A. Site d'échantillonnage PP-06-117A montrant une roche volcanoclastique felsique. Photographie de P. Pilote (MRNF). B. Site d'échantillonnage PP-06-117A montrant une unité volcanoclastique felsique monogénique, faiblement foliée et faiblement altérée, Formation de Dubuisson. Photographie de P. Pilote (MRNF). C. Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon PP-06-117A. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. L'ellipse colorée est incluse dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

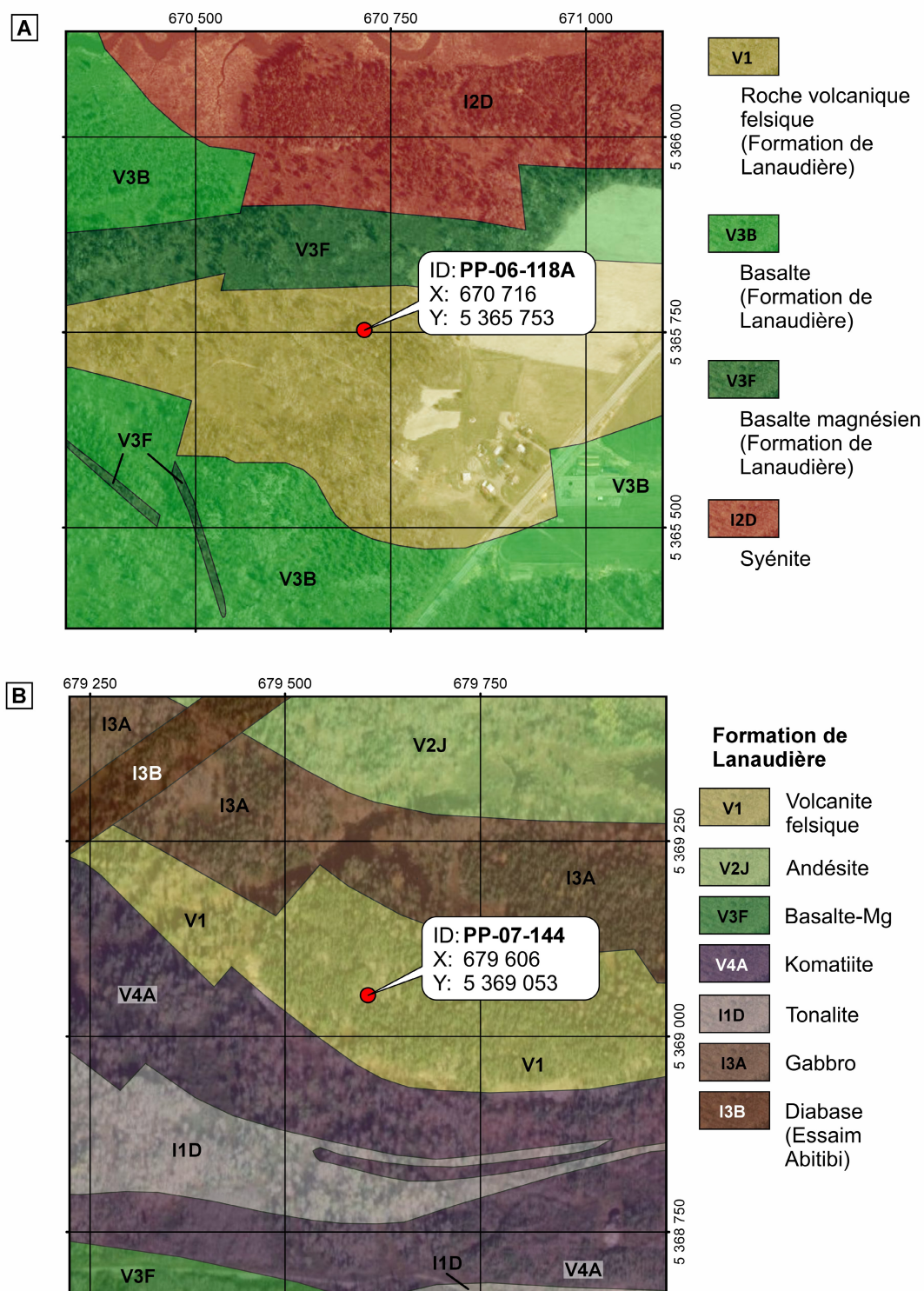


Figure 17. A. Emplacement de l'échantillon PP-06-118A. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon PP-07-144. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

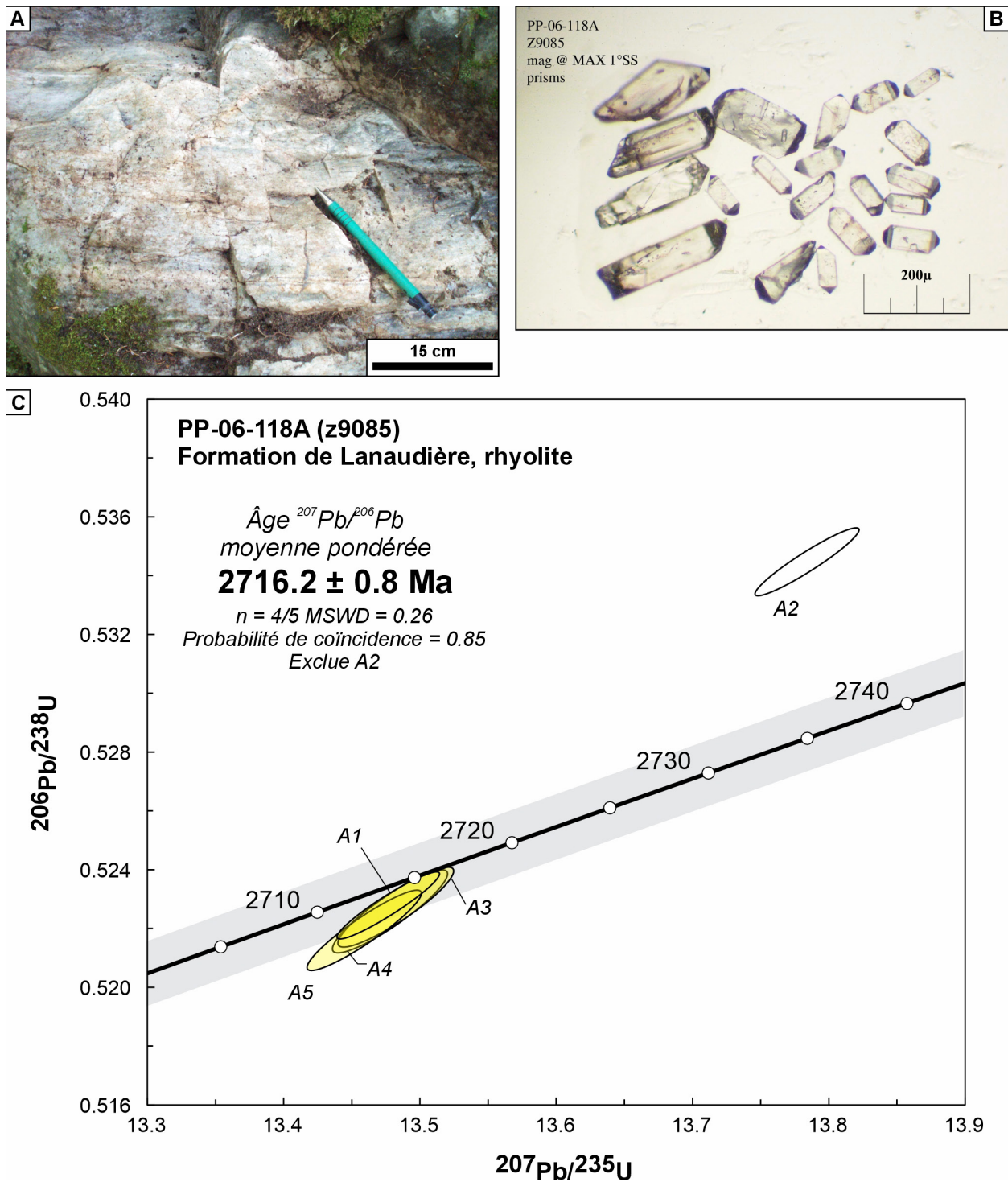


Figure 18. A. Rhyolite à texture d'écoulement laminaire, Formation de Lanaudière, site d'échantillonnage PP-06-118A. Photographie de P. Pilote (MRNF), photo RNCAN 2023-717. B. Image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon. C. Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon PP-06-118A. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

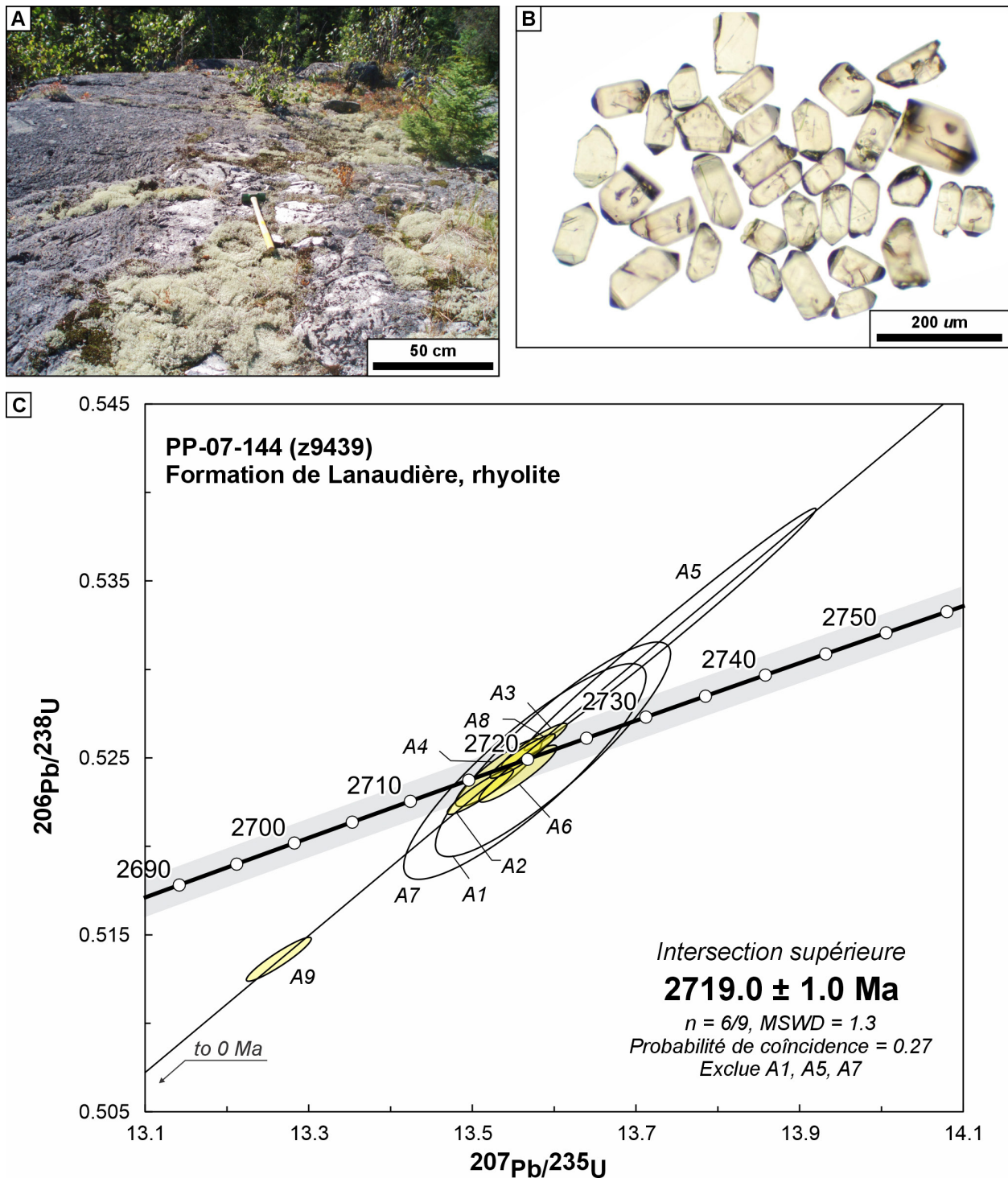


Figure 19. **A.** Lobe de rhyolite mis en place dans un tuf à lapilli de composition similaire, Formation de Lanaudière, site d'échantillonnage PP-07-144. Photographie de P. Pilote (MRNF), photo RNCAN 2023-718. **B.** Image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon PP-07-144. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

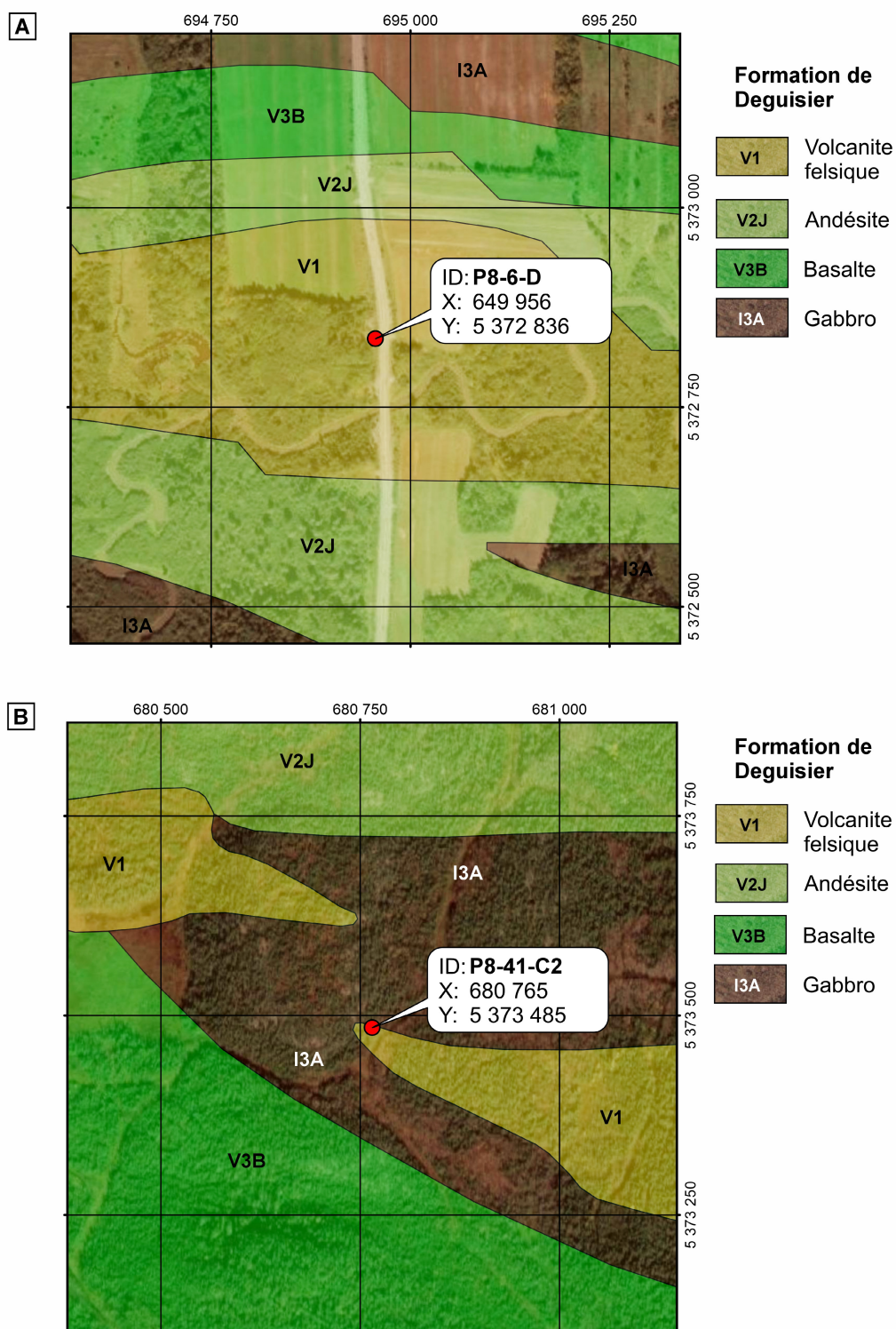


Figure 20. **A.** Emplacement de l'échantillon P8-6-D. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon P8-41-C2. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

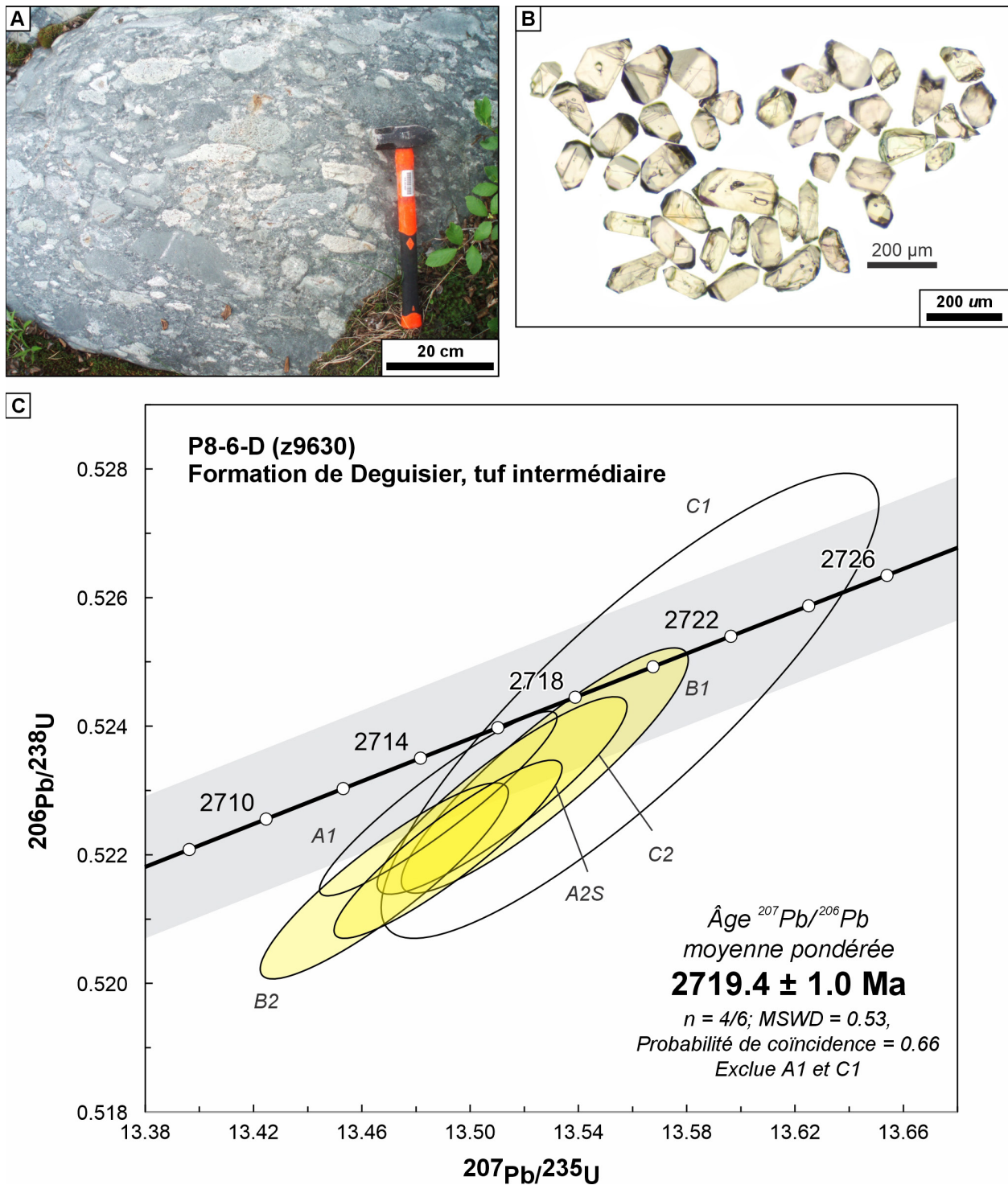


Figure 21. **A.** Tuf à blocs et à lapilli intermédiaire polygénique, Formation de Deguisier, site d'échantillonnage P8-6-D. Photographie de P. Pilote (MRNF), photo RNCAN 2023-719. **B.** Image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon P8-6-D. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

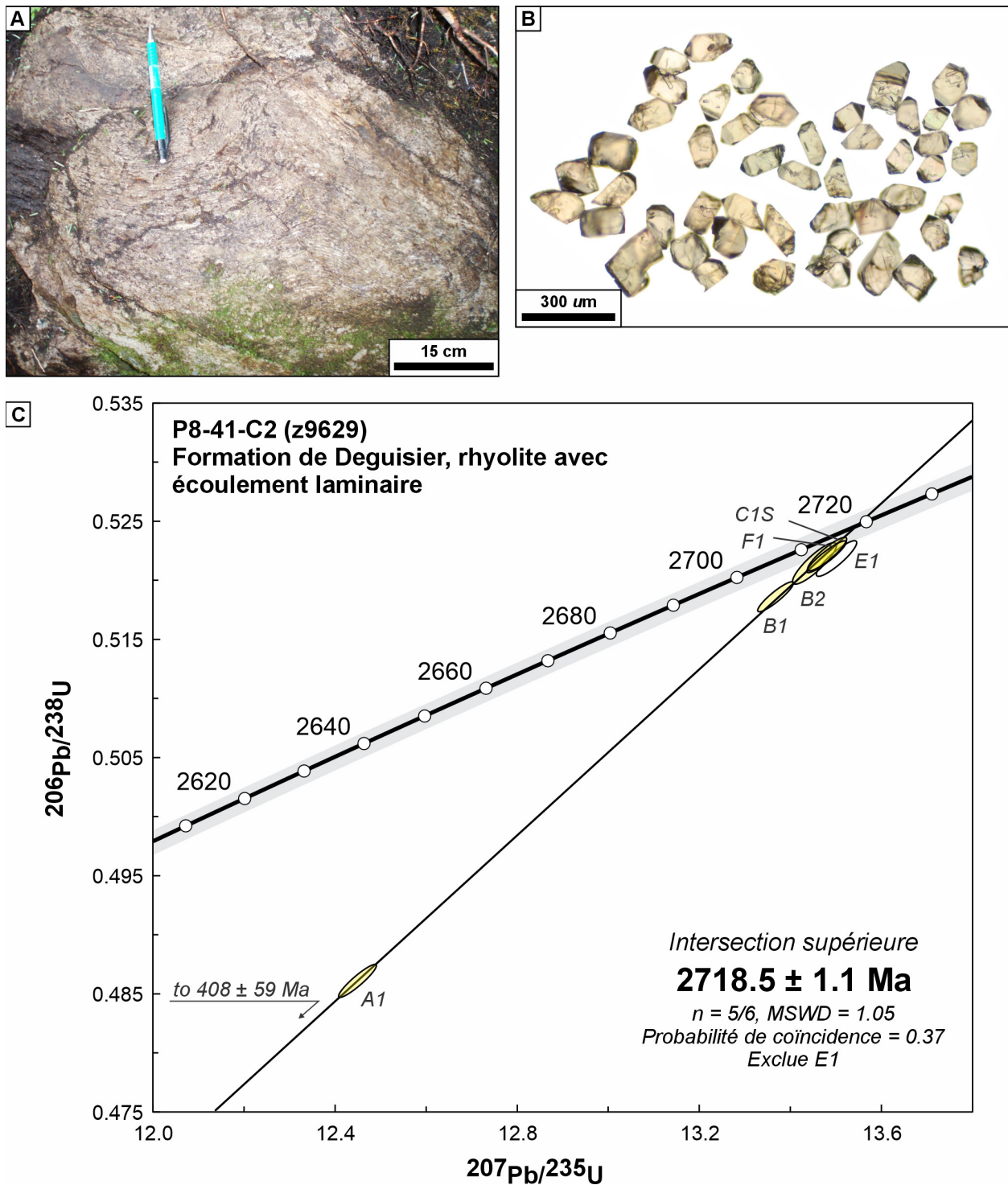


Figure 22. **A.** Lobe de rhyolite avec texture d'écoulement laminaire, Formation de Deguisier, site d'échantillonnage P8-41-C2. Photographie de P. Pilote (MRNF), photo RNCAN 2023-720. **B.** Image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon P8-41-C2. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

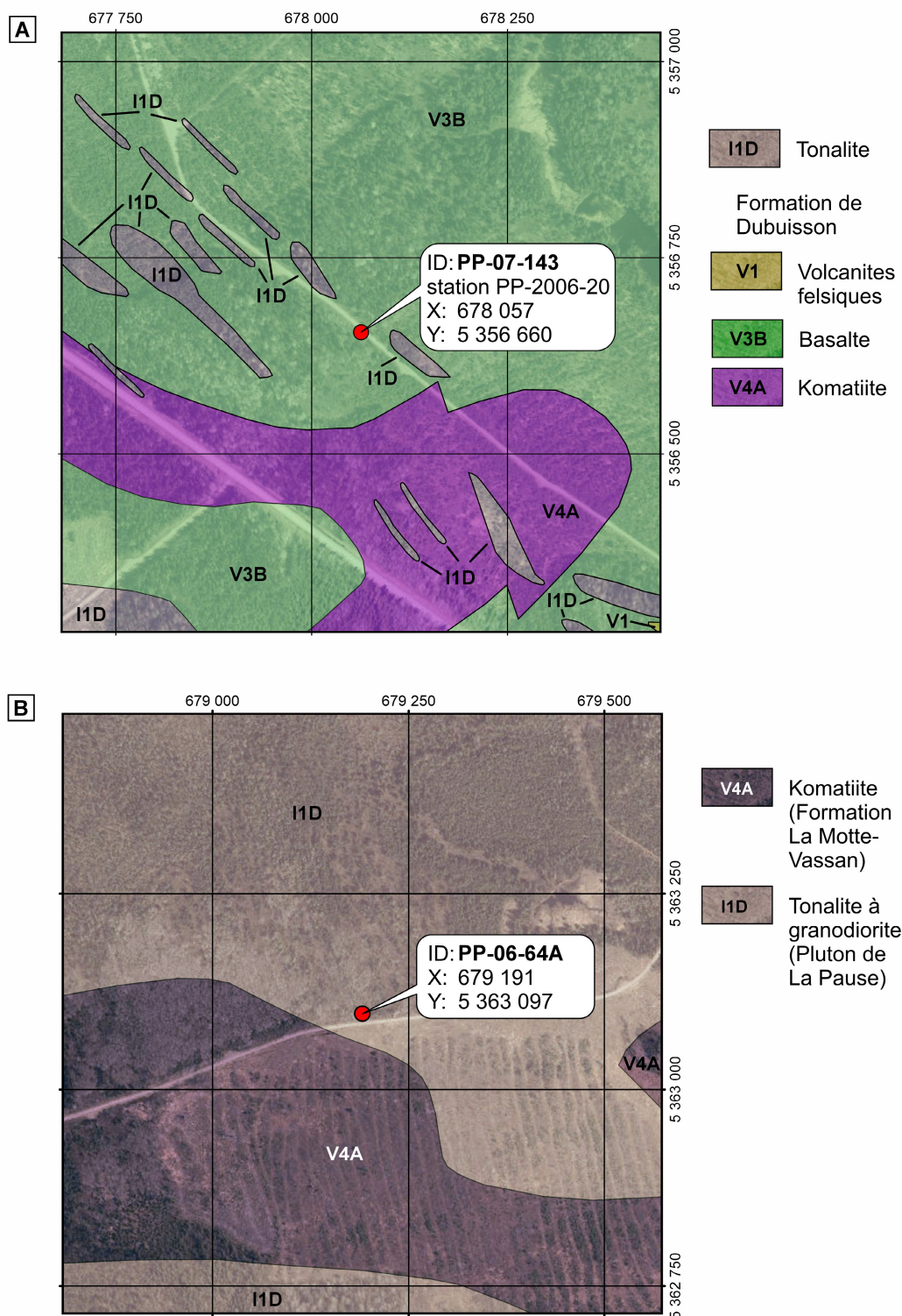


Figure 23. A. Emplacement de l'échantillon PP-07-143. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon PP-06-64A. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

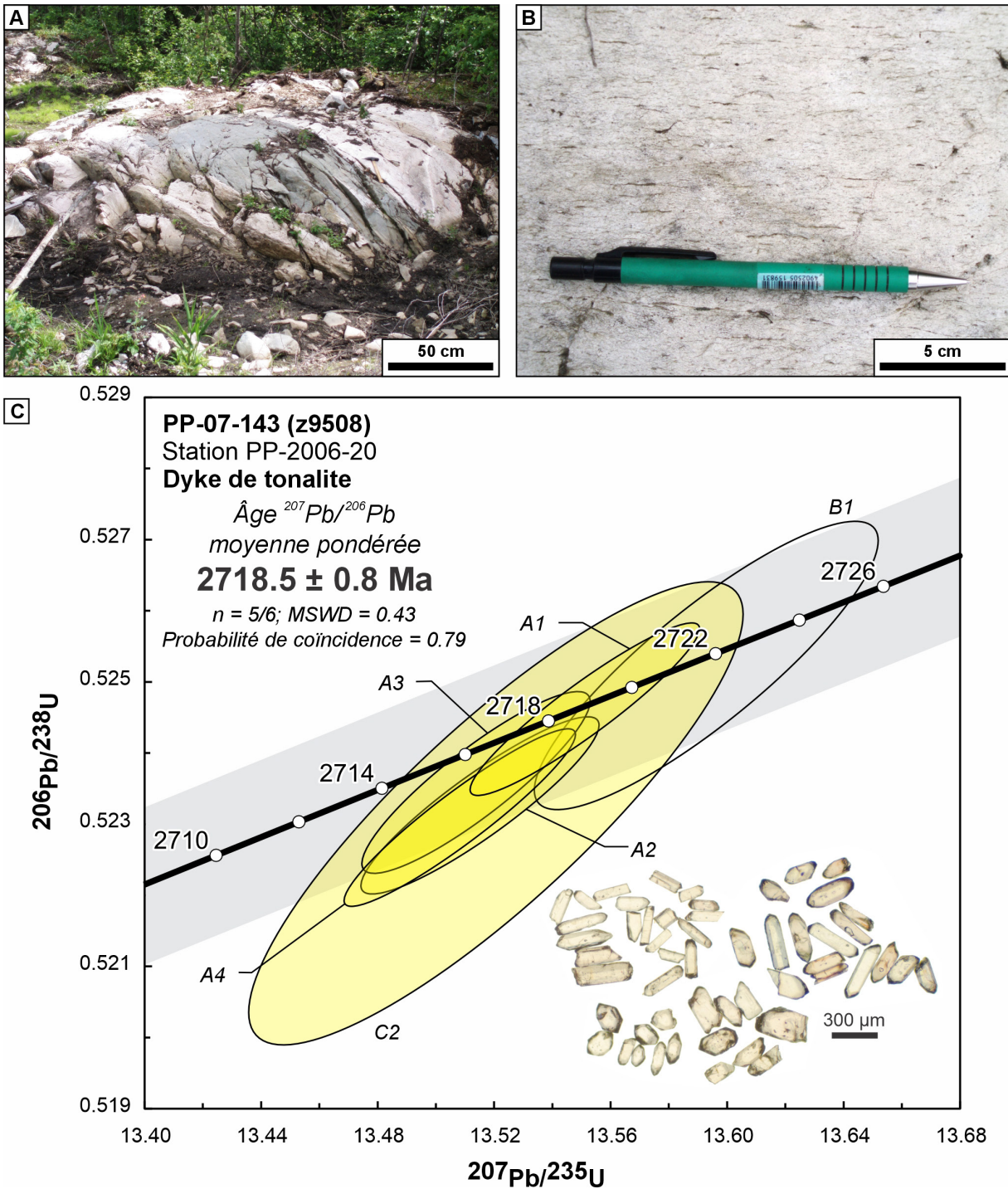


Figure 24. **A.** Site d'échantillonnage PP-07-143 (station SIGÉOM PP-2006-20) montrant un dyke tonalitique recoupant des roches volcaniques mafiques. Photographie de P. Pilote (MRNF). **B.** Photographie rapprochée du dyke tonalitique de l'échantillon PP-07-143 montrant une surface altérée leucocratique et une foliation bien développée. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon PP-07-143. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

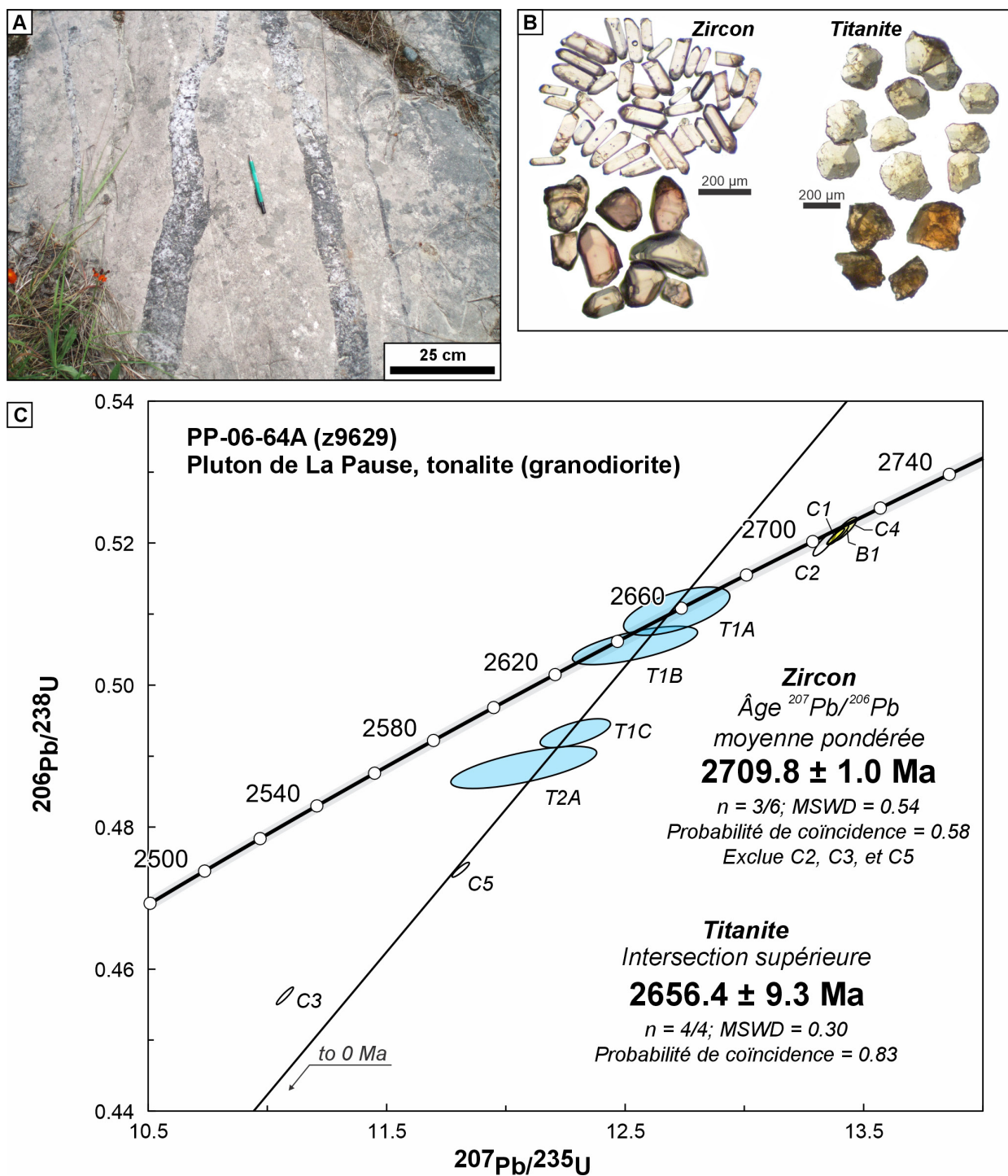


Figure 25. A. Tonalite de La Pause recoupée par des veines de quartz, site d'échantillonnage PP-06-64A. Photographie de P. Pilote (MRNF), photo RNCAN 2023-721. B. Images en lumière transmise de zircons et de titanites représentatifs provenant de l'échantillon. C. Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon PP-06-64A. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

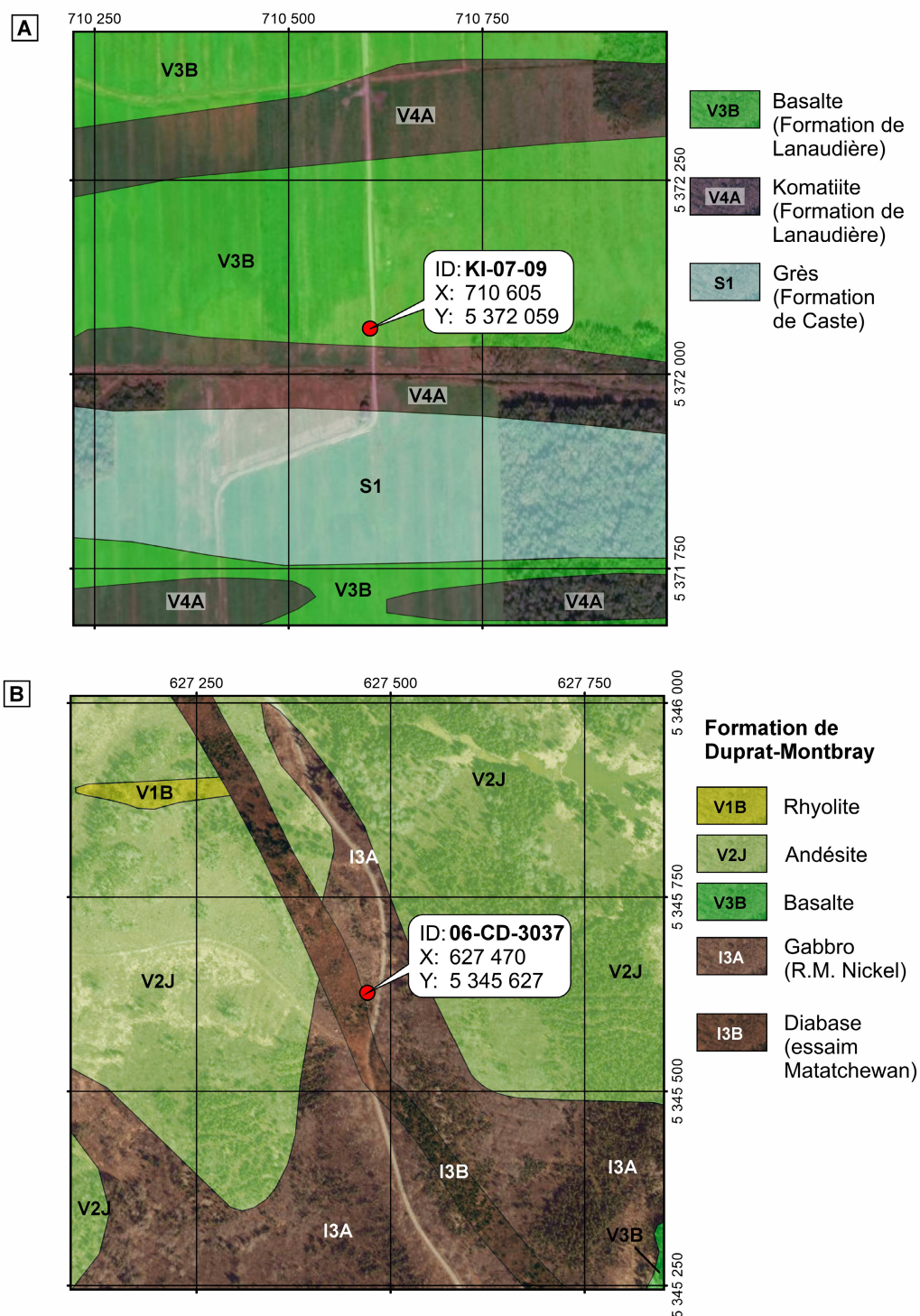


Figure 26. A. Emplacement du forage KI-07-09 de Ressources Cartier Inc. L'échantillon KI-07-09 a été prélevé entre 140,5 et 186,5 m de profondeur le long du forage KI-07-09, orienté vers le sud (N180°) avec un pendage de -50°, et recoupe l'unité datée S1 située au sud des roches volcaniques dans lesquelles le forage est implanté. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon 06-CD-3037. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

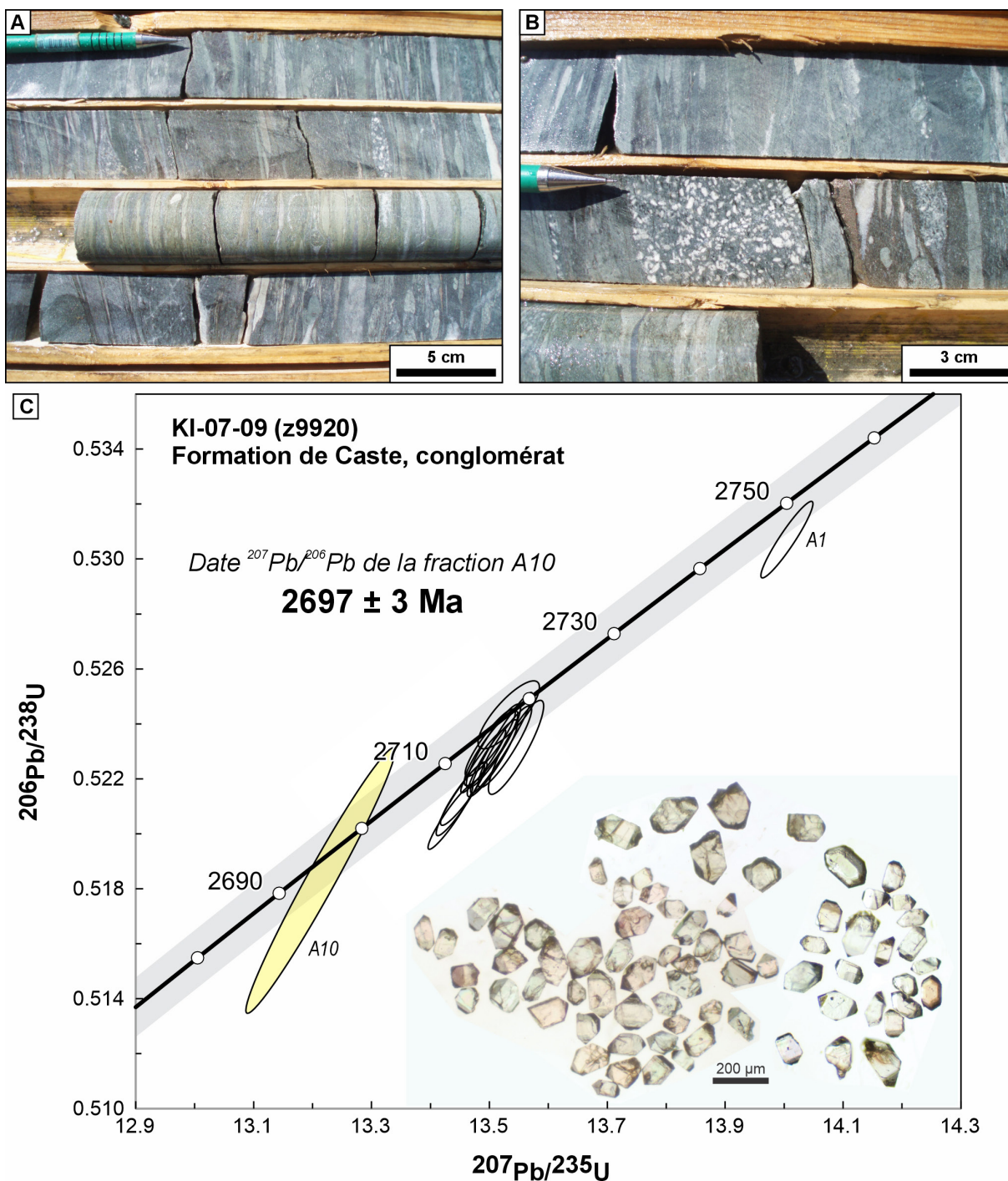


Figure 27. **A.** Intervalle d'échantillonnage KI-07-09 montrant un conglomérat polygénique modérément déformé. Photographie de P. Pilote (MRNF), photographie RNCAN 2023-734. **B.** Vue rapprochée du conglomérat échantillonné avec des clastes centimétriques de roches intrusives et volcaniques, recoupé par une fine veine de sulfures. Photographie de P. Pilote (MRNF), photographie RNCAN 2023-735. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon KI-07-09. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. L'ellipse colorée a été utilisée pour le calcul de l'âge. Encadré : images en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

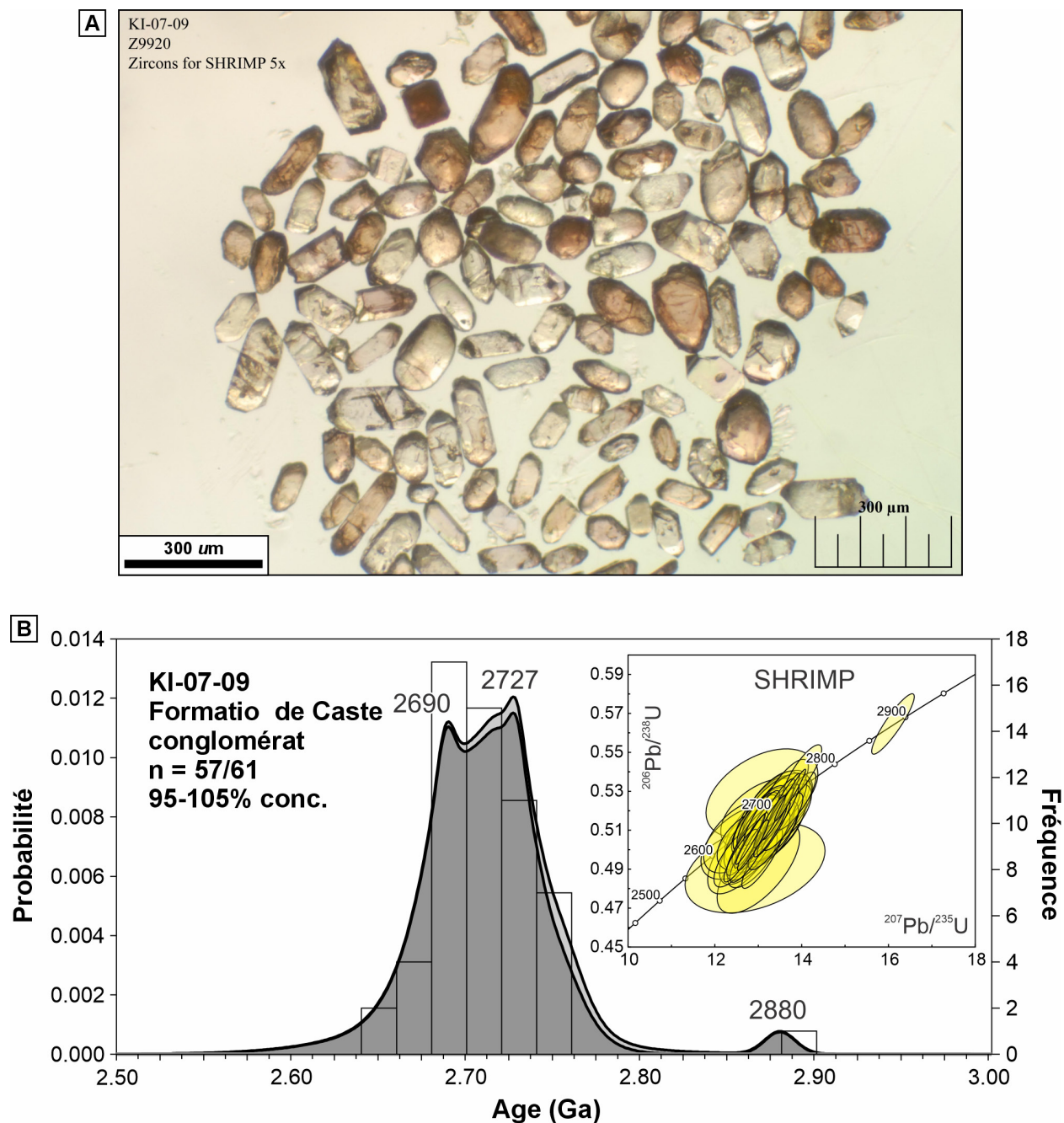


Figure 28. A. Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon KI-07-09 utilisés pour l'analyse SHRIMP. **B.** Diagramme de distribution de densité de probabilité et histogramme (intervalles de 20 Ma) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par analyses ponctuelles SHRIMP de zircons détritiques de l'échantillon KI-07-09. La courbe gris foncé inclut uniquement les données dont la concordance est comprise dans une marge de $\pm 5\%$, tandis que la courbe gris clair intègre l'ensemble des données. Encadré : diagramme concordia U-Pb avec les incertitudes représentées au niveau de confiance de 95 %.

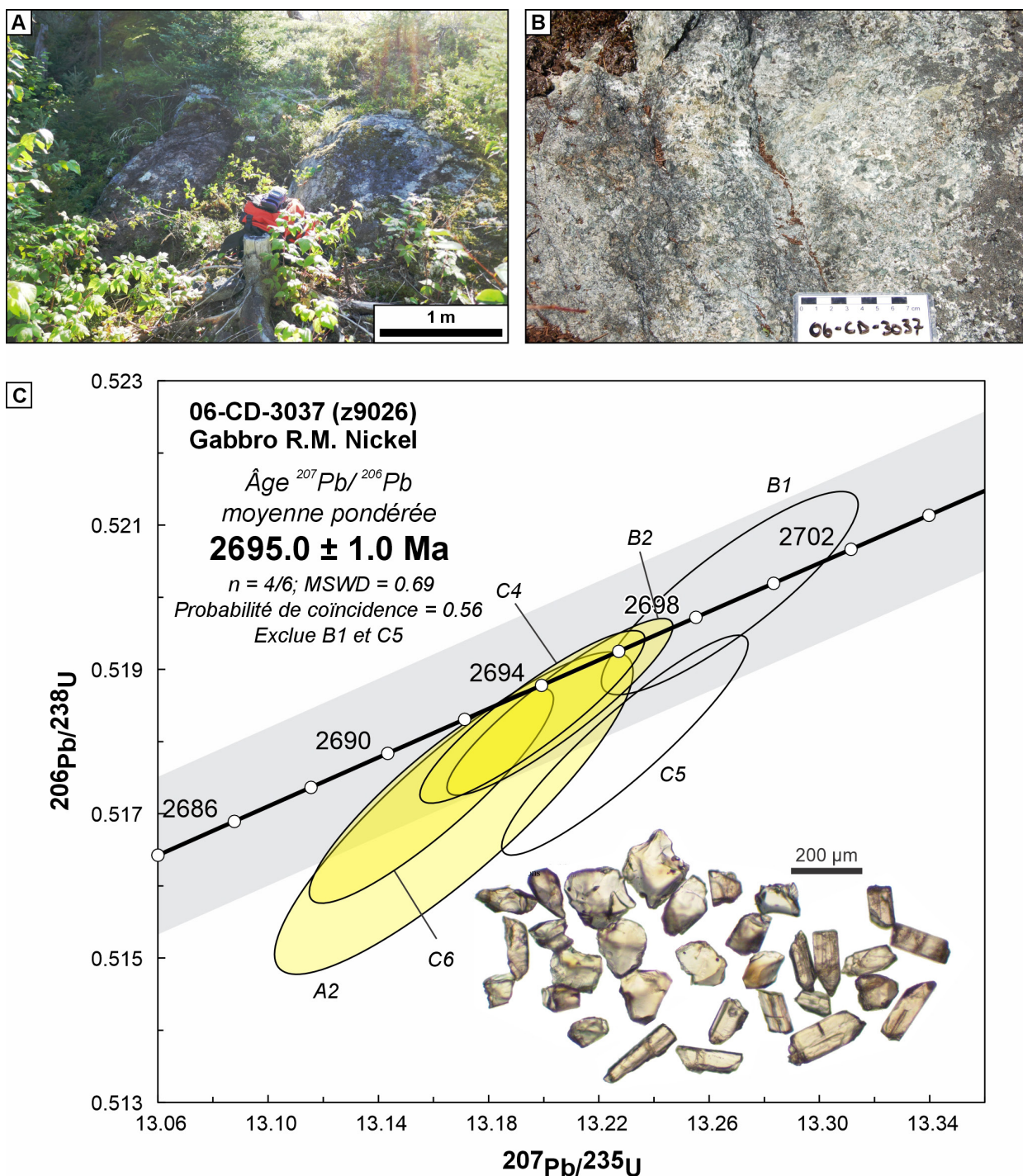


Figure 29. **A.** Site d'échantillonnage de l'échantillon 06-CD-3037 (gabbro R.M. Nickel). Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-722. **B.** Vue rapprochée du gabbro R.M. Nickel sur une surface légèrement altérée. Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-723. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 06-CD-3037. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon.

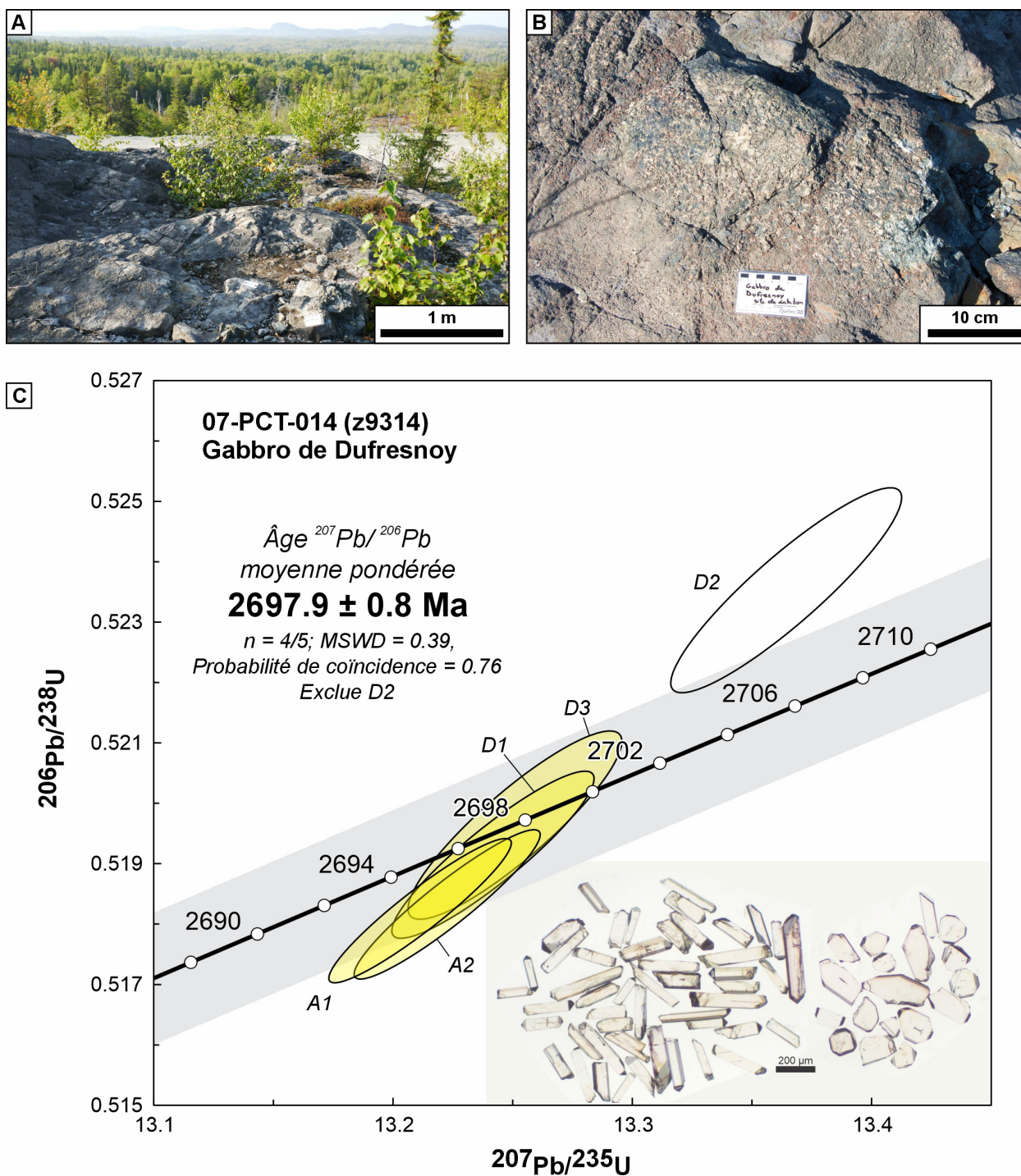


Figure 31. **A.** Vue du site d'échantillonnage de l'échantillon 07-PCT-014 (gabbro de Dufresnoy). Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-724. **B.** Vue rapprochée du gabbro de Dufresnoy sur une surface légèrement altérée. Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-725. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 07-PCT-014. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon.

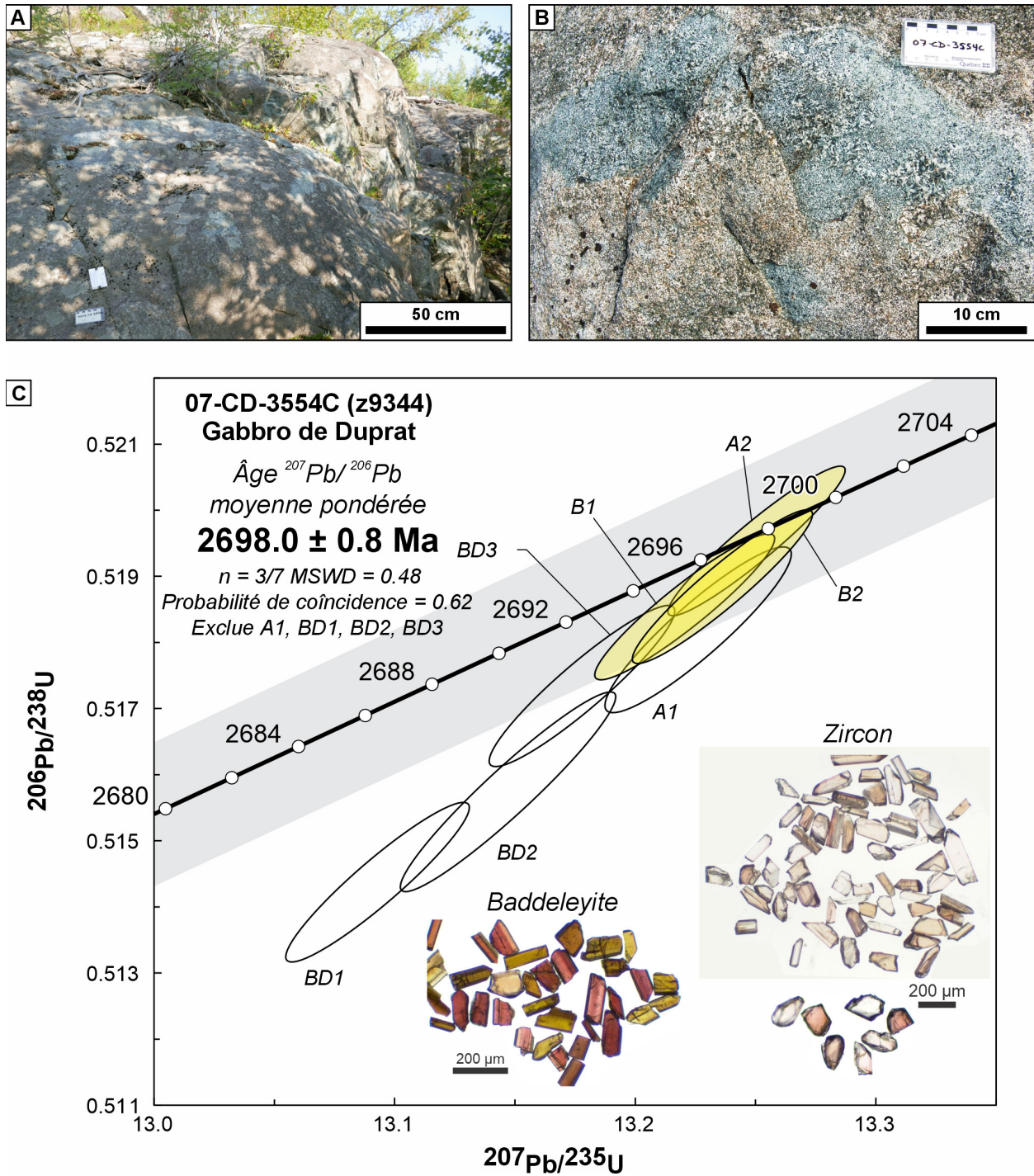


Figure 32. **A.** Vue du site d'échantillonnage de l'échantillon 07-CD-3554C (gabbro de Duprat). Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-726. **B.** Vue rapprochée du gabbro de Duprat sur une surface légèrement altérée. Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-727. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 07-CD-3554C. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons et de baddeleyites représentatifs provenant de l'échantillon.

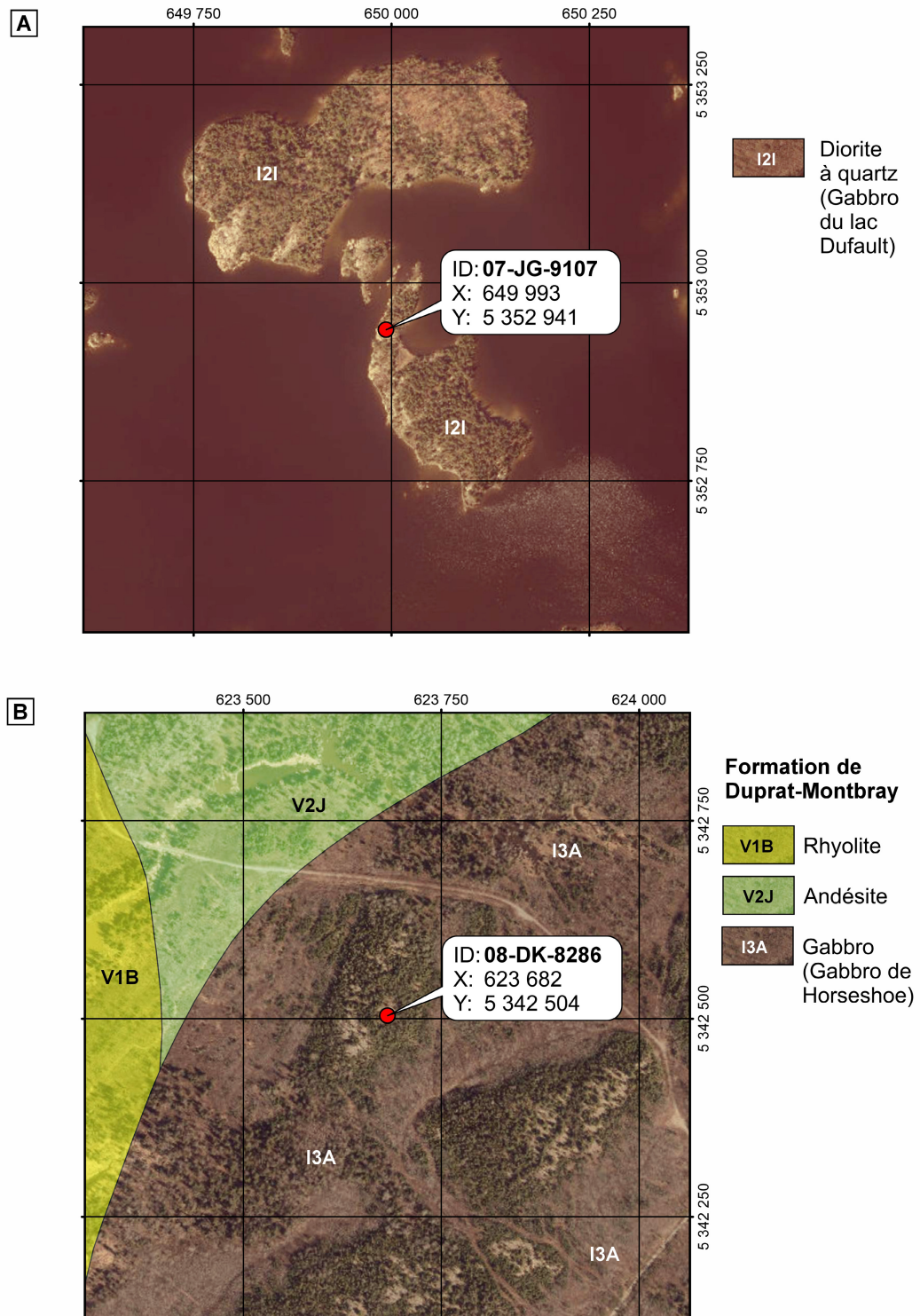


Figure 33. A. Emplacement de l'échantillon 07-JG-9107. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon 08-DK-8286. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

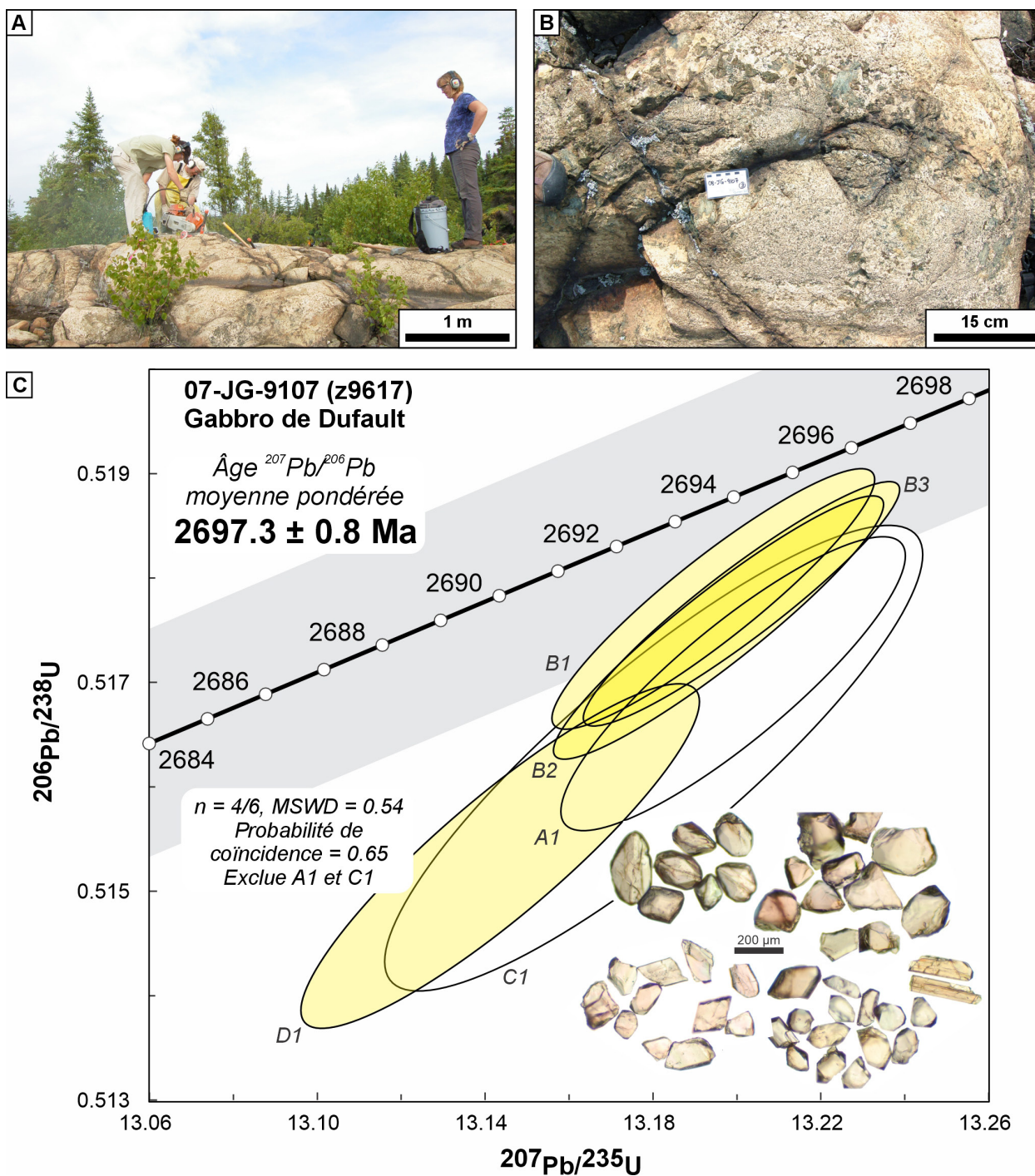


Figure 34. **A.** Vue du site d'échantillonnage de l'échantillon 07-JG-9107 (gabbro de Dufault). Photographie de D. Kuiper, photo RNCAN 2023-728. **B.** Vue rapprochée du gabbro de Dufault sur une surface légèrement altérée. Photographie de D. Kuiper, photo RNCAN 2023-729. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 07-JG-9107. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon.

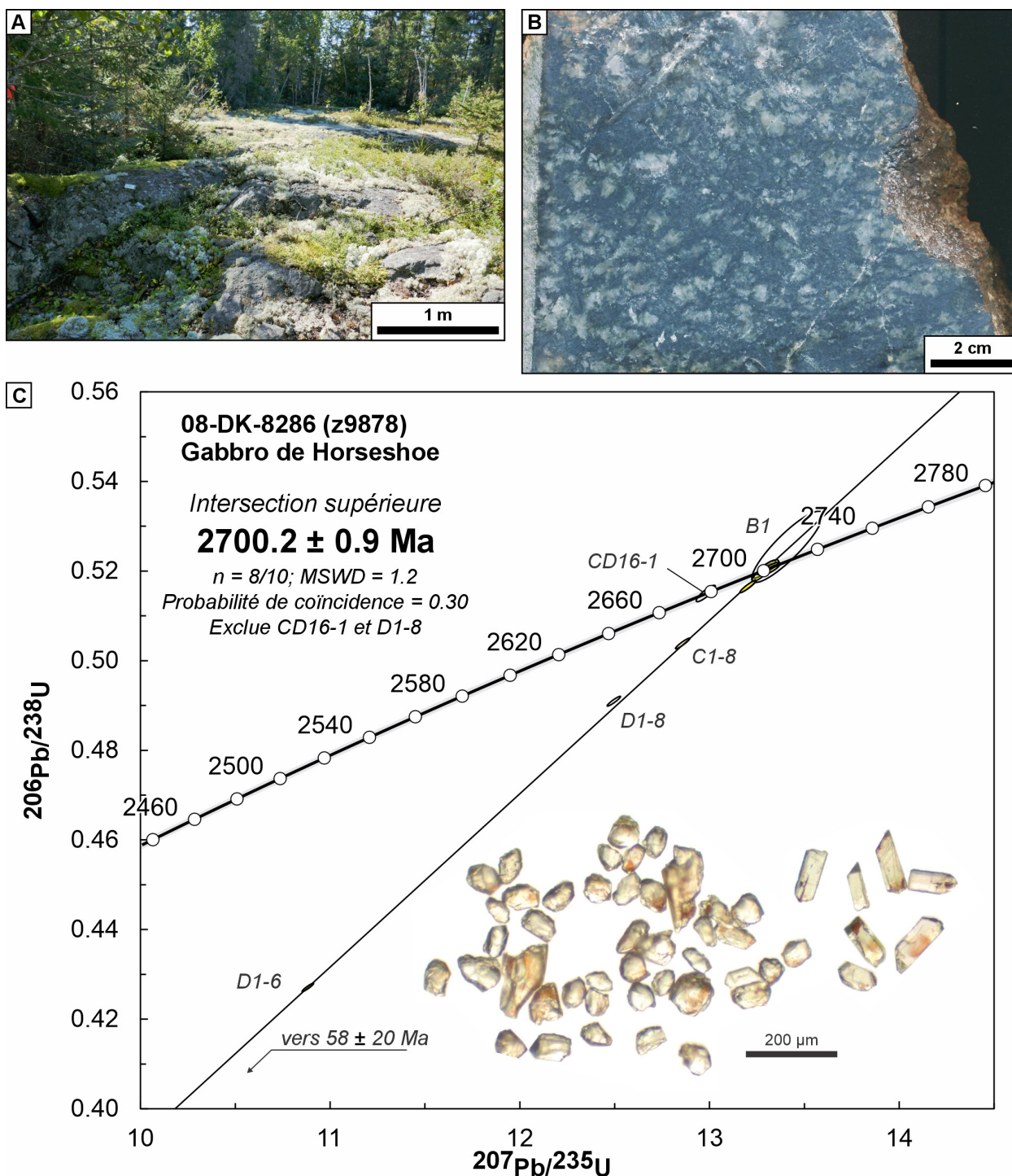


Figure 35. **A.** Vue du site d'échantillonnage de l'échantillon 08-DK-8286 (gabbro Horseshoe). Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-730. **B.** Vue rapprochée d'une surface coupée provenant de l'échantillon daté du gabbro Horseshoe. Photographie de J. Goutier (MRNF), photo RNCAN 2023-731. **C.** Diagramme concordia U-Pb pour l'échantillon 08-DK-8286. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon.

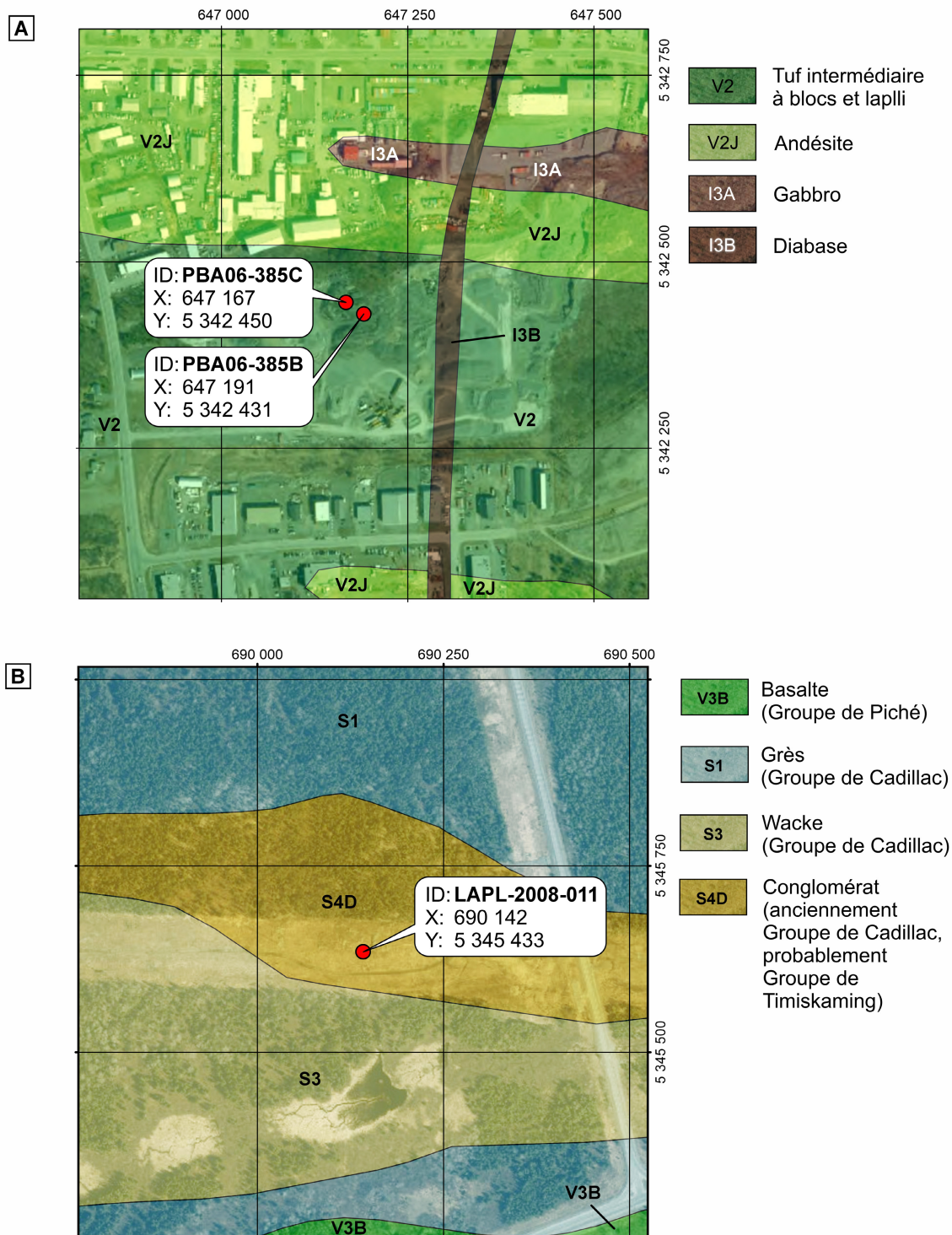


Figure 36. A. Emplacement des échantillons PBA06-385B et -385C. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM. **B.** Emplacement de l'échantillon LAPL-2008-011. Système de coordonnées UTM NAD83, zone 17. Carte lithologique provenant de SIGÉOM.

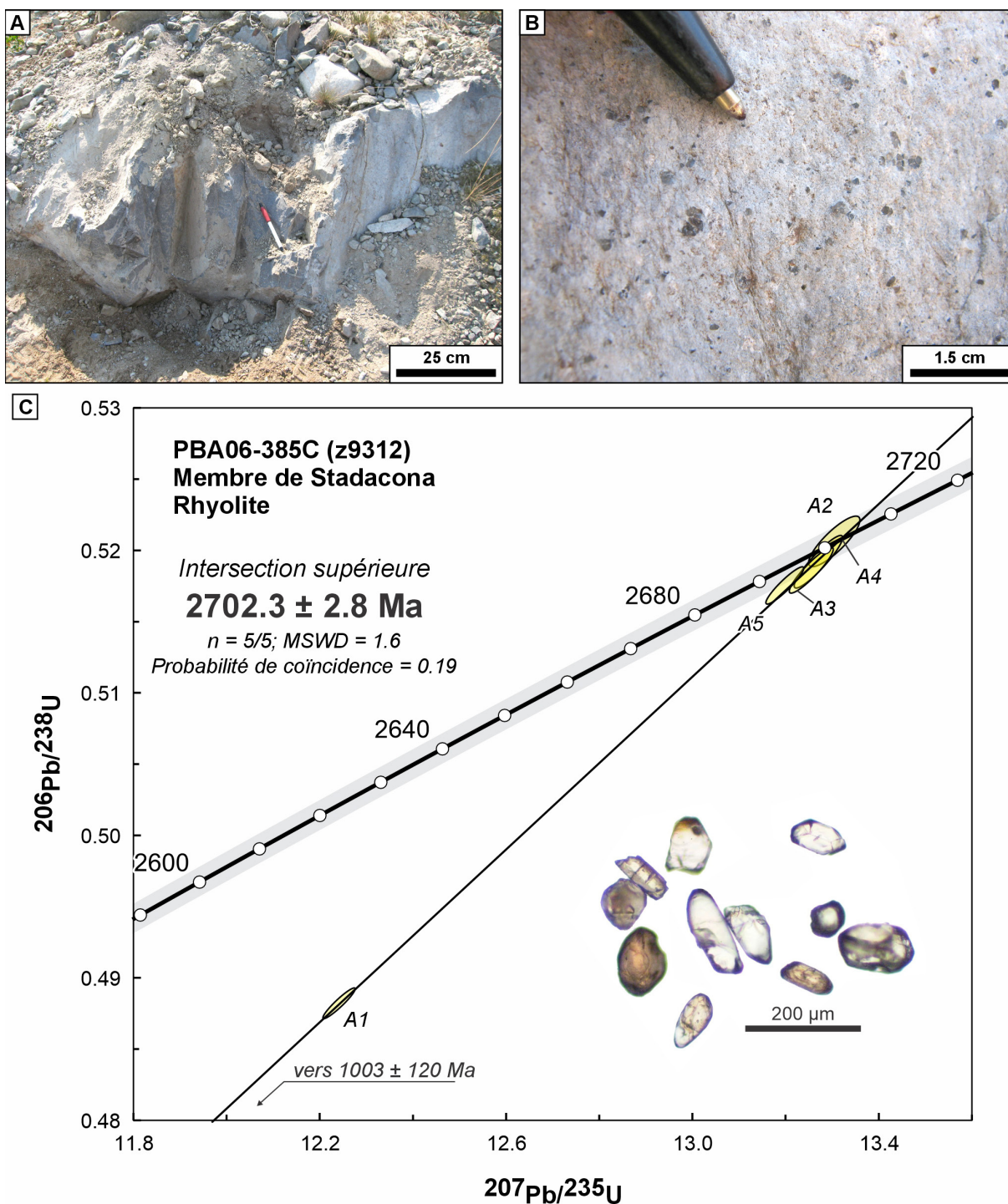


Figure 37. A. Site d'échantillonnage de la rhyolite 06-PBA-385C vu en coupe perpendiculaire à la foliation principale. Photographie RNCAN 2025-002, prise par J. Percival. B. Vue rapprochée de la rhyolite montrant des microphénocristaux de quartz et de feldspath (plagioclase) dans une matrice pâle et à grain fin. Photographie RNCAN 2025-003, prise par J. Percival. C. Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon PBA06-385C. Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

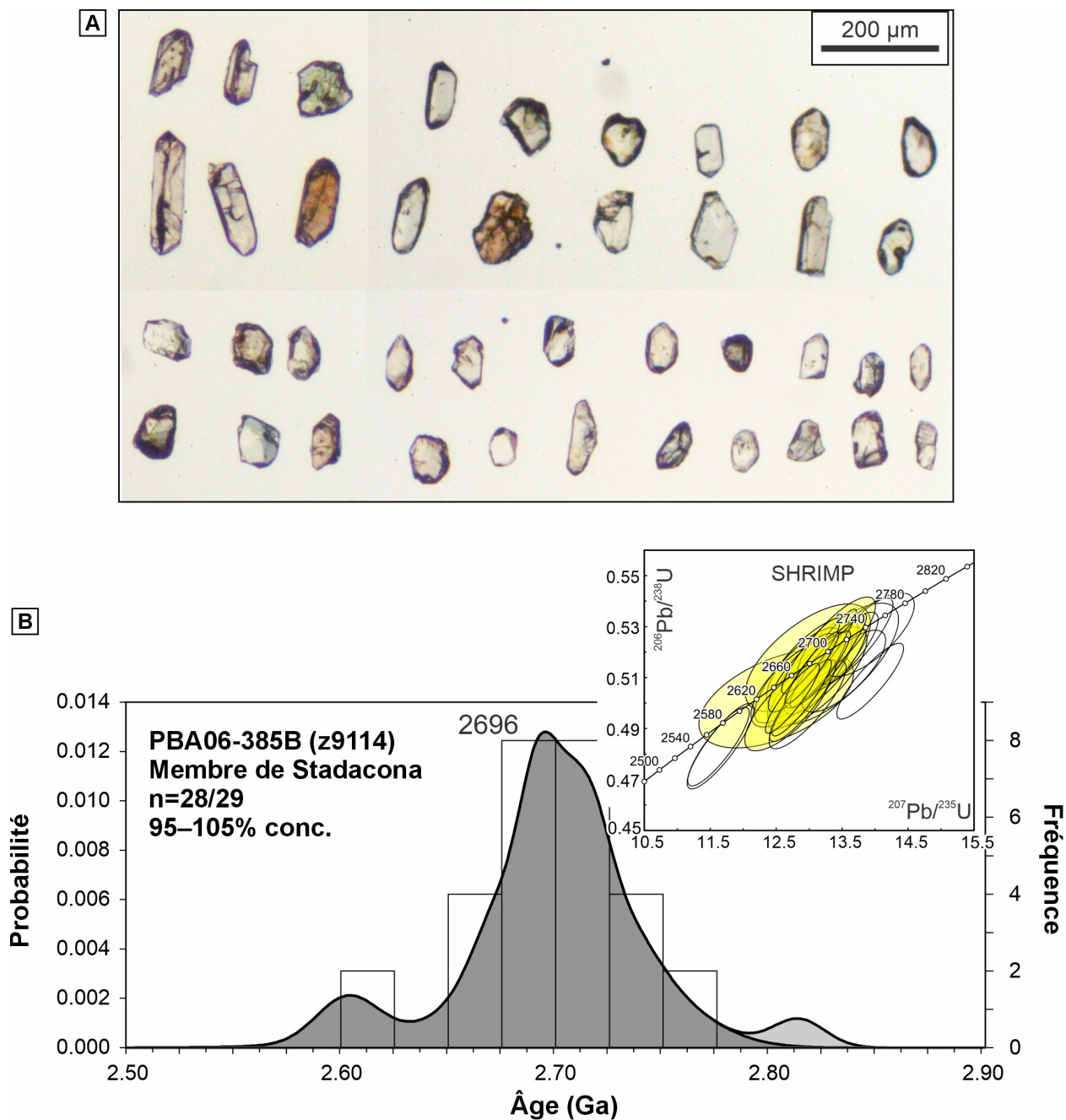


Figure 38. A. Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon 06-PBA-385B utilisé pour l'analyse SHRIMP. B. Diagramme de distribution de densité de probabilité et histogramme (intervalles de 25 Ma) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par analyses ponctuelles SHRIMP de zircons de l'échantillon PBA06-385B. La courbe gris foncé inclut uniquement les données dont la concordance est comprise dans une marge de $\pm 5\%$, tandis que la courbe gris clair intègre l'ensemble des données. Encadré : diagramme concordia U-Pb avec les incertitudes représentées au niveau de confiance de 95 %. Les ellipses colorées sont incluses dans le calcul de l'âge.

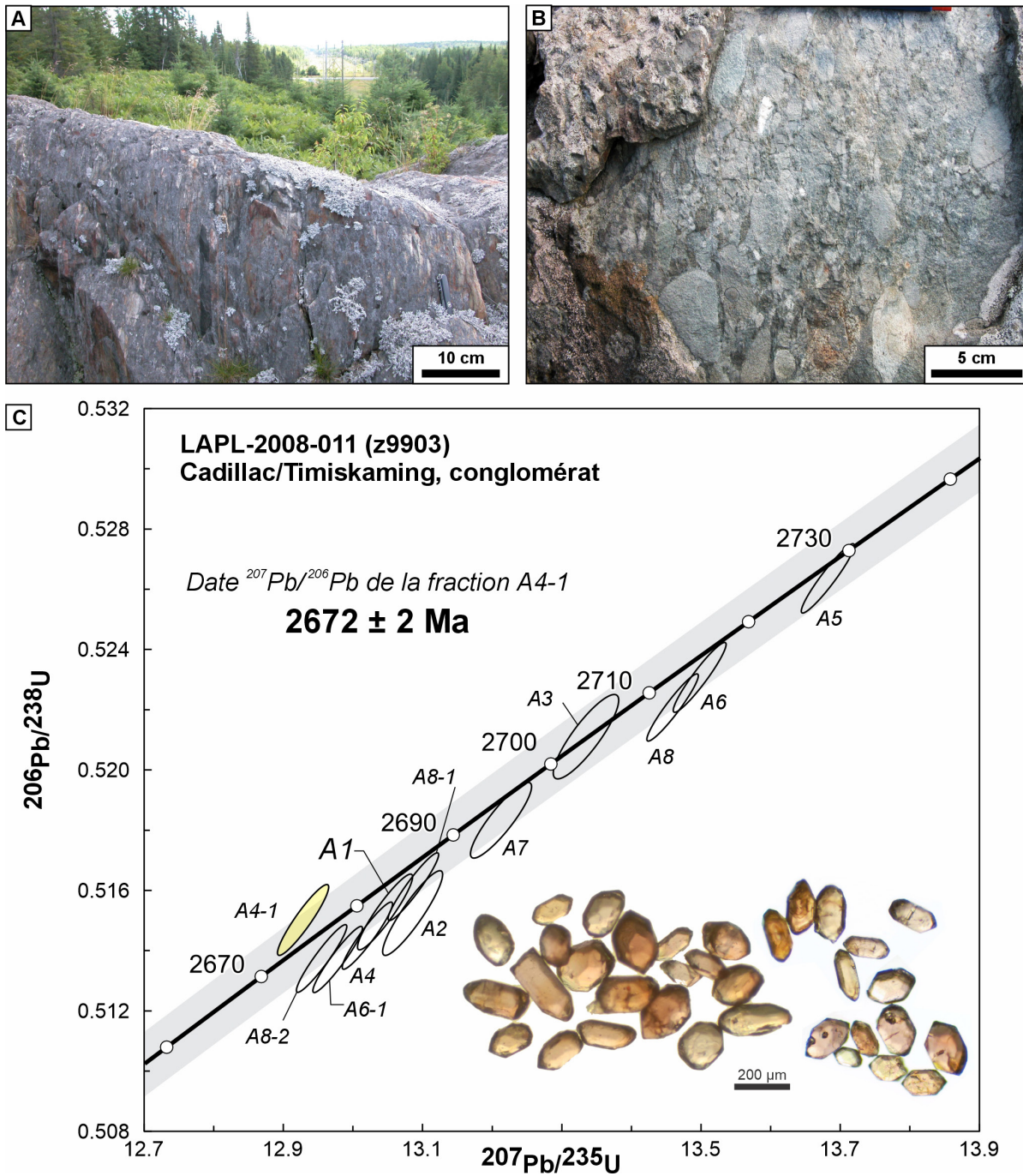


Figure 39. A. Site d'échantillonnage du conglomérat LAPL-2008-011 vu en coupe perpendiculaire à la foliation principale, montrant de nombreux clastes fortement aplatis. Photographie RNCAN 2023-732, prise par P. Mercier-Langevin. B. Vue en plan du conglomérat polygénique dans une zone légèrement moins foliée, montrant des clastes bien arrondis de textures et de compositions contrastées. Photographie RNCAN 2023-733, prise par P. Mercier-Langevin. C. Diagramme concordia U-Pb pour les résultats ID-TIMS de l'échantillon LAPL-2008-011 (l'analyse fortement discordante A2-1 n'est pas représentée ; voir le texte pour plus de détails). Les incertitudes sont représentées au niveau de confiance de 95 %. L'ellipse colorée a été utilisée pour le calcul de l'âge. Encadré : image en lumière transmise de zircons représentatifs provenant de l'échantillon pour l'analyse ID-TIMS.

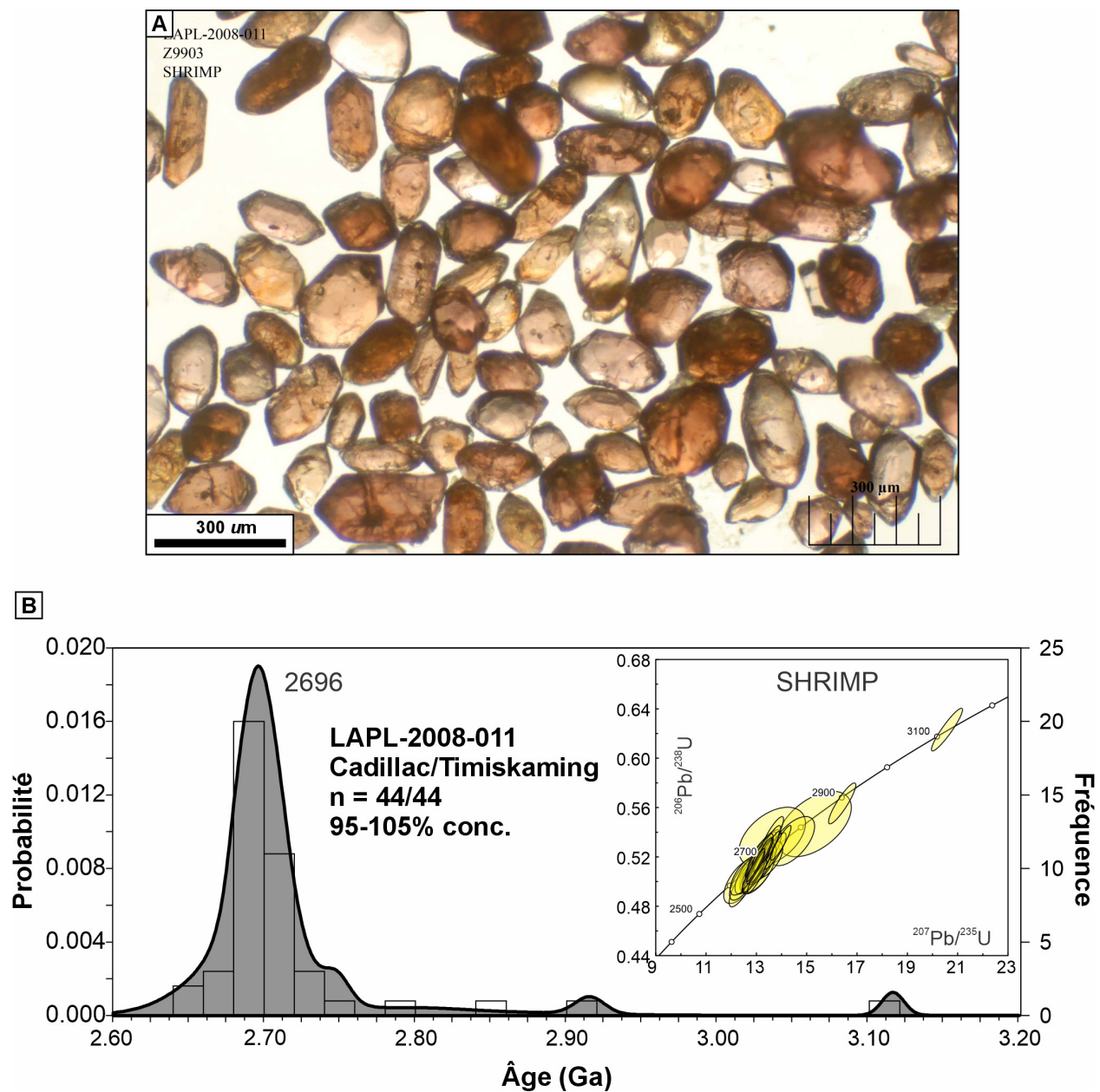


Figure 40. A. Image en lumière transmise de zircons représentatifs de l'échantillon LAPL-2008-011 utilisés pour l'analyse SHRIMP. B. Diagramme de distribution de densité de probabilité et histogramme (intervalles de 20 Ma) des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par analyses ponctuelles SHRIMP de zircons détritiques de l'échantillon LAPL-2008-011. Encadré : diagramme concordia U-Pb avec les incertitudes représentées au niveau de confiance de 95 %.