

Université du Québec  
Institut National de la Recherche Scientifique  
Centre Eau Terre Environnement

# **GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE AURIFÈRE DE LA RÉGION DE BELLETERRE, ABITIBI-TÉMISCAMINGUE, QUÉBEC**

Par  
Mahamed Koïta, M.Sc.

Thèse présentée pour l'obtention du grade de  
Philosophiae doctor (Ph.D.)  
en sciences de la terre

## **Jury d'évaluation**

Président du jury et examineur interne	Pierre-Simon Ross INRS-ETE
Examineur externe	Phillips C. Thurston Université Laurentienne
Examineur externe	Stéphane De Souza UQAM
Directeur de recherche	Lyal Harris INRS-ETE



## **REMERCIEMENTS**

Je tiens tout d'abord à exprimer mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, Lyal Harris, pour avoir accepté d'encadrer ce projet doctoral. Sans son soutien inconditionnel, ses multiples conseils et sa grande disponibilité, je n'aurais pas pu arriver au bout de ce travail. J'ai particulièrement apprécié ses qualités humaines tout au long de ce projet doctoral.

Je souhaite remercier tous les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail, en particulier Phillips C. Thurston, Pierre-Simon Ross et Stéphane De Souza. Leurs suggestions ont permis d'améliorer significativement cette thèse.

J'aimerais également exprimer toute ma gratitude à Jean Bédard avec qui j'ai eu la chance d'échanger de nombreuses fois. Je remercie de tout mon cœur, mon ami William Oswald pour son soutien sans faille, surtout dans les derniers mois de cette thèse. Que Julia Schumacher trouve ici exprimé, mes sincères remerciements pour avoir révisé les références bibliographiques de cette thèse. Mes remerciements à mon amie Niakalé Camara, à Cécile Van Der Kallen et à Bocar Diagona qui ont également contribué à la réalisation de ce projet doctoral.

Mes reconnaissances à tous les professeurs (INRS et Université Laval) des modules métallogénie et géologie structurale : Benoît Dubé, Georges Beaudoin, Marc Constantin, Michel Malo, Pierre-Simon Ross et le personnel professionnel et technique de l'INRS-ETE dont Stéfane Prémont, Anissa Bensadoune et Phillippe Girard.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont été financés, en partie, par les Mines J.A.G Itée, je tiens donc à remercier M. Pierre Gévry, le président de la compagnie J.A.G, pour son soutien financier (analyses et bourses d'études) et logistique. Je remercie également Garry Allan qui a été mon hôte à Belleterre.

Je suis reconnaissant à toute ma famille, surtout à ma mère Hatou Yatabaré et mon oncle Abdoulaye Yatabaré qui ont pris l'initiative de m'inscrire à l'école. Ainsi, je suis le premier d'une fratrie de 12 enfants à avoir eu cette immense chance. Que la famille Yatabaré trouve ici exprimé, mes vifs remerciements. Toute ma gratitude à feu mon père Cheickna Koïta, mes sœurs et frères qui m'ont soutenu tout au long de mon parcours scolaire.

Enfin, mes sincères remerciements à mon amie Isabelle Deschênes, sans elle, je ne serais jamais arrivé au bout de cette thèse. Toute vie véritable est rencontre, la nôtre n'a rien d'un hasard. Merci Isabelle!



## RÉSUMÉ

La région de Belleterre, en particulier la ceinture Belleterre-Angliers, est située au sud-est de la Sous-province du Pontiac dans la Province du Supérieur. Elle est connue depuis les années 1930 pour ses indices et gîtes de veines de quartz aurifères dont certaines furent exploitées (ex. la mine Belleterre, de plus de 27 tonnes d'or).

La présente thèse est le résultat d'un projet réalisé en collaboration avec les Mines J.A.G. ltée visant à étudier le contexte géologique global des gîtes et indices aurifères à travers l'étude lithogéochimique, pétrogénétique et stratigraphique des roches encaissantes et la réinterprétation des données géophysiques, disponibles et acquises, afin de déterminer les métallotectes structuraux et lithologiques des veines de quartz aurifères.

Cette étude a identifié deux épisodes volcaniques dans la ceinture Belleterre-Angliers. Le premier épisode (~2724-2715 Ma) correspond à la formation des roches des groupes de Belleterre et de Baby. Le second épisode (~2690-2682 Ma) correspond à la formation des roches du Groupe de Lac des Bois. Chaque épisode volcanique est constitué d'un magmatisme tholéiitique et calco-alcalin. Les roches tholéiitiques sont interprétées comme provenant de la fusion partielle de l'asthénosphère, dans un contexte de basse pression (probablement d'extension/rifting), sans contamination crustale pour les tholéiites des groupes de Belleterre et de Baby et avec une légère contamination pour celles du Groupe de Lac des Bois. Le magmatisme calco-alcalin, de par ses hautes concentrations en  $Al_2O_3$  et faibles concentrations en terres rares lourdes et Y, implique des mécanismes de différenciation magmatique (soit une source mafique grenatifère) dans un contexte de très hautes pressions.

L'interprétation des données magnétiques et gravimétriques corrobore l'hypothèse selon laquelle la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers serait allochtone. Les roches de la région sont métamorphosées aux faciès des schistes verts supérieur et amphibolites inférieur. Elles sont déformées par trois principales phases de déformation qui leur confèrent une anisotropie prononcée, particulièrement aux contacts lithologiques. La plupart des structures géologiques sont coplanaires ou subparallèles à la schistosité  $S_1$ . Les veines de quartz aurifères sont encaissées dans les roches des groupes de Belleterre et de Lac des Bois qui sont respectivement situées au sud et au sud-est de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers.

La région est marquée par une abondance de dykes de lamprophyre calco-alcalins spatialement associés aux veines de quartz. Aucun lien génétique n'a été établi entre celles-ci et les lamprophyres. Les lamprophyres observés sont répartis entre kersantites (groupes I et II) et spessartites. La mise en place des kersantites/GI précède celle des spessartites, elles-mêmes antérieures aux kersantites/GII. Ces dernières ont été datées par géochronologie U-Pb à  $2679,3 \pm 1,2$  Ma. La signature géochimique des trois générations de lamprophyres suggère qu'ils proviennent de magmas parentaux distincts. Les kersantites/GI proviennent de la fusion partielle du manteau lithosphérique métagénésé, alors que la composition géochimique des spessartites et des kersantites/GII suggère l'introduction de matière métagénésante et radiogénique comme des sédiments du Groupe de Pontiac dans le manteau, soit par le biais de subduction ou « *slab breakoff* ».

Régionalement, les veines de quartz-carbonates sont spatialement associées aux failles  $D_1$  inverses ou normales et zones de cisaillement  $D_2$ . Les veines de quartz précoces (VQP), particulièrement celles de l'ancienne mine de Belleterre, sont contrôlées par les failles  $D_1$  Mill Creek et Gainsmor. Les veines de quartz tardives (VQT) sont contrôlées par les failles et zones de cisaillement  $D_2$ . La pyrite est le sulfure dominant dans toutes les veines de quartz étudiées. La pyrrhotite, la marcassite et la galène sont plus abondantes dans les VQP. La chalcopryrite, la molybdénite, le bismuth, l'argent natif et les tellurures sont plus abondants dans les VQT. La proportion de sphalérite est invariable. L'or est présent en inclusions dans

les sulfures et sous forme de grains isolés dans le quartz, ou en remplissage de fractures de ceux-ci. De l'or primaire « invisible » est présent en solution, exclusivement dans la pyrite des VQT. L'analyse au LA-ICP-MS de la pyrite des VQP montre qu'elle est moins enrichie en métaux, à l'exception des éléments réfractaires Co, As et Ni, comparativement à celle des VQT. L'Au contenu dans la pyrite des VQT (ex. indice Audrey) présente une forte corrélation positive avec Sn, W, Mo, Sb, Tl, Bi, Te, Cu et Pb, alors que celui contenu dans la pyrite des VQP n'en présente aucune. La paragenèse minérale des VQP inclut la chlorite, la séricite, l'épidote, les carbonates et le quartz. Les VQT présentent une prédominance de biotite, séricite, albite, feldspaths potassiques, carbonates et quartz.

Les VQP présentent des valeurs de  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  variant de +0,8 à +5,2 ‰ et du plomb non radiogénique. Le soufre des VQP proviendrait de la dissolution et précipitation des sulfures des roches mafiques par des fluides métamorphiques. L'or proviendrait du lessivage des roches supracrustales et du socle gneisso-granitique. Les VQP peuvent donc être qualifiées de veines de type « orogénique classique ». Les VQT présentent des valeurs négatives de  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  (de -4,2 à 0,7 ‰) et du plomb radiogénique. Leurs relations de recoupement avec les intrusions syn-tectoniques de nature métalumineuse à peralumineuse suggèrent un lien génétique avec ces dernières. Au gîte Aubelle principale, l'âge des VQT des zones de cisaillement D<sub>2</sub> est compris entre ceux de deux intrusions syn-tectoniques (2694,6 ± 0,9 et 2691,2 ± 1,2 Ma). Le soufre et l'or des VQT semblent principalement de dérivation magmatique et celles-ci peuvent être considérées comme des veines de type « *intrusion related gold* ».

Contrairement à ce qui est relaté dans la littérature, les résultats de cette thèse prouvent que les roches du premier épisode volcanique de la ceinture Belleterre-Angliers (~2724-2715 Ma) sont plus vieilles que toutes les roches volcaniques du Groupe de Blake River (Abitibi; 2704-2695 Ma). Toutefois, le volcanisme subcalcin a perduré dans le Pontiac (second épisode; ~2690-2682 Ma) après la cessation de celui de l'Abitibi (soit 2695 Ma). De plus, dans les études antérieures, l'environnement géotectonique des tholéiites des groupes de Belleterre et de Baby est interprété comme étant une zone de subduction, alors que cette étude détermine plutôt un environnement tectonique similaire à celui des *N-MORB* ou des basaltes du bassin arrière arc de Lau, soit un régime d'extension. Par la suite, ces roches ont été charriées sur un socle gneisso-granitique selon les interprétations des données géophysiques de cette thèse. Finalement, cette étude prouve que les veines de quartz aurifères de Belleterre ( $\geq 2679,3 \pm 1,2$  Ma) sont précoces par rapport à celles de l'Abitibi (2680-2665 Ma).

Mots-clés: Abitibi-Témiscamingue; Archéen; Pontiac; Groupe de Belleterre; Groupe de Lac des Bois; lamprophyres; roches sédimentaires; géophysique; or orogénique; or associé à une intrusion (« *intrusion-related gold* »).

## **ABSTRACT**

The Belleterre area, located in the south-east of the Pontiac Subprovince of the Superior Province, is known since the 1930 for its gold-bearing quartz vein occurrences, some of which were mined (e.g. Belleterre mine, over 27 tonnes of gold).

This thesis is the product of research in collaboration with Mines J.A.G. Ltd to study the geological setting of gold deposits and occurrences in the region through geochemical, petrogenetic and stratigraphic study of host rocks and reinterpretation of available geophysical data, to define geological and structural exploration vectors for gold-bearing quartz veins.

This study identified two episodes of volcanism in the Belleterre-Angliers belt: a first episode ~2724-2715 Ma corresponding to the deposition of rocks of the Belleterre and Baby groups, and a second ~2690-2682 Ma episode producing rocks of the Lac des Bois Group. Each episode included tholeiitic and calc-alkaline magmatism. Tholeiitic rocks are interpreted as formed by partial melting of the asthenosphere in a low pressure context, with no crustal contamination for the Belleterre and Baby groups, and moderate crustal contamination for the Lac des Bois Group. High  $Al_2O_3$  and low heavy rare earth elements and Y concentrations imply that magmatic differentiation from a garnet-bearing source in a high pressure context occurred during calc-alkaline magmatism.

Gravity and magnetic data support the hypothesis that the Belleterre-Angliers volcanic belt is allochthonous. The country rocks have been metamorphosed to upper greenschist-lower amphibolite facies and deformed by three major structural events that produced a strong planar anisotropy, especially along lithological contacts. Most structures are sub-parallel to the  $S_1$  foliation. Auriferous quartz veins are hosted by rocks of the Belleterre and Lac des Bois groups, located south and south-east of the Belleterre-Angliers volcanic belt.

The study area includes abundant calc-alkaline lamprophyre dykes spatially associated with auriferous quartz veins, although no genetic link was found between them. Lamprophyres are distributed between kersantites (groups I and II) and spessartites. Emplacement occurred in the following order: kersantites/GI, spessartites, and kersantites/GII. The later were dated at  $2679.3 \pm 1.2$  Ma using U-Pb geochronology. The geochemical signature of the three generations suggests they come from distinct parental magmas. Kersantites/GI stem from partial melting of metasomatized lithospheric mantle. Spessartites and Kersantites/GII geochemical signatures suggests introduction of "metasomatizing and radiogenic matter", such as Pontiac sediments in the mantle such as through subduction or slab breakoff processes.

Regionally, quartz-carbonate veins are spatially associated with inverse or normal  $D_1$  faults and shear zones. Early quartz veins (VQP), notably at the Belleterre mine, are controlled by  $D_1$  Mill Creek and Gainsmor faults. Late quartz veins (VQT) are controlled by  $D_2$  faults and shear zones. Pyrite is the dominant sulphide in all quartz veins. VQP have higher pyrrhotite, marcasite and galena, whereas VQT have higher chalcopyrite, molybdenite, bismuth, native silver and tellurides. Sphalerite abundance is constant. Gold is present as inclusions in sulphides and quartz as well as in quartz fractures. Primary, "invisible" gold is present as solutions in VQT pyrite. LA-ICP-MS analysis of VQP pyrite shows lesser trace metal enrichment relative to VQT, except for Co, As and Ni which are refractory elements. Gold contained in VQT pyrite (e.g. Audrey occurrence) is positively correlated with Sn, W, Mo, Sb, Tl, Bi, Te, Cu and Pb, whereas gold in VQP shows no clear correlation. Hydrothermal alteration mineral paragenesis of VQP includes chlorite, sericite, epidote, carbonates and quartz. For VQT, it is dominated by biotite, sericite, albite, potassic feldspar, carbonates and quartz.

VQP have +0.8 to +5.2‰  $\delta^{34}S_{(CDT)}$  values and non-radiogenic lead, suggesting they were sourced from metamorphic devolatilization of mafic rocks. Gold would most likely have come

from leaching of supracrustal rocks and the gneiss-granite basement. VQP can be classified as a “classic orogenic gold” vein type. VQT have  $-4.2$  to  $+0.7\%$   $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  values and radiogenic lead. Crosscutting relationships with metaluminous to peraluminous syn-tectonic intrusions suggest they have a genetic link with gold. At the Aubelle principale deposit, the age of  $D_2$  shear zones-hosted VQT is constrained by  $2694.6 \pm 0.9$  and  $2691.2 \pm 1.2$  Ma syn-tectonic intrusions. VQT sulphur and gold appear mainly magmatic in origin and VQT can be considered as intrusion-related.

Contrary to what is reported in the literature, the results of this thesis prove that the  $\sim 2724$ - $2715$  Ma rocks of the first volcanic episode of the Belleterre-Angliers belt are older than all subalkaline volcanic rocks dated in the Blake River Group (Abitibi;  $2704$ - $2695$  Ma). However, volcanism continued in the Pontiac in a second episode at  $\sim 2690$ - $2682$  Ma, whereas subalkaline volcanism in the Abitibi ceased by  $\sim 2695$  Ma. In addition, the geotectonic environment of Belleterre and Baby groups tholeiites has previously been interpreted as subduction-related, whereas this study suggests a tectonic environment similar to that of *N-MORB* basalts or those of the Lau back-arc basin. Subsequently, interpretations of geophysical data in this thesis implies that these rocks were overthrust upon a uniform granitic and gneissic basement. Finally, this study proves that the  $\geq 2679.3 \pm 1.2$  Ma gold-bearing Belleterre quartz veins are early compared to those in the Abitibi which have been previously dated at  $2680$ - $2665$  Ma.

Key-words: Abitibi-Témiscamingue; Archean; Pontiac; Belleterre Group; Lac des Bois Group; lamprophyres; sedimentary rocks; geophysics; orogenic gold; intrusion-related gold.



# TABLE DES MATIÈRES

<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>I</b>
<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>V</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>VII</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>IX</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>XV</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>XVII</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS</b> .....	<b>XXVII</b>
<b>1 INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	<b>XXVII</b>
1.1 CONTEXTE.....	1
1.2 PROBLÉMATIQUE .....	2
1.3 OBJECTIFS .....	5
1.4 MÉTHODOLOGIE.....	6
1.5 ORGANISATION DE LA THÈSE .....	7
<b>2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</b> .....	<b>9</b>
2.1 SOUS-PROVINCE DU PONTIAC.....	9
2.2 ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE PONTIAC.....	9
2.3 CEINTURE VOLCANIQUE DE BELLETERRE-ANGLIERS .....	10
2.4 GRANITOÏDES .....	10
2.5 MÉTAMORPHISME .....	11
2.6 STRUCTURES.....	11
2.7 MODÈLE GÉODYNAMIQUE .....	11
2.8 GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE BELLETERRE.....	13
2.8.1 Lithostratigraphie .....	14
2.8.2 Structures .....	18
2.9 GÉNÉRALITÉS SUR LES GÎTES D'OR OROGÉNIQUES.....	19
<b>3 GÉOLOGIE, LITHOGÉOCHIMIE ET PÉTROGÉNÈSE DES ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES DES GROUPES DE BELLETERRE ET DE LAC DES BOIS</b> .....	<b>25</b>
3.1 ROCHES DU GROUPE DE BELLETERRE .....	26
3.1.1 Basaltes du Groupe de Belleterre (BGB) .....	26
3.1.2 Gabbros du Groupe de Belleterre .....	36
3.1.3 Volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre .....	42
3.1.4 Pétrogenèse des roches du Groupe de Belleterre .....	52
3.1.5 Altération hydrothermale .....	56

3.2	ROCHES DU GROUPE DE LAC DES BOIS .....	58
3.2.1	Volcanites mafiques à intermédiaires du Groupe de Lac de Bois.....	59
3.2.2	Gabbros du Groupe de Lac des Bois .....	65
3.2.3	Volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Lac des Bois .....	70
3.2.4	Pétrogenèse des roches du Groupe de Lac des Bois.....	76
<b>4</b>	<b>CARACTÉRISATION LITHOGÉOCHIMIQUE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES .....</b>	<b>83</b>
4.1	GRAUWACKES .....	83
4.1.1	Pétrographie .....	85
4.1.2	Éléments majeurs et traces .....	85
4.1.3	Terres rares et autres éléments incompatibles .....	87
4.1.4	Origine des grauwackes .....	88
4.2	ARGILITES .....	90
4.2.1	Pétrographie .....	91
4.2.2	Éléments majeurs et traces .....	92
4.2.3	Terres rares et autres éléments incompatibles .....	93
4.2.4	Origine des argilites .....	93
4.3	TUFS CHERTEUX ET FORMATIONS DE FER .....	98
4.3.1	Pétrographie .....	99
4.3.2	Éléments majeurs et traces .....	101
4.3.3	Terres rares et autres éléments incompatibles .....	103
4.3.4	Contribution hydrothermale et genèse des formations de fer .....	106
<b>5</b>	<b>PÉTROGRAPHIE, LITHOGÉOCHIMIE ET PÉTROGENÈSE DES LAMPROPHYRES .....</b>	<b>109</b>
5.1	CONTEXTE GÉOLOGIQUE .....	110
5.2	PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE .....	110
5.2.1	Kersantites.....	111
5.2.2	Spessartites .....	114
5.3	LITHOGÉOCHIMIE .....	118
5.3.1	Méthodes analytiques des isotopes stables et radiogéniques .....	119
5.3.2	Éléments majeurs et traces .....	123
5.3.3	Terres rares et autres éléments incompatibles .....	125
5.3.4	Alcalino-terreux.....	128
5.3.5	Ratios des éléments incompatibles .....	130
5.3.6	Résultats et interprétations des isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ).....	133
5.3.7	Résultats et interprétations des isotopes radiogéniques (Sr, Nd et Pb).....	134
5.4	CONCLUSION PARTIELLE.....	138
<b>6</b>	<b>GÉOCHRONOLOGIE: IMPLICATIONS MAGMATIQUES ET MÉTALLOGÉNIQUES .....</b>	<b>141</b>
6.1	MÉTHODES ANALYTIQUES.....	141
6.2	ÉTUDES GÉOCHRONOLOGIQUES ANTÉRIEURES.....	142

6.3	PRÉSENTATION DES RÉSULTATS .....	145
6.3.1	Échantillon 1: BD-16-1, volcanoclastite felsique du Groupe de Belleterre.....	145
6.3.2	Échantillon 2: BD-16-2, volcanoclastite felsique du Groupe de Lac des Bois .....	147
6.3.3	Echantillon 3: BD-16-3, volcanoclastite tholéiitique.....	149
6.3.4	Échantillon 4: BTLD, tonalite du pluton de Lac Devlin .....	151
6.3.5	Échantillon 5: GRAUBP-1, granodiorite .....	153
6.3.6	Échantillon 6: AUDLP-1, lamprophyre.....	155
6.4	IMPLICATIONS MAGMATIQUES ET MÉTALLOGÉNIQUES.....	157
<b>7</b>	<b>GÉOPHYSIQUE ET GÉOLOGIE STRUCTURALE .....</b>	<b>163</b>
7.1	DONNÉES MAGNÉTOMÉTRIQUES .....	163
7.1.1	Données utilisées .....	163
7.1.2	Champ magnétique total .....	164
7.1.3	Champ magnétique total réduit au pôle .....	165
7.1.4	Techniques de dérivée première verticale, de tilt et de l'angle thêta appliquées aux données du champ magnétique total .....	168
7.1.5	Intégration verticale .....	169
7.1.6	Estimation des profondeurs par l'analyse spectrale du champ magnétique .....	169
7.1.7	Estimation des profondeurs par la méthode de déconvolution d'Euler .....	173
7.1.8	Estimation des profondeurs par la méthode de « worming » .....	174
7.2	DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES .....	179
7.2.1	Équipements utilisés.....	179
7.2.2	Correction des données gravimétriques.....	183
7.2.3	Anomalie de Bouguer complète .....	185
7.2.4	Techniques de dérivée première verticale et de tilt derivative .....	186
7.2.5	Dérivée première horizontale en Y .....	186
7.2.6	Signal analytique .....	188
7.2.7	Intégration verticale .....	190
7.2.8	Estimation des profondeurs par l'analyse spectrale de l'anomalie de Bouguer complète .....	191
7.2.9	Estimation des profondeurs par la méthode de « worms » .....	192
7.2.10	Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète .....	194
7.3	IMPLICATION TECTONIQUE .....	196
7.4	IMPLICATION MÉTALLOGÉNIQUE .....	197
7.4.1	Failles D <sub>1</sub> .....	199
7.4.2	Zones de cisaillement.....	199
7.4.3	Failles D <sub>3</sub> .....	200
<b>8</b>	<b>ANALYSE STRUCTURALE ET MÉTALLOGÉNIQUE DES INDICES MINÉRALISÉS.....</b>	<b>203</b>
8.1	VEINES DE QUARTZ PRÉCOCES .....	203
8.1.1	Gîte Lac Expanse .....	203

8.1.2	Indice Autanabi .....	213
8.1.3	Indice Veine 11 .....	219
8.1.4	Indices Veine 3 et Veine 4 .....	224
8.2	VEINES DE QUARTZ TARDIVES .....	230
8.2.1	Gîte Aubelle principale .....	230
8.2.2	Veines associées aux granodiorites .....	243
8.2.3	Indice Aubelle 2 Nord .....	250
8.2.4	Indice Audrey .....	256
8.2.5	Indice Hosking .....	261
8.2.6	Indice Aubelle 2 est .....	267
8.3	ANALYSE PAR LA-ICP-MS DE LA PYRITE DES VEINES DE QUARTZ AURIFÈRES.....	277
8.3.1	Analyse par LA-ICP-MS de la pyrite des VQP .....	277
8.3.2	Analyse par LA-ICP-MS de la pyrite des VQT .....	278
8.3.3	Comparaison entre les pyrites des VQP et VQT .....	285
<b>9</b>	<b>GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU SOUFRE ET DU PLOMB .....</b>	<b>287</b>
9.1	GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU SOUFRE .....	287
9.1.1	Rappels théoriques sur les isotopes de soufre .....	287
9.1.2	Méthodologie analytique.....	291
9.1.3	Présentation des résultats .....	292
9.1.4	Source(s) du soufre des veines de quartz précoces (VQP) .....	295
9.1.5	Source(s) du soufre des veines de quartz tardives .....	296
9.2	GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU PLOMB.....	299
9.2.1	Rappels théoriques.....	299
9.2.2	Distribution de l'uranium et du plomb dans les unités de roches .....	301
9.2.3	Méthodologie analytique.....	301
9.2.4	Présentations des résultats .....	303
9.2.5	Veines de quartz précoces .....	307
9.2.6	Veines de quartz tardives .....	309
9.2.7	Indice Aubelle 2 est .....	309
9.2.8	Âges modèles du Pb .....	311
9.2.9	Sources du plomb contenu dans les roches minéralisées .....	323
<b>10</b>	<b>SYNTHÈSE, DISCUSSION ET CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>	<b>331</b>
10.1	SYNTHÈSE ET DISCUSSION .....	331
10.1.1	Roches volcaniques et gabbros synvolcaniques.....	331
10.1.2	Roches sédimentaires .....	337
10.1.3	Lamprophyres.....	341
10.1.4	Contexte tectonique régional.....	348
10.1.5	Contexte métallogénique.....	348
10.2	CONCLUSION GÉNÉRALE .....	367

10.2.1	Volcanisme .....	367
10.2.2	Roches sédimentaires .....	368
10.2.3	Lamprophyres .....	369
10.2.4	Contexte tectonique et structural .....	370
10.2.5	Contexte métallogénique .....	371
10.2.6	Guide d'exploration .....	373
<b>11</b>	<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>374</b>

Sur DVD:

**ANNEXE I:** Lithogéochimie des roches du Groupe de Baby

**ANNEXE II:** Résultats des datations U-Pb sur zircon

**ANNEXE III:** Lithogéochimie des intrusifs felsiques de Belleterre



# LISTE DES TABLEAUX

## CHAPITRE 3

Tableau 3-1: Compositions moyennes des roches mafiques du Groupe de Belleterre.....	32
Tableau 3-2: Compositions moyennes des unités volcaniques felsiques.....	45
Tableau 3-3: Compositions moyennes des volcanites mafiques à intermédiaires. ....	60
Tableau 3-4: Compositions moyennes des volcanoclastites du Groupe de Lac des Bois. ....	70

## CHAPITRE 4

Tableau 4-1: Compositions moyennes des grauwackes.....	84
Tableau 4-2: Compositions moyennes des argilites .....	94
Tableau 4-3: Compositions moyennes des formations de fer et des tufs cherteux .....	102

## CHAPITRE 5

Tableau 5-1: Compositions chimiques moyennes des trois groupes de lamprophyres.....	121
Tableau 5-2: Compositions isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ des lamprophyres de Belleterre .....	133
Tableau 5-3: Compositions isotopiques du Rb et du Sr des lamprophyres de Belleterre. ....	136
Tableau 5-4: Compositions isotopiques du plomb des lamprophyres de Belleterre. ....	137
Tableau 5-5: Compositions isotopiques du Sm et du Nd des lamprophyres de Belleterre.....	138

## CHAPITRE 6

Tableau 6-1: Compilation de toutes les données U/Pb sur zircon de la région d'étude .....	143
---	-----

## CHAPITRE 7

Tableau 7-1: Densité des roches (en $\text{g.cm}^{-3}$ ) recoupées par les profils A et B.....	196
--	-----

## CHAPITRE 8

Tableau 8-1: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure du gîte Aubelle principale .....	231
Tableau 8-2: Composition chimique des inclusions de tellures dans la pyrite des veines de cisaillement D <sub>2</sub> du gîte Aubelle principale.....	238
Tableau 8-3: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Aubelle 2 nord.....	251
Tableau 8-4: Matrice de corrélation de quelques éléments métalliques des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 nord.....	254
Tableau 8-5: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Hosking .....	261
Tableau 8-6: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Aubelle 2 est .....	268
Tableau 8-7: Matrice de corrélation de quelques éléments métalliques des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est .....	272

Tableau 8-8: Comparaison de la concentration moyenne de quelques éléments traces des Py1 et Py2 de l'indice Veine 3. ....	278
Tableau 8-9: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py1 du gîte Aubelle principale. ....	279
Tableau 8-10: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py2 du gîte Aubelle principale. ....	283
Tableau 8-11: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py2 de l'indice Audrey. ....	283
Tableau 8-12: Comparaison de la concentration moyenne de quelques éléments traces des Py2 des VQP et des VQT. ....	285

## CHAPITRE 9

Tableau 9-1: Rapports $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$ et $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$ des concentrés de sulfures extraits des veines de quartz-carbonates aurifères, des formations de fer, des argilites et des lamprophyres de Belleterre. ....	293
Tableau 9-2: Données isotopiques du plomb et du soufre dans les concentrés de sulfures et de magnétite extraits des veines de quartz-carbonates aurifères et des formations de fer. ....	304
Tableau 9-3: Pentes calculées pour différents isochrones. ....	312
Tableau 9-4 : Age modèle Pb-Pb (Holme-Houtermans) et valeur de $\mu$ ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) calculés pour les échantillons de sulfures et de magnétite des indices aurifères. ....	315

## CHAPITRE 10

Tableau 10-1: Synthèse des faciès d'altération associés aux veines de quartz aurifères de Belleterre. .	352
---	-----



# **LISTE DES FIGURES**

## **CHAPITRE 1**

Figure 1-1: Carte géologique simplifiée de la Province du Supérieur.....	2
Figure 1-2: Carte géologique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers.....	3

## **CHAPITRE 2**

Figure 2-1: Modèle tectonique simplifié de l'évolution de la Zone Volcanique Sud (ZVS) d'Abitibi et de la Sous-province de Pontiac.....	12
Figure 2-2: Modèle géodynamique de la ceinture Belleterre-Angliers.....	13
Figure 2-3: Modèle géotectonique des roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers.....	14
Figure 2-4: Carte géologique du camp minier de Belleterre.....	15
Figure 2-5: Veines de quartz-carbonates associées aux ceintures plutono-volcaniques.....	20
Figure 2-6: Environnement géodynamique de mise en place des gîtes d'or orogénique.....	21

## **CHAPITRE 3**

Figure 3-1: Distribution des roches volcaniques et gabbroïques fraîches du Groupe de Belleterre.....	26
Figure 3-2: Classification des Basaltes frais du Groupe de Belleterre (BGB).....	27
Figure 3-3: Basaltes aphanitiques (Groupe I).....	29
Figure 3-4: Basaltes massifs (groupe I).....	29
Figure 3-5: Basaltes mylonitisés (groupe I).....	30
Figure 3-6: Basaltes laminés (groupe II).....	30
Figure 3-7: Diagrammes de classification des BGB.....	31
Figure 3-8: Affinité magmatique des BGB.....	33
Figure 3-9: Spectres des terres rares et multi-éléments des BGB.....	34
Figure 3-10: Environnement géodynamique des BGB.....	35
Figure 3-11: Gabbros du Groupe de Belleterre.....	36
Figure 3-12: Diagrammes de classification des amphiboles.....	37
Figure 3-13: Sélection des GGB peu altérés.....	38
Figure 3-14: Diagrammes de classification des GGB.....	39
Figure 3-15: Affinité magmatique des GGB.....	40
Figure 3-16: Spectres des terres rares et multi-éléments des GGB.....	41
Figure 3-17: Environnement géodynamique des GGB.....	42
Figure 3-18: Tufs à lapillis du Groupe de Belleterre.....	43
Figure 3-19: Tufs du Groupe de Belleterre.....	44
Figure 3-20: Dacites du Groupe de Belleterre.....	44
Figure 3-21: Diagrammes de classification des unités volcaniques felsiques.....	46
Figure 3-22: Affinité magmatique des unités volcaniques felsiques.....	47
Figure 3-23: Spectres des terres rares et multi-éléments des volcanoclastites felsiques.....	48
Figure 3-24: Spectres des terres rares et multi-éléments des dacites.....	49

Figure 3-25: Environnement géodynamique des unités volcaniques felsiques. ....	50
Figure 3-26: Environnement géodynamique des unités volcaniques felsiques (suite). ....	51
Figure 3-27: Diagrammes des éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ , $\text{TiO}_2$ , $\text{FeO}^*$ , $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{CaO}$ , $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{K}_2\text{O}$ et $\text{P}_2\text{O}_5$ ) en fonction de $\text{MgO}$ des roches volcaniques du Groupe de Belleterre. ....	53
Figure 3-28: Diagrammes Ta/La, Hf/Sm, La/Sm, Zr/Y, Ti/Sm, Ti/Zr, Gd/Yb, La/Yb vs Nb/Th du volcanisme mafique tholéiitique et calco-alkalin du Groupe de Belleterre. ....	54
Figure 3-29: Diagrammes Ta/Yb, Nb/Yb, Tb/Yb, La/Sc, Zr/Hf, Nb/Ta, Gd/Lu et Th/La vs Nb/Th du volcanisme mafique tholéiitique et calco-alkalin du Groupe de Belleterre. ....	55
Figure 3-30: Diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th (A) et Nb/Y vs Zr/Y (B) de discrimination d'environnement géodynamique du volcanisme mafique du Groupe de Belleterre. ....	56
Figure 3-31: Pétrogenèse des unités volcaniques felsiques à intermédiaires. ....	56
Figure 3-32: Caractérisation de l'altération hydrothermale associée aux basaltes. ....	57
Figure 3-33: Caractérisation de l'altération hydrothermale associée aux gabbros. ....	58
Figure 3-34: Diagrammes de classification des volcanites mafiques à intermédiaires. ....	61
Figure 3-35: Affinité magmatique des volcanites mafiques à intermédiaires. ....	62
Figure 3-36: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des volcanites mafiques à intermédiaires. ....	63
Figure 3-37: Environnement géodynamique des volcanites mafiques à intermédiaires. ....	64
Figure 3-38: Discrimination des GGLB. ....	66
Figure 3-39: Affinité magmatique des GGLB. ....	67
Figure 3-40: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des GGLB. ....	68
Figure 3-41: Environnement géodynamique des GGLB. ....	69
Figure 3-42: Diagrammes de classification des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. ....	71
Figure 3-43: Affinité magmatique des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. ....	72
Figure 3-44: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Lac des Bois. ....	73
Figure 3-45: Diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques. ....	74
Figure 3-46: Diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques. ....	75
Figure 3-47: Diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ , $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ , La/Sm, Zr/Hf, Hf/Sm, Ti/Zr, Ti/Sm et Zr/Y vs Nb/La du volcanisme mafique tholéiitique et calco-alkalin du Groupe de Lac des bois. ....	77
Figure 3-48: Diagrammes Ta/La, Hf/Sm, La/Sm, Zr/Y, Ti/Sm, Ti/Zr, Gd/Yb, La/Yb vs Nb/Th des volcanites mafiques tholéiitiques et calco-alkalines. ....	78
Figure 3-49: Diagrammes Ta/Yb, Nb/Yb, Tb/Yb, La/Sc, Zr/Hf, Nb/Ta, Gd/Lu et Th/La vs Nb/Th des volcanites mafiques tholéiitiques et calco-alkalines du Groupe de Lac des Bois. ....	79
Figure 3-50: Diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th (A) et Nb/Y vs Zr/Y (B) de discrimination d'environnements géodynamiques pour des roches volcaniques mafiques du Groupe de Lac des Bois. ....	81
Figure 3-51: Pétrogenèse des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. ....	82

## CHAPITRE 4

Figure 4-1: Les grauwackes de Winneway. ....	85
Figure 4-2: Caractérisation géochimique des grauwackes. ....	86

Figure 4-3: Caractérisation géochimique des grauwackes (suite).	87
Figure 4-4: Spectres des terres rares et multi-éléments des grauwackes.	88
Figure 4-5: Spectres des terres rares des grauwackes normalisées aux valeurs du <i>NASC</i> .	89
Figure 4-6: Diagramme Th/Co vs La/Sc des grauwackes du Groupe de Pontiac.	90
Figure 4-7: Carte géologique d'une zone de dissémination pyriteuse dans les volcanoclastites felsiques de l'indice Gainsmor. Décapage 90D d'Audrey.	91
Figure 4-8: Argilites de la région de Belleterre.	92
Figure 4-9: Caractérisation géochimique des argilites.	95
Figure 4-10: Caractérisation géochimique des argilites (suite).	95
Figure 4-11: Spectres des terres rares et multi-éléments des argilites.	96
Figure 4-12: Spectres des éléments majeurs et des terres rares des argilites de Belleterre.	97
Figure 4-13: Diagramme Th/Co vs La/Sc des argilites.	98
Figure 4-14: Aspect macroscopique des tufs cherteux.	99
Figure 4-15: Aspect microscopique des tufs cherteux.	100
Figure 4-16: Formations de fer de l'indice Filon 1.	100
Figure 4-17: Formations de fer du gîte Aubelle principale.	101
Figure 4-18: Caractérisation géochimique des tufs cherteux et des formations de fer.	103
Figure 4-19: Spectres des terres rares et multi-éléments des tufs cherteux et formations de fer.	104
Figure 4-20: Spectres des terres rares, des éléments majeurs et multi-éléments des tufs cherteux et des formations de fer.	105
Figure 4-21: Contribution hydrothermale dans les tufs cherteux et formations de fer.	107

## CHAPITRE 5

Figure 5-1: Exemples d'affleurement de lamprophyres.	111
Figure 5-2: Aspect macroscopique des kersantites/GI de la propriété minière de Lac Expanse.	112
Figure 5-3: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des kersantites/GI.	113
Figure 5-4: Aspect macroscopique des kersantites/GII et des spessartites.	115
Figure 5-5: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des kersantites/GII.	116
Figure 5-6: Classification des biotites provenant des kersantites GI et GII.	117
Figure 5-7: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des amphiboles des spessartites montrant une origine essentiellement magmatique.	117
Figure 5-8: Caractéristiques pétrographiques et chimiques des spessartites.	118
Figure 5-9: Caractérisation géochimique des lamprophyres.	120
Figure 5-10: Diagrammes de Harker.	124
Figure 5-11: Diagrammes de Harker (suite).	126
Figure 5-12: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles.	127
Figure 5-13: Diagrammes montrant le fractionnement des rapports des alcalis, alcalino-terreux et Th/La par rapport au Nb/Th.	129
Figure 5-14: Diagrammes illustrant la nature de la source des lamprophyres.	130
Figure 5-15: Diagrammes des rapports d'éléments traces fortement incompatibles en fonction de Nb/Th.	131

Figure 5-16: Diagrammes des rapports d'éléments traces fortement incompatibles en fonction de Nb/Th (Suite).....	132
Figure 5-17: Diagrammes de $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (A) et de $\delta^{13}\text{C}$ vs $\text{CO}_2\%$ (B) de la fraction carbonatée des lamprophyres .....	134
Figure 5-18: Diagrammes de $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$ vs (A) $\text{SiO}_2$ , (B) $\text{MgO}$ , (C) $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ , (D) $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ , (E) $\text{Al}_2\text{O}_3$ et (F) $\text{Na}_2\text{O}$ des lamprophyres de Belleterre.....	135
Figure 5-19: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs (A) $\text{CO}_2$ (%) et (B) PAF (%) des lamprophyres de Belleterre..	137
Figure 5-20: Diagrammes de Nb/Th vs (A) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (C) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , (D) $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ des lamprophyres. ....	139

## CHAPITRE 6

Figure 6-1: Carte géologique du camp minier de Belleterre illustrant la localisation des nouveaux âges U/Pb sur zircon. ....	144
Figure 6-2: BD-16-1, volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alcaline, du Groupe de Belleterre. ....	145
Figure 6-3: Photographie des zircons (A) et les diagrammes concordia des analyses de zircons (B), (C) et (D) de l'échantillon BD-16-1.....	146
Figure 6-4: BD-16-2, volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alcaline, du Groupe de Lac des Bois. ....	148
Figure 6-5: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BD-16-2.....	148
Figure 6-6: BD-16-3, volcanoclastite felsique, d'affinité tholéiitique, du Groupe de Lac des Bois.....	149
Figure 6-7: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BD-16-3.....	150
Figure 6-8: BTLD-1, pluton de Lac Devlin de la région de Belleterre. ....	152
Figure 6-9: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BTLD-1.....	152
Figure 6-10: GRAUBP-1, dyke de granodiorite du gîte Aubelle principale de la région de Belleterre.	154
Figure 6-11: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon GRAUBP-1.....	154
Figure 6-12: AUDLP-1, lamprophyre (kersantite/GII) de l'indice Audrey. ....	156
Figure 6-13: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon AUDLP-1.....	156
Figure 6-14: Log stratigraphique synthétique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers Belleterre.....	159
Figure 6-15: Compilation et comparaison schématique des âges U/Pb sur zircon de la Sous-province du Pontiac et de l'Abitibi. ....	160
Figure 6-16: Lamprophyre recoupé par un dyke de syénite de l'indice Veine 11. ....	160
Figure 6-17: Ages des veines de quartz-carbonates tardives (VQT).....	161

## CHAPITRE 7

Figure 7-1: Histogrammes des valeurs de la grille de la carte d'élévation (A) et du champ magnétique total krigées (B).....	164
---	-----

Figure 7-2: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du champ magnétique total de la région de Belleterre.....	166
Figure 7-3: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du champ magnétique total réduit au pôle (en relief ombré) de la région Belleterre. ....	167
Figure 7-4: Carte lithologique simplifiée superposée sur la carte du <i>tilt derivative</i> (couleur gris et transparent; en relief ombré) combinée à la carte de la dérivée première verticale .....	170
Figure 7-5: Carte d'angle $\theta$ (A) et carte obtenue de la combinaison (diagramme ternaire) des cartes du <i>tilt derivative</i> , de la dérivée première verticale et de l'angle $\theta$ (B). ....	171
Figure 7-6: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'intégration verticale. ....	172
Figure 7-7: Évolution du spectre d'énergie du champ magnétique total (A) et la profondeur estimée des sources des anomalies magnétiques (B).....	173
Figure 7-8: Carte de la déconvolution d'Euler, montrant des profondeurs de 13 à 341 m, superposée sur la carte lithologique simplifiée de Belleterre. ....	176
Figure 7-9: Carte des <i>worms</i> superposée sur la carte lithologique simplifiée de Belleterre. ....	177
Figure 7-10: Carte des <i>worms</i> superposée sur celle de l'intégration verticale du champ magnétique total. ....	178
Figure 7-11: Gravimètre <i>CG5 (Scintrex)</i> utilisé lors du levé gravimétrique de Belleterre. ....	180
Figure 7-12: Station de base <i>RTK ProMark 500</i> de <i>Magellan</i> et la station émettrice <i>Pacific Crest</i> ....	181
Figure 7-13: Station géodésique 86KSZ89 du réseau de précision du MRNQ. ....	182
Figure 7-14: Fiche signalétique de la station géodésique 86KSZ89 du réseau de précision du MRNQ. ....	182
Figure 7-15: Station de base <i>RTK</i> située sur le monticule de minerai de la zone Aubelle principale.. ....	183
Figure 7-16: Histogrammes des valeurs de la grille de la carte d'élévation (A) et de l'anomalie de Bouguer complète krigées (B). ....	184
Figure 7-17: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'anomalie de Bouguer complète. ....	185
Figure 7-18: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de la dérivée première verticale de l'anomalie de Bouguer complète. ....	187
Figure 7-19: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du <i>tilt derivative</i> de l'anomalie de Bouguer complète.....	188
Figure 7-20: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de la dérivée première horizontale en Y de l'anomalie de Bouguer complète .....	189
Figure 7-21: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du signal analytique de l'anomalie de Bouguer complète.....	190
Figure 7-22: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'intégration verticale de l'anomalie de Bouguer complète.....	191
Figure 7-23: Évolution du spectre d'énergie de l'anomalie de Bouguer complète (A) et la profondeur estimée des sources des anomalies gravimétriques (B). ....	192
Figure 7-24: Carte des <i>worms</i> de l'anomalie de Bouguer complète superposée sur celle de la dérivée horizontale en Y.....	193

Figure 7-25: Carte des <i>worms</i> du champ magnétique total superposée sur celle du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer complète. ....	194
Figure 7-26: Localisation des profils A et B sur la carte géologue de Belleterre. ....	195
Figure 7-27: Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète le long du profil A ....	197
Figure 7-28: Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète le long du profil B. ....	198
Figure 7-29: Carte <i>du tilt derivative</i> (gris transparent et en relief ombré) superposée sur celle du gradient vertical ayant servi, en partie, de base pour le traçage des linéaments. ....	201
Figure 7-30: Carte interprétative des données magnétométriques et gravimétriques de la région de Belleterre.....	202

## CHAPITRE 8

Figure 8-1: Carte géologique du camp minier de Belleterre illustrant la localisation des indices et gîtes minéralisés étudiés. ....	205
Figure 8-2: Carte synthétique de la propriété Lac Expense.....	206
Figure 8-3: Caractéristique géologique du gîte Lac Expense. ....	207
Figure 8-4: Pétrographie des phases métalliques primaires des VQP du gîte Lac Expense. ....	209
Figure 8-5: Pétrographie des phases métalliques secondaires des VQP du gîte Lac Expense.....	210
Figure 8-6: Pétrographie de la phase aurifère des VQP du gîte Lac Expense. ....	211
Figure 8-7: Faciès d'altération associé aux VQP du gîte Lac Expense ....	212
Figure 8-8: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP du gîte Lac Expense ....	213
Figure 8-9: Caractéristiques géologiques de l'indice Autanabi. ....	214
Figure 8-10: Pétrographie des phases métalliques primaires des VQP de l'indice Autanabi. ....	215
Figure 8-11: Pétrographie des phases métalliques secondaires des VQP de l'indice Autanabi. ....	216
Figure 8-12: Pétrographie de la phase aurifère de la minéralisation de l'indice Autanabi. ....	217
Figure 8-13: Nature de l'or remobilisé dans les fractures et points triples de la pyrite de l'indice Autanabi.....	218
Figure 8-14: Faciès d'altération associé aux VQP de l'indice Autanabi.....	218
Figure 8-15: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP de l'indice Autanabi.....	219
Figure 8-16: Carte géologique de l'indice Veine 11. ....	220
Figure 8-17: Types de quartz contenus dans les VQP de l'indice Veine 11. ....	222
Figure 8-18: Pétrographie des phases métalliques primaires et secondaires des VQP de l'indice Veine 11 .....	222
Figure 8-19: Pétrographie de la phase aurifère des VQP de l'indice Veine 11.....	223
Figure 8-20: Faciès d'altération associé aux VQP de l'indice Veine 11.....	223
Figure 8-21: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP de l'indice Veine 11 .....	224
Figure 8-22: Caractéristiques géologiques de l'indice Veine 3. ....	225
Figure 8-23: Caractéristiques géologiques de l'indice Veine 4. ....	226
Figure 8-24: Pétrographie des phases métalliques primaires et secondaires des VQP des indices Veine 3 et Veine 4.....	228
Figure 8-25: Faciès d'altération associé aux VQP des indices Veines 3 et 4 .....	229
Figure 8-26: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP des indices Veine 3 et Veine 4. ....	230

Figure 8-27: Géologie du gîte Aubelle principale .....	233
Figure 8-28: Géologie du gîte Aubelle principale. ....	234
Figure 8-29: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans les veines de cisaillement. ....	235
Figure 8-30: Pétrographie des phases métalliques primaires des veines de cisaillement. ....	236
Figure 8-31: Pétrographie des phases métalliques secondaires des veines de cisaillement .....	237
Figure 8-32: Pétrographie des phases aurifères des veines de cisaillement.....	238
Figure 8-33: Détermination de la nature de l'or en inclusions dans la pyrite des veines de cisaillement.. .....	239
Figure 8-34: Faciès d'altération à Chl-Bt-Ser-Ab-Cb-Qz3 associées aux veines de cisaillement. ....	240
Figure 8-35: Faciès d'altération à Ser-Bt-Chl-Ab-Cb-Qz3 associé aux veines de cisaillement. ....	241
Figure 8-36: Minéralogie de la biotite, de la chlorite et de la séricite associées aux veines de cisaillement. ....	242
Figure 8-37: Caractéristiques géologiques du gîte Aubelle principale, modifiée d'Auger (1952). ....	244
Figure 8-38: Carte géologique de l'indice Aubelle 4. Dyke de granodiorite plissé par la D <sub>2</sub> .....	245
Figure 8-39: Pétrographie de la granodiorite du gîte Aubelle principale.....	246
Figure 8-40: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz associées aux dykes de granodiorite. ....	247
Figure 8-41: Pétrographie des phases aurifères des veines de quartz associées aux dykes de granodiorite. ....	248
Figure 8-42: Faciès d'altération à Ser-Bt-Chl-Cb-Qz3 associée aux veines de quartz contenues dans des dykes de granodiorite.....	249
Figure 8-43: Composition de la biotite contenue dans des veines de quartz-carbonates associées aux dykes de granodiorite. (A) Diagramme de classification des biotites de Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015). ....	250
Figure 8-44: Géologie de l'indice Aubelle 2 nord .....	252
Figure 8-45: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans la veine de quartz aurifère de l'indice Aubelle 2 nord.....	253
Figure 8-46: Pétrographie des phases métalliques de l'indice Aubelle 2 nord .....	253
Figure 8-47: Faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-albite-calcite quartz3 associé aux veines de quartz de l'indice Aubelle 2 nord.....	254
Figure 8-48: Composition de la biotite et de la chlorite associées aux veines de quartz de l'indice Aubelle 2 nord.....	255
Figure 8-49: Caractéristiques géologiques de l'indice Audrey. ....	257
Figure 8-50: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz aurifères de l'indice Audrey. .....	259
Figure 8-51: Pétrographie des phases aurifères associées aux veines de quartz de l'indice Audrey. ....	260
Figure 8-52: Détermination de la nature de l'or natif contenu dans les fractures de la pyrite de l'indice Audrey.....	260
Figure 8-53: Caractéristiques géologiques de l'indice Hosking. ....	262
Figure 8-54: Pseudotachylite de l'indice Hosking. ....	264

Figure 8-55: Chronologie des évènements géologiques de l'indice Hosking. ....	265
Figure 8-56: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans les veines de quartz de l'indice Hosking .....	266
Figure 8-57: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz de l'indice Hosking. ....	266
Figure 8-58: Faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-carbonates-quartz <sup>3</sup> associé aux veines de quartz de l'indice Hosking .....	267
Figure 8-59: Pétrographie des phases métalliques primaires des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. ....	270
Figure 8-60: Pétrographie des phases métalliques secondaires des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est .....	271
Figure 8-61: Pétrographie de la phase aurifère des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. ....	272
Figure 8-62: Détermination de la nature de l'or remobilisé dans les fractures de la pyrite de l'indice Aubelle 2 est. ....	273
Figure 8-63: Faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz associées à la phase métallique non aurifère de l'indice Aubelle 2 est. ....	274
Figure 8-64: Faciès d'altération à biotite-séricite-calcite±chlorite-quartz <sup>3</sup> associé à la phase métallique aurifère de l'indice Aubelle 2 est. ....	275
Figure 8-65: Composition de la biotite, la chlorite et des carbonates des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. ....	276
Figure 8-66: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en Log <sub>10</sub> ) d'une pyrite primaire (Py1). ....	280
Figure 8-67: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en Log <sub>10</sub> ) d'une pyrite primaire (Py1). ....	281
Figure 8-68: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en Log <sub>10</sub> ) d'une pyrite recristallisée (Py2). ....	282
Figure 8-69: Diagrammes Log <sub>10</sub> vs Log <sub>10</sub> de distribution des éléments métalliques en fonction de Au des pyrites limpides (Py2) de l'indice Audrey. ....	284
Figure 8-70: Diagrammes illustrant la disparité chimique entre les pyrites recristallisées des VQP et celles des VQT.....	286

## CHAPITRE 9

Figure 9-1: Fractionnement isotopique du soufre dans les sulfures (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène) des VQP et des VQT. ....	295
Figure 9-2: Compositions isotopiques du soufre des veines de quartz aurifères, des formations de fer, des argilites et des lamprophyres de la région de Belleterre .....	298
Figure 9-3: Variabilité du rapport U/Pb (élémentaire) des différentes unités de roches supracrustales et de lamprophyres de la région de Belleterre.....	302
Figure 9-4: Distribution bimodale des valeurs isotopiques du plomb provenant de concentrés de sulfures et de magnétite des veines de quartz-carbonates aurifères et des formations de fer..	306
Figure 9-5: Distribution bimodale des valeurs isotopiques du plomb provenant de concentrés de sulfures des veines de quartz-carbonates aurifères.....	307



Figure 9-6: Rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des veines de quartz-carbonates aurifères.....	308
Figure 9-7: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des concentrés de sulfures (galène, sphalérite, pyrrhotite et pyrite) des VQP. ....	308
Figure 9-8: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des concentrés de pyrite, sphalérite et chalcopryrite des VQT. ....	309
Figure 9-9: Comparaison de la composition isotopique du plomb de l'indice Aubelle 2 est à celles des VQP et des VQT. ....	310
Figure 9-10: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des concentrés de pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite de l'indice Aubelle 2 est. ....	310
Figure 9-11: Histogrammes des valeurs $\mu$ calculées et de l'âge modèle du Pb (modèle de Holme et Houtermans) des sulfures et de la magnétite provenant des roches minéralisées de la région de Belleterre.....	313
Figure 9-12: Détermination des âges modèles du plomb des veines de quartz aurifères et de la remobilisation selon la méthode de Stacey et Kramers (1975). ....	318
Figure 9-13: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines anté-D <sub>1</sub> et syn-D <sub>1</sub> . ....	319
Figure 9-14: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines syn-D <sub>2</sub> et de cisaillement D <sub>2</sub> . ....	320
Figure 9-15: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines associées aux granodiorites et d'oxydes de fer provenant de minces horizons de formations de fer. ....	322
Figure 9-16: Diagramme exponentiel de la variation de la courbe d'évolution du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du temps. ....	324
Figure 9-17: Agrandissement de la figure 9-18 permettant d'améliorer la visualisation des âges modèles du Pb pour les différents types de minéralisations de Belleterre.....	324
Figure 9-18: Rapports isotopiques des ratios $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des sulfures des veines anté-D <sub>1</sub> et syn-D <sub>1</sub> et champs des rapports rapportés pour les sulfures SMV de l'Abitibi. ....	325
Figure 9-19: Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Halla (2013).....	326
Figure 9-20: Rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des sulfures des veines de quartz aurifères et champs des données de sources archéennes du Pontiac.....	328
Figure 9-21: Rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des sulfures des veines de quartz aurifères et champs des données de sources archéennes du Pontiac.....	329

## CHAPITRE 10

Figure 10-1: Ages des évènements géologiques de la Sous-province du Pontiac et comparaison avec ceux de la Sous-province de l'Abitibi.....	332
Figure 10-2: Spectres multi-éléments des roches du Groupe de Belleterre. ....	334
Figure 10-3: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des roches du Groupe de Lac des Bois. ....	335
Figure 10-4: Section stratigraphique schématique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. ....	338
Figure 10-5: Composition isotopique du plomb des grauwackes de Belleterre. ....	340

Figure 10-6: Diagrammes (A) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (B) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (C) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}$ (2679,3 Ma). .....	343
Figure 10-7: Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}}$ (2679,3 $\pm$ 1,2 Ma) vs $\text{SiO}_2$ des lamprophyres de Belleterre .....	345
Figure 10-8: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs (A) $\delta^{18}\text{O}$ silicates, (B) $\text{SiO}_2$ (%), (C) $\text{CO}_2$ (%) et (D) PAF (%). 346	
Figure 10-9: Variation d'assemblages minéralogiques en fonction des VQP et des VQT .....	350
Figure 10-10: Minéralogie des chlorites des VQP.....	353
Figure 10-11: Minéralogie des biotites des VQT.....	354
Figure 10-12: Minéralogie des chlorites des VQT .....	354
Figure 10-13: Composition chimique des micas blancs des VQT.....	355
Figure 10-14: Composition isotopique du plomb vs $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) des sulfures des veines de quartz aurifères et des formations de fer. ....	356
Figure 10-15: Comparaison de la composition isotopique du plomb des VQP et des VQT avec celle des Mines Ross et Kirkland-Lake. ....	357
Figure 10-16: Comparaison de la composition isotopique du plomb et du soufre des sulfures de l'indice Aubelle 2 est avec celle des veines de quartz aurifères et des formations de fer. ....	359
Figure 10-17: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des sulfures des VQP et de lithologies connexes .....	361
Figure 10-18: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des sulfures des VQT et des lithologies connexes. ....	362
Figure 10-19: Schéma illustrant le contrôle structural des VQT.....	363
Figure 10-20: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des sulfures de l'indice Aubelle 2 est et des lithologies connexes.....	364

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

°C= degré Celsius	Mrs = marcassite
ACP = analyse en composante principale	Ms = muscoite
Act = actinolite	Po = pyrrhotite
Ag = argent	ppb = parties par milliard
Alb = albite	ppm = parties par million
Amp = amphibole	P-T = pression et température
And = andalousite	Py = pyrite
Ank = ankérite	Qz = quartz
Aspy = arsénopyrite	Sd = sidérite
Au = or	Ser = séricite
BGB = Basalte du Groupe de Belleterre	Sp = sphalérite
BGLB = Basalte du Groupe de Lac des Bois	St = staurotide
Bi = bismuth	Te = tellurure
Bt = biotite	
Cal = calcite	
Cb = carbonate	
Ccp = chalcopyrite	
Chl = chlorite	
Cov = covellite	
El = électrum	
Ep = épidote	
Fps = feldspath	
GGB = Gabbro du Groupe de Belleterre	
GGLB = Gabbro du Groupe de Lac des Bois	
g/t = gramme par tonne	
Gn = galène	
Gnt = grenat	
Hbl = hornblende	
Ilm = ilménite	
Kbar = kilobar	
K-Fps = feldspath potassique	
Ky = kyanite	
Lm = limonite	
Ma = million d'années	
Mag = magnétite	
Mo = matière organique	
Mol = molybdène	



# **1 INTRODUCTION GÉNÉRALE**

## **1.1 Contexte**

Le présent projet de recherche doctorale porte sur la géologie et la métallogénie aurifère de la région de Belleterre, au Témiscamingue, qu'est une région aurifère en contexte volcano-sédimentaire archéen, avec mise en place de veines de quartz-carbonates aurifères et de formations de fer aux faciès oxydés. Depuis le début des années 1930, cette région est reconnue pour la présence de minéralisations aurifères filoniennes, dont certains filons furent exploités à l'ancienne mine de Belleterre. Celle-ci produisit plus de 27 tonnes d'or à partir d'un minerai dont la teneur moyenne était de 13,7 g/t (Tourigny et al., 1991).

Frédéric (2010) a répertorié 160 gîtes/indices aurifères dans la région. Les ressources minières toutes catégories non exploitées pour le camp minier de Belleterre seraient de l'ordre de 95 tonnes d'or (~3,4 Moz) réparties entre 10 gîtes ou indices aurifères. Toutefois, de vastes secteurs de la région demeurent sous-explorés. Par exemple, les forages compilés par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec (MERNQ) sont essentiellement distribués dans le voisinage immédiat des principaux gîtes et indices aurifères. Une couverture quaternaire localement importante et une dense couverture forestière ont limité la prospection de surface dans cette région. En plus du potentiel aurifère, le secteur de Belleterre pourrait contenir des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes (SMV). En effet, de nombreux indices de zinc sont présents, ce qui pourrait suggérer la présence de minéralisations de SMV en profondeur (Tourigny, 1993). Tel que démontré dans cette thèse, la découverte de chert exhalatif et l'analyse des lanthanides dans des formations de fer intercalées dans les coulées basaltiques soulignent la présence de systèmes hydrothermaux exhalatifs actifs lors de la mise en place des unités volcaniques du Groupe de Belleterre.

Géologiquement, la région de Belleterre est localisée dans le centre sud de la Sous-province du Pontiac à l'intérieur du Bouclier canadien, particulièrement au sud-est de la Province du Supérieur (figure 1-1). Le secteur d'étude fait une superficie d'environ 720 km<sup>2</sup> et est géographiquement situé à environ 150 km au sud de Rouyn-Noranda (Abitibi) et 70 km à l'est de Ville-Marie.

Les veines de quartz aurifères, qui sont en partie l'objet de cette étude, sont encaissées dans les roches volcaniques des groupes de Belleterre et de Lac des Bois situées respectivement au sud-est et au sud de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers (figure 1-2). Ces roches sont métamorphosées aux faciès des schistes verts supérieur et amphibolites supérieur. Elles sont déformées par trois principales phases de déformation qui

leur confèrent une anisotropie prononcée, particulièrement aux contacts lithologiques. La plupart des structures géologiques sont coplanaires ou subparallèles à la schistosité  $S_1$ .

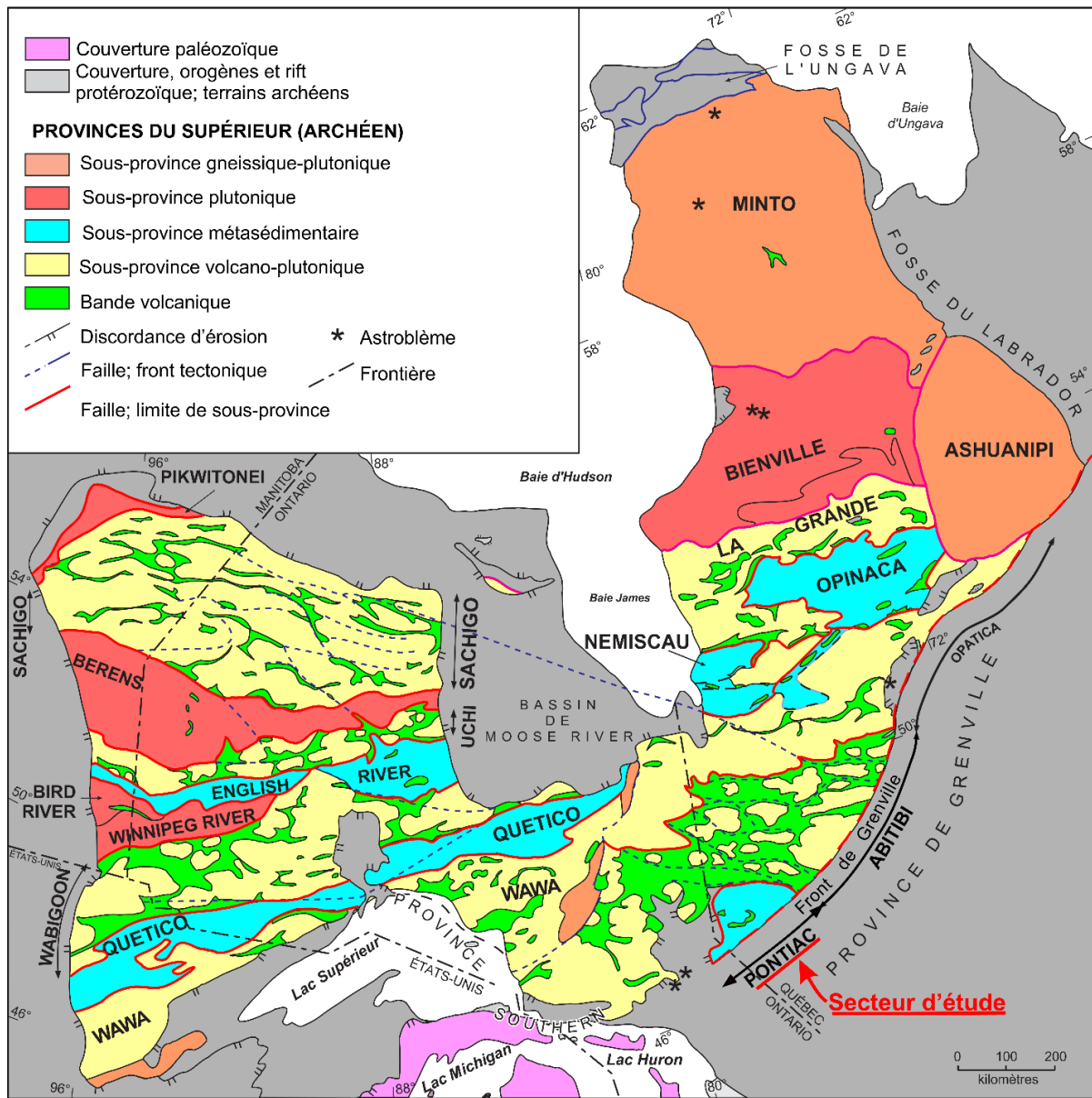


Figure 1-1: Carte géologique simplifiée de la Province du Supérieur (tirée du site du MERNQ).

## 1.2 Problématique

Une des problématiques de ce projet de recherche est liée à la controverse existante sur le modèle géodynamique probable de mise en place de la Sous-province du Pontiac et plus spécifiquement sur celui des roches volcaniques, intrusives et sédimentaires de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. Les nouvelles données géochimiques et géophysiques, présentées dans cette thèse, devraient apporter de nouveaux éléments permettant d'améliorer la compréhension de l'évolution géodynamique de la Sous-province du Pontiac. Les caractéristiques géochimiques, pétrologiques et l'environnement géotectonique probable

des roches volcano-sédimentaires des groupes de Belleterre et de Lac des Bois et des intrusifs felsiques, mafiques et ultramafiques de la région restent encore à étayer. Contrairement à la ceinture de l'Abitibi, la région de Belleterre demeure relativement méconnue par la communauté géoscientifique. Par exemple, notre revue exhaustive de la littérature scientifique démontre l'absence d'études pétrogénétiques et géochimiques sur l'évolution du volcanisme de la région.

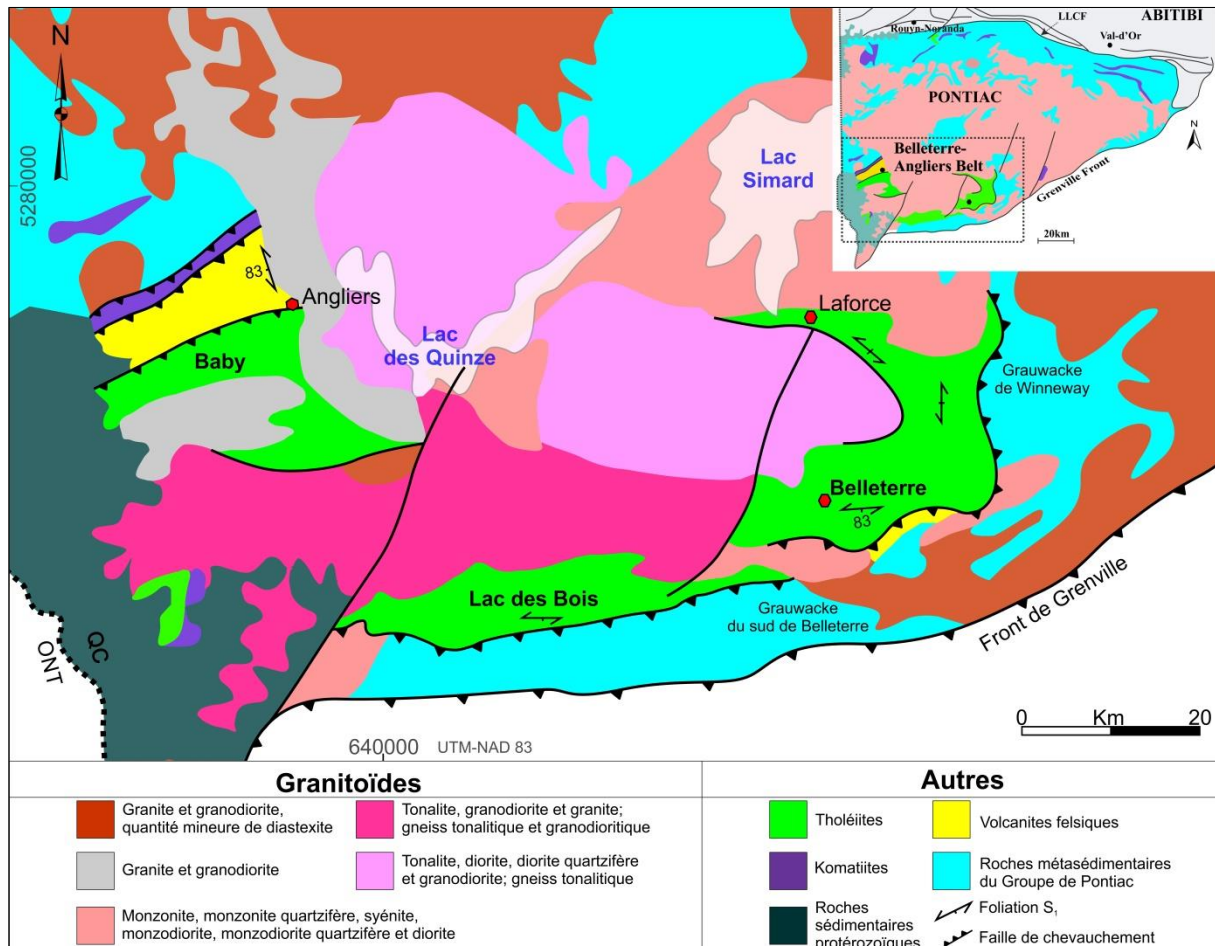


Figure 1-2: Carte géologique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. Carte compilée par le MERNQ.

De plus, pour ce qui est des datations U/Pb, le nombre de dates disponibles est faible, ce qui complique la reconstitution chronologique des événements ayant affecté la région. Les roches volcaniques du Groupe de Belleterre ainsi que ceux du Groupe de Lac des Bois (figure 2-4) consistent en une séquence bimodale dominée par les basaltes et les volcanoclastites felsiques (Tourigny et al., 1991; Barnes et al., 1992; Bouchaid, 1992). Le volcanisme d'affinité tholéiitique est illustré par la présence des roches mafiques, alors que les roches felsiques sont plutôt d'affinité calco-alkaline (Tourigny et al., 1991). Toutefois, cette disparité géochimique entre les unités mafiques et felsiques n'est pas encore bien définie.

En désaccord avec Chagnon (1968), Imreh (1978) et Dimroth et al. (1983) affirment que les roches volcaniques de Baby sont stratigraphiquement situées au-dessus des grauwackes du Groupe de Pontiac dans le secteur d'Angliers. Cela suppose que les grauwackes constituent le socle sur lequel ont été charriées les roches volcaniques du Groupe de Baby. En somme, les relations stratigraphiques entre les roches volcaniques et les grauwackes du Groupe de Pontiac sont mal définies dans l'ensemble de la ceinture Belleterre-Angliers. Cette divergence dans les interprétations reflète le manque de données quantitatives (structurales, pétrologiques, géochronologiques et géophysiques) permettant de préciser le mode de mise en place des roches volcaniques et sédimentaires.

Une association spatiale entre les veines de quartz-carbonates aurifères et les dykes de lamprophyre et les intrusifs felsiques (QFP, granodiorite...) a été constatée dans la région (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993; Taner, 2007, 2008 et 2009). Toutefois, les relations de recoupement entre les veines de quartz-carbonates aurifères et les dykes de lamprophyre ne sont pas claires sur tous les indices aurifères. En général, les zones aurifères de la région de Belleterre sont recoupées obliquement par les dykes de lamprophyre orientés est-ouest ou nord-sud, ce qui suggère que la minéralisation aurifère est antérieure à la mise en place de ces dykes. Mais localement, tel que présenté dans cette thèse, certains dykes de lamprophyre ou d'intrusifs felsiques peuvent être contenus dans la zone de cisaillement aurifère principale, ce qui suggère que ces dykes seraient antérieurs ou synchrones au développement de certaines zones aurifères. De ce fait, la question suivante se pose: l'association spatiale entre les veines de quartz-carbonates aurifères et les dykes de lamprophyre ou d'intrusifs felsiques est-elle aussi génétique? Toutefois, la nature et l'origine de ces dykes de lamprophyre et d'intrusifs felsiques n'ont pas encore été déterminées.

Une des caractéristiques inhérentes aux gîtes d'or orogéniques est leur association spatiale avec des zones de failles ou de cisaillement d'échelle crustale que l'on considère généralement être les conduits principaux des fluides aurifères (Turneaure, 1955; Wyman et Kerrich, 1988; Kerrich, 1989; Kerrich et Wyman, 1990; Hodgson, 1990; Robert, 1996; McCuaig, 1999; Robert et Poulsen, 2001; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Plusieurs failles régionales sont observées ou inférées dans la région de Belleterre. Le rôle réel des failles majeures, aussi cruciales soient-elles, comme métallotecte régional aurifère demeure encore à préciser. Cette thématique est développée dans le chapitre 7 portant sur l'interprétation des données aéromagnétiques et gravimétriques.

La chronologie de mise en place des veines de quartz-carbonates aurifères, par rapport aux différentes phases de déformation, n'est pas documentée dans la région de Belleterre. De plus, l'hydrothermalisme aurifère et les caractéristiques des altérations hydrothermales des



roches encaissantes des minéralisations aurifères de Belleterre n'ont pas fait l'objet d'études scientifiques. Dans le cadre de cette thèse, ces éléments essentiels à la compréhension du mode de mise en place de l'or seront présentés et intégrés dans un modèle métallogénique.

Finalement, contrairement à la ceinture volcanique d'Abitibi, celle de Belleterre est située à proximité du front tectonique protérozoïque de la Province du Grenville. Par conséquent, il est probable que certaines structures archéennes aient été réactivées au Protérozoïque. De plus, certaines minéralisations situées vers le sud de la région de Belleterre pourraient avoir été remobilisées ou mises en place au Protérozoïque.

### **1.3 Objectifs**

Les principaux objectifs sont:

(1) l'étude du contexte géologique global de la région de Belleterre à travers l'analyse lithogéochimique, stratigraphique et géochronologique des roches volcano-sédimentaires et intrusives des groupes de Belleterre et de Lac des Bois. Ce volet consiste en la caractérisation lithogéochimique des roches volcano-sédimentaires et intrusives des groupes de Belleterre et de Lac des Bois afin de mieux comprendre l'environnement géologique de mise en place des roches volcaniques hôtes des minéralisations aurifères du camp de Belleterre.

(2) l'étude et la caractérisation des gîtes et indices aurifères représentatifs de la région; cet objectif peut être atteint à travers une approche globale permettant de préciser le contexte géologique relatif aux différents sites minéralisés étudiés afin de mieux cerner les rapports des veines de quartz aurifères avec leurs encaissants et les différentes phases de déformation. Dans l'ensemble, ce volet consiste à définir les différents types de veines de quartz aurifères et les facteurs contrôlant leur mise en place, ainsi que la nature et la distribution de l'altération hydrothermale qui leur sont associées. Il s'agit de définir les relations spatio-temporelles entre les veines de quartz, les roches encaissantes, l'altération hydrothermale et les différentes phases de déformation.

(3) une réinterprétation des données géophysiques disponibles et acquises afin d'améliorer la compréhension structurale de la région et d'évaluer l'importance des différentes failles régionales et zones de cisaillement sur la mise en place des minéralisations aurifères. Le traitement et l'interprétation des données de champ potentiel (gravimétriques et magnétométriques) de la région de Belleterre ont été réalisés dans le but de déterminer les lithologies et les structures plus ou moins profondes (failles régionales, failles secondaires, zones de cisaillement...) associées à la mise en place des minéralisations aurifères. L'identification de ces structures permettrait de guider et d'optimiser les futurs travaux

d'exploration minière dans cette région. Cette étude géophysique a également pour objectif de contribuer à une meilleure connaissance du contexte géologique de la région de Belleterre en particulier et de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers en général.

#### **1.4 Méthodologie**

Pour atteindre le premier objectif de cette étude, 600 échantillons de roches furent analysés au laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE pour les éléments majeurs, traces, les terres rares et actinides, ainsi que 400 échantillons représentatifs analysés pour le carbone, le soufre et l'azote. Des analyses d'isotopes radiogéniques (Pb-Pb, Rb-Sr et Sm-Nd) ont été réalisées sur une vingtaine d'échantillons représentatifs de lithologies hôtes des minéralisations aurifères au laboratoire de *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR)* à Vancouver. Six datations U/Pb (*TIMS*) sur zircon ont également été effectuées au *PCIGR*, en vue de comprendre l'évolution du magmatisme de la région. Les données lithogéochimiques et géochronologiques de la présente étude sont systématiquement comparées aux autres données disponibles sur les sous-provinces du Pontiac et de l'Abitibi afin d'améliorer notre compréhension du contexte géologique global de la partie sud de la Province géologique du Supérieur.

Les principaux indices aurifères de la région de Belleterre ont été visités, échantillonnés et cartographiés lors de quatre campagnes de terrain. De nombreuses données structurales ont été mesurées sur le terrain afin de préciser le style structural et d'établir une chronologie relative des déformations ( $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ...) par rapport à la mise en place des minéralisations aurifères observées sur le terrain. De plus, de nombreuses carottes de forage ont été prélevées à la carothèque du Géocentre de Belleterre afin de compléter les observations de terrain. Mines JAG Itée a de plus mandaté une équipe de terrain pour permettre le décapage mécanisé de zones subaffleurantes et ainsi permettre la découverte et l'étude de nouvelles zones minéralisées. La compilation des données géologiques existantes, la cartographie détaillée de certains affleurements rocheux, la reconnaissance et la description des structures en rapport avec les minéralisations, ainsi que le prélèvement des échantillons orientés aussi bien des zones minéralisées que de leurs lithologies hôtes, ont permis de définir les principaux types de minéralisations. Les échantillons, collectés pendant cette phase des travaux, ont servi par la suite, en fonction de leur pertinence, pour les études au laboratoire. L'étude des lames minces orientées a permis de comprendre les mécanismes et les conditions de déformation, ainsi que le rapport temporel entre les phases de déformation, l'altération hydrothermale et les minéralisations. L'étude pétrographique (microscope optique et microscope électronique à balayage) comparative de 350 lames minces, prélevées dans les zones minéralisées et leurs lithologies hôtes, a permis de distinguer les différentes

paragenèses métalliques associées aux processus d'altération hydrothermale et à la minéralisation aurifère. Cette étude pétrographique et minéragraphique fut complétée par six autres méthodes complémentaires: (1) l'analyse à la microsonde électronique des sulfures, de la magnétite et des minéraux d'altération à l'Université Laval, (2) l'analyse au spectromètre de masse à source plasma couplé à une microsonde laser (LA-ICP-MS) de la pyrite à l'Université de Québec à Chicoutimi (UQÀC), (3) l'analyse isotopique du soufre de 120 échantillons au laboratoire d'isotopes stables *GG Hatch* à Ottawa, (4) l'analyse isotopique du plomb de 60 échantillons de sulfures et de magnétite au *PCIGR* à Vancouver, (5) l'analyse des isotopes stables (O et H) au laboratoire des isotopes stables de l'Université *Queen's* à Kingston, et (6) l'analyse de l'or au microscope électronique à balayage à l'INRS-ETE. Toutes ces études ont permis la caractérisation des différentes générations de minéralisations.

Un levé de gravimétrie de haute résolution (1666 stations) fut effectué sur le camp minier de Belleterre, en collaboration avec Marc Richer-LaFlèche (Laflèche, 2014). Un gravimètre *CG5 (Scintrex)* et un système *RTK* de positionnement centimétrique (*Ashtech*) avec répétitrice *radio Pacific Crest* nécessaire à la correction des données gravimétriques furent utilisés. Les données gravimétriques obtenues, ainsi que les données aéromagnétométriques déjà existantes, ont été traitées et interprétées par le biais des logiciels *Oasis Montaj (Geosoft)*, *GM-SYS* et *Get Worms* (développé par Pierre Keating de la C.G.C). Dans la présente étude des données du champ potentiel, des techniques de traitement et d'interprétation comme la séparation de la régionale et la résiduelle, la réduction au pôle dans le cas des données magnétiques, le gradient horizontal et vertical et les traitements qui les combinent (tilt, angle  $\theta$ ...), le signal analytique, la méthode de déconvolution d'Euler, la modélisation 2D et la méthode de « *worms* » furent utilisées.

## **1.5 Organisation de la thèse**

Cette thèse est organisée en neuf chapitres précédés d'une introduction générale. Le chapitre 2 est consacré à la présentation du contexte géologique de la Sous-province du Pontiac et de la région de Belleterre. Le chapitre 3 présente la lithogéochimie et la pétrogenèse des roches volcaniques et gabbroïques des groupes de Belleterre et de Lac des Bois. Le Chapitre 4 est consacré à la lithogéochimie des grauwackes, des argilites et des formations de fer. Le chapitre 5 présente la lithogéochimie et la pétrogenèse des lamprophyres. Le chapitre 6 présente les résultats des datations U-Pb sur zircon de 6 échantillons. Le chapitre 7 présente les résultats du traitement et de l'interprétation des données magnétométriques (disponibles) et gravimétriques (acquises). Le chapitre 8 présente l'analyse structurale, la minéralogie, les paragenèses métalliques et les faciès

d'altération hydrothermale associés aux gîtes et indices minéralisés représentatifs de la région. Le chapitre 9 est consacré à la géochimie isotopique du soufre et du plomb des concentrés de sulfures des gîtes et indices minéralisés. Enfin, cette thèse est parachevée par le chapitre 10 qui présente une synthèse et une discussion des résultats obtenus, ainsi qu'une conclusion générale.

## **2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL**

### **2.1 Sous-province du Pontiac**

La Sous-province du Pontiac occupe la partie méridionale de la Province du Supérieur (Dimroth et al., 1982). Elle se situe au sud de la Sous-province de l'Abitibi et s'étend jusqu'au front de la Province de Grenville (figures 1-1 et 1-2). La Sous-province du Pontiac est séparée de la Sous-province de l'Abitibi par la Zone tectonique de Cadillac, structure hôte de nombreux gisements aurifères. Elle comprend des granitoïdes et des orthogneiss dans sa partie centrale, des grauwackes, des paragneiss et quelques séquences de roches volcaniques; ces dernières sont représentées par la ceinture de Belleterre-Angliers dans la partie sud-ouest de la Sous-province du Pontiac (figure 1-2). Cette ceinture est constituée de roches ultramafiques, mafiques et felsiques. Quelques minces bandes de roches volcaniques mafiques à ultramafiques tectonisées sont également présentes dans des nappes de chevauchement dans sa partie nord (Camiré et al., 1993).

### **2.2 Roches sédimentaires du Groupe de Pontiac**

Les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac sont constituées de plus de 80 % de grauwackes, on y retrouve également en faible proportion des conglomérats, des formations de fer et des argilites (Camiré et al., 1993; Sawyer et Barnes, 1994; Doyon, 2004). La source des grauwackes reste controversée; certains chercheurs pensent qu'ils proviendraient de l'érosion de la Sous-province de l'Abitibi (Dimroth et al., 1982; Card, 1990). D'un autre côté, la présence de zircons détritiques arrondis (Mortensen et Card, 1994) et de roches plutoniques plus vieilles que les grauwackes dans la Sous-province du Pontiac suggèrent qu'une partie substantielle de ces roches proviendrait du sud de la Sous-province de l'Abitibi, peut-être d'un microcontinent qui aurait été adjacent à un arc volcanique (Feng et al., 1992) ou du complexe TTG situé dans le Pontiac lui-même (Sawyer et Barnes, 1994). Enfin des études géochimiques plus quantitatives faites par Camiré et al. (1993) dans la partie nord-ouest de la Sous-province du Pontiac montrent que la source des grauwackes est constituée d'environ 65 % de roches felsiques (TTG), alors que l'on ne retrouve pas suffisamment de roches de ce type au nord ou à l'ouest de la Sous-province du Pontiac. Par exemple, la Sous-province de l'Abitibi, située au nord de la Sous-province du Pontiac, ne contient qu'environ 10 % de roches de type TTG (Camiré et al., 1993). Par conséquent, la source des grauwackes de la Sous-province du Pontiac ne peut être la Sous-province de l'Abitibi; de ce fait la source des grauwackes se situerait au sud et/ou à l'est de la Sous-province du Pontiac, probablement de l'érosion (pendant l'Archéen) des roches tonaliques et des

orthogneiss aujourd'hui présents dans le domaine parautochtone de la Province de Grenville.

### **2.3 Ceinture volcanique de Belleterre-Angliers**

Les roches volcaniques de la Sous-province du Pontiac sont représentées par la ceinture de Belleterre-Angliers. Mortensen et Card (1993) ont obtenu 2690 à 2682 Ma, donc une partie de la ceinture de Belleterre-Angliers est plus jeune que la majorité de la ceinture de l'Abitibi (2750 à 2695 Ma; Ayer et al., 2002; Thurston et al., 2008). Toutefois, les âges obtenus dans le cadre de cette étude (voir chapitre 6) prouvent que la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers est aussi vieille que celle de l'Abitibi. Elle est constituée de l'est vers l'ouest par les bandes de roches volcaniques de Belleterre, de Lac des Bois et de Baby (figure 1-2). Ces trois bandes sont surtout séparées par des granitoïdes des suites TTG (Tonalite-Trondhémite-Granodiorite) et MMGS (Monzonite-Monzodiorite-Granodiorite-Syénodiorite).

Le Groupe de Baby constitue la partie ouest de la ceinture de Belleterre-Angliers (Dimroth et al., 1982). Le Groupe de Baby est subdivisé en trois séquences lithologiques (Mainville, 1994): (1) la séquence du nord est constituée de komatiites, de basaltes komatiitiques et de tholéiites, (2) la séquence centrale est constituée de tholéiites et de volcanoclastites intermédiaires à felsiques, et (3) la séquence du sud est principalement constituée de tholéiites mafiques. Le Groupe de Lac des Bois constitue la partie centrale de la ceinture de Belleterre-Angliers (Dimroth et al., 1982). Ce groupe est constitué de basaltes et volcanoclastites felsiques d'affinité calco-alkaline et de basaltes et gabbros tholéiitiques (Bouchaid, 1992; Barnes et al., 1993). Le Groupe de Belleterre est situé à l'est de la ceinture Belleterre-Angliers et est constitué d'une suite bimodale composée de basaltes d'affinité tholéiitique et de volcanoclastites felsiques d'affinité calco-alkaline (Tourigny et al., 1991; Barnes et al., 1993; Tourigny, 1993).

### **2.4 Granitoïdes**

Les granitoïdes séparant les trois groupes de roches volcaniques sont regroupés en deux suites magmatiques, soit la suite TTG et MMGS. Ces intrusions de granitoïdes recoupent les roches de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers et sont interprétées comme syntectoniques à tarditectoniques (Hocq, 1990; Rive et al., 1990). Toutefois, une partie des roches supracrustales de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers seraient plus jeunes que les granitoïdes de la suite TTG dont l'âge est estimé entre 2704 et 2685 Ma (Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993) mais contemporaines ou légèrement plus vieilles que la suite MMGS qui aurait un âge compris entre 2686 et 2669 Ma (Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993).

## **2.5 Métamorphisme**

L'ensemble des roches qui constituent la Sous-province du Pontiac ont été affectées par l'orogénèse kénoréenne d'environ 2,65 Ga (Hocq, 1990). Les roches de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers ont subi un métamorphisme régional allant du faciès schiste vert (Imreh, 1978a; Rive et al., 1990) à amphibolite inférieur (Sawyer et Barnes, 1994). On retrouve localement des roches du faciès amphibolite, principalement dans les auréoles de métamorphisme de contact autour d'intrusions tardives de la suite MMGS (Imreh, 1978a). Selon Camiré (1992), les roches sédimentaires de la partie nord-ouest de la Sous-province de Pontiac sont métamorphosées aux faciès des schistes verts et des amphibolites et contiennent une minéralogie typique des séries barroviennes (ex. staurolite, kyanite et sillimanite). Dans cette thèse, pour alléger le texte, le préfixe « méta » ne sera pas employé dans le nom des roches.

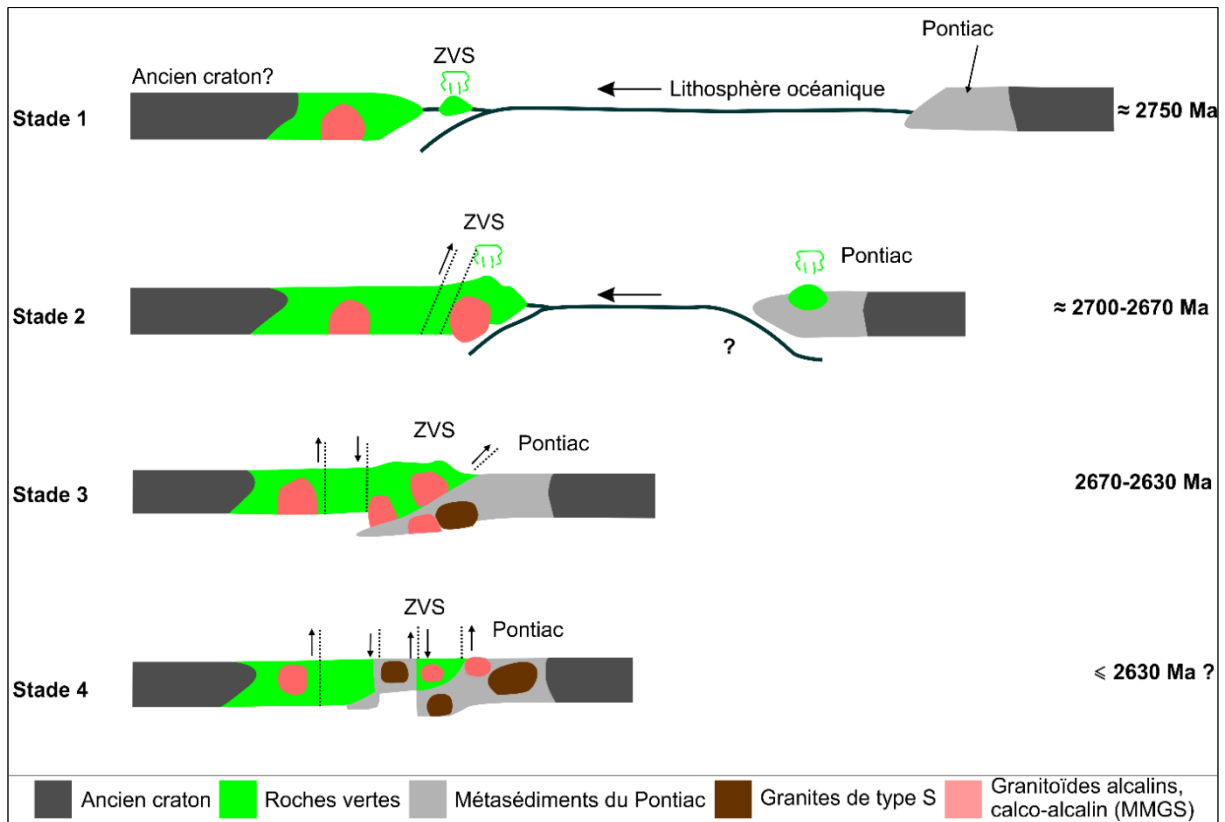
## **2.6 Structures**

Il existe une controverse au sujet des relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et volcaniques de la Sous-province du Pontiac. Hocq (1990), Rive et al. (1990) et Hubert et al. (1992) suggèrent que les roches volcaniques ont été charriées sur les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, donc la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers pourrait être allochtone par rapport aux roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Par contre, Barnes et al. (1993) interprètent le contact entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac comme étant cisailé. Pour la partie nord du Pontiac, Camiré et al. (1992) et Daigneault et al. (2002) apportent les meilleurs observations et argumentent en faveur d'un charriage tectonique des roches supracrustales abitibiennes par-dessus celles de la Sous-province du Pontiac.

## **2.7 Modèle géodynamique**

La Sous-province du Pontiac, dominée par les roches sédimentaires d'origine détritique et les intrusions de granitoïdes, a été interprétée comme étant le prisme d'accrétion associé à un arc volcanique archéen, représenté aujourd'hui par la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi (Dimroth et al., 1983; Card 1990). D'un autre côté, Kerrich et Feng (1992) proposent un modèle alternatif dans lequel la Sous-province du Pontiac serait un bloc d'une croûte exotique (c.à.d. un microcontinent archéen) qui aurait percuté et produit un souscharriage avec la zone volcanique sud de l'Abitibi (figure 2-1). Sawyer et Barnes (1994) pensent que la ceinture Belleterre-Angliers se serait mise en place sous la forme d'une nappe de charriage à vergence sud, en duplexe, sur une croûte constituée essentiellement de TTG et de roches sédimentaires (figure 2-2). Ensuite des zones de cisaillement en extension se développent

sur le flanc des structures en dôme (ou antiforme), le long desquelles se mettent en place des roches plutoniques appartenant à la suite MMGS, postérieure ou contemporaine à la mise en place des roches volcaniques.

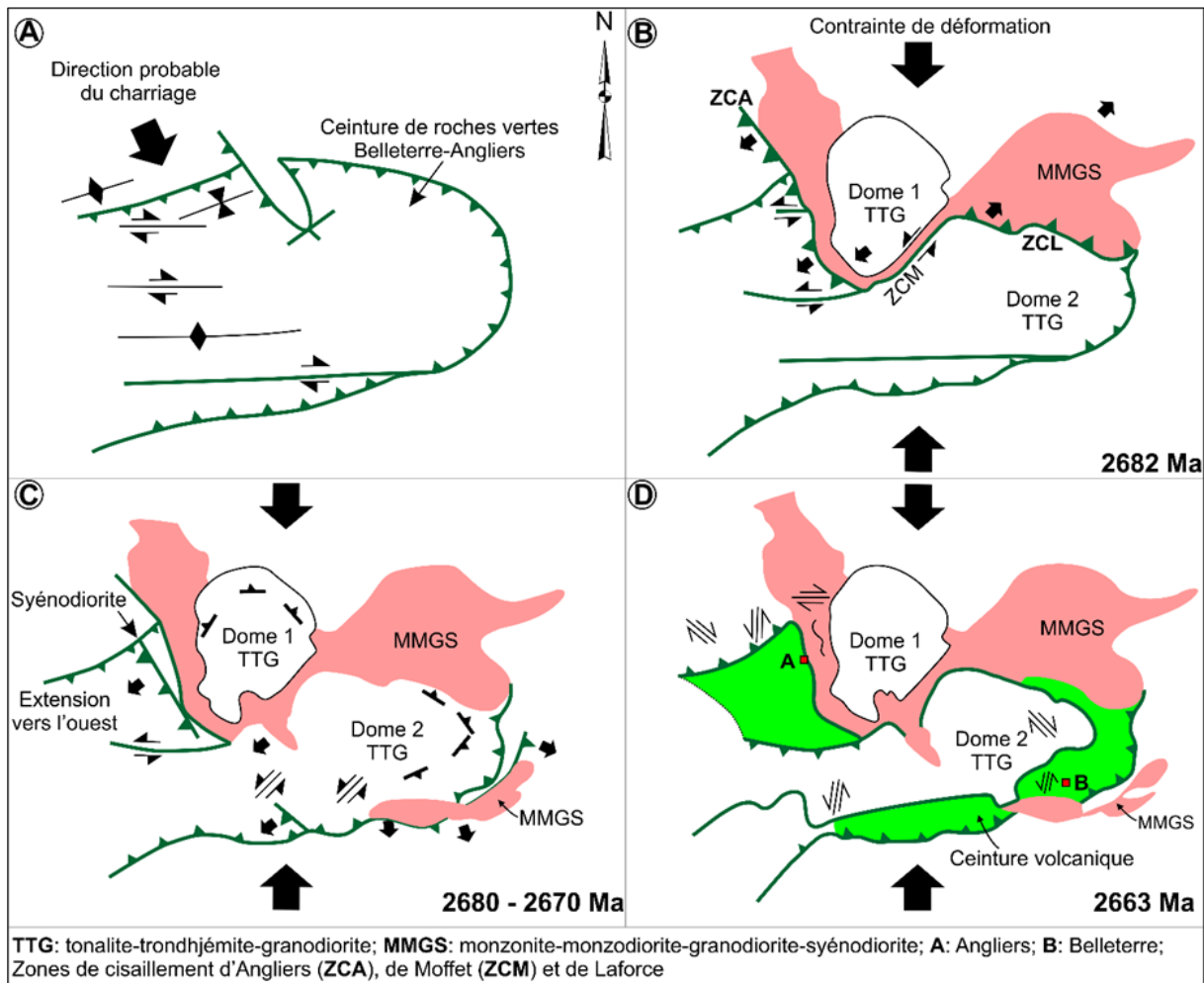


**Figure 2-1: Modèle tectonique simplifié de l'évolution de la Zone Volcanique Sud (ZVS) d'Abitibi et de la Sous-province de Pontiac. Modifiée de Feng et Kerrich (1992). Stade 1: subduction océanique et volcanisme d'un arc et/ou arrière-arc. Stade 2: plutonisme (dans la ZVS d'Abitibi de granite de type S et de granitoïde alcalin et calco-alcalin), métamorphisme initial et tectonique d'accrétion, magmatisme alcalin et minéralisations en or. Stade 3: collision arc (continent)-continent (ancien arc?), second métamorphisme. Stade 4: soulèvement différentiel exposant entièrement la Sous-province du Pontiac et le bloc de haut grade de Lacorne à l'intérieur de la ZVS d'Abitibi.**

En ce qui concerne l'environnement géotectonique de mise en place des roches volcaniques de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers, Barnes et al. (1993) ont proposé un modèle selon lequel les tholéiites des groupes de Baby, de Lac des Bois et de Belleterre se seraient formées dans un environnement d'arc, au-dessus d'une zone de subduction (figure 2-3); par contre, les komatiites et les gabbros se seraient formés dans un environnement de panache mantellique ou dans un bassin arrière-arc pendant le rifting. Toutefois, l'existence de zones de subduction et d'arcs volcaniques archéens, tels qu'observés en contexte phanérozoïque, est parfois remise en question (Hamilton, 1998; Bédard, 2006; Bédard et al., 2013). Selon ces auteurs, il serait possible de générer une croûte océanique épaisse, ainsi que des magmas d'affinité transitionnelle à calco-alcaline archéens sans l'intervention d'un processus de subduction. Par exemple, la formation de ces magmas pourrait être expliquée par des processus d'assimilation crustale et ou de fusion partielle anatexique durant l'ascension,



ainsi que la maturation des magmas au sein de chambres magmatiques subsidiaires de niveau crustal (Bédard, 2006; Pearce, 2008; Bédard et al., 2013).



**Figure 2-2: Modèle géodynamique de la ceinture Belleterre-Angliers. Modifiée de Sawyer et Barnes, (1994). (A) Développement du complexe de Lac des Quinze (Dôme 1). (B) Développement des zones de cisaillement d'Angliers (ZCA), de Moffet (ZCM) et de Laforce (ZCL) durant la mise en place des Dômes 1 et 2; ces zones de cisaillement ont par la suite été intrudées par des plutons de la suite MMGS aux environs de 2682 Ma. (C) Mise en place d'une intrusion de syénodiorite dans la zone de cisaillement d'Angliers. Développement des zones de cisaillement en extension dans les roches des Groupes de Belleterre et de Lac des Bois. Ces zones de cisaillement ont été par la suite intrudées par des plutons des suites MMGS aux environs de 2680-2670 Ma. (D) Développement des structures tardives en compression (<2663 Ma) dans les roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers ainsi que dans les leucogranites à biotite adjacents.**

## 2.8 Géologie de la région de Belleterre

Les rares travaux géologiques à connotation scientifique sur la région de Belleterre ont été réalisés par Auger (1952), Tourigny et al. (1991) et Tourigny (1993). Les roches supracrustales de la région de Belleterre forment un sillon de roches volcaniques de forme arquée situé à environ 10 km du front de Grenville (figures 1-2 et 2-4). Ces roches forment une suite d'apparence bimodale composée de volcanites mafiques à intermédiaires qui passent abruptement à des volcanoclastites rhyolitiques dans la partie sud de la région (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993). Ces roches volcaniques appartiennent

au Groupe de Belleterre (Hocq, 1978), lequel représenterait probablement l'équivalent méridional du Groupe de Baby (Imreh, 1978). Plusieurs filons-couches de gabbro, diorite et péridotite ainsi que des dykes de porphyres quartzo-feldspathiques, de granodiorite et de lamprophyres s'intercalent dans la séquence de roches volcaniques.

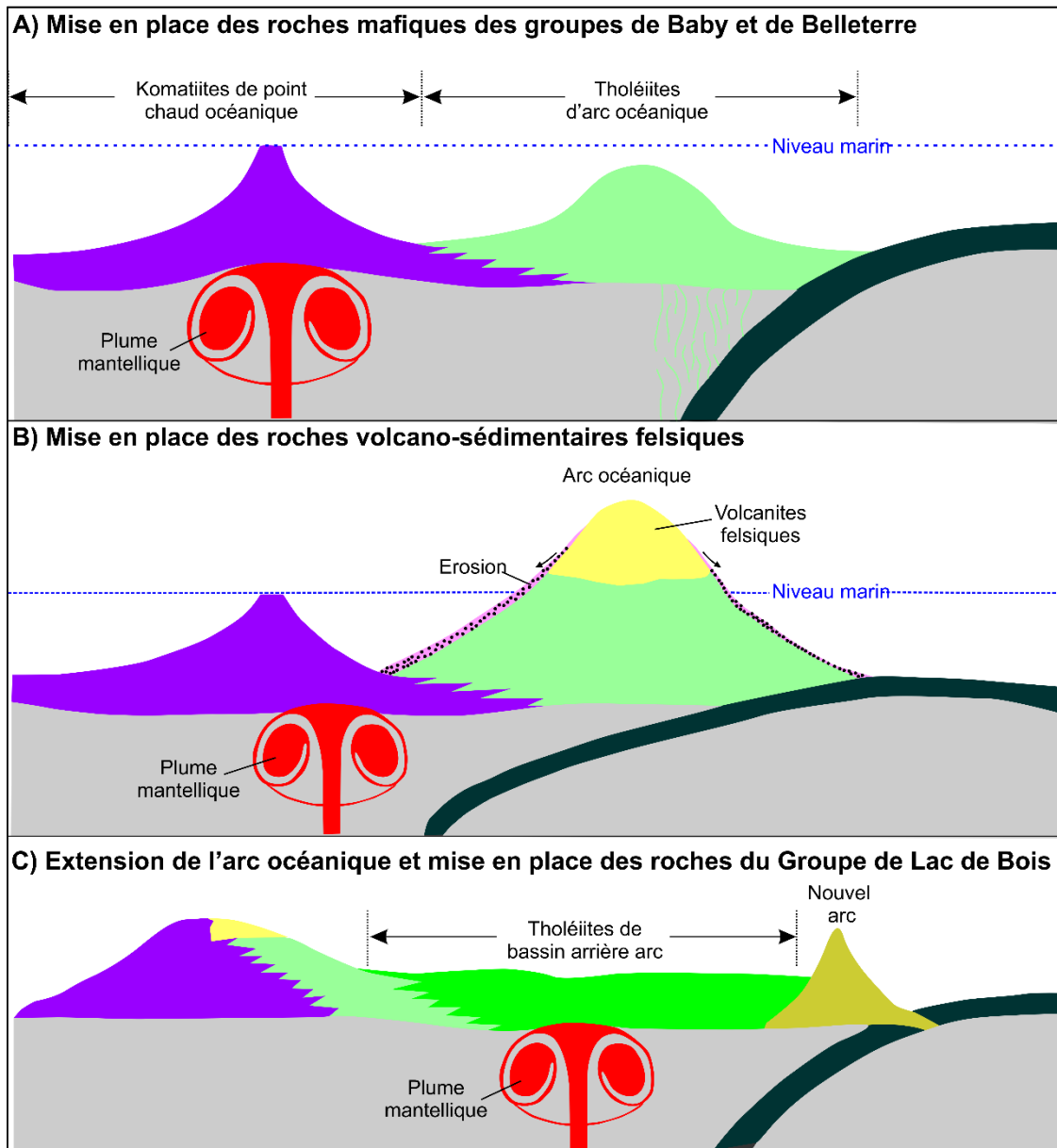


Figure 2-3: Modèle géotectonique des roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers. Modifiée de Barnes et al. (1993).

### 2.8.1 Lithostratigraphie

Les principales unités lithologiques de la ceinture volcanique de Belleterre ont une orientation est-ouest avec un pendage relativement abrupt vers le sud dans la partie sud de la ceinture (figure 2-4). L'orientation des unités lithologiques deviennent progressivement nord-sud dans la partie nord (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993). Les principales lithologies de la ceinture volcanique de Belleterre sont:

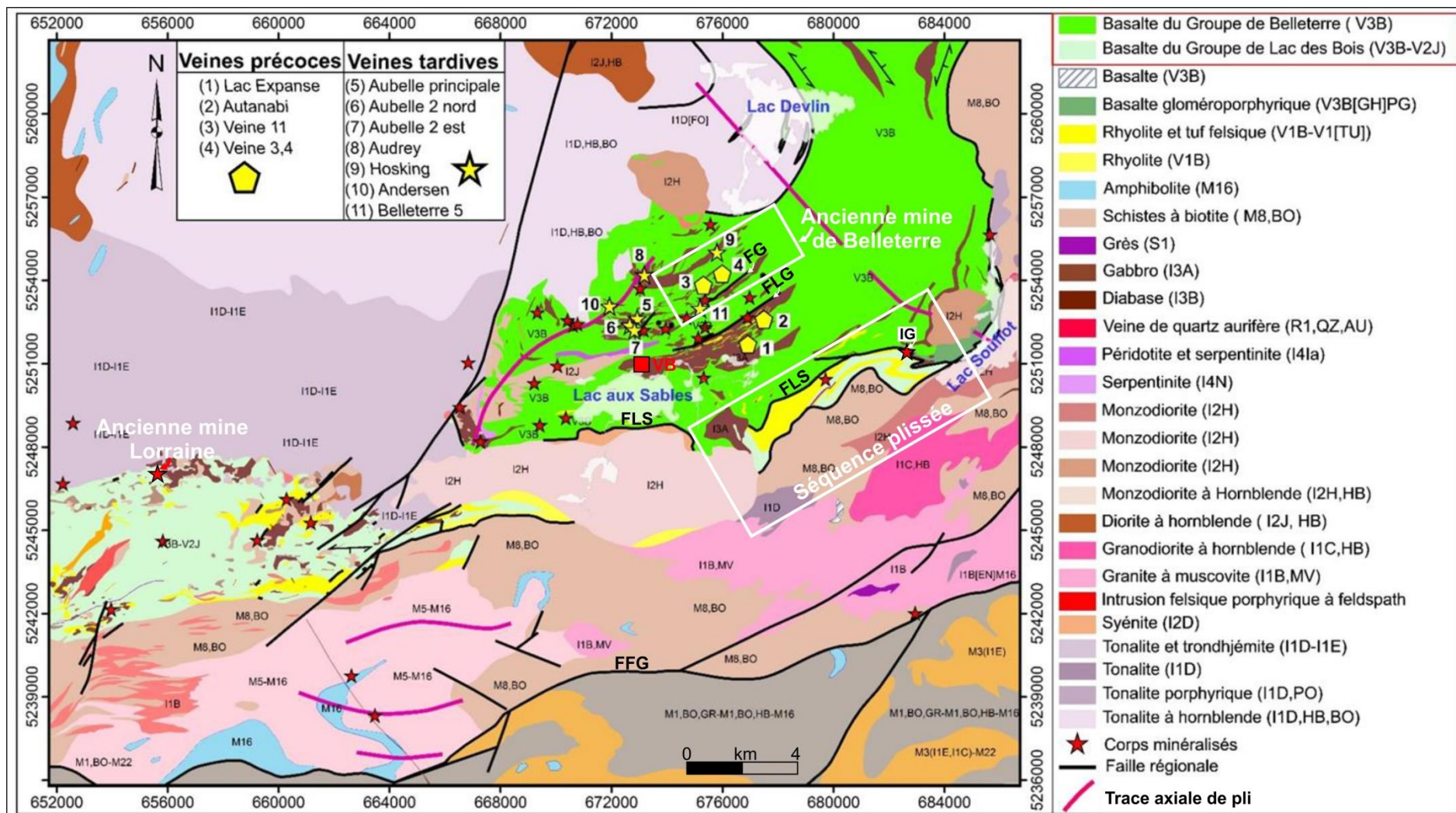


Figure 2-4: Carte géologique du camp minier de Belleterre. Carte compilé par le MERNQ. FFG: Faille du Front de Grenville; FLS: Faille du Lac aux Sables; FLG: Faille du Lac Guillet; FG: Faille Gainsmor. IG: Indice Gainsmor. VB: Ville de Belleterre.

### **2.8.1.1 Volcanites mafiques**

Les volcanites mafiques sont sans aucun doute les roches volcaniques qui prédominent dans la région de Belleterre (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993). Ces volcanites mafiques sont essentiellement de composition basaltique et plus rarement andésitique; les basaltes de la région sont d'affinité tholéiitique et consistent en des basaltes ferrifères et magnésiens. Ces basaltes sont massifs ou schisteux, à grains fins ou parfois porphyriques, frais ou altérés (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Taner, 2007, 2008, 2009).

### **2.8.1.2 Tufs cherteux et « formation de fer » au faciès oxydé**

Une des particularités de la région de Belleterre est la présence de nombreux lits de tuf souvent intercalés entre les coulées volcaniques basaltiques. Certaines unités sont si silicifiées que l'on pourrait les confondre avec des veines de quartz-carbonates (Auger, 1952). En affleurement, cette roche se caractérise par une surface de pseudo-stratification définie par l'alternance de lits cherteux composés de plus de 95 % de quartz microcristallin recristallisé, de lits cendreux composés de 60 % de cendres volcaniques constituées de cristaux de plagioclase subanguleux et de quartz polycristallins baignant dans une mésostase de chlorite-épidote-carbonates et de lits mélanocrates constitués d'un assemblage de pyrite, magnétite, chalcopyrite, covellite supergène, limonite, quartz, épidote, carbonates et amphibole verte (Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993).

### **2.8.1.3 Volcanoclastites felsiques**

Les volcanoclastites felsiques forment des horizons de 1 à 30 mètres de puissance, lesquels horizons sont constitués de plusieurs lits d'épaisseur centimétrique à métrique. Deux sous-faciès de volcanoclastites felsiques sont observés dans la région (Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993): un faciès à lapillis, dominant dans la séquence plissée (Groupe de Lac des Bois) et les tufs qui constituent l'assemblage dominant dans l'homoclinale sud (Groupe de Belleterre).

### **2.8.1.4 Roches sédimentaires argileuses**

Les roches sédimentaires argileuses forment des horizons de 1 à 10 mètres d'épaisseur interlités avec les volcanoclastites felsiques de la région. En cassure fraîche, les roches présentent un aspect graphiteux et une teinte grise foncée. Elles sont particulièrement observées près de l'extrémité est du Lac Souflot (figure 2-4). La géologie locale du secteur consiste en un assemblage de basaltes porphyriques ou gloméroporphyriques accompagné de volcanoclastiques interlités dans une bande de roches sédimentaires argileuses et

graphiteuses. La surface de stratification de ces roches est définie par l'alternance de lits argileux et silto-gréseux (Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993).

#### **2.8.1.5 Granodiorite**

La granodiorite de Belleterre est massive et grenue, elle présente une teinte grise en patine et rosâtre en cassure fraîche (Auger, 1952; Tourigny, 1993; Taner, 2009). De nombreuses intrusions de granodiorite sont observées dans le secteur du gîte Aubelle principale. Elles sont généralement recoupées par des veines de quartz limpides témoignant ainsi de la circulation des fluides hydrothermaux, d'où l'altération hydrothermale caractérisée par une intense silicification et séricitisation.

#### **2.8.1.6 Porphyre quartzo-feldspathique (QFP)**

Les QFP ont été observés sur plusieurs affleurements dans l'homoclinal sud. Ils forment des dykes d'une épaisseur apparente de moins d'un mètre et recoupent les roches volcaniques de la région (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993; Taner, 2007, 2008, 2009). La roche est ordinairement blanche ou rosâtre et présente très peu de minéraux ferromagnésiens. Elle est principalement constituée de phénocristaux de feldspaths accompagnés de phénocristaux de quartz partiellement résorbés (Auger, 1952).

#### **2.8.1.7 Péridotite ou komatiite**

Il y a plusieurs petits amas de serpentinite du côté ouest du village de Belleterre (figure 2-4). Cette roche est gris foncé en surface fraîche, massive et brun en surface altérée. Les fissures irrégulières de surface donnent aux affleurements un aspect rugueux. Au microscope, la roche est constituée d'une grande quantité de fibres de serpentine avec de la magnétite, des carbonates et parfois de la clinozoïsite (Auger, 1952).

#### **2.8.1.8 Gabbro**

La distinction entre les basaltes et les sills de gabbro est parfois problématique dans la région. De façon générale, les basaltes sont aphanitiques et parfois faiblement vésiculaires, alors que les unités de gabbro se caractérisent par une texture nettement porphyrique ou grenue. Il s'agit d'une roche homogène de teinte grise verdâtre en surface altérée et grise foncée en surface fraîche. Les gabbros de Belleterre sont essentiellement constitués d'amphibole et de plagioclase (Tourigny, 1993), ils ont été décrits comme étant des diorites par Auger (1952). Toutefois, tel que présenté dans cette thèse, les caractéristiques géochimiques de ces roches indiquent une nature gabbroïque.

### **2.8.1.9 Lamprophyres**

Selon Auger (1952), le lamprophyre est l'une des plus jeunes roches de la région car il recoupe la majorité des formations géologiques. Les dykes de lamprophyre sont très nombreux dans la région et surtout dans la partie nord. Auger (1952) a observé trois variétés de lamprophyres: le lamprophyre à mica, le lamprophyre à hornblende et le lamprophyre dioritique. La plupart des dykes de lamprophyre de la région contiennent des xénolites et sont généralement orientés est-ouest ou nord-sud. Il existe également une association spatiale entre ces dykes de lamprophyre et la plupart des veines de quartz-carbonates aurifères de la région (Auger, 1952; Tourigny et al., 1991; Tourigny, 1993).

### **2.8.1.10 Diabase**

Le diabase est sans doute la plus jeune roche de la région. Ces dykes ont une orientation NNE-SSO et sont subverticaux (Tourigny, 1993). Le diabase est une roche de couleur foncée, massive et à grain moyen. Il a un aspect distinctement tacheté en surface altérée par des agents atmosphériques. Il est constitué de 75 à 90 % de cristaux d'augite et de labradorite avec du quartz et de la hornblende secondaire (Auger, 1952).

### **2.8.1.11 Tectonites: schistes, mylonites et phyllonites**

Selon Tourigny et al. (1991), des tectonites, mylonites et phyllonites, se retrouvent à l'intérieur de zones de failles et de cisaillement. Les variétés de schistes les plus communs sont les schistes à chlorite-carbonates et les schistes à muscovite dérivés respectivement des roches volcaniques mafiques et felsiques. D'étroites bandes de phyllonites s'observent localement dans les zones de cisaillement. Ces phyllonites sont des roches aphanitiques contenant plus de 60 % de muscovite en très fines lamelles, lesquelles sont généralement orientées parallèlement à la schistosité pénétrante. Le quartz recristallisé forme de petits grains avec l'épidote qui remplissent les espaces entre les amas de muscovite phylliteux. Les mylonites sont caractéristiques des zones de cisaillement qui recoupent les roches isotropes grenues telles que les gabbros. Le protolithe subit une diminution abrupte de la granulométrie et passe à une roche à grain fin qui se compose de bandes de chlorite anastomosée. Dans ces roches, la chlorite définit une texture S/C classique.

## **2.8.2 Structures**

Selon Tourigny (1993), les roches volcaniques de la région de Belleterre montrent des caractéristiques de déformations qui résultent de la superposition de trois principales générations de structure chronologiquement identifiées comme  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . La  $D_1$  est responsable des traits structuraux régionaux et est mise en évidence par une schistosité de

flux pénétrative (orientée est-ouest) et par un système de plis dont les traces axiales sont orientées ENE-OSO. La deuxième génération de structure ( $D_2$ ) est principalement caractérisée par un clivage de crénulation discret et coplanaire avec la surface axiale d'une mégaflexure anticlinale synforme qui réoriente la stratification et la schistosité régionale dans l'homoclinal sud. Des structures tardives ( $D_3$ ), correspondant à des plis en chevron et des plans de kink, sont parfois observées dans des roches anisotropes. Plusieurs zones de cisaillement ductile-fragile est-ouest recoupent les gabbros homogènes ainsi que la stratification et la schistosité régionale.

Tourigny (1993) a relevé dans la région deux systèmes de failles. Les dislocations de premier ordre, tardi  $D_1$ , marquent le paroxysme d'un régime de compression. Elles sont subparallèles ou recoupent légèrement la schistosité et s'inclinent fortement vers le sud. Les cassures de second ordre correspondent à deux systèmes de failles conjugués à rejet directionnel dextre (NO-SE et nord-sud) et senestre (NE-SO). Les dislocations de premier ordre sont représentées par les failles Mill Creek, du Lac Guillet et du Lac aux Sables (figure 2-4). Ces trois failles seraient de type inverse à rejet latéral senestre mineur. Enfin, selon Auger (1952) il y a une structure (faille régionale) bien définie qui contrôle les indices aurifères connus de la région, mais les études détaillées de cette structure ont été trop restreintes pour permettre toute généralisation.

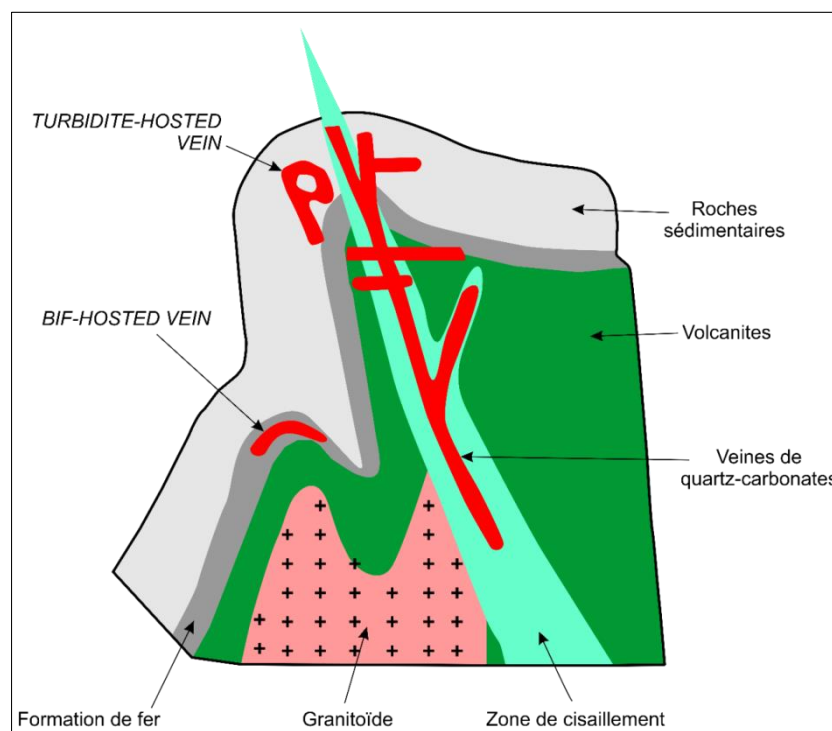
## **2.9 Généralités sur les gîtes d'or orogéniques**

Les gîtes d'or orogéniques sont généralement associés aux éléments structuraux témoignant d'un comportement ductile-fragile face à la déformation et aux structures géologiques résultant d'un régime tectonique de compression et/ou de transpression ou transtension. Ils se présentent sous la forme de filons de quartz-carbonates qui occupent des zones de cisaillement, des failles, des zones de stockwerk et des fractures d'extension ou encore sont associés à des plis; ils sont généralement discordants, au moins en partie, par rapport aux unités lithologiques (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007).

Les observations géologiques suggèrent une forte association entre les gîtes d'or orogéniques, situés généralement dans les cratons archéens (ex. Abitibi) et Protérozoïques (ex. Afrique de l'ouest), et les roches métamorphiques du faciès des schistes verts et, par endroit, du faciès des amphibolites inférieur (Boyle, 1979; Keays et al., 1989; Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007).

La classification des gîtes d'or orogéniques (ou filons de quartz aurifères orogéniques) est surtout problématique en raison de leur ubiquité et de la diversité des roches dans lesquelles ils sont encaissés (figure 2-5). Dans la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, la classification des

gîtes d'or orogéniques était surtout basée sur leur température (« hypothérmal » et « mésothérmal ») et leur profondeur de mise en place (hypozone, mésozone et épizone) (Lindgren, 1907 et 1933; Gebre-Mariam et al., 1995; Groves et al., 2003). L'association spatiale récurrente entre les gîtes d'or orogéniques et les roches magmatiques a amené certains chercheurs à les subdiviser selon le type de roche magmatique avec lequel ils sont associés (Niggli, 1929; Emmons, 1937). Dans les années 1970, les gîtes d'or orogéniques étaient surtout classés en fonction des roches encaissantes. Boyle (1979) a mentionné trois types de lithologies pouvant encaisser ces gîtes: les roches volcaniques, les roches sédimentaires et les « lithologies complexes » (ou plutono-volcanique).



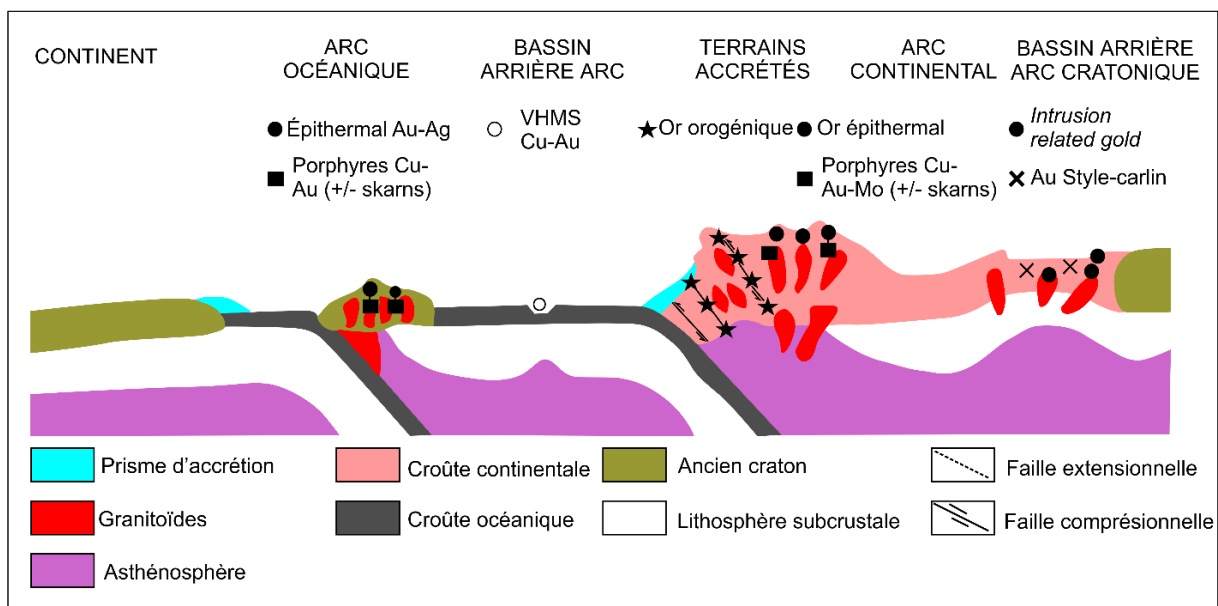
**Figure 2-5: Veines de quartz-carbonates associées aux ceintures plutono-volcaniques. Modifiée de Dubé et Gosselin (2007).**

La terminologie « gîtes d'or orogéniques » a été adoptée à partir des 30 dernières années du fait de l'association spatiale entre les gîtes aurifères et les ceintures orogéniques (figure 2-6). La plupart des gîtes d'or orogéniques sont spatialement associés à des zones de failles d'échelle crustale que l'on considère généralement être les principaux conduits permettant la circulation des fluides aurifères (Turneaure, 1955; Wyman et Kerrich, 1988; Kerrich, 1989; Hodgson, 1990; Kerrich et Wyman, 1990; Robert, 1996; Mc-Cuaig, 1999; Robert et Poulsen, 2001; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Toutefois, à l'intérieur des districts miniers, les gîtes d'or orogéniques sont souvent étroitement associés à des structures secondaires ou tertiaires plus petites, généralement attenantes aux failles principales (ex. la faille du Cadillac, la faille de Porcupine-Destor ...), il en résulte une dispersion des gîtes le



long et en bordure de ces failles (ex. le district de Val d'Or). Les gîtes aurifères de type orogénique sont généralement situés à moins de ~5 km de la faille régionale (Robert, 1990).

La plupart des gîtes d'or orogéniques se trouvent dans des roches appartenant à quatre principaux groupes d'âges (Goldfarb et al., 2005): Archéen tardif, Protérozoïque précoce, Cambrien-Ordovicien et Trias-Jurassique. La croûte de l'Archéen tardif est reconnue comme un environnement géologique très propice aux gîtes d'or orogéniques. Le Paléoproterozoïque a également été une époque où la genèse des gîtes d'or orogéniques a été possible. D'importants gisements aurifères se sont entre autres formés dans les cratons ouest africain et de l'Amazonie.



**Figure 2-6: Environnement géodynamique de mise en place des gîtes d'or orogénique. Modifié de Groves et al. (2000).**

Les gisements d'or orogéniques montrent un large éventail de dimensions. Les gros gisements sont généralement situés dans les ceintures de roches vertes en Australie (ex. Golden Mile) et au Canada (ex. Hollinger McIntyre, Sigma Lamaque...). Il y a en gros 100 gisements d'or orogéniques de classe mondiale et 17 de ces gisements ont des tonnages supérieurs à 500t Au (Goldfarb et al., 2005). La genèse de la plupart des gîtes d'or orogéniques est synchrone ou tardive par rapport à l'évolution crustale locale (Groves et al., 2000). Statistiquement, la mise en place de l'or est généralement considérée comme postérieure au métamorphisme régional (Boyle, 1975; Groves et al., 1984; Powell et al., 1991). Dans un environnement moderne de subduction, plus particulièrement dans le prisme d'accrétion et le bassin arrière-arc continental, le magmatisme et plus spécifiquement la mise en place des intrusions felsiques, peut être antérieure, synchrone ou même postérieure à la mise en place de la minéralisation aurifère (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Groves et al., 2005).

La minéralogie des gîtes d'or orogéniques a été très bien étudiée (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007): La minéralisation est généralement distribuée de façon hétérogène tant dans les veines que dans les roches encaissantes altérées. Dans la majorité des gisements d'or orogéniques, il existe une corrélation positive entre l'or et les sulfures, l'or étant étroitement associé aux sulfures. La pyrite est le minéral dominant dans les gisements encaissés dans les roches mafiques et les granitoïdes; l'arsénopyrite semble volumétriquement plus importante dans les gisements encaissés dans les roches sédimentaires. Dans l'ensemble, la minéralogie des gisements aurifères est surtout tributaire de la température, de la profondeur de mise en place, des conditions d'oxydo-réduction et de la composition des roches encaissantes. Les gisements encaissés dans les amphibolites sont caractérisés par l'abondance de loellingite et de la pyrrhotite (c.à.d. minéraux de haute température) par rapport à la pyrite et l'arsénopyrite dans les gisements encaissés dans les roches aux faciès de schistes verts. On peut retrouver d'autres minéraux accessoires comme la sphalérite, la chalcopyrite, la galène, des phases riches en bismuth, les tellurures, la stibine et la molybdénite. Le tungstène, contenu dans la scheelite, prédomine dans les gîtes encaissés dans des roches ignées ou dans les roches sédimentaires provenant de milieux peu réducteurs. La principale phase métallifère dans la plupart des gisements d'or orogéniques est l'or natif contenant un peu d'argent. L'or et les tellurures d'or se présentent aussi sous la forme de revêtements partiels de grains sulfurés, d'inclusions ou de matériaux de remplissage de fractures au sein de ces grains, ainsi que sous la forme de grains isolés et de matériaux de remplissage de fractures dans le quartz. Le ratio Au/Ag des gîtes d'or orogéniques varie généralement de 5/1 à 10/1. Les hautes teneurs en or sont surtout associées aux roches carbonatées. Certes, il y a fréquemment une corrélation positive entre l'or et les sulfures, mais l'or peut aussi se concentrer dans les veines de quartz-carbonates, dans les halos d'altération autour de veines stériles ou de basses teneurs, ou encore dans les deux environnements, tout dépend de son mécanisme de précipitation et de la nature du fluide transporteur. Les principaux minéraux de gangue communs dans les gîtes d'or orogéniques sont le quartz et les carbonates. On peut retrouver également de l'albite, des micas blancs, de la fuschite, de la roscoelite, de la chlorite et des minéraux suivants: tourmaline, biotite, magnétite, hématite, anhydrite, graphite, monazite, rutile...

L'intensité, la distribution, la dimension et la nature de l'altération sont contrôlées par le type de roches encaissantes, la porosité et perméabilité des roches, l'orientation des couches par rapport à la veine, le degré de métamorphisme (ex. schiste vert ou amphibolite) des roches encaissantes (Boyle, 1961; Goldfarb et al., 1986; Mueller et Groves, 1991; Witt, 1991; Robert, 1996; Hagemann et Cassidy, 2000; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007), la composition et la température du fluide hydrothermal (Böhlke, 1989; Ridley et Diamond,

2000) et la profondeur de mise en place de la minéralisation (Colvine, 1989; Groves, 1993). À l'échelle d'un gîte, on observe une zonalité latérale de l'altération. Les principaux types d'altération observés autour des veines de quartz-carbonates sont la carbonatation, la sulfuration (ex. pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite et arsénopyrite) et à la lisière immédiate des veines, la silicification, la chloritisation et le métasomatisme alcalin (Goldfarb et al., 2005). La carbonatation est sans doute le type d'altération le plus commun et le plus étendu. Des amphiboles ou du diopside peuvent aussi apparaître progressivement à des niveaux plus profonds de la croûte, et ce, dans des environnements géologiques où les minéraux carbonatés se font rares. Dans la plupart des gîtes d'or orogéniques, les associations de minéraux d'altération hydrothermale se superposent à celles des roches métamorphiques. Cette observation suggère que l'hydrothermalisme est postérieur au métamorphisme régional. A titre d'exemple, notez que l'hydrothermalisme aurifère est effectivement tardif dans l'évolution géologique du gisement de Sigma-Lamaque de la région de Val-d'Or (Robert et Brown, 1986). Toutefois, dans certains gisements, comme celui de Campbell à Red Lake, l'hydrothermalisme aurifère est antérieur ou contemporain au métamorphisme régional (Andrew et al., 1986).

Les gîtes d'or orogéniques sont des gîtes d'affiliation hydrothermale. La source et la nature du fluide restent controversées. Le modèle orthomagmatique (Emmons, 1937) a eu beaucoup de succès dans le passé. Selon ce modèle, le fluide hydrothermal et l'or proviendraient de magmas felsiques générés par des processus tectoniques et métamorphiques. L'observation d'inclusions fluides de compositions semblables dans des veines de quartz et dans des phénocristaux de quartz d'intrusions felsiques appuierait ce modèle (Robert, 1996). D'un autre côté, la faiblesse de cette hypothèse réside dans le fait que les gîtes d'or orogéniques ne sont pas toujours associés aux intrusions granitiques, ce modèle ne permettait pas d'expliquer le mécanisme de mise en place de tous les gîtes d'or orogéniques notamment ceux encaissés dans les terrains de roches sédimentaires. D'autres chercheurs (Nesbitt et al., 1986; Shelton et al., 1988; Nesbitt et Muehlenbachs, 1989) plaident pour un modèle de minéralisation impliquant un fluide d'origine météorique, c'est-à-dire un modèle de circulation profonde d'eaux météoritiques près de zones de failles majeures. Selon Goldfarb et al. (2005), cette hypothèse serait très peu plausible. De plus, selon Rock et Groves (1988), le fluide aurifère pourrait dans certains cas avoir une composante mantellique vu l'étroite association entre les veines de quartz-carbonates aurifères et les lamprophyres. Toutefois, les relations de recoupement entre les dykes de lamprophyre et les veines de quartz-carbonates et la géochronologie ont démontré qu'il n'y a aucun lien génétique entre les dykes de lamprophyre et les veines de quartz-carbonates (Wyman et Kerrich, 1989; Kerrich et Wyman, 1994; Dubé et al., 2004). Au cours des trois

dernières décennies, plusieurs études sur des traceurs isotopiques et des inclusions fluides (Robert, 1987; Groves et Phillips, 1987; Kerrich, 1989) ont suggéré que l'origine du fluide hydrothermal aurifère serait métamorphique. Selon ce modèle, l'or serait lessivé des roches supracrustales en profondeur par un fluide métamorphique pendant le métamorphisme prograde et concentré dans des structures de second et troisième ordre, situées la plupart du temps à proximité d'une zone de déformation importante, comme une faille d'échelle crustale (ex. faille Cadillac). La compilation des données provenant d'études réalisées sur les inclusions fluides des minéraux des veines de quartz-carbonates d'un certain nombre de gîtes d'or orogéniques à travers le monde a permis de préciser les caractéristiques du fluide hydrothermal en question (Goldfarb et al., 2005). Le fluide hydrothermal aurifère le plus commun serait riche en H<sub>2</sub>O et aurait une concentration de CO<sub>2</sub> peu élevée à modérée. Ce dernier présenterait une faible salinité et contiendrait des concentrations anormales en CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, K et S.

Il transporterait l'or sous forme de complexe de soufre réduit (Groves et al., 2003) et se serait formé à des pressions de  $1,5 \pm 0,5$  kb pour des températures de  $350 \pm 50$  °C. Cependant, ce fluide serait invariablement accompagné par d'autres fluides qui ne seraient pas généralement porteurs de minéralisations aurifères. Les différences observées entre les districts miniers au niveau de la composition isotopique du Sr, Pb, C, H, S et O dans les fluides aurifères contrastent avec la composition globale de ceux-ci; ces différences indiquent que ces éléments proviennent de sources différentes. Toutefois, de tels traceurs isotopiques ne permettent pas de déterminer de façon précise la nature et l'origine des fluides (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). En ce qui concerne la précipitation de l'or, plusieurs mécanismes sont proposés; mais le mécanisme le plus probable serait la réaction fluide/roche. Le complexe de soufre réduit transportant l'or serait destabilisé par le fer présent au contact des roches encaissantes (ex. basaltes tholéiitiques, gabbros...) riches en fer (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007).

Enfin, l'exploration des gîtes d'or orogénique doit être basée sur la cartographie des grandes structures régionales, des structures subsidiaires aux failles majeures et les zones de cisaillement qui recoupent ou suivent des métallotectes lithologiques tels que les petits dykes, les formations de fer, les intrusions felsiques et les roches ignées riches en fer. Pour ce faire, certaines méthodes géophysiques (magnétométrie, gravimétrie et géoélectriques) sont très pertinentes. D'autres méthodes comme le système d'information géographique, la lithogéochimie, la pédogéochimie, la radiométrie gamma sont aussi des outils très pertinents à l'exploration des gîtes d'or orogéniques (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007).

### **3 GÉOLOGIE, LITHOGÉOCHIMIE ET PÉTROGÉNÈSE DES ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES DES GROUPES DE BELLETERRE ET DE LAC DES BOIS**

Les minéralisations aurifères de la région de Belleterre sont encaissées dans les roches des groupes de Belleterre et de Lac des Bois (figures 1-2 et 2-4). Géographiquement, le Groupe de Belleterre est situé à l'est de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers et est constitué d'une suite bimodale composée de coulées de lave mafiques et de gabbros synvolcaniques d'affinité tholéiitique avec des intercalations de roches volcanoclastiques felsiques d'affinité calco-alcaline. Le Groupe de Lac des Bois constitue la partie centrale de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. Il est constitué de laves et d'intrusions mafiques d'affinité tholéiitique à calco-alcaline et de volcanoclastites d'affinité tholéiitique à calco-alcaline. Les deux groupes sont séparés par la faille du Lac aux Sables selon l'interprétation géologique du MERNQ (figure 2-4). Conséquemment, les basaltes andésitiques et les volcanoclastites de la partie sud du sillon volcanique arqué de la ceinture de Belleterre feraient partie du Groupe de Lac des Bois.

Les principales caractéristiques lithogéochimiques des roches volcaniques, des volcanoclastites et des gabbros des groupes de Belleterre et de Lac des Bois sont présentées dans ce chapitre. Toutefois, un égard spécial est accordé à l'étude des roches du Groupe de Belleterre, puisque celles-ci encaissent toutes les minéralisations aurifères étudiées dans le cadre de cette thèse. Enfin, en dépit du fait que les roches du Groupe de Baby soient dépourvues de minéralisations aurifères connues, elles feront néanmoins l'objet d'une présentation succincte (annexe I) en vue de comprendre l'évolution du volcanisme et du magmatisme de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers dans son ensemble et ainsi améliorer notre compréhension du contexte géologique global de cette partie de la Sous-province du Pontiac.

Dans le but de bien comprendre l'environnement de mise en place des veines de quartz-carbonate aurifères, il est important d'effectuer une étude pétrographique et minéragraphique des différentes lithologies, ainsi que la reconnaissance de leurs signatures géochimiques et pétrogénétiques. Dans ce chapitre, les diagrammes de discrimination lithogéochimique et géotectonique, ainsi que les spectres des terres rares et autres diagrammes multi-éléments normalisés sont utilisés pour des fins de caractérisation lithogéochimique et pétrogénétique. Une bonne étude lithogéochimique nécessite l'utilisation d'échantillons frais ou peu affectés par l'altération hydrothermale, ce qui requière une procédure de sélection d'échantillons les moins altérés. Par conséquent, les interprétations

sur la pétrogenèse s'appuient uniquement sur les échantillons les moins altérés, sélectionnés sur la base des critères suivants:

- des valeurs de perte au feu (PAF) relativement faibles (<4 %),
- la somme des éléments majeurs et de la perte au feu compris entre 97,5 et 100 %
- leur indice d'altération d'Ishikawa (AI; Ishikawa et al., 1976),  $AI = ((MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+CaO+Na_2O))*100$
- leur indice chlorite-carbonate-pyrite, CCPI (*chlorite-carbonate-pyrite index*; Large et al., 2001),  $CCPI = ((MgO+FeO^t)/(MgO+FeO^t+K_2O+Na_2O))*100$
- et enfin leur indice d'altération AAAI (*advanced argillic alteration index*; Williams et Davidson, 2004),  $AAAI = SiO_2/(SiO_2 + (10MgO) + (10*CaO) + (10Na_2O))*100$

### 3.1 Roches du Groupe de Belleterre

Les roches du Groupe de Belleterre sont situées dans la partie est de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers (figures 1-2 et 2-4) et sont constituées d'une suite bimodale (figure 3-1) composée de basaltes et de gabbros synvolcaniques, d'affinité tholéiitique, au sein desquels on observe localement des dacites et des volcanoclastites intermédiaires à felsiques d'affinité calco-alkaline.

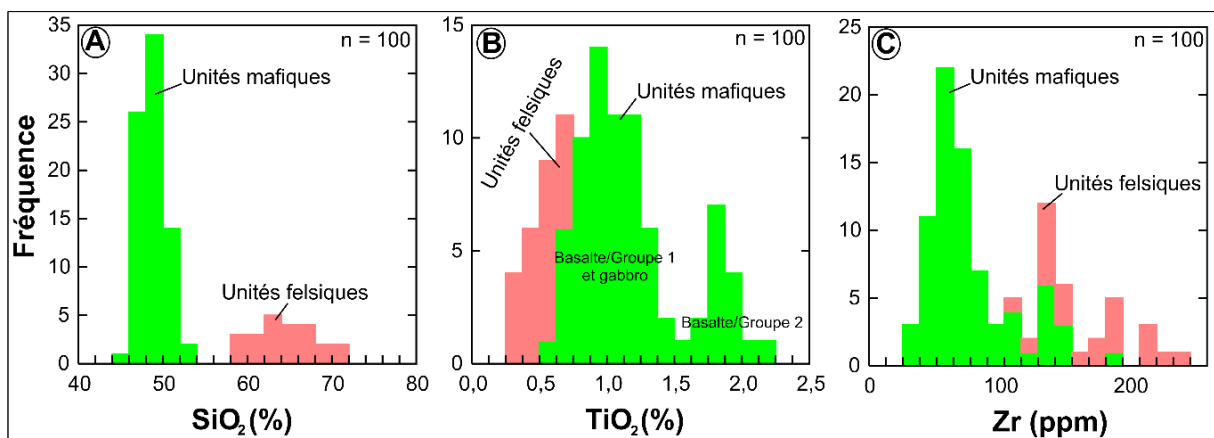


Figure 3-1: Distribution des roches volcaniques et gabbroïques fraîches du Groupe de Belleterre. (A) Distribution bimodale des concentrations en SiO<sub>2</sub>. (B) Variabilité des concentrations en TiO<sub>2</sub>. (C) Distribution bimodale des concentrations en Zr.

#### 3.1.1 Basaltes du Groupe de Belleterre (BGB)

Les basaltes constituent les roches volcaniques les plus abondantes du Groupe de Belleterre. Sur la base de leurs compositions chimiques, les BGB ont été subdivisés en deux groupes distincts. Les basaltes du groupe I sont caractérisés par de faibles concentrations en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, terres rares et autres éléments incompatibles, ainsi que des concentrations plus élevées en MgO et CaO par rapport à ceux du groupe II (figures 3-2A à 3-2F).

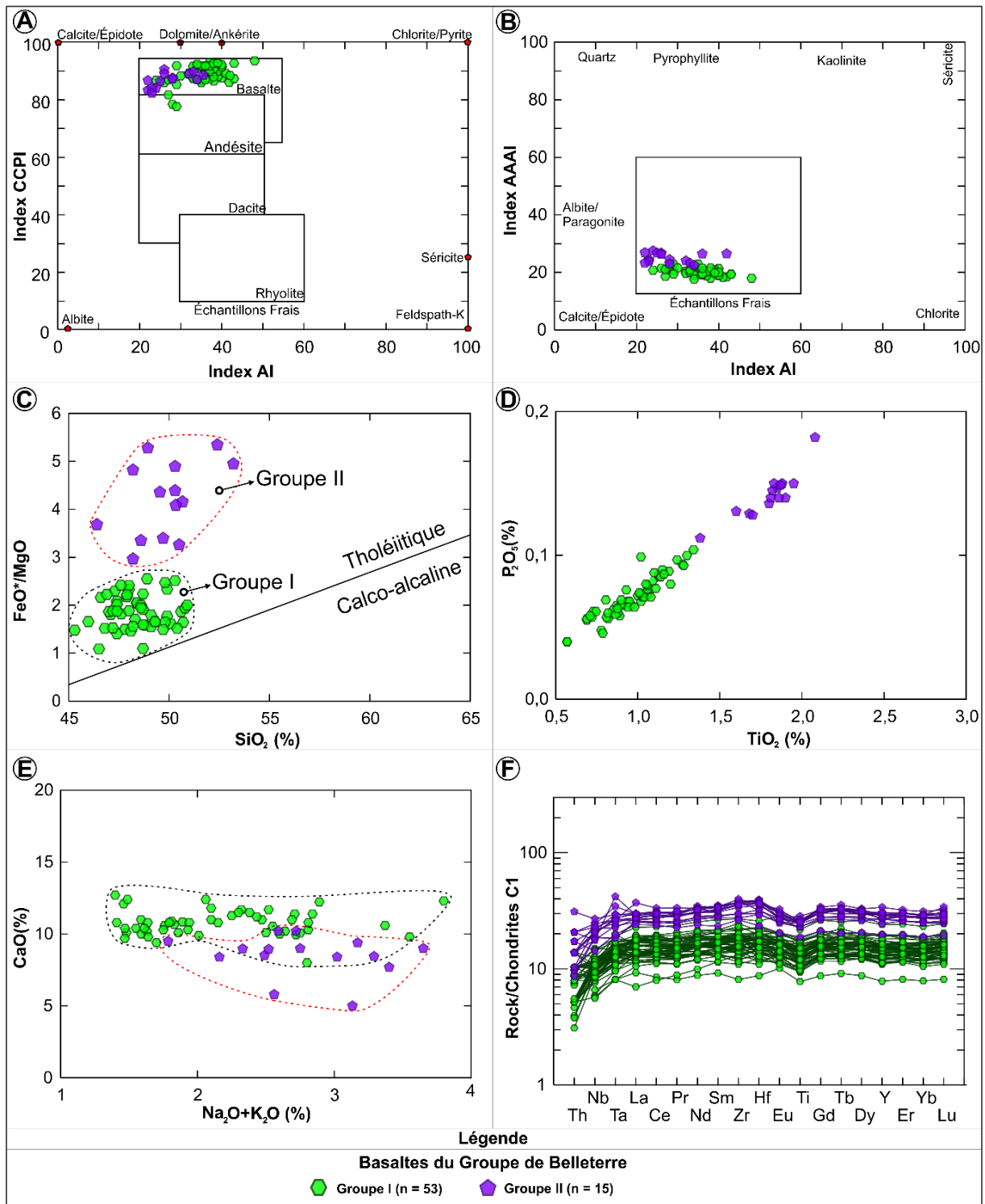


Figure 3-2: Classification des basaltes frais du Groupe de Belleterre. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme  $SiO_2$ - $FeO^*/MgO$  de Miyashiro (1974) montrant la distribution et l'affinité tholéïtique des BGB. (D) et (E) Diagrammes illustrant la distribution des BGB selon leurs concentrations en  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  et  $K_2O$ . (F) Spectres multi-éléments des BGB. Abondances normalisées aux concentrations de la chondrite C1 estimée par McDonough et Sun (1995).

### 3.1.1.1 Pétrographie et minéralogie des basaltes du groupe I

La grande majorité des BGB appartient au groupe I. Sur le terrain et en lames minces, ils présentent une grande variété de textures et de structures. Ainsi, les trois variétés de basaltes appartenant au groupe I sont:

**a)** les basaltes aphanitiques, généralement vert foncés et présentant par endroits des structures ellipsoïdales (coussins et tubes volcaniques) et des proportions variables d'amygdules, préférentiellement concentrées vers le sommet des coussins (figures 3-3A et 3-3B). Les structures coussinées sont généralement bien conservées et permettent l'identification de la polarité des coulées (figure 3-3C). De plus, de nombreuses cavités de gaz observées en plusieurs endroits permettent de vérifier la polarité, la direction et le pendage des coulées basaltiques. L'épaisseur de matériaux hyaloclastiques entre les coussins est généralement faible. L'épaisseur des bordures de trempe des coussins est de l'ordre de 1 à 3 cm. Dans l'ensemble, la vésicularité des roches volcaniques mafiques est relativement faible. Localement, de fines unités de shales, de cherts ou de formations de fer sont intercalées entre les coulées basaltiques. Ces horizons témoignent de périodes d'accalmie de l'activité éruptive dans le bassin. De plus, combinées à la faible vésicularité des laves basaltiques, les caractéristiques de la sédimentation observée entre les coulées basaltiques suggèrent une forte profondeur d'eau lors de la mise en place de ce volcanisme basaltique;

**b)** les basaltes gloméroporphyriques, de texture particulièrement grenue, sont un autre type de basalte que l'on retrouve à l'est du village de Belleterre près du lac Souflot et dans le secteur du gîte Aubelle (figure 2-4). Il s'agit de coulées de roches volcaniques massives montrant une teinte rouillée en surface altérée et verdâtre en cassure.

Ces basaltes sont dépourvus de coussins, tubes et amygdules. Ils sont surtout caractérisés par la présence de phénocristaux de feldspath de formes sphéroïdales et de dimensions centimétriques (figure 3-4). Ces basaltes ont probablement été formés dans un environnement semblable à celui des basaltes aphanitiques. Toutefois, contrairement aux basaltes aphanitiques, ils sont appauvris en MgO et  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$  et enrichis en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ce qui est en partie imputable à la présence de phénocristaux de plagioclase. Les minéraux intercumulus sont constitués de chlorite, d'épidote et d'amphiboles secondaires;

**c)** les basaltes mylonitisés. Il s'agit des basaltes tectonisés, qui sont exclusivement localisés à proximité du pluton de Lac Devlin (figure 2-4). Ce sont des basaltes fortement déformés, cisailés, localement plissés et présentant une texture fortement rubanée. De plus, ils montrent des injections de veinules de quartz boudinées et alignées dans le plan de la schistosité ( $S_1$ ) régionale (figure 3-5).



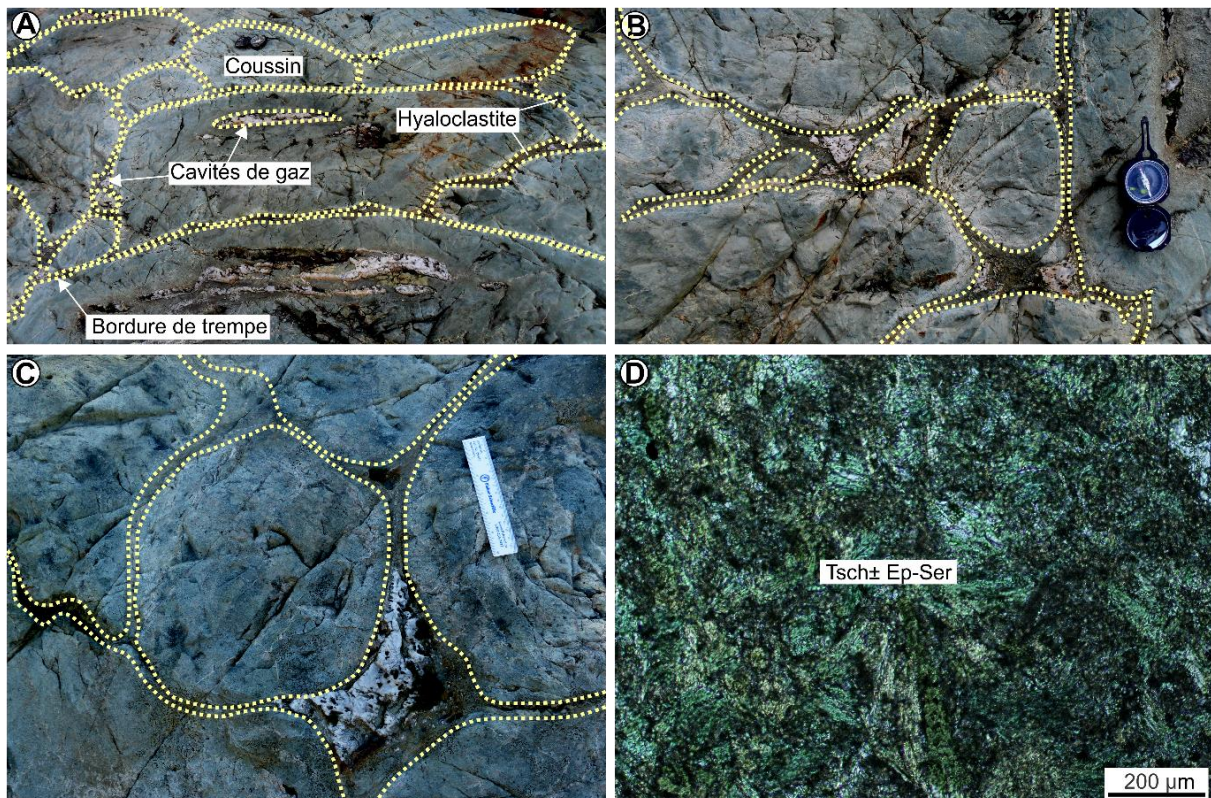


Figure 3-3: Basaltes aphanitiques (Groupe I). (A), (B) et (C) Laves coussinées permettant d'évaluer la polarité stratigraphique, ainsi que les cavités de gaz silicifiées permettant de mesurer le plan S0 et la polarité. (D) Prédominance des Fe-tschermarkites (Tsch), épidotes et séricites en lame mince (lumière naturelle).

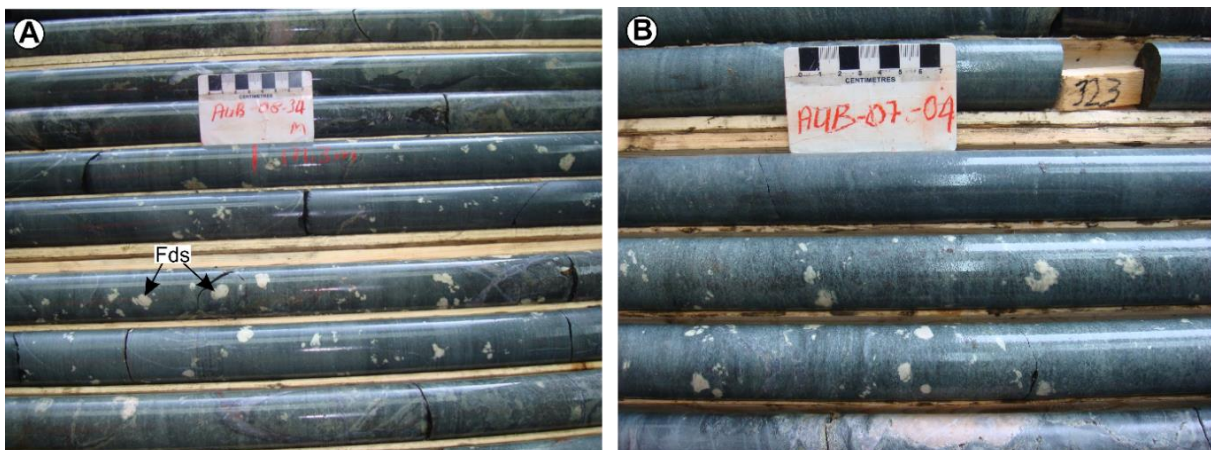


Figure 3-4: Basaltes massifs (groupe I). (A) et (B) Basaltes glomérporphyriques du Groupe de Belleterre. Notez la prédominance des phénocristaux de feldspaths.

### 3.1.1.2 Pétrographie et minéralogie des basaltes du groupe II

Les basaltes du groupe II sont particulièrement observés dans le secteur du gîte Aubelle, de l'indice Andersen et de l'ancienne mine Belleterre (figure 2-4). Il s'agit de basaltes très déformés, cisailés, parfois mylonitisés et présentant une texture particulièrement rubanée (figure 3-6). Compte tenu de leur rubanement, cette unité était considérée comme étant volcano-sédimentaire. En fait, ce rubanement (alternance de bandes claires et sombres) est

probablement induit par le cisaillement et l'aplatissement des structures de laves coussinées. Plus on s'approche des zones de cisaillement, plus les coussins de laves sont aplatis et cisailés. En lame mince, les basaltes du groupe II sont constitués d'une alternance de bandes d'amphiboles secondaires (tschermarkites) et d'épidotes (bandes sombres) et de bandes de quartz, feldspaths ± carbonates et séricite (bandes claires) (figures 3-6C et 3-5D).

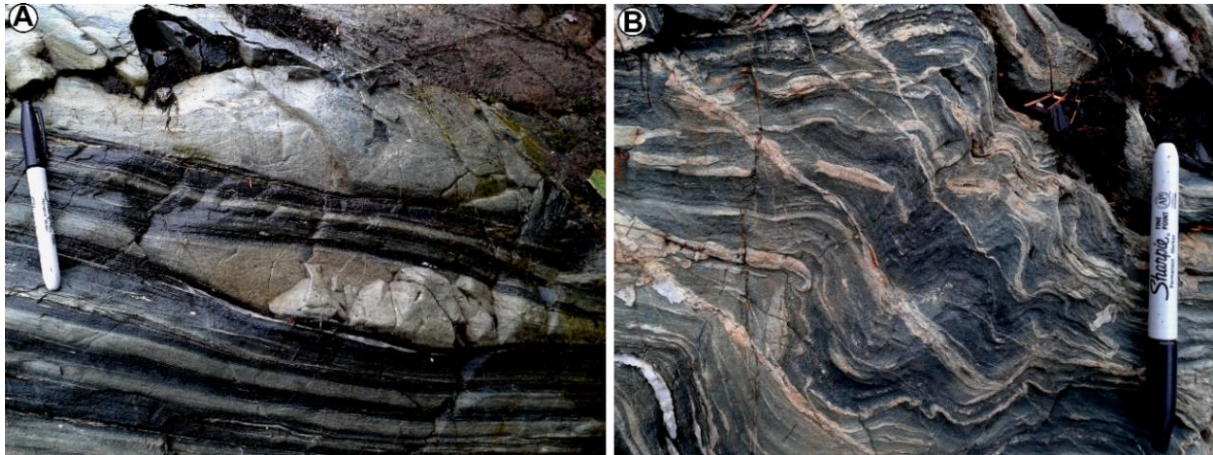


Figure 3-5: Basaltes mylonitisés (groupe I). (A) et (B) Photographies illustrant l'aspect laminé des basaltes. Notez la présence de veinules de quartz selon le plan de la schistosité principale  $S_1$ .

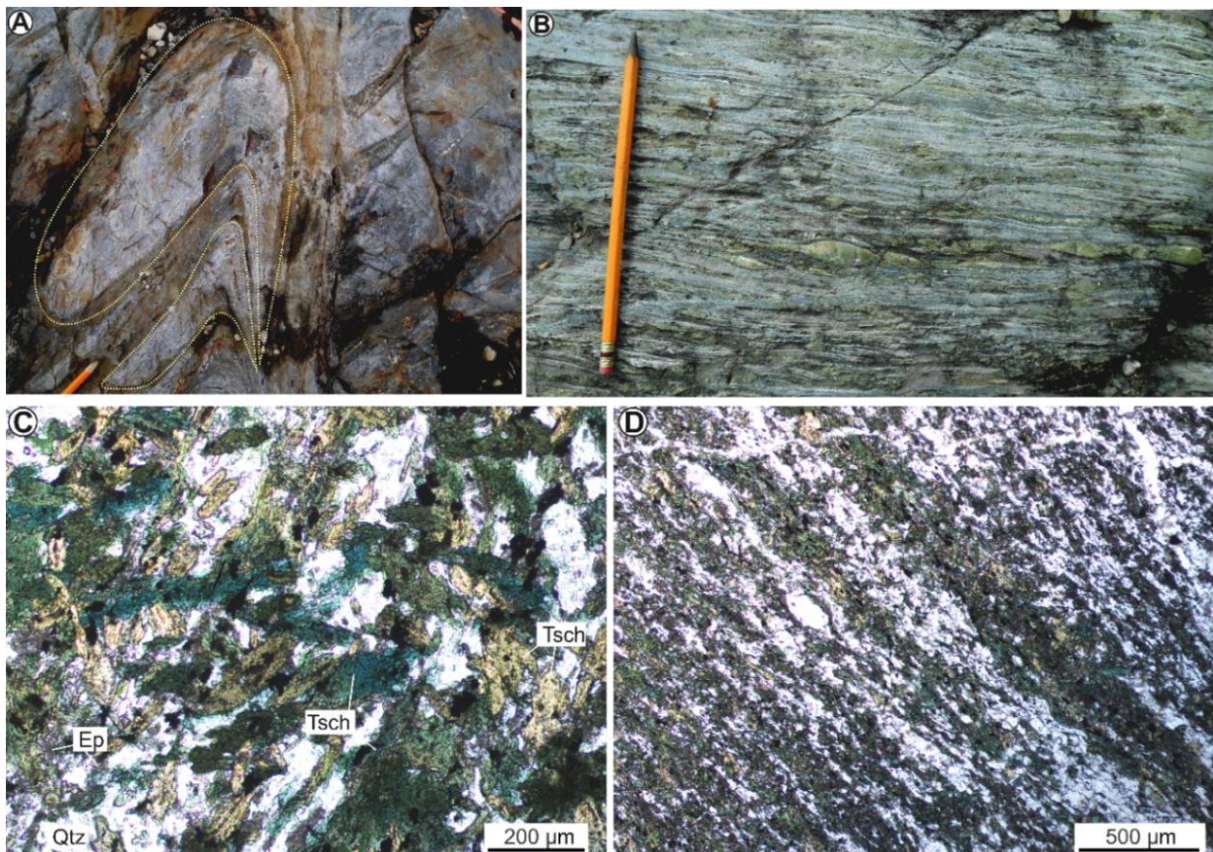


Figure 3-6: Basaltes laminés (groupe II). (A) Photographie illustrant l'aplatissement d'un coussin par la contrainte de déformation  $D_1$  et la réorientation de ce dernier par une zone de cisaillement  $D_2$ . (B) Photographie illustrant l'aspect laminé et mylonitisé des basaltes. Notez la présence de veinules de quartz boudinées le long des plans  $S_1$ . (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des Fe-tschermarkites, d'épidotes et de quartz. Photos en lumière naturelle.

### 3.1.1.3 Éléments majeurs et traces

Les concentrations moyennes en éléments majeurs, terres rares et autres éléments traces des BGB sont données au tableau 3-1. Les deux groupes sont de composition largement basaltique selon les diagrammes de classification des roches volcaniques proposés par Le Bas et al. (1986) (figure 3-7A) et Winchester et Floyd (1977) (figures 3-7B, 3-7C et 3-7D). Notez toutefois que le diagramme de Le Bas et al. (1986) est vulnérable au processus d'altération hydrothermale, donc moins approprié pour l'étude de roches volcaniques archéennes. De plus, la présence de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O secondaires dans une roche altérée dilue les concentrations en SiO<sub>2</sub>, ce qui invalide les classifications basées sur les concentrations en SiO<sub>2</sub>, d'où la nécessité d'utiliser des diagrammes de classification, qui sont moins vulnérables au processus d'altération comme ceux de Winchester et Floyd (1977), basés essentiellement sur les ratios des éléments relativement immobiles Zr/TiO<sub>2</sub>, Zr/Ti et Nb/Y.

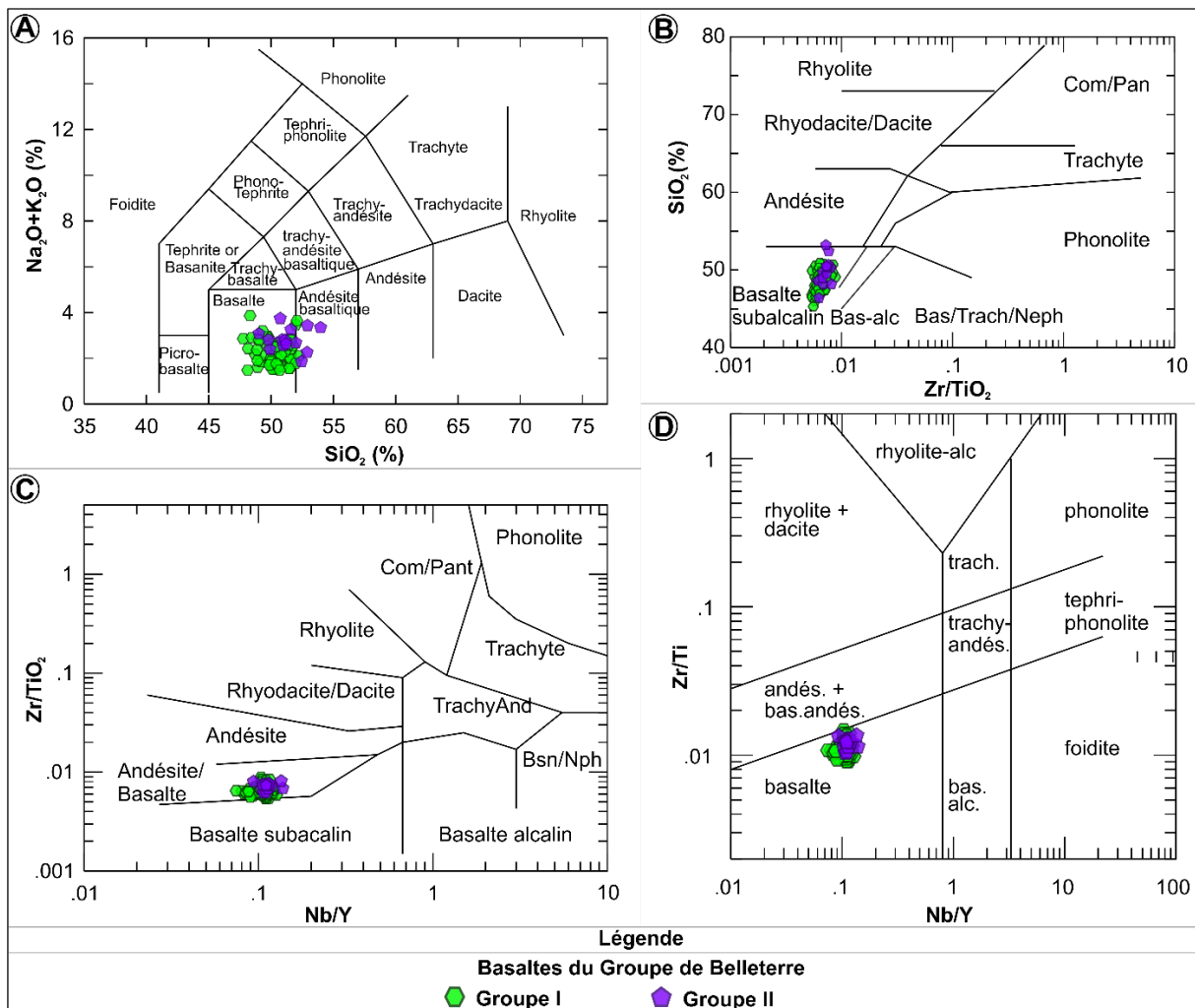
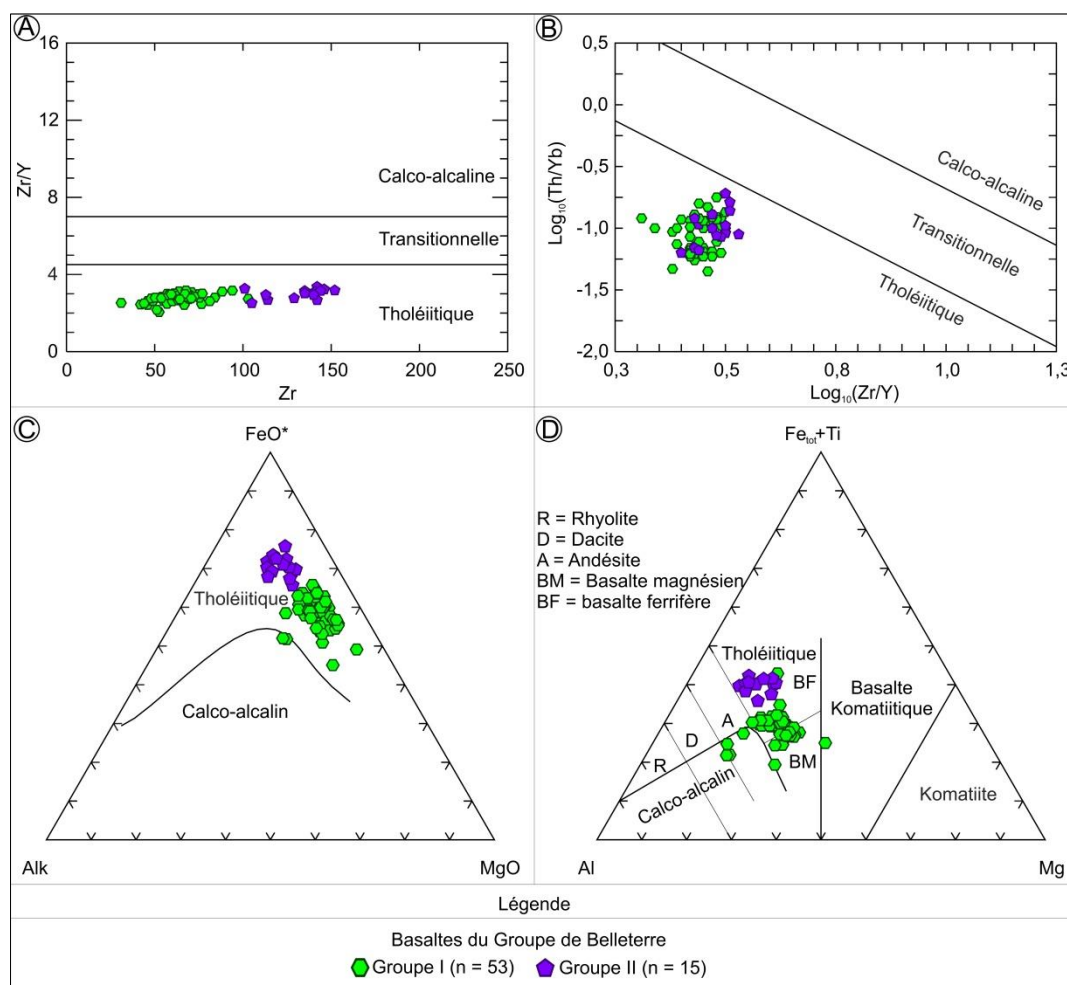


Figure 3-7: Diagrammes de classification des BGB. (A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (B) et (C) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (D) Diagramme de Pearce (1996).

**Tableau 3-1: Compositions moyennes des roches mafiques du Groupe de Belleterre. s.d: écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>.**

	Basalte/Groupe I		Basalte/Groupe II		Gabbro	
	Moyenne (n = 53)	s.d.	Moyenne (n = 15)	s.d.	Moyenne (n=22)	s.d.
SiO <sub>2</sub> (%)	48,40	1,29	49,93	1,74	48,56	1,24
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,20	1,81	0,16	1,08	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,87	1,30	13,73	0,64	14,60	1,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	12,44	1,67	15,88	1,02	12,92	2,11
FeO	11,19	1,51	14,29	0,92	11,63	1,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	0,17	1,59	0,10	1,29	0,21
MnO	0,19	0,02	0,26	0,03	0,19	0,05
MgO	6,69	1,19	3,93	0,91	6,98	1,30
CaO	10,66	1,18	8,63	1,06	9,95	1,37
Na <sub>2</sub> O	1,89	0,49	2,43	0,61	2,17	0,38
K <sub>2</sub> O	0,30	0,22	0,32	0,20	0,28	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,02	0,14	0,02	0,08	0,04
LOI	2,32	0,82	1,82	1,66	2,02	0,88
Total	99,00	0,87	99,12	0,96	99,04	0,87
Ti (ppm)	5866	1174	10858	986	6503	2064
Zr	63,67	13,09	129,77	15,87	67,52	25,93
Y	23,01	4,29	43,66	5,16	26,03	7,47
Nb	2,40	0,48	4,87	0,70	2,96	1,08
Ba	45,66	37,43	49,34	42,78	47,91	29,32
V	290,25	33,52	401,27	21,65	291,09	60,81
Sc	41,33	3,33	44,30	2,26	41,54	4,09
Co	48,58	8,97	55,43	13,01	49,52	7,68
Ni	120	37,57	56,75	8,14	95,28	40,80
Sr	138	36,57	142,85	28,12	133,91	38,54
Rb	8,74	9,93	7,17	9,68	7,29	5,91
Cs	0,51	0,52	0,45	0,43	0,44	0,30
Hf	1,70	0,33	3,54	0,49	1,96	0,68
Ta	0,19	0,04	0,36	0,09	0,21	0,07
Pb	6,52	8,54	4,52	3,53	2,29	1,64
Th	0,27	0,07	0,43	0,12	0,24	0,11
U	0,10	0,06	0,17	0,03	0,08	0,03
La (ppm)	3,58	0,71	6,62	0,78	4,02	1,46
Ce	9,32	1,73	17,28	1,75	10,28	3,51
Pr	1,39	0,26	2,60	0,26	1,51	0,51
Nd	7,34	1,34	13,85	1,40	8,16	2,60
Sm	2,43	0,44	4,60	0,48	2,67	0,81
Eu	0,88	0,17	1,53	0,16	0,96	0,27
Gd	3,14	0,57	5,95	0,68	3,53	1,02
Tb	0,57	0,10	1,09	0,14	0,64	0,19
Dy	3,83	0,68	7,20	0,81	4,29	1,19
Ho	0,81	0,14	1,51	0,17	0,91	0,26
Er	2,37	0,42	4,44	0,49	2,63	0,75
Tm	0,36	0,06	0,68	0,08	0,40	0,11
Yb	2,31	0,41	4,35	0,49	2,58	0,73
Lu	0,37	0,07	0,68	0,08	0,41	0,12
Zr/Y	2,77	0,24	2,97	0,26	2,59	0,33
Hf/Sm	0,70	0,05	0,77	0,04	0,73	0,04
Mg#	0,35	0,05	0,20	0,03	0,35	0,07

Le ratio Zr/Y des deux groupes de basaltes est inférieur à 4,5, ce qui permet de confirmer leur affinité tholéiitique selon le diagramme de classification de Barrett et MacLean (1994) (figure 3-8A). Le diagramme de classification de Ross et Bédard (2009), établi sur la base des ratios des éléments immobiles Th/Yb et Zr/Y (figure 3-8B), permet également de confirmer leur caractère tholéiitique. Enfin, les deux groupes sont caractérisés par un enrichissement en  $\text{FeO}^{(\text{total})}$  et  $\text{TiO}_2$  démontrant une différenciation magmatique de type tholéiitique, illustrée sur le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) (figure 3-8C) et sur le diagramme de Jensen et Pyke (1982) (figure 3-8D), lequel est moins sensible aux processus d'altération hydrothermale.



**Figure 3-8: Affinité magmatique des BGB. (A) Diagramme de Barrett et MacLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).**

### 3.1.1.4 Terres rares et autres éléments en traces

Les deux groupes de basaltes sont caractérisés par des spectres de terres rares plats. Dans l'ensemble, les spectres de terres rares montrent des abondances normalisées par rapport aux valeurs chondritiques, de l'ordre de 10 à 20 fois pour les basaltes du groupe I et de 20 à 30 fois pour ceux du groupe II (figures 3-9A, 3-9C et 3-9E). Les spectres multi-éléments des

BGB sont caractérisés par des patrons plats et l'absence d'anomalies négatives en Nb, Ta, Zr et Hf. L'absence de fractionnement relatif des éléments à fort champ ionique (HFSE; Nb, Ta, Zr et Hf) par rapport aux terres rares de degrés d'incompatibilité magmatique semblables, suggère l'absence de composantes de subduction ou de contamination crustale lors de la pétrogenèse de ces roches (figures 3-9B, 3-9D et 3-9F).

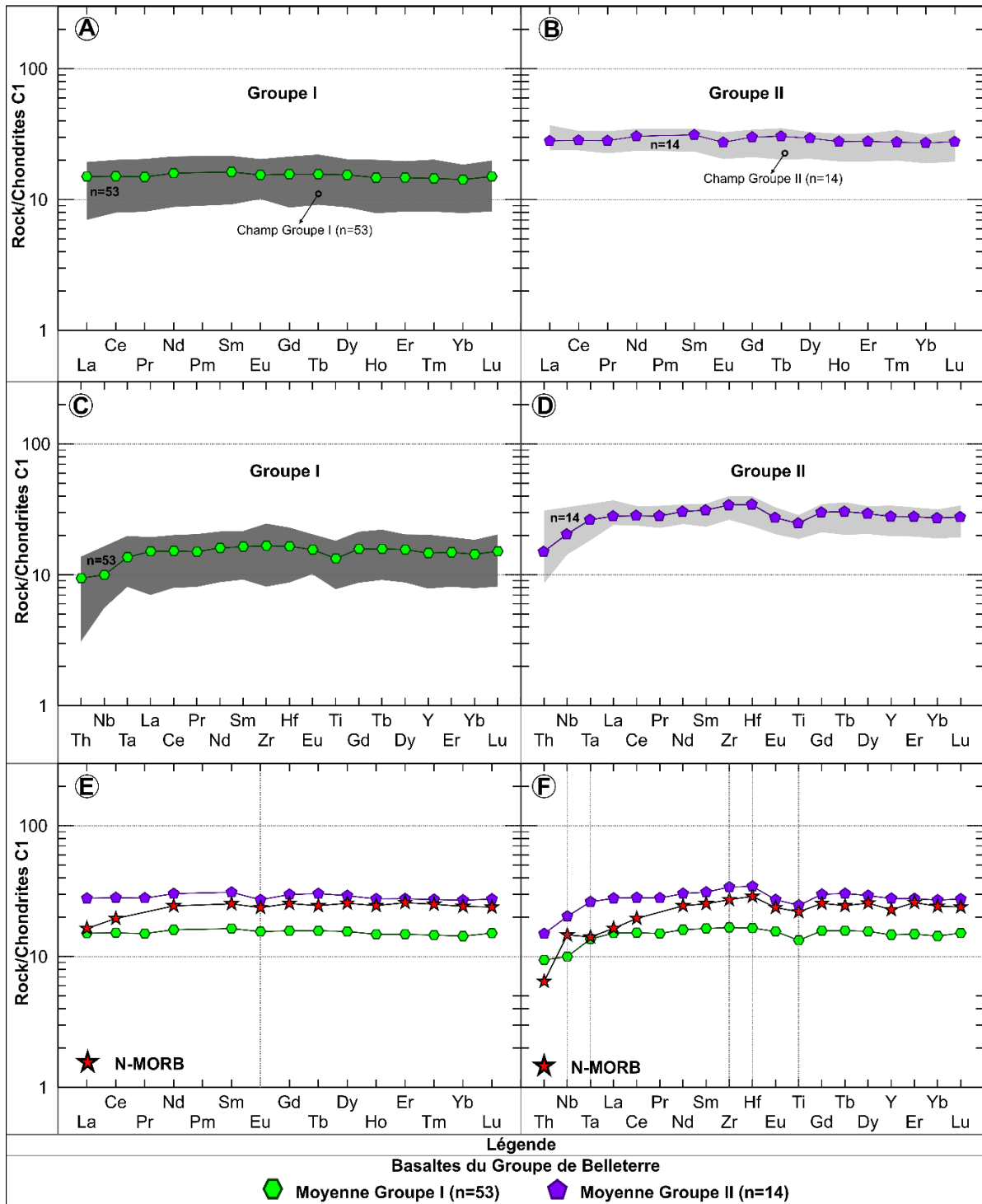


Figure 3-9: Spectres des terres rares et multi-éléments des BGB. (A) et (C) Roches du groupe I. (B) et (D) Roches du groupe II. (E) et (F) Comparaison des moyennes des terres rares et multi-éléments des deux groupes de basaltes avec celle des *N-MORB*. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995).

De plus, les concentrations en Th sont dans une continuité des concentrations normalisées des éléments les plus incompatibles (ex. La, Nb et Ta) ce qui corrobore l'interprétation précédente. Le patron d'éléments en traces des BGB ressemble fortement à celui des basaltes des dorsales médio-océaniques (*MORB*) modernes (figures 3-9E et 3-9F). Lorsque projetés sur des diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques modernes, les BGB tombent également dans le champ compositionnel des *MORB* (figures 3-10A, 3-10B et 3-10C). Compte tenu de ces signatures géochimiques juvéniles et de l'absence de contributions de subduction ou de contamination crustale significatives, un environnement extensionnel subaquatique, semblable à celui d'une dorsale océanique, d'un plateau océanique ou d'un bassin arrière-arc évolué vers un stade pré-océanique (figure 3-10D), pourrait être suggéré.

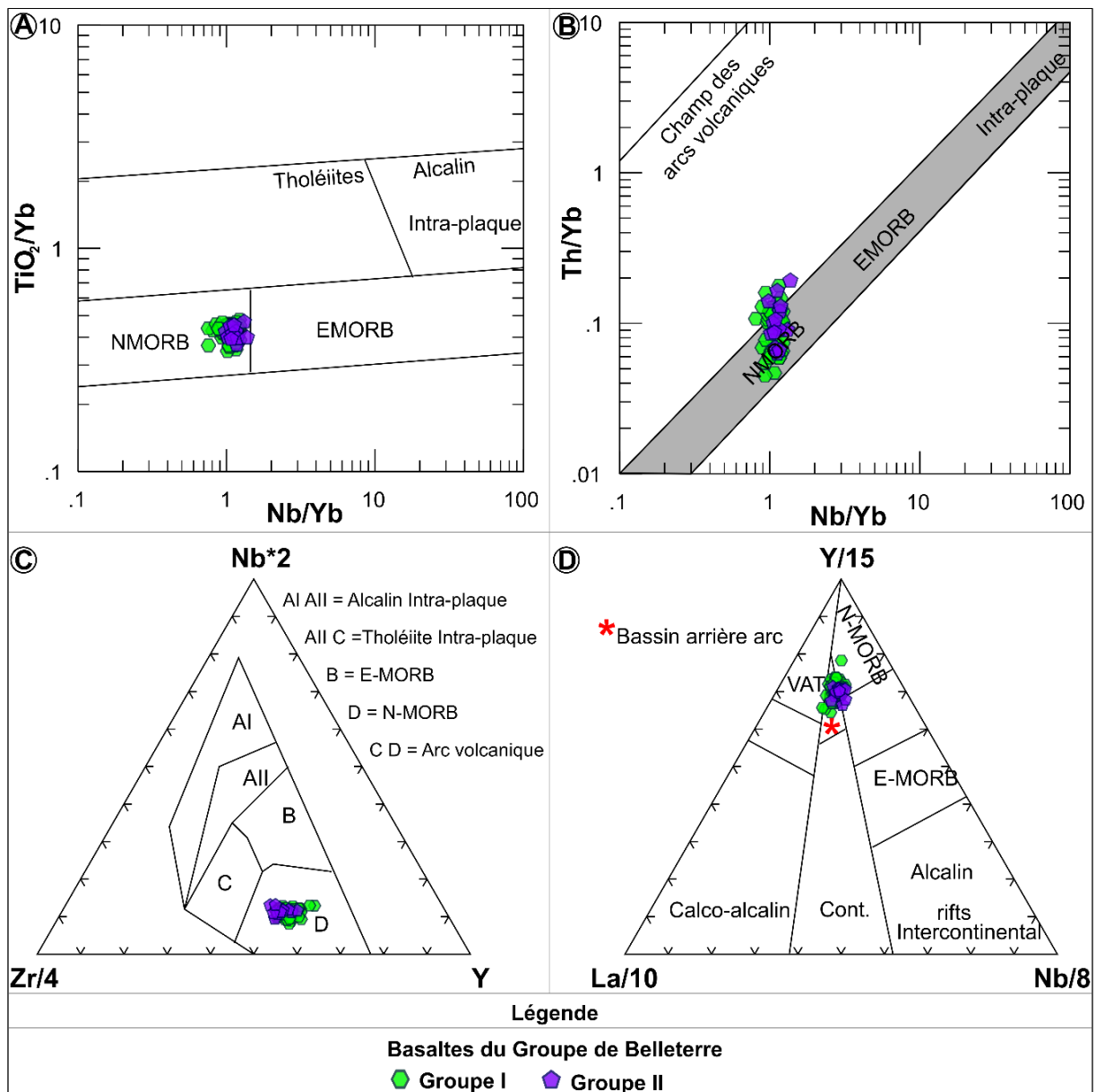


Figure 3-10: Environnement géodynamique des BGB. (A) et (B) Diagrammes de Pearce (2008). (C) Diagramme de Meschede (1986). (D) Diagramme de Cabanis et Lecolle (1989).

### 3.1.2 Gabbro du Groupe de Belleterre

#### 3.1.2.1 Pétrographie et minéralogie

Les gabbros sont des roches homogènes de teinte gris verdâtre en surface altérée et gris foncée en surface fraîche. Ils accommodent difficilement la déformation (figure 3-11A), mais sont bréchifiés par endroits à proximité de certaines zones de déformation intense. De très bons exemples de gabbros bréchifiés et transformés en pseudotachylite, sous l'effet de la friction lors du cisaillement, ont été observés sur l'indice Hosking, situé au nord de l'ancienne mine Belleterre (figure 3-11B). En lame mince, les gabbros sont constitués de nombreux porphyroblastes d'amphiboles idiomorphes et partiellement transformés en chlorite. La matrice est constituée d'épidote, de séricite, de carbonates, de quartz, de feldspaths et de titanomagnétite (figures 3-11C et 3-11D). L'analyse chimique des porphyroblastes d'amphibole révèle qu'ils ont une composition d'actinolite selon le diagramme de classification des amphiboles de Leake et al. (1997) (figure 3-12A), et seraient secondaires selon le diagramme de classification de Giret et al. (1980) (figure 3-12B).

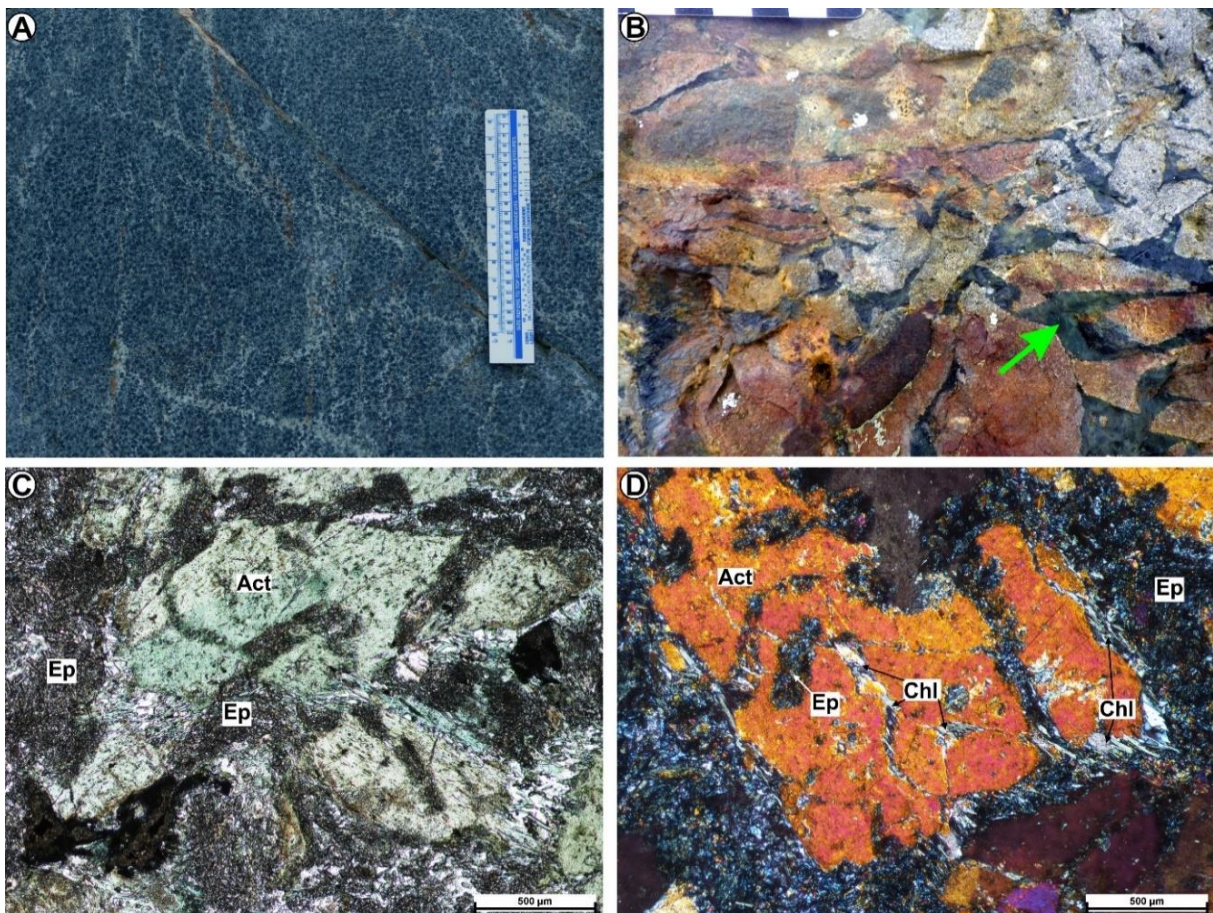


Figure 3-11: Gabbros du Groupe de Belleterre. (A) Aspect du gabbro typique de la région. (B) Gabbro bréchifié de l'indice Hosking. Notez la présence de la chlorite dans les interstices des fragments. (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des porphyroblastes d'actinolite contenus dans une mésostase constituée d'épidote, de séricite et de titanomagnétite. Notez la transformation de l'actinolite en chlorite. Photos en lumière naturelle (C) et polarisée (D).



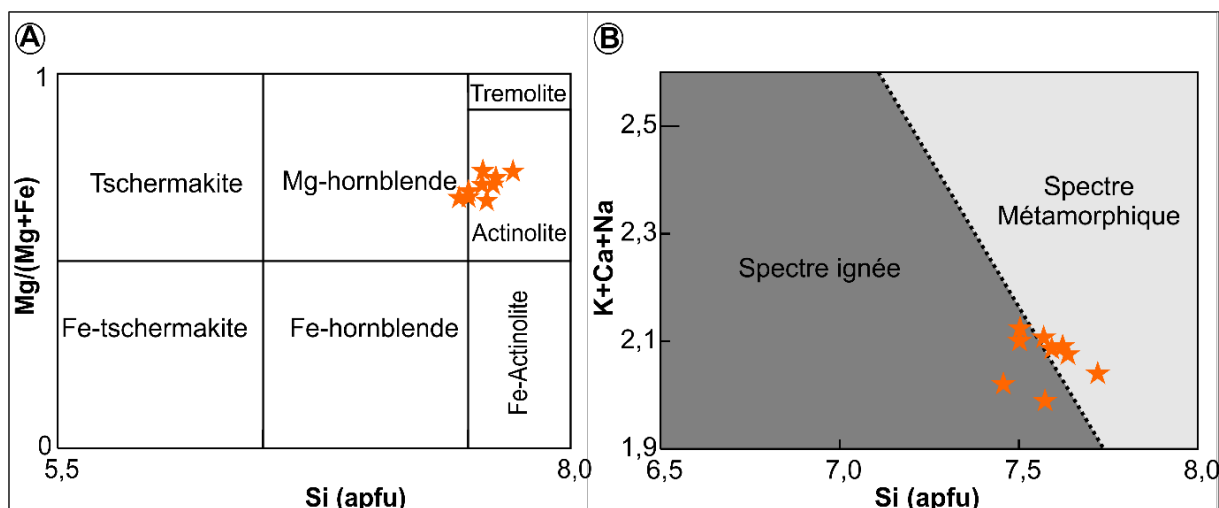


Figure 3-12: Diagrammes de classification des amphiboles. (A) Diagramme des cations (K+Ca+Na) vs Si (apfu) de classification des amphiboles selon Giret et al. (1980). (B) Diagramme des cations Mg/ (Mg+Fe) vs Si (apfu) de classification des amphiboles selon Leake et al. (1997). Apfu = Atoms per formula units.

### 3.1.2.2 Éléments majeurs et traces

Les gabbros du Groupe de Belleterre (GGB) avaient été décrits comme étant des diorites par Auger (1952). En réalité, il y a très peu de diorites dans la région, même les unités de diorite cartographiées par les géologues du MERNQ ont plutôt une composition gabbroïque (c.-à-d. pauvre en  $SiO_2$ , riche en  $FeO^*$  et  $TiO_2$ ). De plus, les roches intrusives mafiques, comme les gabbros, peuvent avoir une forte composante cumulative reliée aux processus de ségrégation actifs des minéraux dans les réservoirs magmatiques. Ainsi, certaines roches peuvent être anormalement riches en  $MgO$  en raison de l'accumulation d'olivine et d'autres en  $Al_2O_3$  en raison d'un excès de plagioclase. Les GGB frais, sélectionnés en fonction des indices d'altération CCPI, AI et AAAI (figures 3-13A et 3-13B), sont de nature relativement peu cumulative (figures 3-13C et 3-13D). Leurs compositions peuvent être interprétées à l'aide de diagrammes de classification ou de discrimination établis pour les roches volcaniques mafiques.

Les GGB ont une composition géochimique en éléments majeurs et traces pratiquement identique à celle des basaltes aphanitiques du Groupe de Belleterre. Leurs concentrations moyennes en éléments majeurs, terres rares et autres éléments en traces sont données au tableau 3-1. Les GGB sont subcalcalins et de composition basaltique selon le diagramme de classification  $SiO_2$  vs  $Na_2O+K_2O$  de Le Bas et al. (1986) (figure 3-14A) et d'après ceux de Winchester et Floyd (1977) basés majoritairement sur les ratios des éléments relativement immobiles  $Zr/TiO_2$ ,  $Zr/Ti$  et  $Nb/Y$  (figures 3-14B, 3-14C et 3-14D).

De plus, le ratio  $Zr/Y$  des GGB peu altérés est inférieur à 4,5 ce qui, selon le diagramme de classification de Barrett et MacLean (1994) suggère une affinité tholéiitique (figure 3-15A).

Cette dernière est confirmée par le diagramme de classification de Ross et Bédard (2009) (figure 3-15B). Tout comme les basaltes du Groupe de Belleterre, les GGB ont une forte signature tholéiitique soulignée par de forts enrichissements en FeO et TiO<sub>2</sub>. Sur les diagrammes ternaires d'Irvine et Baragar (1978) et de Jensen et Pyke (1982), les GGB tombent dans le champ tholéiitique (figures 3-15C et 3-15D) et plus spécifiquement dans les champs des tholéiites magnésiennes et ferrifères (figure 3-15D).

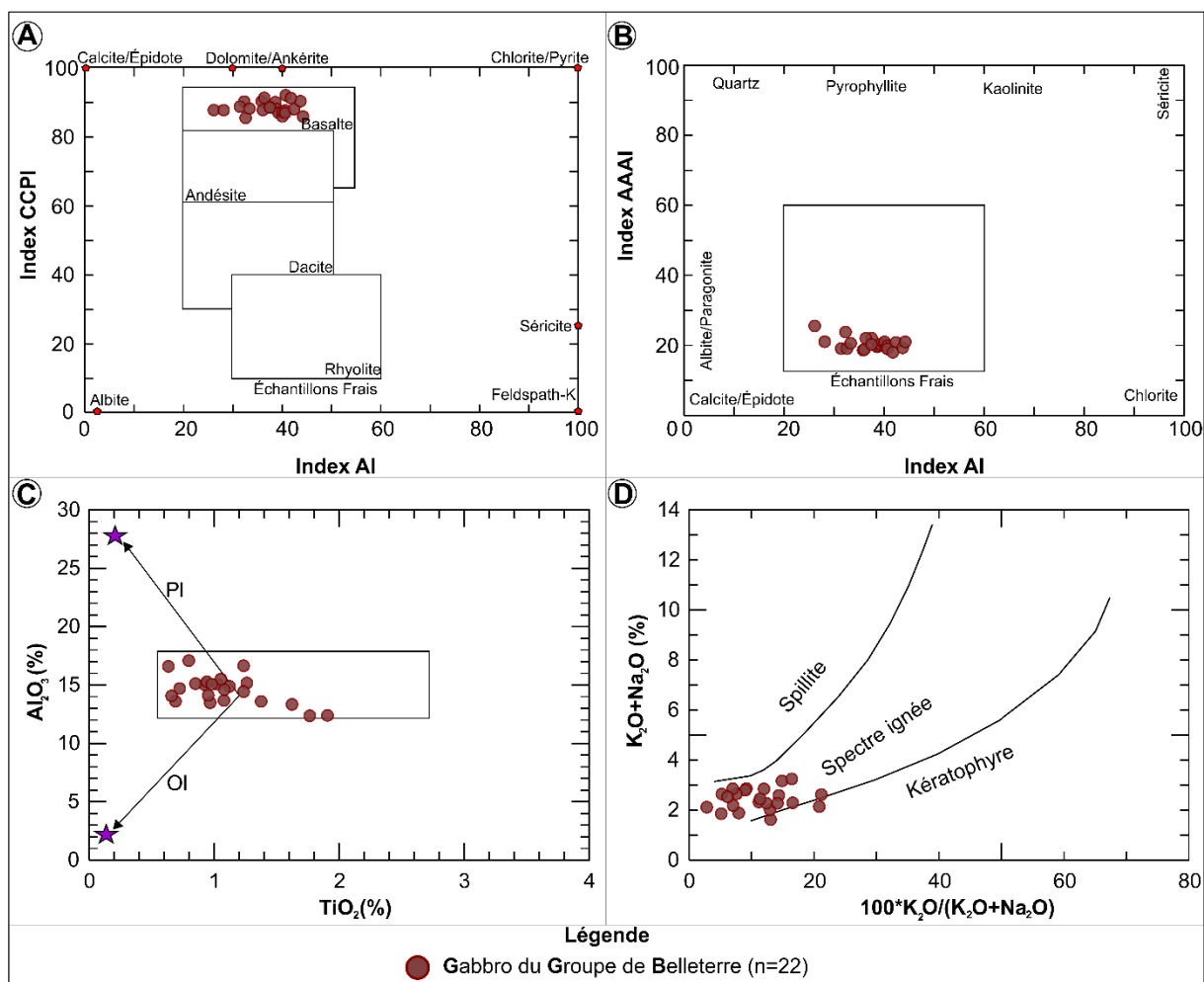


Figure 3-13: Sélection des GGB peu altérés. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs TiO<sub>2</sub> montrant le champ des roches mafiques peu cumulatives et les trajectoires liées à l'accumulation de plagioclase (PI) et d'olivine (OI) (champ et trajectoires tirés du cours de géochimie de haute température; Laflèche, 2011). (D) Diagramme de Hughes (1972) permettant de discriminer les populations de gabbros.

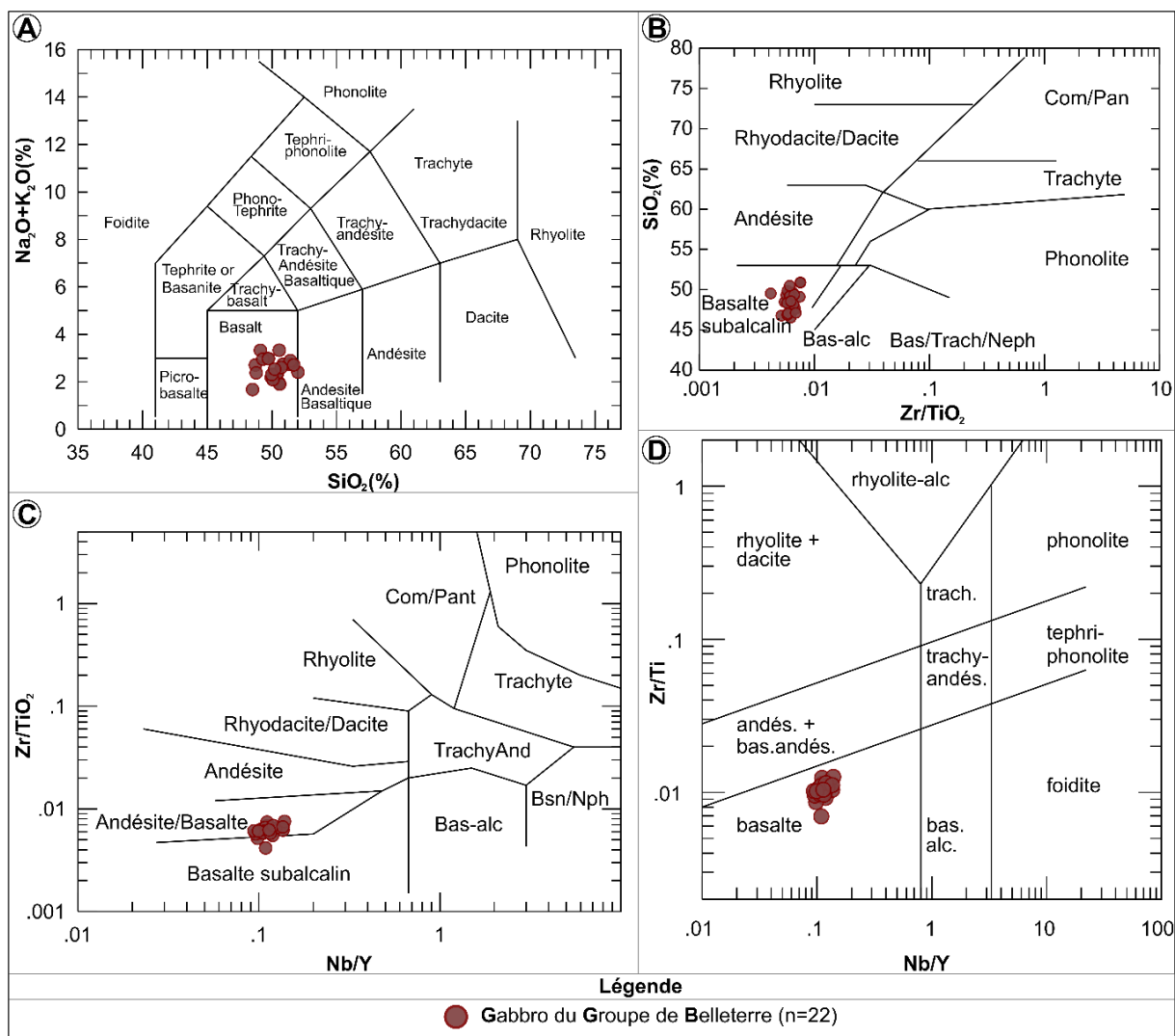


Figure 3-14: Diagrammes de classification des GGB. (A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (B) et (C) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (D) Diagramme de Pearce (1996).

### 3.1.2.3 Terres rares et autres éléments en traces

Tout comme pour les basaltes du Groupe de Belleterre, les GGB sont caractérisés par des spectres de terres rares plats. Dans l'ensemble, les spectres des terres rares légères et lourdes montrent des abondances de l'ordre de 5 à 50 fois les valeurs de la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995) (figure 3-16A). Le spectre des terres rares du GGB moyen ne montre pas d'anomalie positive en europium (figure 3-16A), ce qui corrobore la nature non cumulative en plagioclase également suggérée par la distribution de  $Al_2O_3$  et de  $TiO_2$  dans ces roches (figure 3-13C). En outre, les GGB montrent des spectres multi-éléments plats, soulignant l'absence d'anomalies négatives en Nb, Ta, Zr et Hf. Ceci implique, comme pour les basaltes du Groupe de Belleterre, l'absence de composantes de subduction ou de contamination crustale significative dans ces roches magmatiques (figure 3-16B). Les concentrations en Th sont dans une continuité des spectres des éléments les plus incompatibles (ex. La, Nb, Ta), ce qui est compatible avec l'interprétation précédente. La

composition en terres rares et autres éléments incompatibles de la moyenne des GGB est analogue à celle de la moyenne des basaltes du Groupe de Belleterre (groupe I), ainsi qu'à celle des *MORB* modernes (figures 3-16C, 3-16D, 3-16E et 3-16F). Les GGB montrent des signatures géochimiques semblables à celles des *N-MORB* (*Normal Mid Ocean Ridge Basalts*) (figures 3-17A et 3-17B). L'examen attentif des diagrammes de Meschede (1986) et de Cabanis et Lecolle (1989) suggère qu'une proportion importante des échantillons de gabbros tomberait dans le champ des *N-MORB* (figure 3-17C) et des basaltes d'arrière-arc (figure 3-17D). Les basaltes d'arrière-arc sont des basaltes montrant une composition en éléments majeurs semblable aux *MORB*, mais ayant des éléments traces incompatibles parfois légèrement contaminés par une contribution variable d'une composante d'arc volcanique.

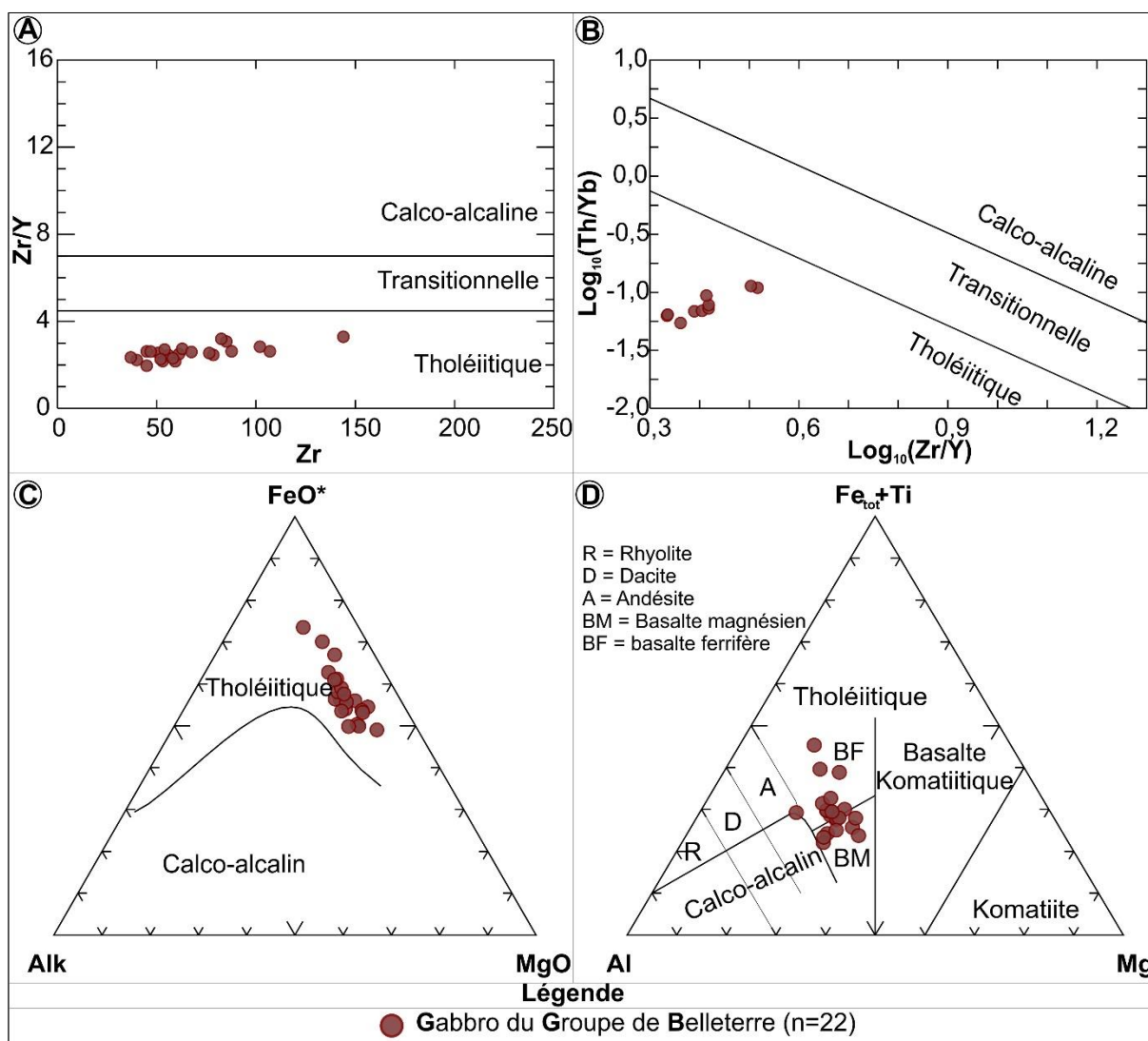


Figure 3-15: Affinité magmatique des GGB. (A) Diagramme de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).

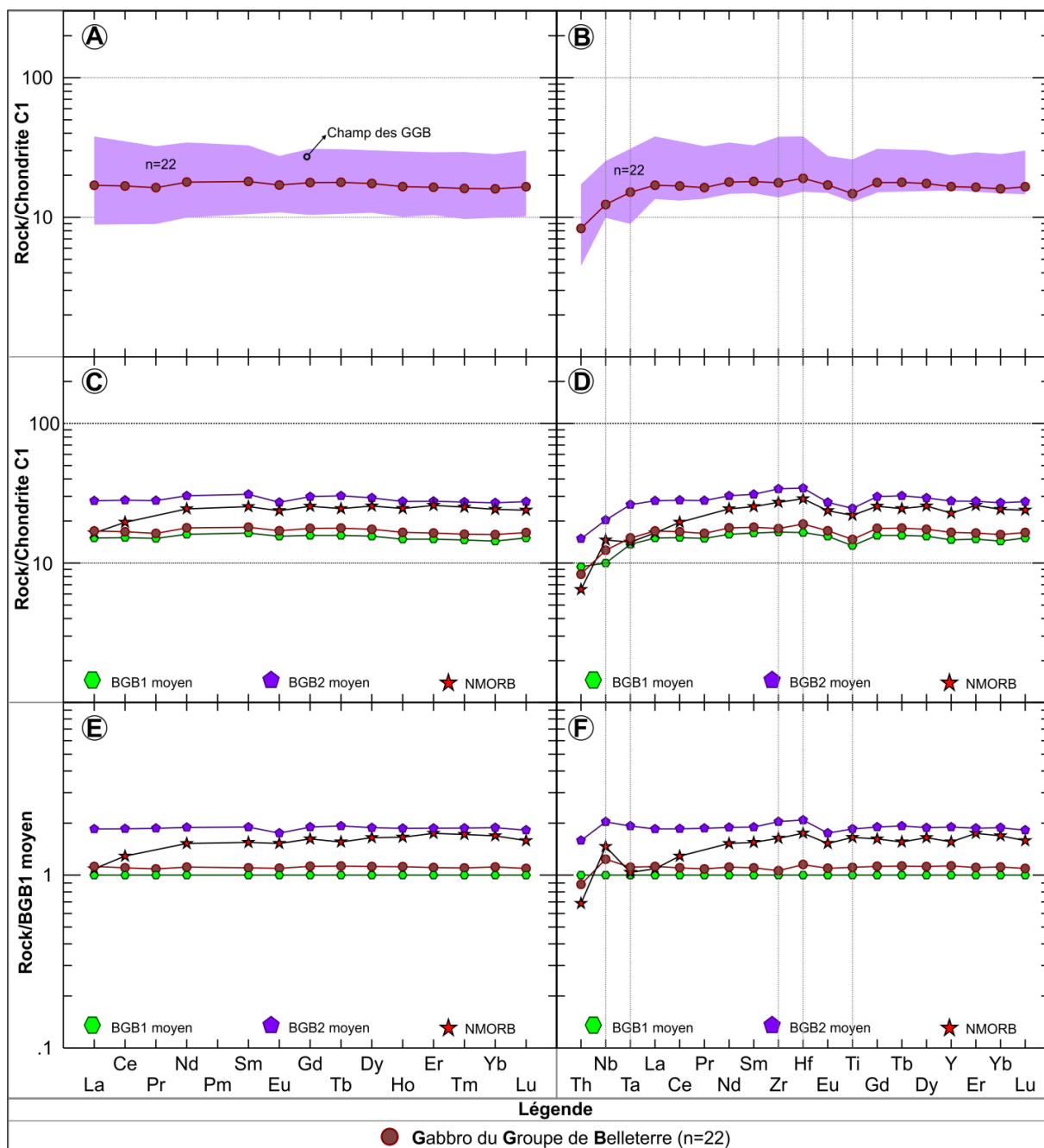


Figure 3-16: Spectres des terres rares et multi-éléments des GGB. (A) et (C) Spectres des terres rares et multi-éléments des GGB. (B) et (D) Comparaison des spectres des terres rares et multi-éléments du GGB moyen et ceux des BGB moyens. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995). (E) et (F) Spectres des terres rares et multi-éléments du GGB moyen, normalisés aux valeurs de BGB1 moyen. GGB = gabbro du Groupe de Belleterre. BGB1 = basalte du Groupe de Belleterre (Groupe I).

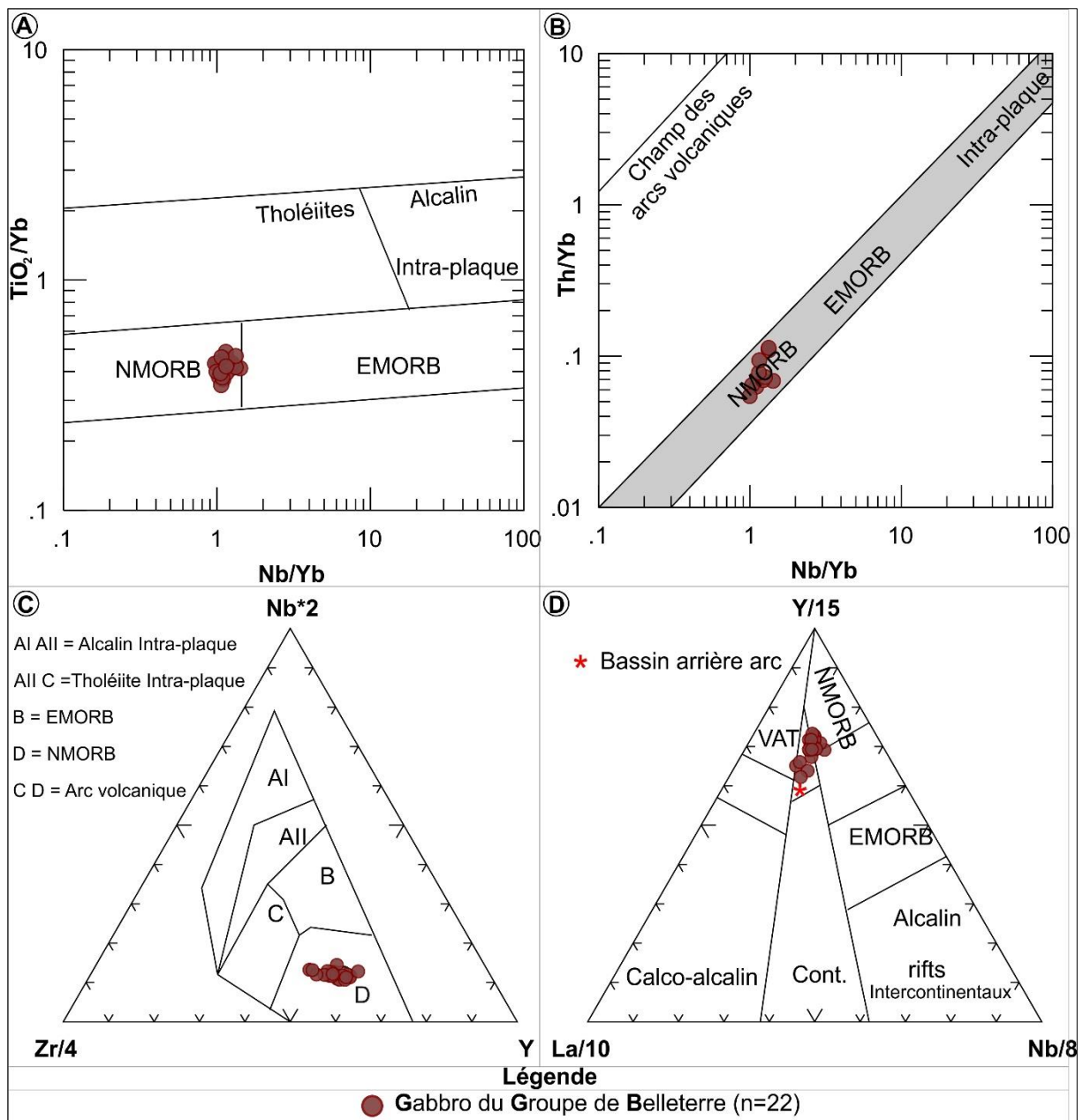


Figure 3-17: Environnement géodynamique des GGB. (A) et (B) Diagrammes de Pearce (2008). (C) de Meschede (1986) et (D) de Cabanis et Lecolle (1989).

### 3.1.3 Volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre

Le volcanisme intermédiaire à felsique de la région de Belleterre est dominé par des faciès volcanoclastiques. Ce constat s'applique autant pour le secteur de Belleterre que pour celui de Lac des Bois. La rareté des coulées dacitiques, rhyodacitiques ou rhyolitiques et l'omniprésence de fines unités volcanoclastiques suggèrent une provenance distale des roches felsiques par rapport au volcanisme mafique de la région. Comme les laves mafiques avec lesquelles elles sont intercalées, les volcanoclastites felsiques se sont probablement déposées en grande profondeur d'eau (voir ci-dessus). Les tufs à lapillis et les tufs sont les deux types de volcanoclastites étudiés dans le cadre de cette étude.

### 3.1.3.1 Pétrographie et minéralogie

Les tufs à lapillis sont de couleur claire, presque blanche en surface altérée et sont parfois recoupés par avec des veinules de quartz fumé (figures 3-18A et 3-18B). Les meilleurs affleurements de cette lithologie se situent au sud de la faille du Lac Guillet (figure 2-4) et constituent d'excellents repères stratigraphiques. En lame mine, la roche est constituée de porphyroblastes de feldspaths et de quartz contenus dans une matrice de cendres volcaniques recristallisées qui est constituée de séricite, de quartz microcristallin, de carbonates et plus ou moins de chlorite et d'épidote (figures 3-18C et 3-18D). Quant aux tufs, ils sont surtout caractérisés par une granulométrie très fine et un rubanement définissant les plans de stratification  $S_0$  illustrant la prédominance de la séricite (figures 3-19A et 3-19B).

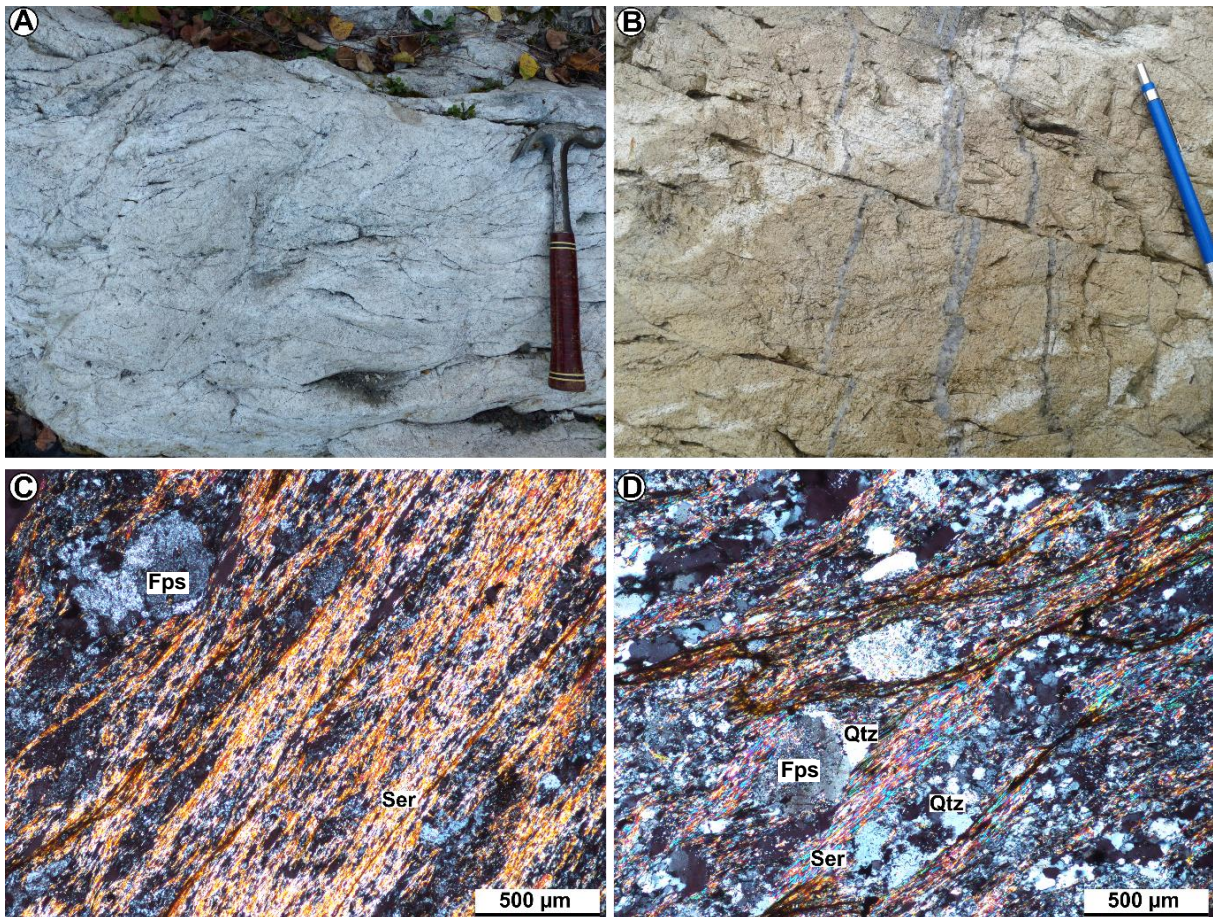


Figure 3-18: Tufs à lapillis du Groupe de Belleterre. (A) et (B) Aspect macroscopique des tufs à lapillis. (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des porphyroblastes de feldspaths et de quartz boudinés, affectés par une altération à séricite-quartz microcristallin  $\pm$  chlorite et épidote. Photos (C) et (D) en lumière polarisée.

En plus des volcanoclastites, quelques volcanites intermédiaires à felsiques, de composition dacitique, sont également présentes dans la région. Elles sont de couleur grise à claire, massives et finement grenues (figures 3-20A à 3-20D). On peut les subdiviser en deux groupes distincts sur la base de leurs concentrations en  $\text{SiO}_2$  et Zr. Le groupe I a une

concentration moyenne en  $\text{SiO}_2$  de 60,1 % et en Zr de 145 ppm, alors que le groupe II a une concentration moyenne en  $\text{SiO}_2$  de 66,4 % et en Zr de 217 ppm. Les échantillons du groupe I proviennent des affleurements du gîte Aubelle et ceux du groupe II de la propriété minière de Lac Expanse.

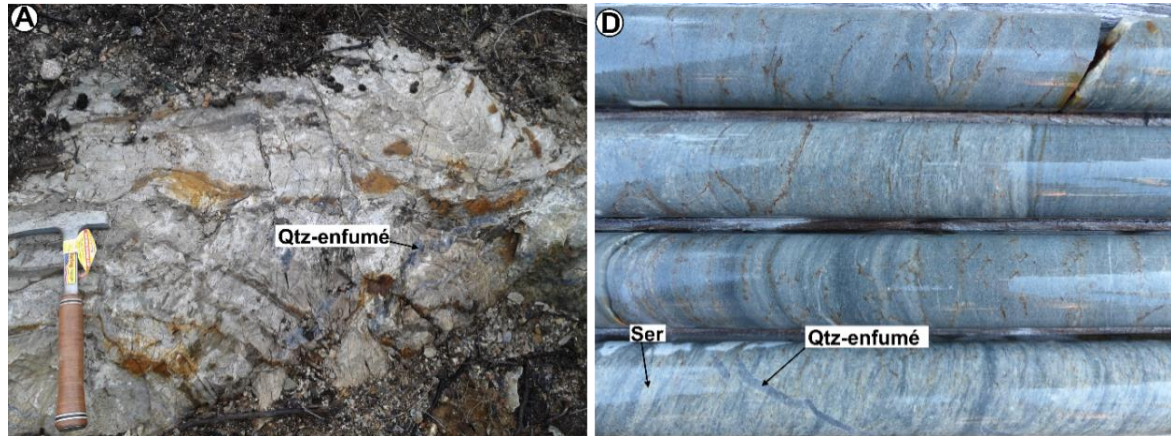


Figure 3-19: Tufs du Groupe de Belleterre. (A) Aspect en affleurement. (B) Aspect en forage (ex. gîte Aubelle principale).



Figure 3-20: Dacites du Groupe de Belleterre. (A) et (B) Aspect macroscopique des dacites du gîte Lac Expanse. (C) et (D) Aspect macroscopique des dacites du gîte Aubelle principale.



### 3.1.3.2 Éléments majeurs et traces

Les concentrations moyennes en éléments majeurs, terres rares et autres éléments mineurs des échantillons sont données au tableau 3-2.

**Tableau 3-2: Compositions moyennes des unités volcaniques felsiques. s.d: écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>.**

	Tuf à lapillis		Tufts		Dacite/Groupe I		Dacite/Groupe II	
	Moyenne (n = 9)	s.d.	Moyenne (n = 6)	s.d.	Moyenne (n = 4)	s.d.	Moyenne (n = 5)	s.d.
SiO <sub>2</sub> (%)	64,62	3,23	67,35	3,07	60,12	0,85	66,40	1,50
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,09	0,37	0,09	0,63	0,02	0,50	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	0,75	13,88	1,81	17,45	0,35	16,31	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	4,72	1,08	3,87	1,17	5,52	0,12	2,61	0,42
FeO	4,24	0,98	3,48	1,05	4,96	0,10	2,35	0,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,11	0,39	0,12	0,55	0,01	0,26	0,04
MnO	0,07	0,04	0,05	0,02	0,07	0,01	0,02	0,01
MgO	2,56	0,94	1,80	0,24	2,18	0,16	1,03	0,19
CaO	2,79	1,05	3,02	1,32	2,30	1,21	1,61	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,02	0,99	2,17	2,32	6,54	1,57	6,63	0,83
K <sub>2</sub> O	2,00	0,80	2,54	1,30	1,80	1,21	1,68	0,58
P <sub>2</sub> O	0,13	0,02	0,11	0,02	0,28	0,01	0,29	0,07
LOI	3,37	1,17	3,41	1,25	1,93	0,92	1,12	0,46
Total	99,02	1,15	98,91	0,83	99,11	1,26	98,61	0,89
Ti (ppm)	2979	553	2204	512	3749	137	2986	524
Zr	158,33	29,79	161,17	25,88	145,25	7,09	217,20	16,08
Y	12,33	1,30	11,25	3,05	15,33	0,30	6,72	0,74
Nb	4,75	0,80	4,88	0,96	3,38	0,15	4,59	0,67
Ba	417,22	147,40	461,60	321,03	598,50	336,10	1505,60	477,04
V	76,38	14,12	46,52	19,55	120,42	9,83	47,71	7,24
Sc	9,39	1,76	6,14	1,47	10,66	0,67	2,96	0,57
Co	11,87	4,65	15,00	8,42	16,05	5,42	52,32	66,46
Ni	34,76	10,69	25,01	8,00	12,43	11,28	8,04	3,26
Sr	239,55	83,47	142,02	109,23	448,11	173,67	1204,51	29,31
Rb	63,11	25,76	57,57	27,24	57,93	27,92	46,32	14,65
Cs	1,16	0,59	0,57	0,26	2,18	0,95	1,82	0,16
Hf	3,92	0,68	3,99	0,69	3,65	0,15	5,13	0,36
Ta	0,65	0,20	0,51	0,08	0,20	0,01	0,25	0,03
Pb	8,29	2,60	7,84	3,77	9,61	4,43	12,44	1,28
Th	4,00	0,94	3,25	0,71	3,93	0,10	7,24	0,22
U	0,89	0,18	0,76	0,14	0,87	0,03	1,63	0,08
La	24,41	4,14	22,10	3,61	30,20	0,87	52,82	7,79
Ce	49,77	8,41	43,93	6,33	67,55	1,35	109,12	16,12
Pr	5,68	0,84	4,83	0,58	7,96	0,18	12,18	1,81
Nd	22,11	3,13	18,52	2,45	35,55	0,67	50,40	7,34
Sm	3,81	0,50	3,17	0,33	6,76	0,27	8,11	1,11
Eu	1,02	0,13	0,96	0,10	1,78	0,09	1,95	0,23
Gd	3,11	0,33	2,68	0,35	5,29	0,15	5,46	0,67
Tb	0,38	0,04	0,35	0,07	0,62	0,03	0,44	0,05
Dy	2,16	0,21	1,94	0,39	3,10	0,10	1,61	0,19
Ho	0,41	0,04	0,37	0,09	0,53	0,01	0,22	0,03
Er	1,16	0,12	1,00	0,26	1,35	0,01	0,44	0,06
Tm	0,18	0,02	0,15	0,04	0,19	0,01	0,05	0,00
Yb	1,11	0,14	0,97	0,24	1,21	0,03	0,30	0,02
Lu	0,18	0,02	0,16	0,04	0,18	0,01	0,04	0,01
Zr/Y	12,84	1,89	14,33	4,27	9,48	0,56	32,32	2,24
Hf/Sm	1,03	0,19	1,26	0,15	0,54	0,04	0,63	0,07
Mg#	0,35	0,08	0,32	0,04	0,28	0,01	0,28	0,02

Les échantillons faiblement altérés ont été sélectionnés en fonction des indices d'altération CCPI, AI et AAI (figures 3-21A et 3-21B). Selon le diagramme de classification  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  de Le Bas et al. (1986), les volcanoclastites intermédiaires à felsiques sont subalcalines et ont des compositions dacitiques à rhyodacitiques, alors que les volcanites intermédiaires à felsiques tombent dans le champ alcalin (ceci est dû à l'altération potassique associée à ces roches) et ont des compositions dacitiques (figure 3-21C).

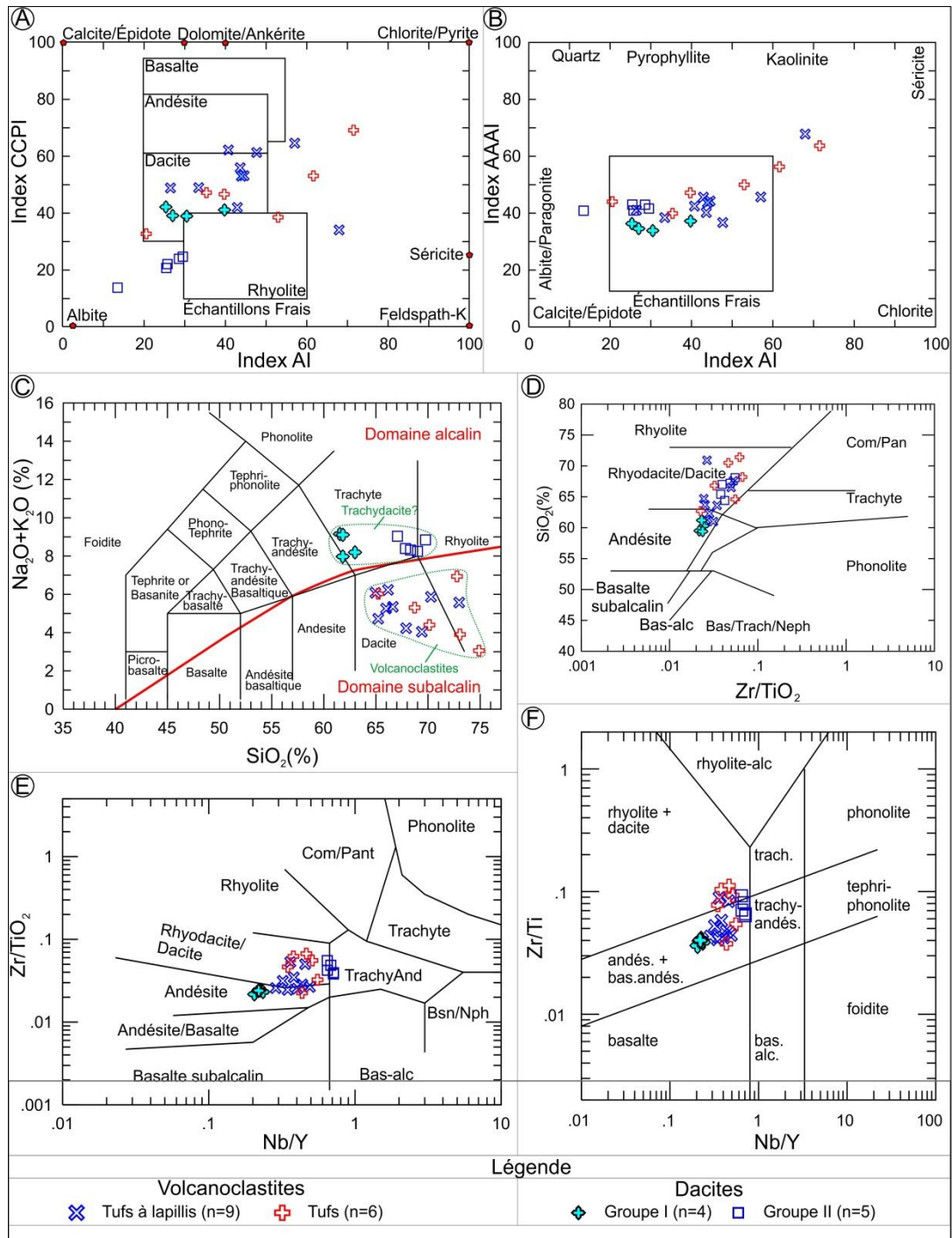


Figure 3-21: Diagrammes de classification des unités volcaniques felsiques. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (D) et (E) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (F) Diagramme de Pearce (1996).

En outre, selon les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977) basés sur les ratios d'éléments immobiles  $Zr/TiO_2$ ,  $Zr/Ti$  et  $Nb/Y$ , les volcanoclastites et les volcanites intermédiaires à felsiques sont de nature andésitique à rhyodacitique (figures 3-21D, 3-21E et 3-21F). Le ratio  $Zr/Y$  des volcanoclastites et volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre est supérieur à 7 ce qui, selon le diagramme de classification de Barrett et MacLean (1994), suggère une affinité calco-alcaline (figure 3-22A). Cette affinité calco-alcaline est également corroborée par le diagramme de classification de Ross et Bédard (2009) (figure 3-22B). De plus, sur les diagrammes ternaires d'Irvine et Baragar (1978) et de Jensen et Pyke (1982), la vaste majorité des volcanoclastites et volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre tombent également dans le champ calco-alcalin (figures 3-22C et 3-22D). Cette observation est importante, car les roches volcaniques mafiques attenantes aux volcanoclastites felsiques sont typiquement tholéiitiques. Ce contraste abrupt dans le mode de différenciation magmatique ne peut s'expliquer par une origine co-magmatique des roches mafiques tholéiitiques et calco-alcalines.

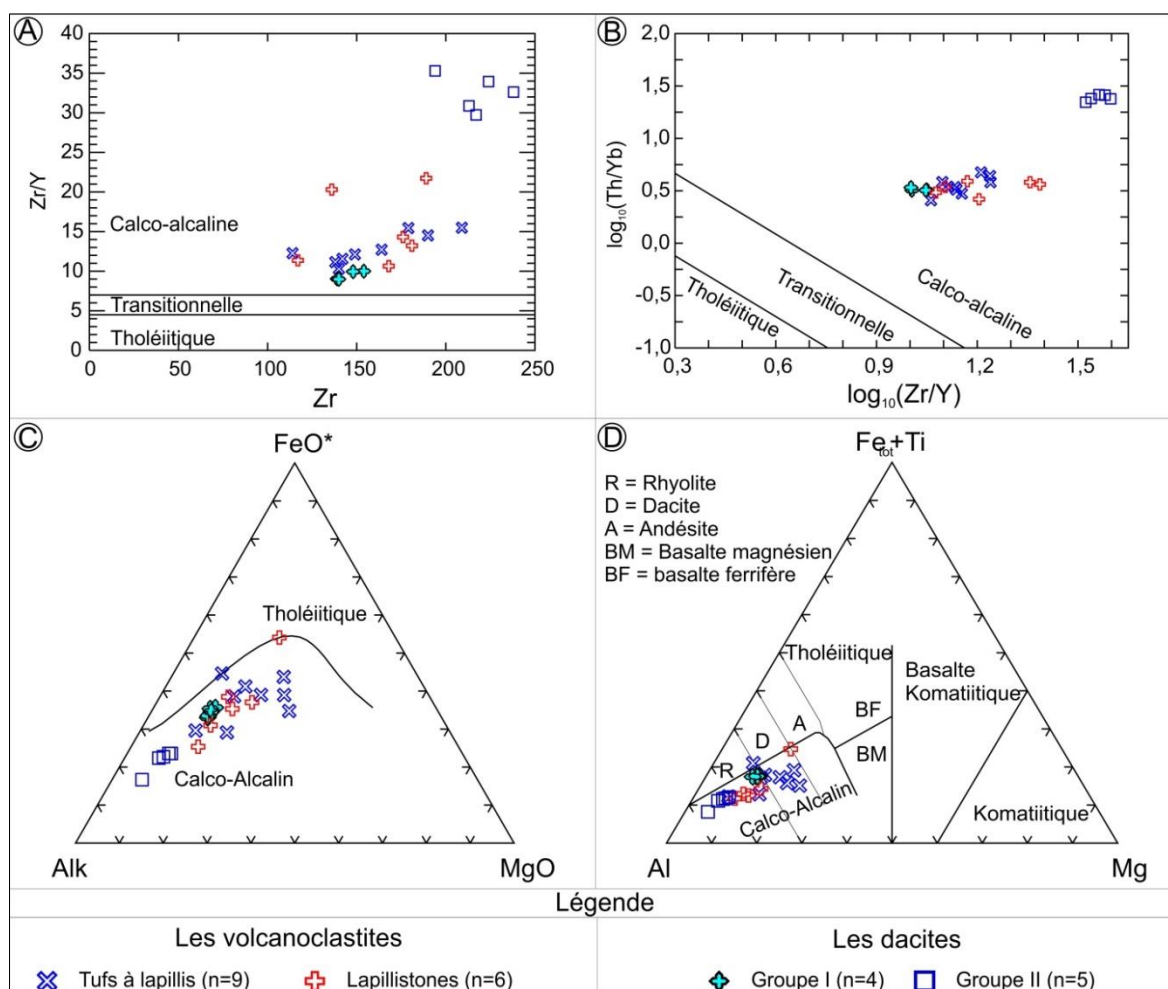


Figure 3-22: Affinité magmatique des unités volcaniques felsiques. (A) Diagramme de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).

### 3.1.3.3 Terres rares et autres éléments en traces

Les tufs à lapillis et les tufs du Groupe de Belleterre ont des profils de terres rares et multi-éléments normalisés presque identiques, et ce, en dépit de leur granulométrie distincte (figures 3-23A à 3-23F). Les profils présentent un fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. Les spectres des terres rares légères présentent une forte pente négative, alors que les terres rares lourdes illustrent un profil relativement plat. Les spectres multi-éléments normalisés montrent des pics négatifs en Nb, Ta et Ti (figures 3-23B, 3-23D et 3-23F), typiques aux roches volcaniques intermédiaires à felsiques d'arcs volcaniques modernes (Pearce et Norry, 1979; Pearce et Stern, 2006).

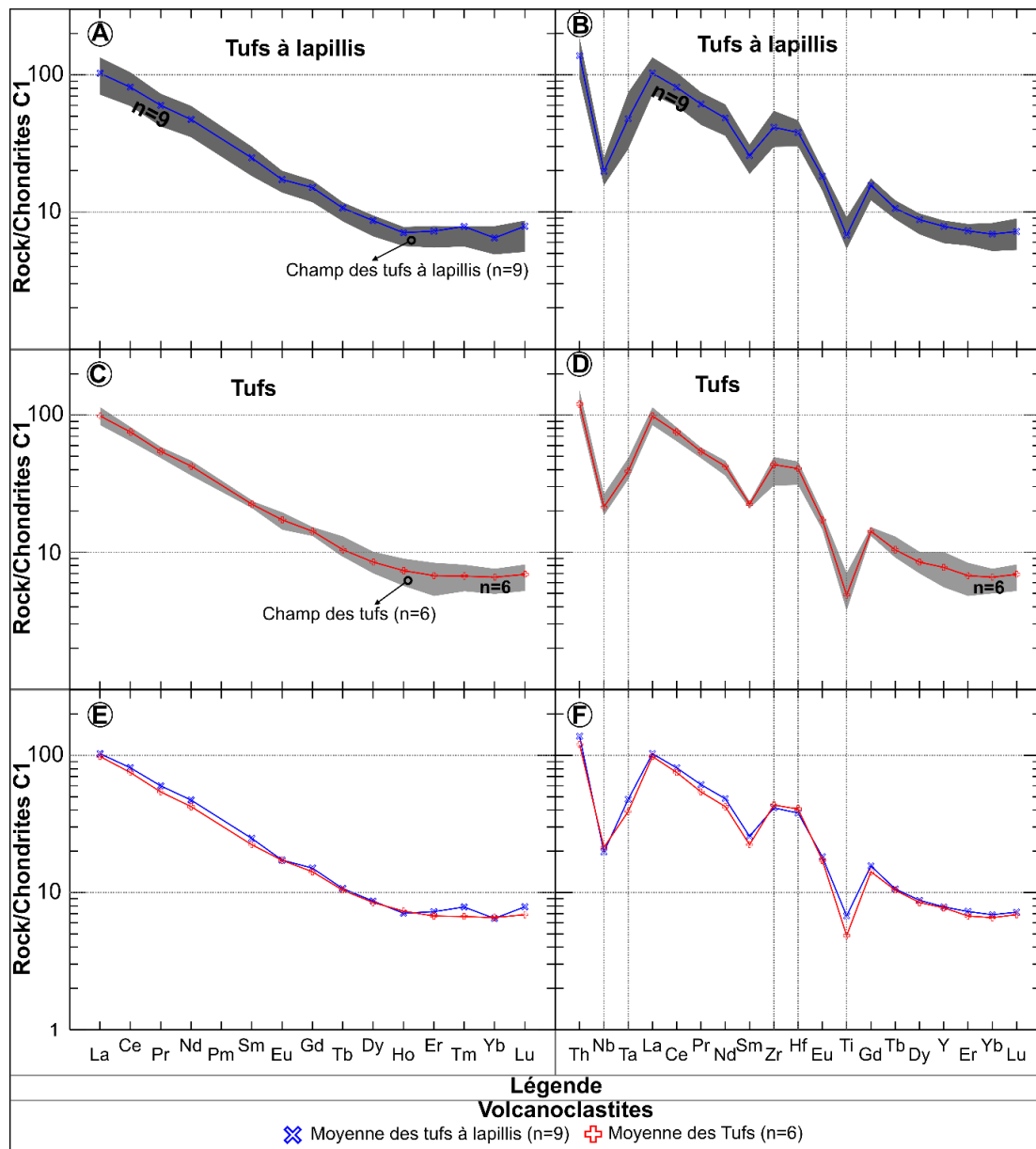


Figure 3-23: Spectres des terres rares et multi-éléments des volcanoclastites felsiques. (A) et (B) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des tufs à lapillis (groupe I). (C) et (D) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des tufs (groupe II). (E) et (F) Comparaison des spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des tufs à lapillis et des tufs. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995).

Quant aux dacites, elles montrent également des spectres en terres rares et multi-éléments similaires à ceux des volcanoclastites, enrichis en terres rares légères avec de fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (figures 3-24A à 3-24D). Toutefois, à la différence du groupe I et des volcanoclastites, le groupe II est beaucoup plus enrichi en terres rares légères. Il montre les plus faibles abondances en terres rares lourdes (figures 3-24E et 3-24F).

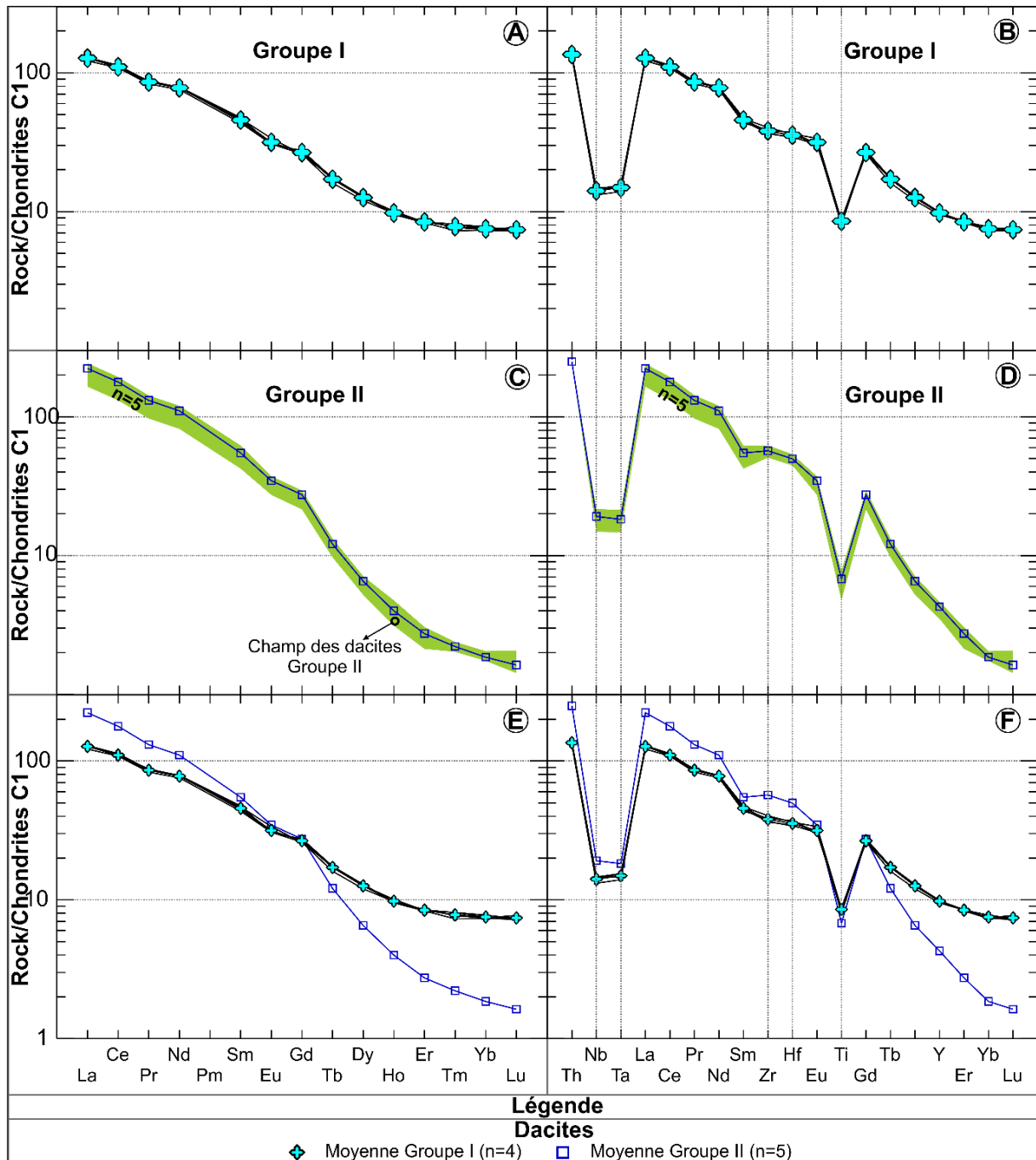
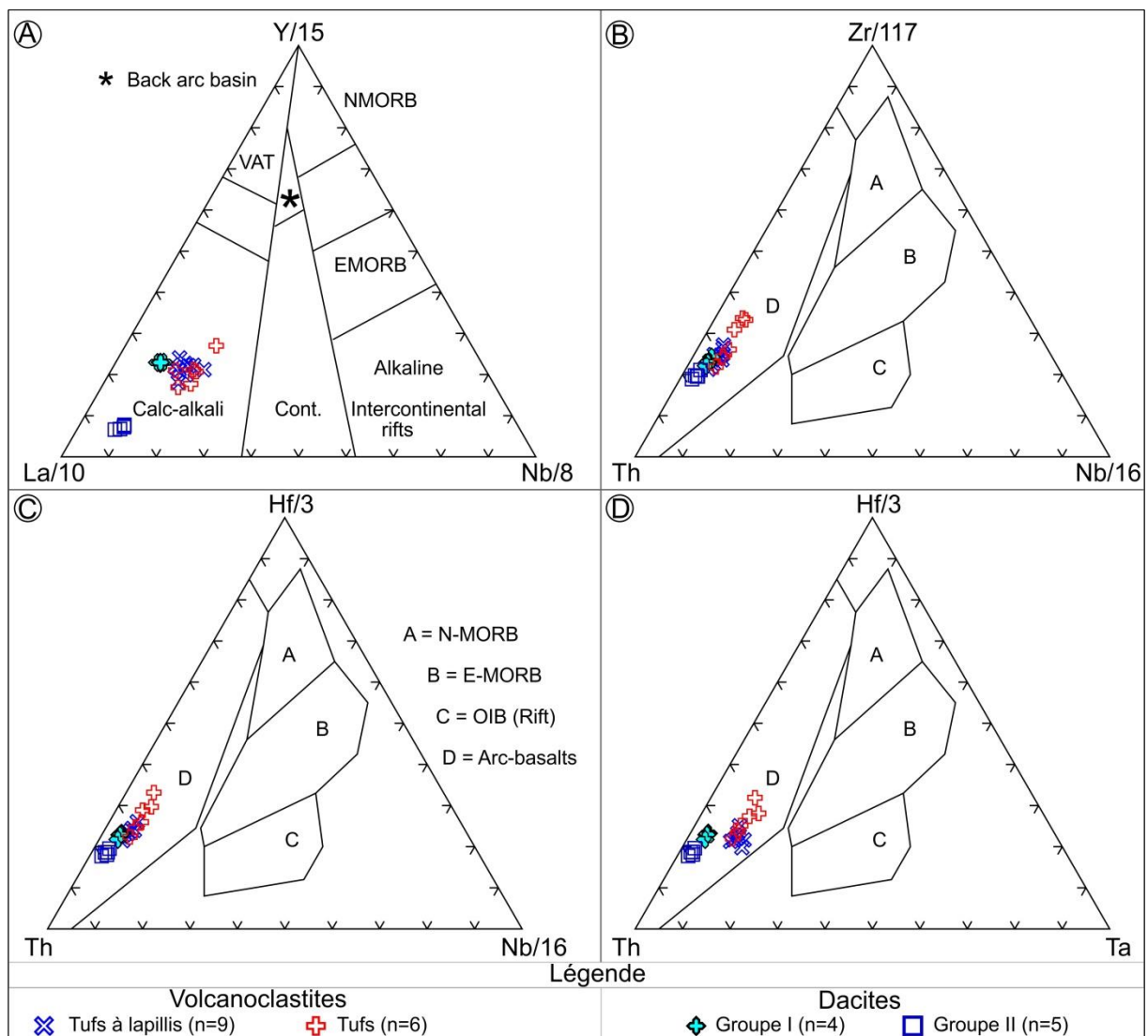


Figure 3-24: Spectres des terres rares et multi-éléments des dacites. (A) et (B) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des dacites du groupe I. (C) et (D) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des dacites du groupe II. (E) et (F) Comparaison des spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des deux groupes de dacite. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995).

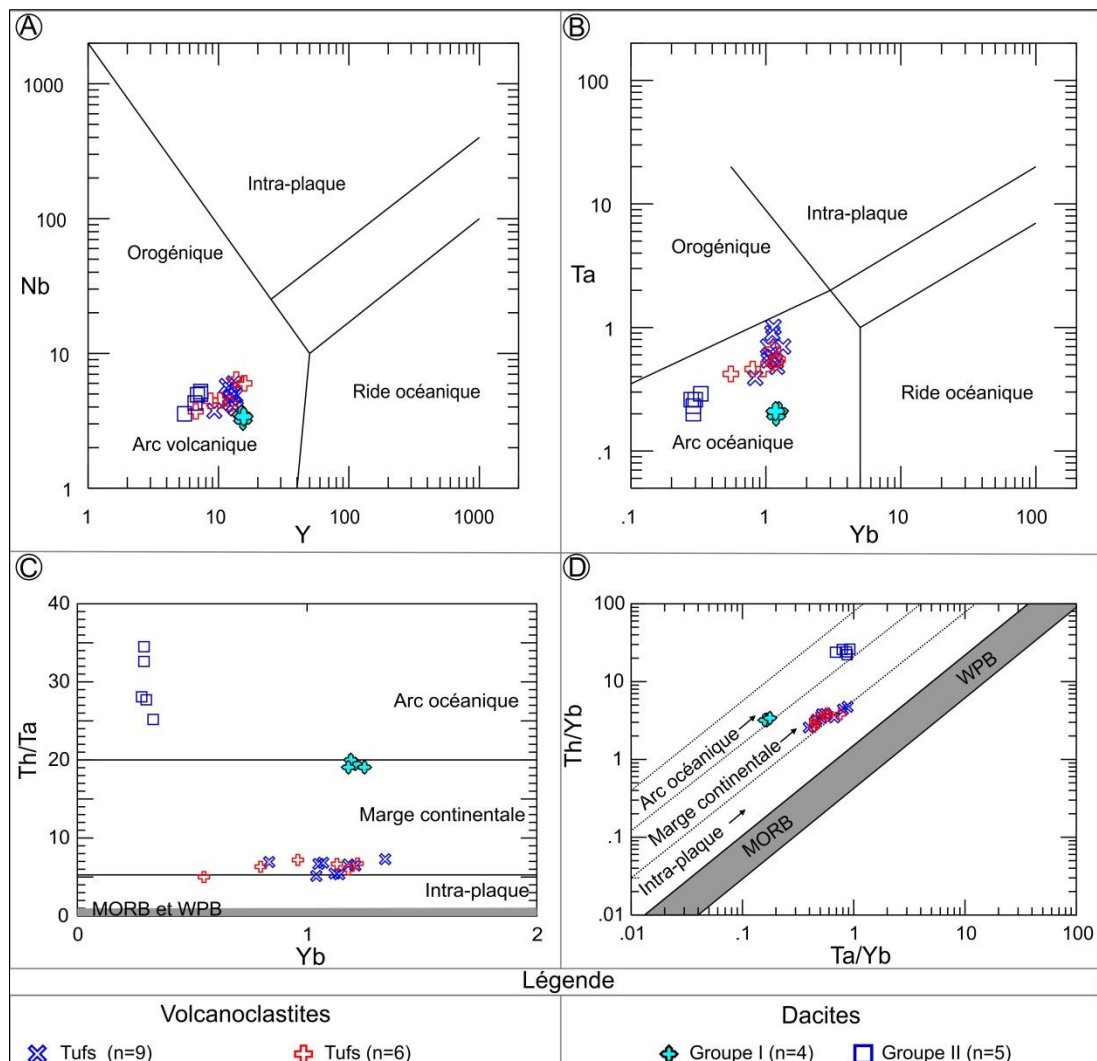
Les compositions géochimiques des volcanoclastites et volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre ont des signatures en éléments majeurs et traces typiques des roches volcaniques associées à des arcs volcaniques modernes selon le diagramme de classification d'environnements géotectoniques de Cabanis et Lecolle (1989) (figure 3-25A) et de ceux de Wood (1980) (figures 3-25B, 3-25C et 3-25D). À noter que les diagrammes de Wood (1980) sont calibrés pour l'utilisation des roches volcaniques intermédiaires à felsiques. Le diagramme de Cabanis et Lecolle (1989) est présenté à titre indicatif, car il est calibré pour les roches volcaniques mafiques à intermédiaires.



**Figure 3-25: Environnement géodynamique des unités volcaniques felsiques. (A) Diagramme de discrimination tectonique des roches mafiques (basaltes) de Cabanis et Lecolle (1989) présenté dans le cas présent à titre indicatif. (B), (C) et (D) Diagrammes de discrimination tectonique des roches mafiques intermédiaires à felsiques de Wood (1980).**

Les diagrammes Nb vs Y (figure 3-26A) et de Ta vs Yb (figure 3-26B) de classification des environnements géodynamiques de Pearce et al. (1984), bien que calibrés pour les roches intrusives felsiques, suggèrent également un arc volcanique comme environnement de

formation des volcanoclastites et des dacites du Groupe de Belleterre. Gorton et Schandl (2000) ont également élaboré des diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques de mise en place du volcanisme de composition intermédiaire à felsique; les figures 3-26C et 3-26D montrent la projection des échantillons de volcanoclastites et dacites du Groupe de Belleterre. En dépit du fait que les subdivisions de ces diagrammes soient basées sur des données de roches paléozoïques, la comparaison peut apporter des éléments de réponse sur l'origine probable du volcanisme calco-alcalin de Belleterre. Entre outre, sur les diagrammes de Th/Ta vs Yb (figure 3-26C) et Th/Yb vs Ta/Yb (figure 3-26D), les volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre se projettent dans un environnement de marge continentale active, alors que les volcanites intermédiaires à felsiques (dacites) se projettent dans un environnement transitionnel entre une marge continentale active et un arc océanique pour le groupe I et exclusivement un environnement d'arc océanique pour le groupe II.



**Figure 3-26: Environnement géodynamique des unités volcaniques felsiques (suite). (A) et (B) Diagrammes de discrimination tectonique Nd vs Y et Ta vs Yb des Granites de Pearce et al. (1984). (C) et (D) Diagrammes de discrimination tectonique Th/Ta vs Yb et Th/Yb vs Ta/Yb des roches intermédiaires à felsiques, figures modifiées à partir des diagrammes de Gorton et Schandl (2000).**

### **3.1.4 Pétrogénèse des roches du Groupe de Belleterre**

Le diagramme de Harker (figure 3-27) démontre une fois de plus le caractère bimodal des roches du Groupe de Belleterre. De plus, la composition en éléments majeurs des unités mafiques (tholéiitiques) est semblable à celle des *N-MORB* et des basaltes du Bassin de Lau, contrairement aux unités intermédiaires à felsiques qui forment une autre suite magmatique (calco-alcaline). Cette dichotomie dans la distribution des éléments majeurs témoigne de l'intervention de deux réservoirs distincts dans la mise en place des roches volcaniques et volcanoclastites du Groupe de Belleterre.

#### **3.1.4.1 Pétrogénèse des unités mafiques**

Les unités volcaniques mafiques de Belleterre montrent des rapports Ta/La, La/Sm, Zr/Y, Gd/Yb, La/Yb, Ta/Yb, Nb/Yb, Tb/Yb, Gd/Lu Ti/Zr, Sm/Ti, La/Sc et Th/La semblables à ceux des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau (figures 3-28 et 3-29). L'absence de tendances de fractionnement des rapports des éléments traces (Zr/Y, Zr/Hf, Ti/Sm, Ti/Zr) des tholéiites de Belleterre en direction du pôle Pontiac (figures 3-28 et 3-29) indique que ces tholéiites ne sont pas contaminées par une source crustale archéenne qui dans le cas présent serait les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac.

De plus, sur les digrammes des figures 3-28 et 3-29, le champ des volcanites mafiques calco-alcalines de la partie NE du Groupe de Blake River (régions de Rouyn-Noranda et de Cléricky; LaFlèche et al., 1992) y est ajouté. On constate que ces roches sont complètement différentes des tholéiites de Belleterre.

En vue de déterminer l'environnement géodynamique des tholéiites, les compositions de ces échantillons ont été projetées sur les diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th et Nb/Y vs Zr/Y (figures 3-30A et 3-30B). En plus des champs compositionnels des basaltes de type *MORB* et ceux des arcs volcaniques, ces diagrammes représentent aussi le champ des laves mafiques de plateaux océaniques (Condie, 2005). Dans le cas de Belleterre, les tholéiites ont un rapport Zr/Nb inférieur à ceux des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau (océan Pacifique). Les rapports Zr/Nb et Nb/Th des tholéiites de Belleterre ressemblent plus à ceux des basaltes de plateaux océaniques. En somme, la formation des tholéiites (basaltes et gabbros) de Belleterre s'est effectuée dans un contexte en extension.

#### **3.1.4.2 Pétrogénèse des unités intermédiaires à felsiques**

Les volcanites et volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Belleterre correspondent majoritairement aux rhyolites de type FI selon la classification de Hart et al. (2004) et FI et FII selon celle de Leshner et al. (1986) (figure 3-31). Ces rhyolites sont issues



d'un faible taux de fusion partielle d'une source mafique dans un environnement de haute pression à une température modérée (650 à 900 °C) où le grenat et/ou l'amphibole demeurent les phases résiduelles d'où le fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. Enfin, selon Hart et al. (2004), les rhyolites de type FI se forment dans un environnement d'arc suite à la fusion d'une source mafique à de grandes profondeurs.

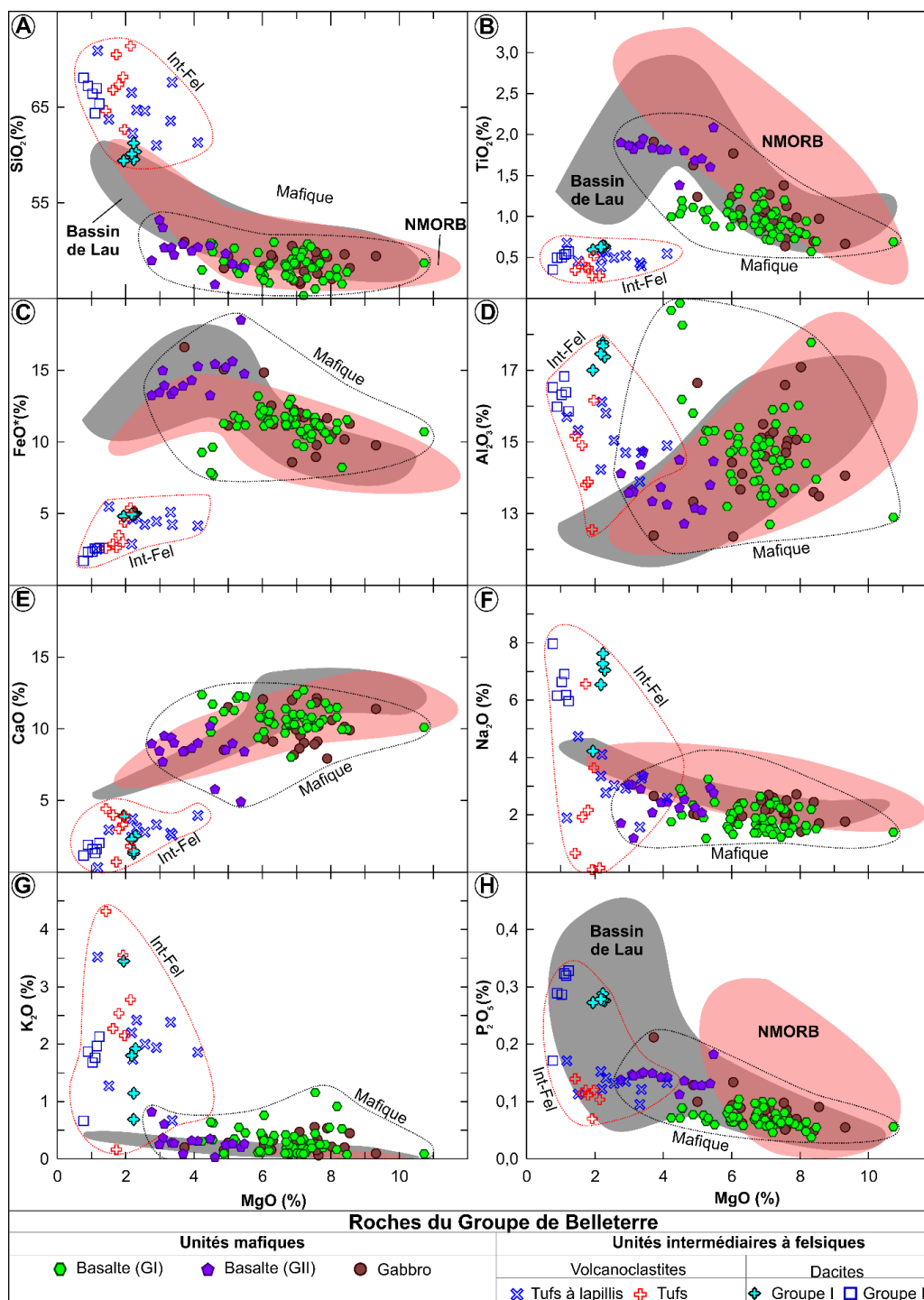


Figure 3-27: Diagrammes des éléments majeurs (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO\*, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) en fonction de MgO des roches volcaniques du Groupe de Belleterre. Données du bassin de Lau proviennent de Pearce et al. (1994) et celles des N-MORB (La/Sm<sub>nc</sub> < 0,98) d'Arevalo et McDonough (2010).

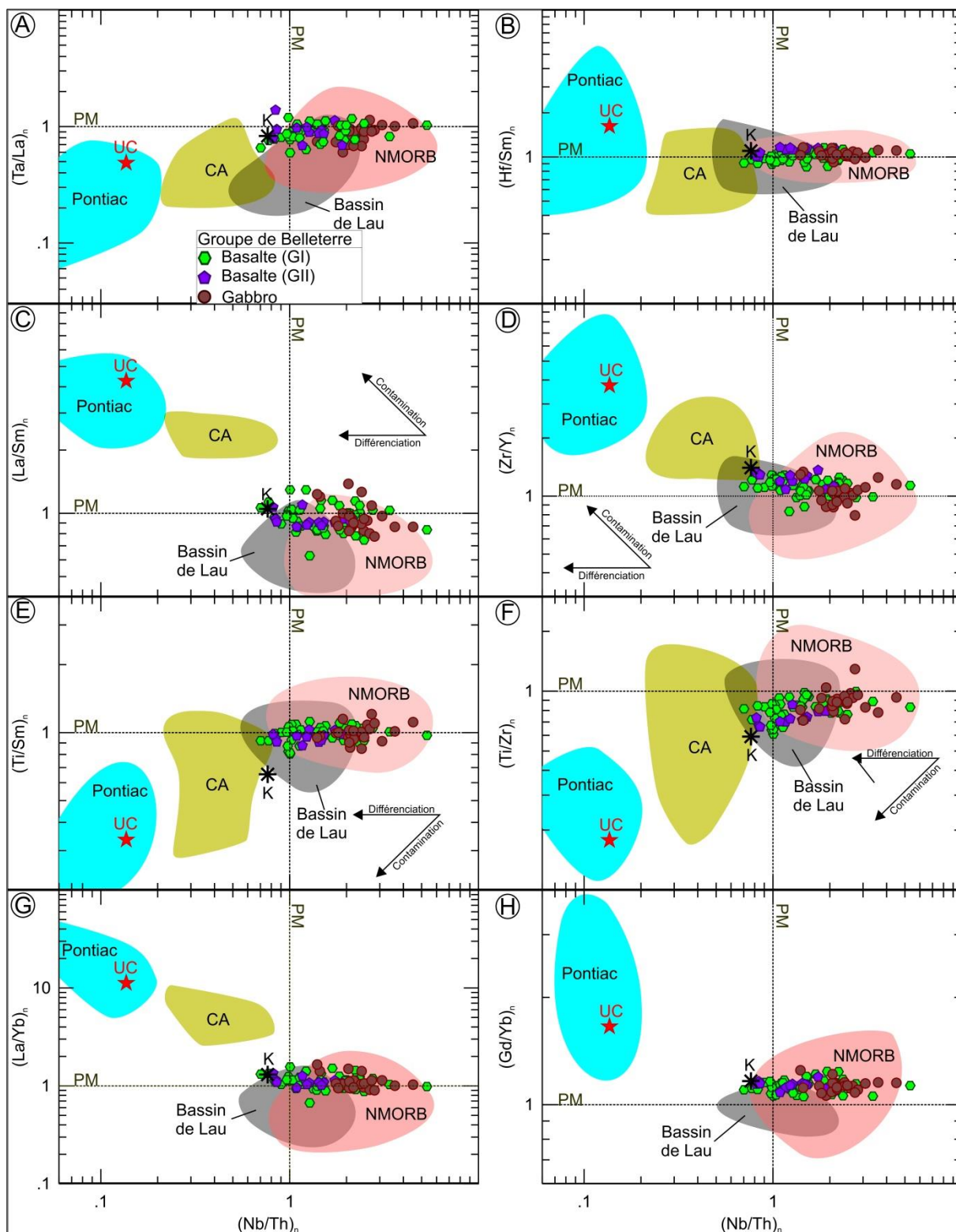


Figure 3-28: Diagrammes Ta/La, Hf/Sm, La/Sm, Zr/Y, Ti/Sm, Ti/Zr, Gd/Yb, La/Yb vs Nb/Th du volcanisme mafique tholéitique et calco-alcalin du Groupe de Belletterre. PM: Manteau primitif terrestre, K: tholéiites du Groupe de Kinojévi (Abitibi) (Kerrich et al., 2008), CA: magmatisme mafique calco-alcalin du Groupe de Blake-River (Abitibi) (LaFlèche et al., 1992), UC= croûte continentale supérieure, Pontiac: composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (cette étude, Camiré et al., 1993 et Doyon, 2004). Données du bassin de Lau proviennent de Pearce et al. (1994) et celles des *N-MORB* (La/Sm<sub>nc</sub> < 0,98) d'Arevalo et McDonough (2010).

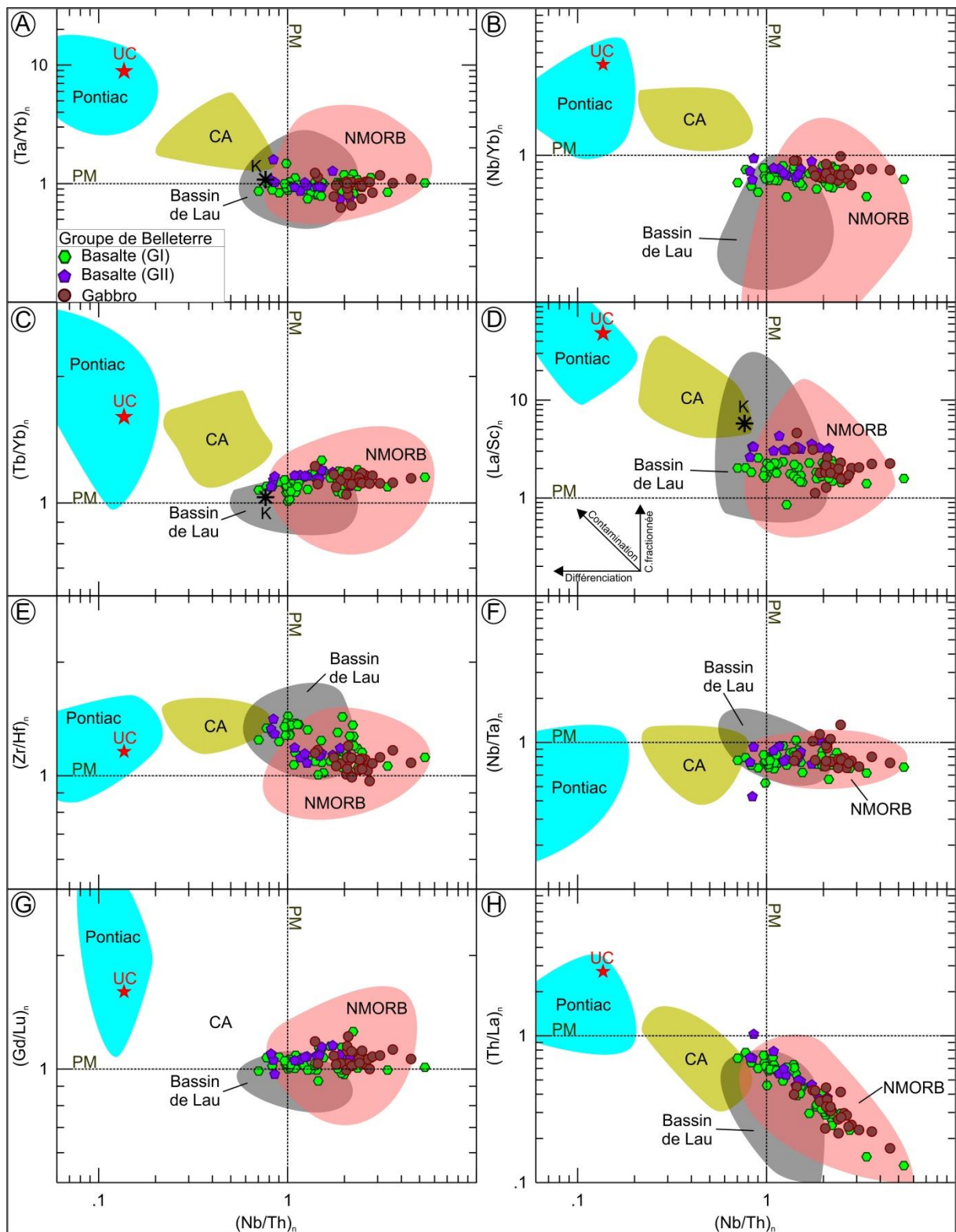


Figure 3-29: Diagrammes Ta/Yb, Nb/Yb, Tb/Yb, La/Sc, Zr/Hf, Nb/Ta, Gd/Lu et Th/La vs Nb/Th du volcanisme mafique tholéitique et calco-alkalin du Groupe de Belleterre. PM: Manteau primitif terrestre, K: tholéiites du Groupe de Kinojévis (Abitibi) (Kerrich et al., 2008), CA: magmatisme mafique calco-alkalin du Groupe de Blake-River (Abitibi) (LaFlèche et al., 1992), UC= croûte continentale supérieure, Pontiac: composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (cette étude, Camiré et al., 1993 et Doyon, 2004). Données du bassin de Lau proviennent de Pearce et al. (1994) et celles des *N-MORB* ( $La/Sm_{nc} < 0,98$ ) d'Arevalo et McDonough (2010).

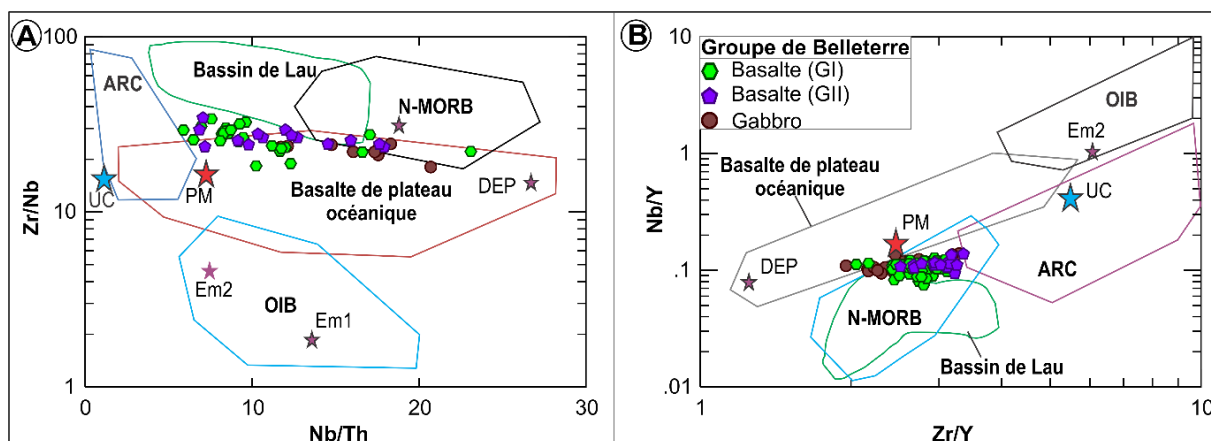


Figure 3-30: Diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th (A) et Nb/Y vs Zr/Y (B) de discrimination d'environnement géodynamique du volcanisme mafique du Groupe de Belleterre. Figure modifiée de Kerrich et al. (2008). Champs tirés de Condie (2005). UC = croûte continentale supérieure, Em1 = manteau enrichi 1, Em2 = manteau enrichi 2, DEP = manteau appauvri.

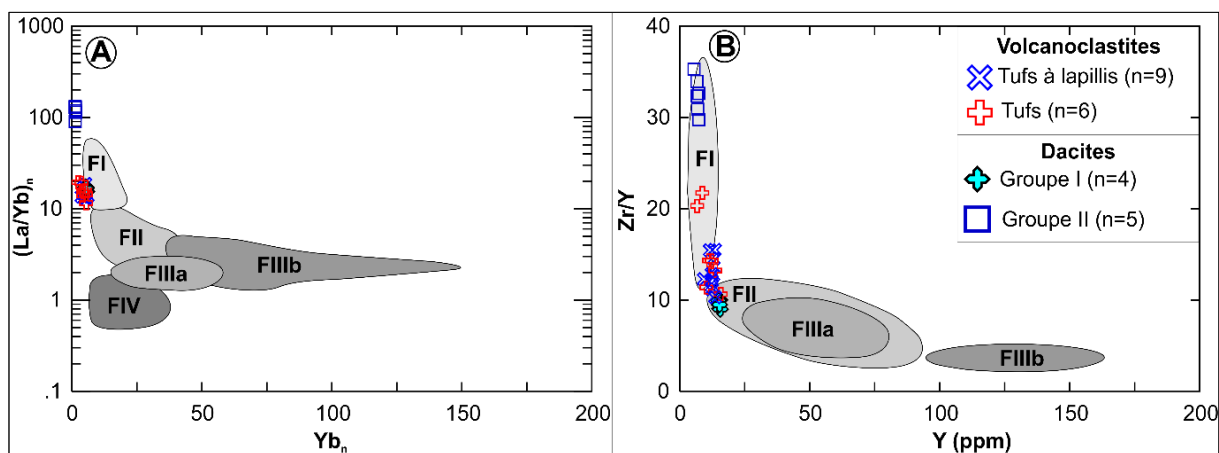


Figure 3-31: Pétrogenèse des unités volcaniques felsiques à intermédiaires. (A) Diagramme de Hart et al. (2004). Abondances normalisées par rapport à la chondrite de Nakamura (1974). (B) Diagramme de classification de Lesher et al. (1986).

### 3.1.5 Altération hydrothermale

Cette section traite uniquement les altérations hydrothermales associées aux basaltes et aux gabbros du Groupe de Belleterre, qui demeurent les lithologies hôtes de la plupart des minéralisations de la région. L'altération décrite est représentative de l'échantillonnage réalisé, qui avait pour principal objectif de décrire et classifier géochimiquement les basaltes et les gabbros. De par le choix méthodologique de cette étude, les échantillons très altérés, souvent présents en bordure des veines de quartz-carbonates aurifères, sont sous-représentés.

Les figures 3-32A et 3-33A montrent que les tholéiites du Groupe de Belleterre sont effectivement de nature peu cumulative et sont variablement altérées. Les données présentées sur le diagramme de Hughes (1972) suggèrent la présence de kératophyres et localement de roches spillitisées (figures 3-32B et 3-33B). La variabilité observée sur les

figures 3-32B et 3-33B indique que des processus d'altération ont modifié la composition chimique de certaines roches.

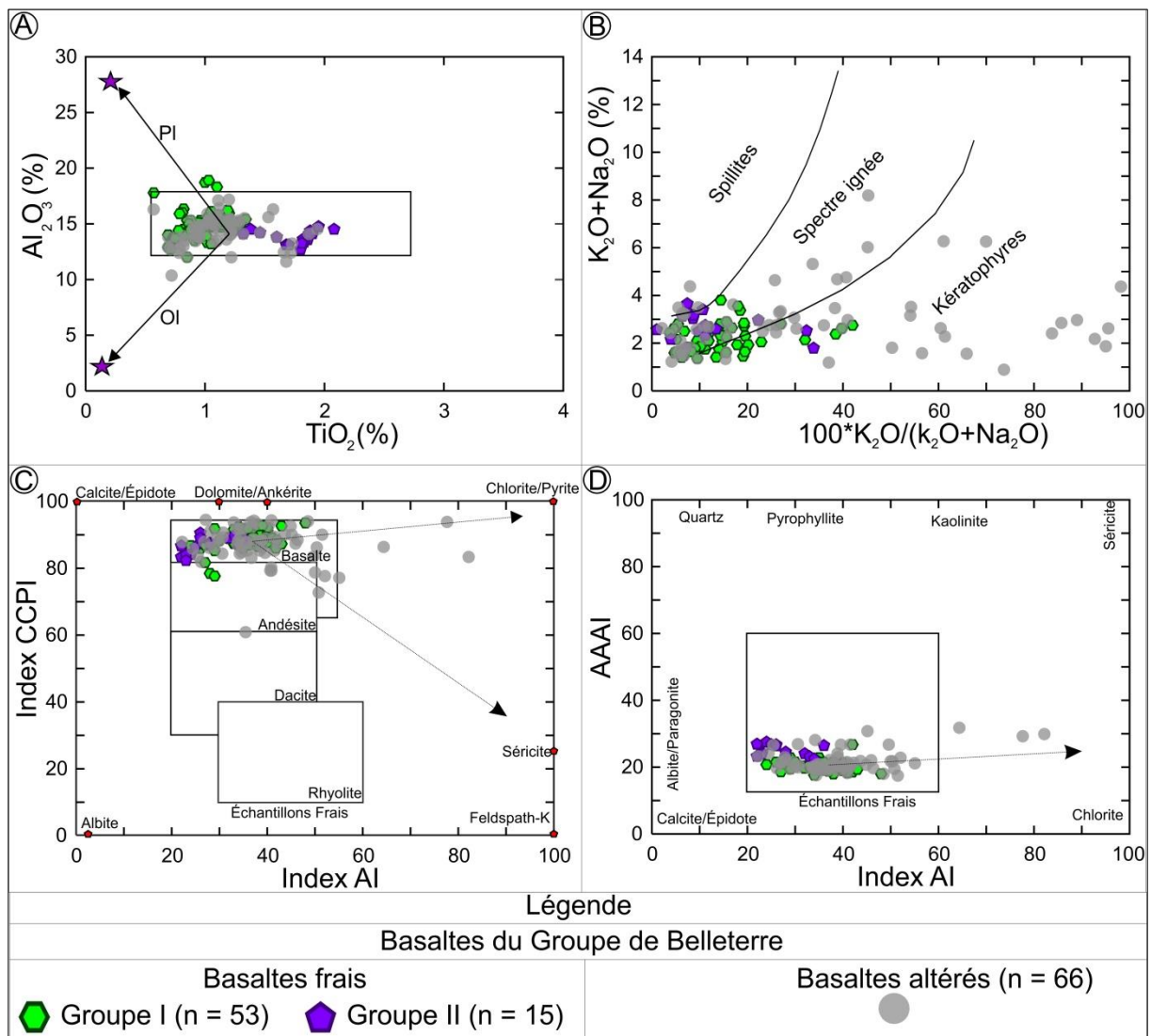
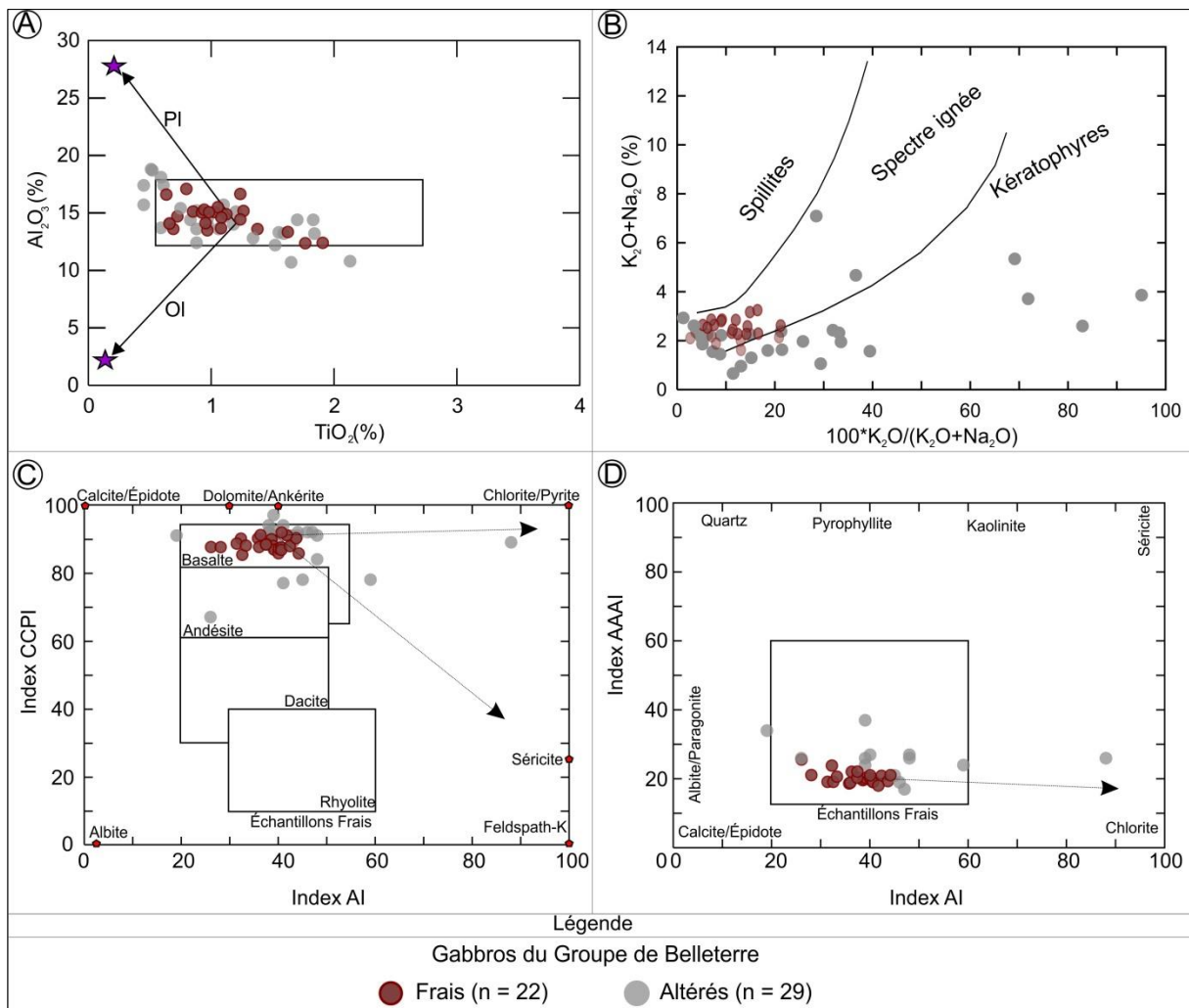


Figure 3-32: Caractérisation de l'altération hydrothermale associée aux basaltes. (A) Diagramme  $Al_2O_3$  vs  $TiO_2$  montrant le champ des basaltes frais et altérés peu cumulatifs et les trajectoires liées à l'accumulation de plagioclase et d'olivine. (B) Diagramme de Hughes (1972). (C) et (D) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004).

Afin de préciser la nature des principales altérations affectant les tholéiites du Groupe de Belleterre, les échantillons ont été projetés dans les diagrammes d'altération de Large et al. (2001) et de Williams et Davidson (2004). Certes, ces diagrammes sont conçus pour caractériser les altérations hydrothermales associées aux SMV. Toutefois, ils sont également adaptés pour l'étude des altérations associées aux systèmes hydrothermaux aurifères en contexte de roches mafiques. Les figures 3-32C et 3-33C montrent que les échantillons sont très peu altérés, seul quelques-uns s'éloignent du champ compositionnel des basaltes frais, et ce, vers les pôles chlorite-pyrite, séricite, dolomite-ankérite et calcite. Seulement quatre échantillons de basaltes et de gabbros projetés dans le diagramme de Williams et Davidson

(2004) convergent vers le pôle chlorite (figures 3-32D et 3-33D). Dans l'ensemble, les échantillons prélevés sur le terrain montrent des évidences de chloritisation et de séricitisation.



**Figure 3-33: Caractérisation de l'altération hydrothermale associée aux gabbros. (A) Diagramme  $Al_2O_3$  vs  $TiO_2$  montrant le champ des gabbros frais et altérés peu cumulatifs et les trajectoires liées à l'accumulation de plagioclase et d'olivine. (B) Diagramme de Hughes (1972). (C) et (D) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004).**

### 3.2 Roches du Groupe de Lac des Bois

Les roches du Groupe de Lac des Bois occupent la partie centrale de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers (figures 1-2 et 2-4). Elles sont constituées d'une part, de roches tholéiitiques (basaltes et volcanoclastites) et d'autre part, de roches calco-alcalines (basaltes et volcanoclastites).

### 3.2.1 Volcanites mafiques à intermédiaires du Groupe de Lac de Bois

Dans le cadre de cette thèse, les volcanites mafiques à intermédiaires du Groupe de Lac des Bois ont été subdivisées en trois groupes distincts, provenant de trois secteurs distincts. Les échantillons du groupe I proviennent des environs de la mine Lorraine, ceux du groupe II ont été collectés au sud de la ceinture de Lac des Bois (figures 1-2 et 2-4). Enfin, les échantillons du groupe III proviennent des unités de la séquence plissée qui constitue le prolongement est de la ceinture de Lac des Bois (figures 1-2 et 2-4). Les roches du groupe I sont moins évoluées que celles des deux autres groupes (figures 3-34A, 3-34B et 3-34C), ce qui laisse entrevoir une évolution de la composition géochimique des roches volcaniques dans l'espace avec les roches les moins évoluées au nord et les plus différenciées au sud.

#### 3.2.1.1 Éléments majeurs et traces

Les concentrations moyennes en éléments majeurs, terres rares et autres éléments en traces des volcanites mafiques à intermédiaires du Groupe de Lac des Bois sont données au tableau 3-3. Les échantillons frais sélectionnés en fonction des indices d'altération CCPI, AI et AAAI (figures 3-34A et 3-34B) sont subalcalins selon les diagrammes de classification  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  de Le Bas et al. (1986) (figure 3-34C) et  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  de Winchester et Floyd (1977) (figure 3-34D). Toutefois, les trois groupes ont respectivement une composition basaltique, andésitique et andésitique à dacitique.

De plus, selon les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977) basés uniquement sur les rapports d'éléments relativement immobiles  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Zr}/\text{Ti}$  et  $\text{Nb}/\text{Y}$ , les roches du groupe I sont de composition basaltique, alors que celles des deux autres groupes sont à dominance andésitique (figures 3-34D à 3-34F).

En outre, d'après les diagrammes de classification  $\text{Zr}/\text{Y}$  vs  $\text{Zr}$  de Barrett et MacLean (1994) (figure 3-35A) et de Ross et Bédard (2009) basés sur les éléments immobiles  $\text{Th}/\text{Yb}$  vs  $\text{Zr}/\text{Y}$  (figure 3-35B), les roches du groupe I sont tholéitiques et celles des groupes II et III sont caractérisées par un magmatisme essentiellement transitionnel à calco-alcalin. Cette dichotomie géochimique est corroborée par les diagrammes ternaires d'Irvine et Baragar (1978) et de Jensen et Pyke (1982), où les roches du groupe I tombent dans le champ tholéitique, alors que celles des groupes II et III sont majoritairement localisées dans le champ calco-alcalin (figures 3-35C et 3-35D).

Tableau 3-3: Compositions moyennes des volcanites mafiques à intermédiaires du Groupe de Lac des bois. s.d: écart type. Mg#:  $MgO/MgO+Fe_2O_3^t$ .

	Roches du Groupe de Lac des Bois					
	Basalte/Groupe I		Basalte/Groupe II		Basalte/Groupe III	
	Moyenne (n=9)	s.d	Moyenne (n=7)	s.d	Moyenne (n=8)	s.d
SiO <sub>2</sub> %	49,91	1,16	59,28	3,52	62,32	3,47
TiO <sub>2</sub>	1,52	0,21	0,91	0,35	0,62	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,32	1,26	15,73	0,77	15,79	1,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	13,57	1,32	8,46	1,66	6,31	0,85
MnO	0,20	0,03	0,15	0,04	0,08	0,03
MgO	6,70	0,68	4,03	0,77	4,06	1,25
CaO	10,71	1,25	6,52	1,83	2,92	1,97
Na <sub>2</sub> O	1,96	0,33	3,75	1,56	3,48	0,78
K <sub>2</sub> O	0,44	0,40	0,33	0,11	1,85	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,06	0,20	0,11	0,18	0,06
LOI	1,77	0,78	1,07	0,50	1,89	0,63
Total	102,40	1,91	100,54	2,37	99,68	1,45
Zr	99,73	33,06	159,50	55,17	147,00	23,76
Y	26,79	5,21	22,58	10,55	15,94	2,54
Nb	5,62	1,53	7,22	3,78	5,43	1,23
Ba	67,45	63,29	92,58	39,96	570,29	337,39
V	264,53	51,09	124,05	19,80	126,86	28,11
Sc	37,37	6,97	19,81	2,20	16,91	4,18
Co	49,71	2,47	27,10	2,88	30,79	21,15
Ni	116,00		91,50	27,68	81,24	5,92
Sr	167,38	40,48	189,52	100,72	434,89	151,10
Rb	13,46	18,40	6,73	2,98	63,61	29,76
Cs	0,64	0,65	0,61	0,34	6,28	4,04
Hf	2,62	0,53	3,62	1,30	3,71	0,68
Ta	0,63	0,17	0,57	0,19	0,50	0,15
Pb	6,54	3,34	9,21	4,38	15,90	5,70
Th	0,39	0,17	0,95	0,27	5,67	1,94
U	0,09	0,06	0,26	0,10	1,71	0,76
La	7,00	1,90	13,17	4,50	22,96	8,88
Ce	19,05	5,49	31,38	12,43	48,14	17,66
Pr	2,85	0,77	3,97	1,59	5,66	2,16
Nd	13,98	3,75	17,20	8,10	22,16	8,13
Sm	3,89	0,97	3,94	1,86	4,05	1,30
Eu	1,34	0,27	1,23	0,51	1,19	0,25
Gd	4,26	0,99	4,05	2,03	3,55	0,97
Tb	0,73	0,14	0,62	0,32	0,48	0,11
Dy	4,47	0,96	3,90	1,98	2,71	0,49
Ho	0,96	0,17	0,77	0,37	0,53	0,08
Er	2,73	0,48	2,22	1,04	1,50	0,22
Tm	0,40	0,07	0,33	0,15	0,23	0,03
Yb	2,50	0,42	2,07	0,95	1,44	0,22
Lu	0,40	0,08	0,33	0,15	0,23	0,03
<b>Zr/Y</b>	<b>3,66</b>	<b>0,52</b>	<b>7,58</b>	<b>2,57</b>	<b>9,40</b>	<b>2,00</b>
Hf/Sm	0,68	0,05	0,97	0,22	0,99	0,30
Mg#	0,33	0,04	0,33	0,08	0,39	0,04



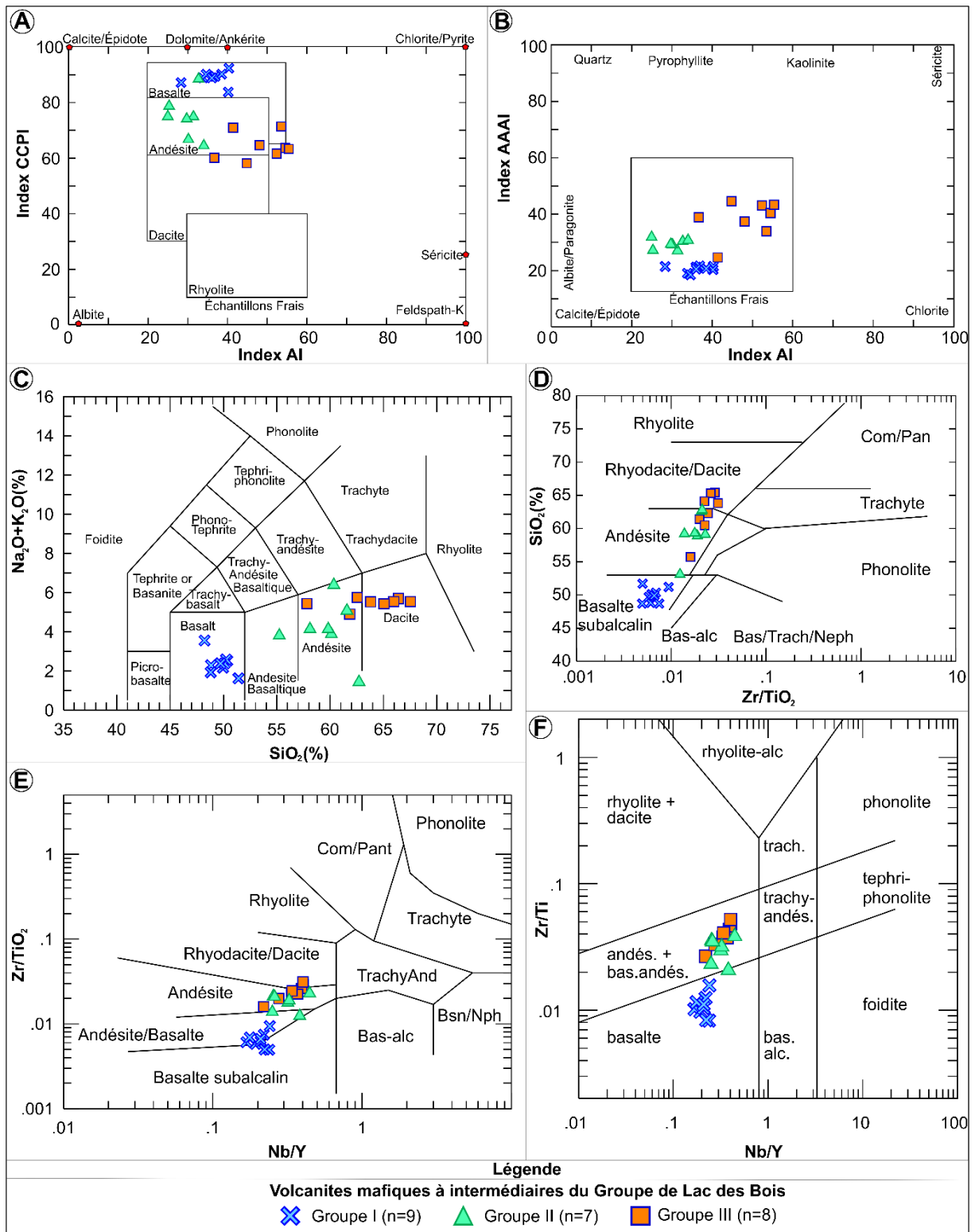


Figure 3-34: Diagrammes de classification des volcanites mafiques à intermédiaires. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et de Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (D) et (E) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (F) Diagramme de Pearce (1996).

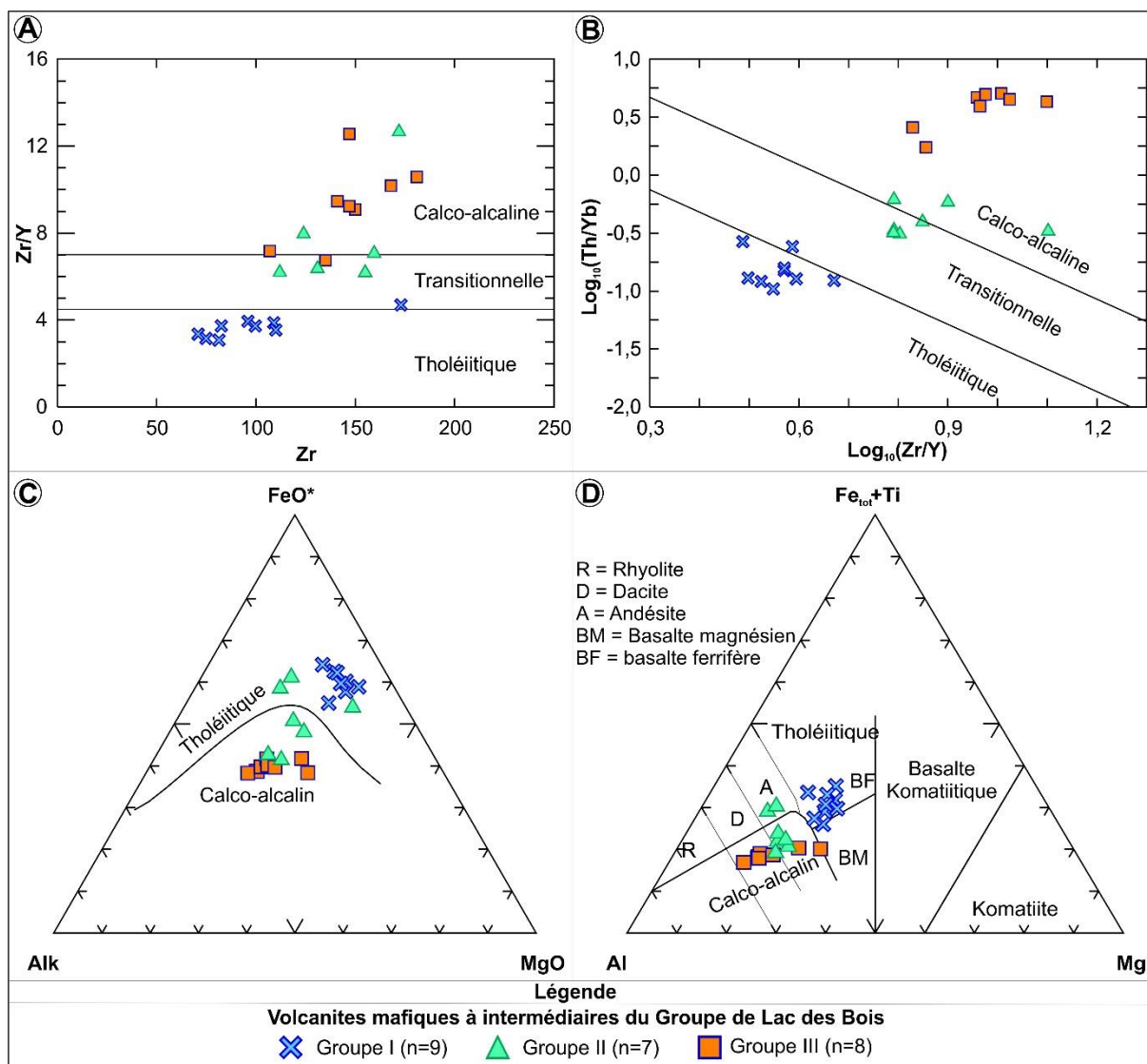


Figure 3-35: Affinité magmatique des volcanites mafiques à intermédiaires. (A) Diagramme de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).

### 3.2.1.2 Terres rares et autres éléments en traces

Les roches du groupe I sont caractérisées par des spectres de terres rares plats avec des abondances de l'ordre de 10 à 40 fois les valeurs chondritiques (figure 3-36A). Toutefois, à la différence des basaltes du Groupe de Belleterre, les roches du groupe I présentent un léger enrichissement en terres rares légères. Cet enrichissement pourrait être dû à une source mantellique enrichie en ces éléments. De plus, elles ont des spectres multi-éléments caractérisés par l'absence d'anomalies négatives en Nb, Ta, Zr et Hf (figure 3-36B). Ce qui suggère l'absence de composantes de subduction ou de contamination crustale lors de la leur pétrogenèse. Par ailleurs, les roches des groupes II et III montrent des spectres de terres rares très fractionnés en lanthanides légers et lourds. Les spectres multi-éléments montrent une signature combinant un enrichissement en terres rares légères et en thorium,

ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (figures 3-36C, 3-36D, 3-36E et 3-36F). Toutefois, les roches du groupe II sont moins enrichies en terres rares légères et en thorium; leurs spectres multi-éléments présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, moins prononcées par rapport à ceux du groupe III. Les roches du groupe III montrent des spectres de terres rares (figure 3-36E) illustrant localement une convexité dans la distribution des terres lourdes, ce qui suggérerait la présence d'amphiboles pendant leur pétrogenèse (Pearce et Norry, 1979; Pearce et Stern, 2006).

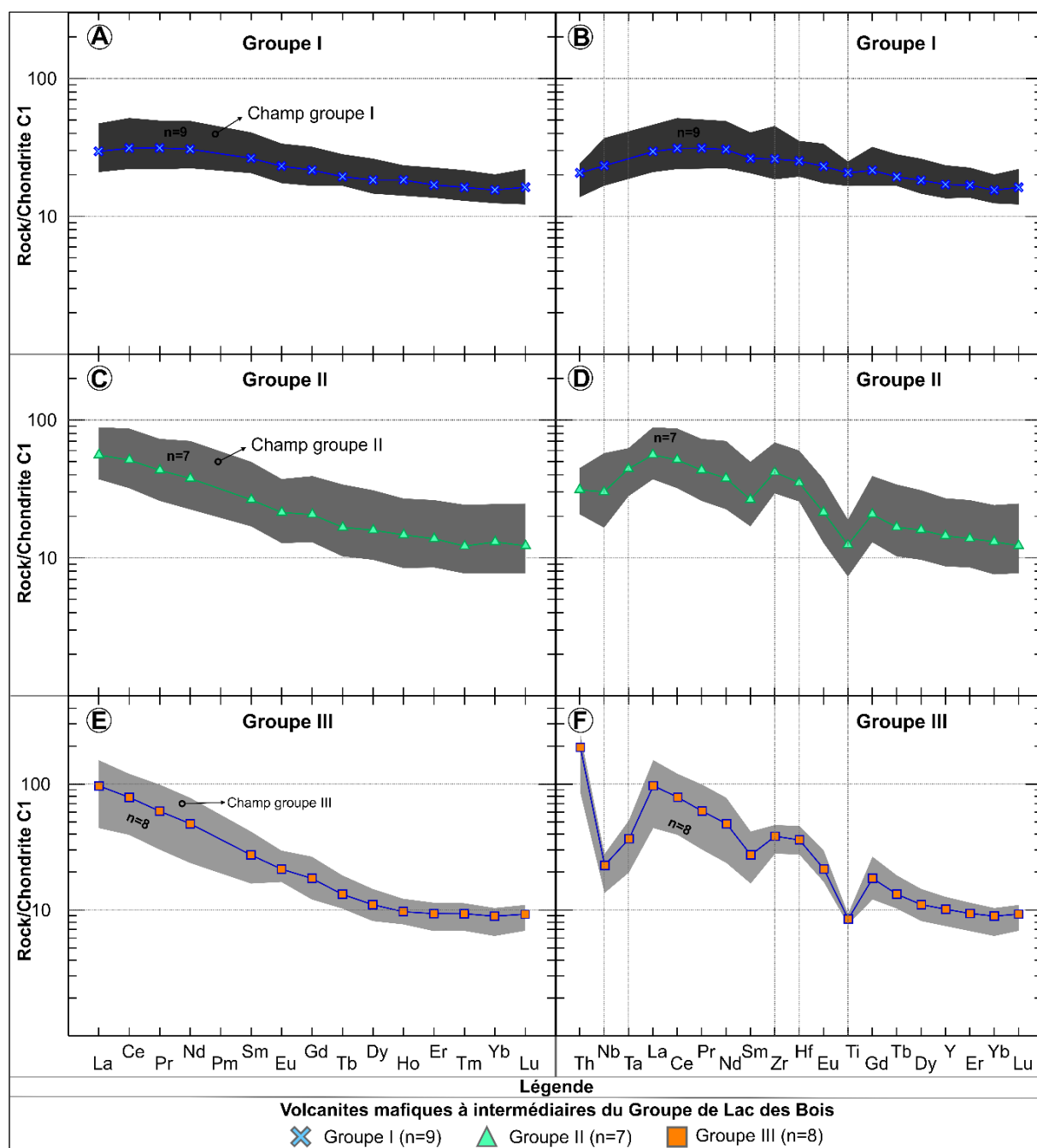


Figure 3-36: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des volcanites mafiques à intermédiaires. (A) et (B) Roches du groupe I. (C) et (D) Roches du groupe II. (E) et (F) Roches du groupe III. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995).

Les roches du groupe II constitueraient un stade de magmatisme à composition transitionnelle entre celles des groupes I et III. Cependant, la signature géochimique des roches des groupes II et III est semblable à celle de nombreuses andésites modernes associées aux zones de subduction. Dans certains cas, ce type de signature pourrait aussi être relié à des processus de très forte contamination par assimilation crustale avec un accroissement de la proportion du contaminant des roches du groupe I vers celles du groupe III. Ce contaminant pourrait très bien être les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac qui sont actuellement adjacentes à la ceinture volcanique de Lac des Bois.

Selon les diagrammes de Pearce (2008), les roches du groupe I ont des signatures géochimiques analogues à celles des basaltes de type *E-MORB* (figures 3-37A et 3-37B).

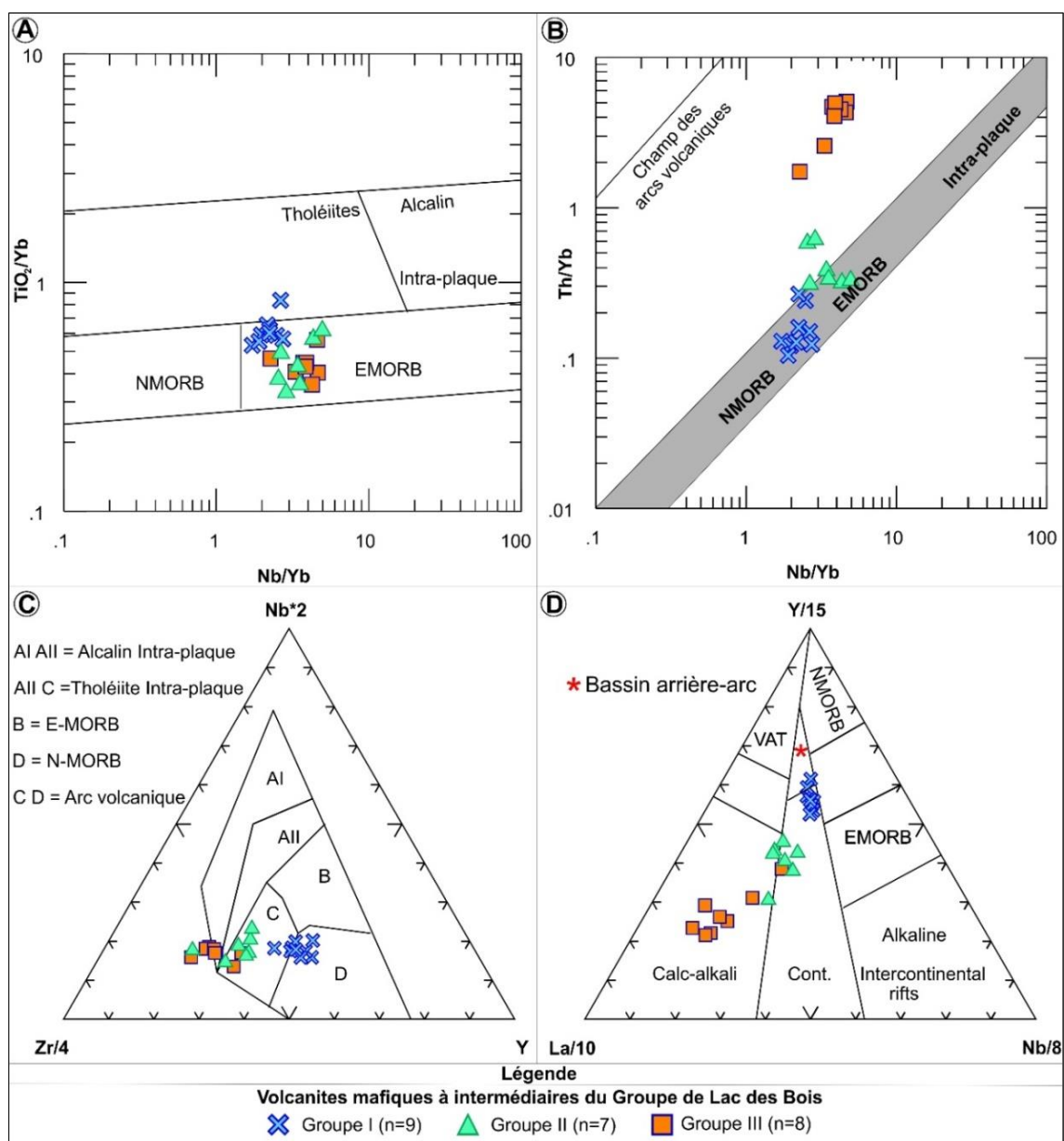


Figure 3-37: Environnement géodynamique des volcanites mafiques à intermédiaires. (A) et (B) Diagrammes de Pearce (2008). (C) de Meschede (1986). (D) de Cabanis et Lecolle (1989).

Par contre, les roches des groupes II et III ont des signatures similaires à celles des andésites calco-alcalines associées à des arcs volcaniques modernes selon les diagrammes de Pearce (2008) (figures 3-37A et 3-37B), de Meschede (1986) (figure 3-37C) et de Cabanis et Lecolle (1989) (figure 3-37D). Quelques échantillons de roches se projettent à l'extérieur du champ des volcanites mafiques d'arcs (figure 3-37C), et ce, en raison d'une faible abondance en Y (et en terres rares lourdes), probablement reliée à une composante adakitique (c.-à-d. une pétrogenèse impliquant une source grenatifère).

### **3.2.2 Gabbros du Groupe de Lac des Bois**

D'après Bouchaid (1992) les gabbros du Groupe de Lac des Bois (GGLB) présentent une texture équigranulaire et sont constitués essentiellement de plagioclase, d'actinote, d'hornblende et de pyroxène. De plus, ces minéraux sont affectés par un métamorphisme rétrograde illustré par la présence d'épidote dans les fractures d'hornblende, de chlorite, de silice, de séricite et de carbonates.

#### **3.2.2.1 Éléments majeurs et traces**

Les GGLB ont une composition géochimique semblable à celle des basaltes tholéitiques du Groupe de Lac des Bois (groupe I). Les concentrations moyennes des GGLB sont données au tableau 3-3. Les échantillons frais sélectionnés en fonction des indices d'altération CCPI, AI et AAI (figures 3-38A et 3-38B) sont subalcalins selon les diagrammes de classification de Le Bas et al. (1986) (figure 3-38C) et de Winchester et Floyd (1977) (figure 3-38D).

De plus, selon les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977), les GGLB tombent dans le champ des basaltes (figures 3-38E et 3-38F). Tout comme les basaltes tholéitiques du Groupe de Lac des Bois, les GGLB sont également d'affinité tholéitique selon les diagrammes de classification géochimique Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994) (figure 3-39A) et Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009) (figure 3-39B). Les GGLB présentent également une signature tholéitique soulignée par des enrichissements en FeO et TiO<sub>2</sub>. Ainsi, sur les diagrammes ternaires d'Irvine et Baragar (1978) et de Jensen et Pyke (1982), les GGLB tombent dans le champ des basaltes tholéitiques magnésiens et ferrifères (figures 3-39C et 3-39D).

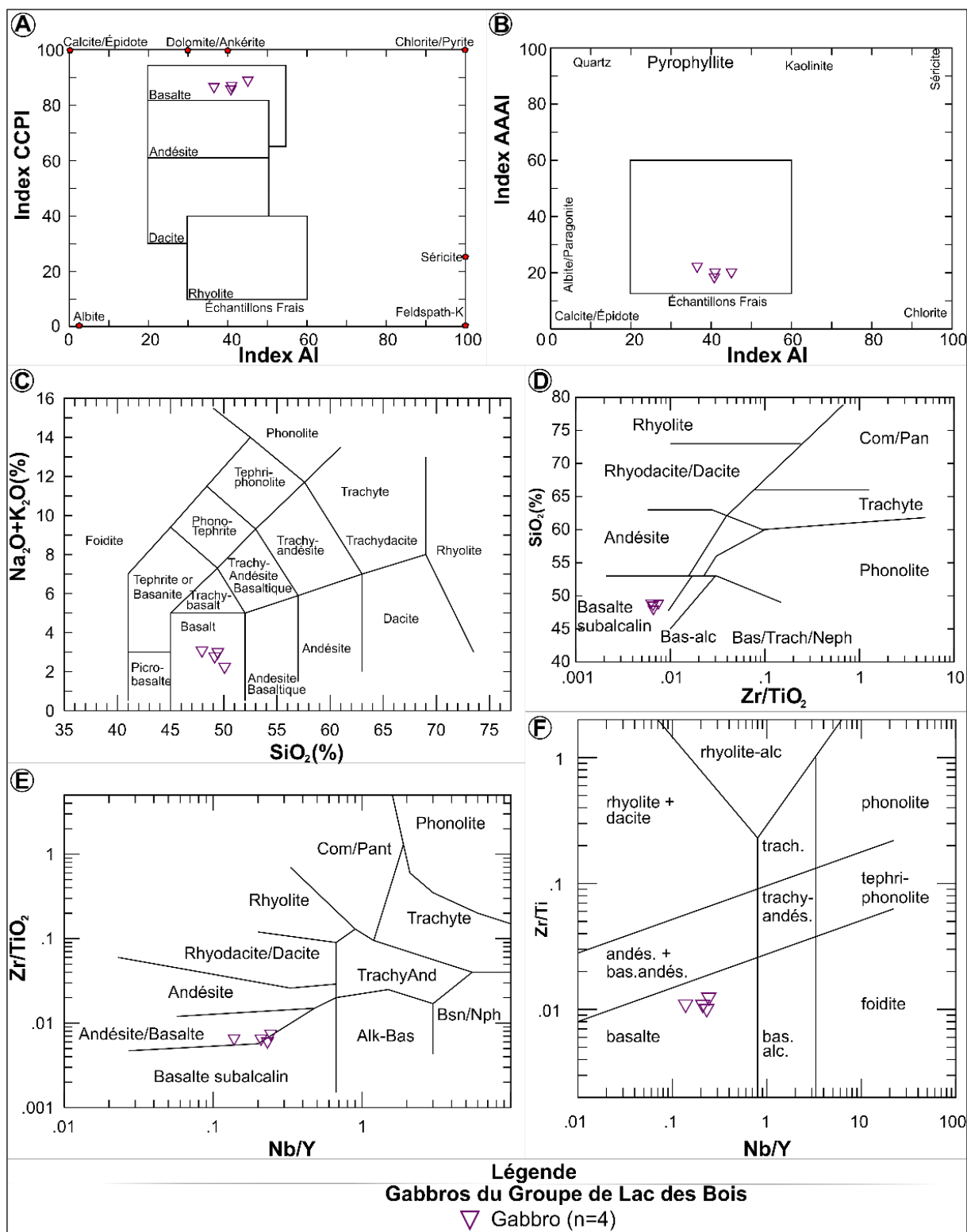


Figure 3-38: Discrimination des GGLB. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs Al et AAI vs Al. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (D) et (E) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (F) Diagramme de Pearce (1996).

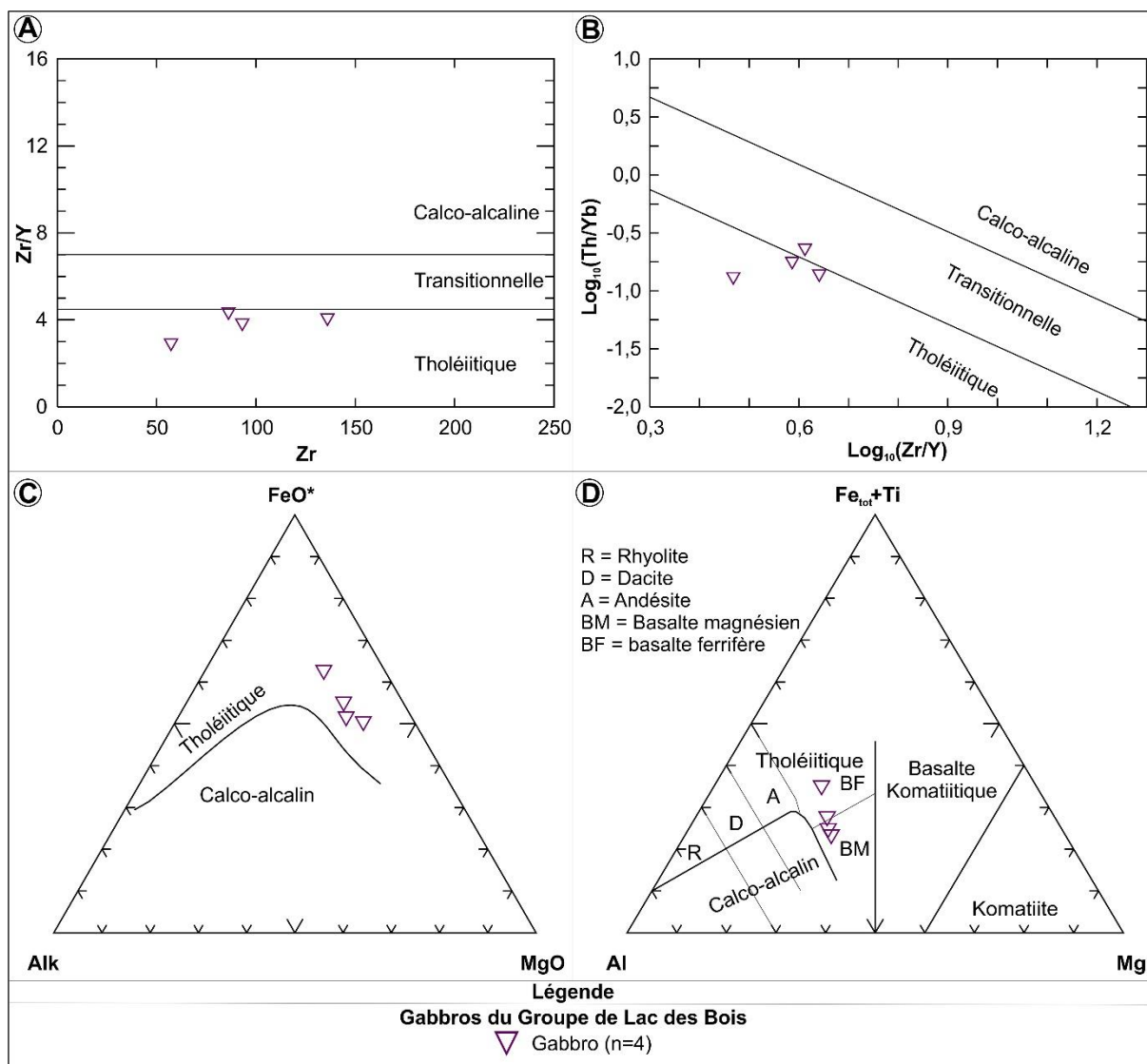


Figure 3-39: Affinité magmatique des GGLB. (A) Diagramme de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).

### 3.2.2.2 Terres rares et autres éléments en traces

Les GGLB sont caractérisés par des spectres en terres rares marqués par un très faible fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, et ce, avec un léger enrichissement en terres rares légères. Dans l'ensemble les terres rares légères et lourdes montrent des abondances de l'ordre de 15 à 40 fois les valeurs chondritiques (figure 3-40A). Le spectre des terres rares de la moyenne des GGLB frais ne montre pas d'anomalie positive en europium. Ceci souligne la nature non cumulative en plagioclase dans ces gabbros.

Les GGLB montrent des spectres multi-éléments soulignant l'absence d'anomalies négatives en Zr, Hf, Nb, Ta et Ti impliquant, comme pour les basaltes tholéiitiques du Groupe de Lac des Bois, l'absence de composante de subduction (figure 3-40B). Toutefois, les GGLB

présentent un léger enrichissement en terres rares légères comparativement aux gabbros du Groupe de Belleterre (figures 3-40C et 3-40D), cet enrichissement serait dû à une source mantellique enrichie en ces éléments ou à une contamination par assimilation crustale. Enfin, Les GGLB ont des spectres de terres rares et multi-éléments semblables à ceux des basaltes tholéitiques du Groupe de Lac des Bois, particulièrement à ceux du groupe I (figures 3-40E et 3-40F), ce qui dénote probablement un lien cogénétique entre les deux lithologies.

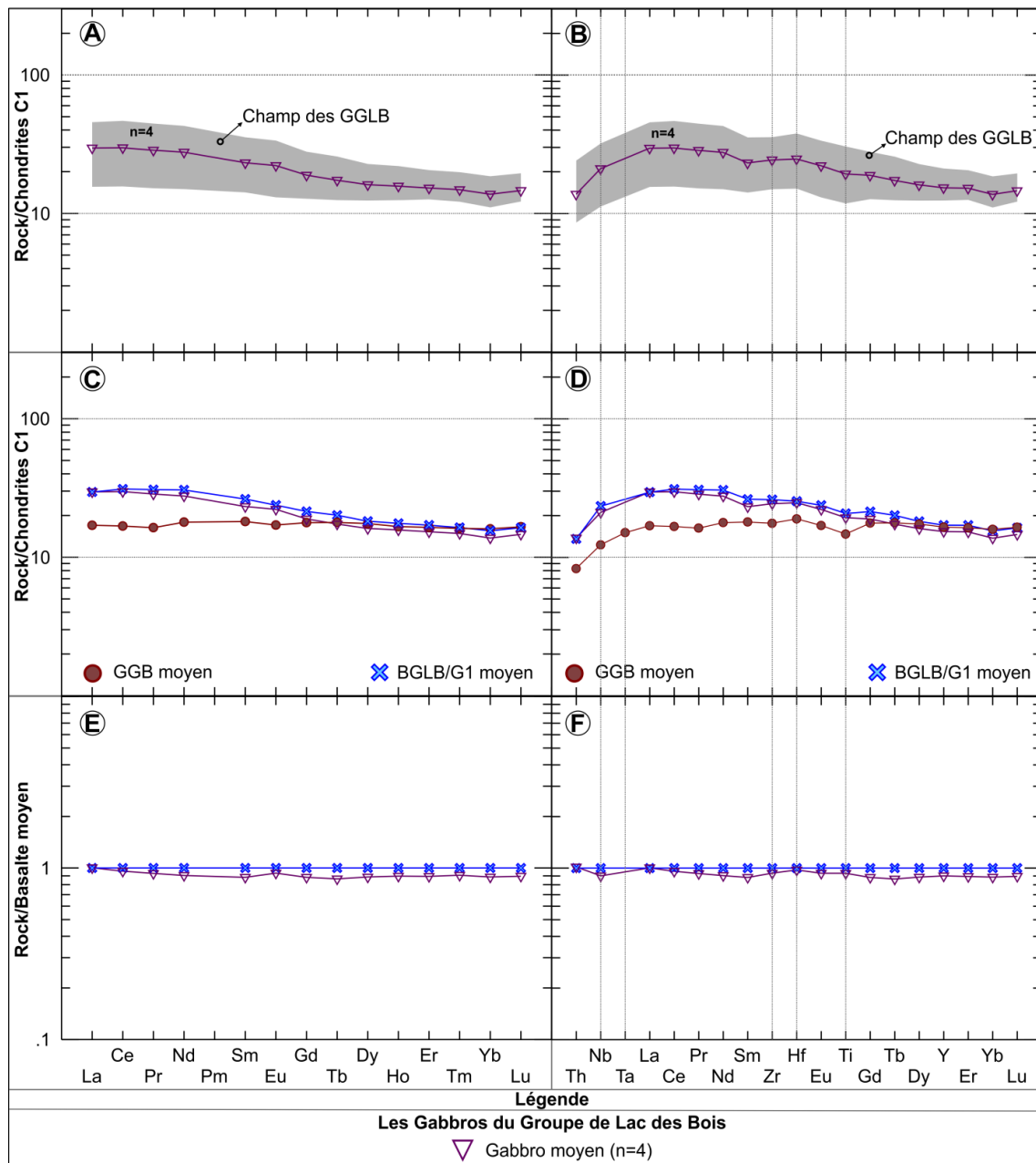


Figure 3-40: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des GGLB. (A) et (C) Spectres des terres rares et multi-éléments des GGLB. (B) et (D) Comparaison des spectres des terres rares et multi-éléments du GGLB moyen et ceux des BGLB et du GGB moyens. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995). (E) et (F) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles du GGLB moyen normalisés aux valeurs de BGLB1 moyen. GGLB = Gabbro du Groupe de Lac des Bois. BGLB1 = Basalte du Groupe de Lac des Bois (groupe I). GGB = Gabbro du Groupe de Belleterre.



Les compositions géochimiques des GGLB montrent des signatures en éléments majeurs semblables à celles des tholéïites océaniques et en éléments traces de basaltes de type *E-MORB* selon les diagrammes de Pearce (2008) (figures 3-41A et 3-41B). Cependant, l'examen attentif des diagrammes de Meschede (1986) suggère qu'une proportion importante d'échantillons tomberait dans les champs des *MORB* et des basaltes d'arcs volcaniques (figure 3-41C), alors que le diagramme de Cabanis et Lecolle (1989) suggère un environ continental (ou bassin arrière-arc) comme environnement géodynamique de mise en place des GGLB (figure 3-41D). Les basaltes (ou gabbros) d'arrière-arc sont des basaltes montrant une composition en éléments majeurs, semblable à celle des *MORB*, mais ayant des éléments traces parfois légèrement contaminés par une contribution variable d'une composante d'arc volcanique, cette signature géochimique est très bien illustrée par les spectres des terres rares et multi-éléments des laves et intrusions tholéïitiques du Groupe de Lac de Bois (figures 3-40A à 3-40F).

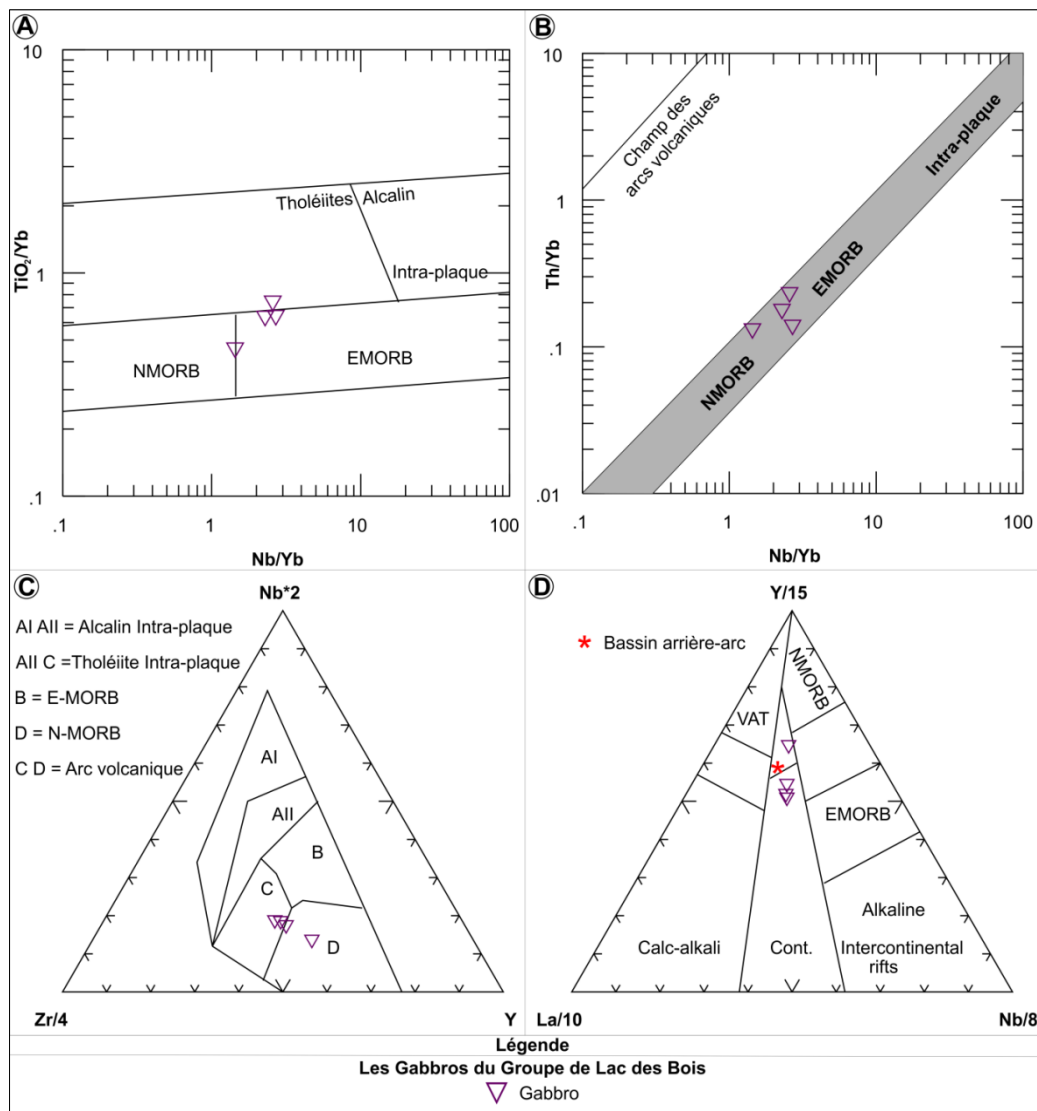


Figure 3-41: Environnement géodynamique des GGLB. (A) et (B) Diagrammes de Pearce (2008). (C) de Meschede (1986). (D) de Cabanis et Lecolle (1989).

### 3.2.3 Volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Lac des Bois

Les volcanites intermédiaires à felsiques du Groupe de Lac des Bois sont essentiellement constituées de tufs à lapillis et de tufs. Dans le cadre de cette thèse, les volcanoclastites ont été subdivisées en trois groupes distincts en fonction de leurs concentrations en éléments majeurs et traces. Les roches du groupe I sont à dominance tholéiitique et celles des deux autres groupes sont d'affinité calco-alcaline. La subdivision des volcanoclastites d'affinité calco-alcaline est surtout basée sur leur granulométrie. Ainsi, les roches du groupe II sont des tufs à lapillis, alors que celles du groupe III sont essentiellement des tufs.

**Tableau 3-4: Compositions moyennes des volcanoclastites du Groupe de Lac des Bois. s.d: écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>.**

	Groupe I		Groupe II		Groupe III	
	Moyenne (n = 11)	s.d	Moyenne (n = 10)	s.d	Moyenne (n = 4)	s.d
SiO <sub>2</sub> (%)	75,98	2,57	69,34	5,25	66,31	8,5
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,03	0,43	0,15	0,38	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,25	1,13	14,6	2,01	15,45	1,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	3,86	1,53	4,05	2,29	3,17	2,45
MnO	0,05	0,04	0,07	0,07	0,05	0,05
MgO	0,55	0,27	1,7	1,25	1,98	2,27
CaO	1,71	0,61	2,53	1,01	3,71	2,28
Na <sub>2</sub> O	2,39	1,61	3,38	1,51	3,5	0,41
K <sub>2</sub> O	1,75	0,76	1,52	0,44	1,79	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,09	0,04	0,16	0,15
LOI	1,48	0,76	1,49	1,09	2,44	1,82
Total	99,42	0,92	99,42	1,24	99,17	1,58
Zr (ppm)	434,4	145,71	141,11	21,1	165	40,73
Y	111,59	40,67	8,21	3,95	10,43	7,03
Nb	29,61	10,16	3,59	1	4,44	1,59
Ba	446,5	167,49	441,04	225,21	485	44
V	12,12	5,19	72,29	41,1	60,02	48,88
Sc	4,64	1,33	9,2	6,42	7,07	6,48
Co	3,12	1,56	14,53	9,5	20,67	2,89
Ni	14,37	4,77	36,11	27,89	26,7	21,1
Sr	119,29	49,59	358,18	212,27	597,33	254,41
Rb	35,1	15,24	37,32	6,89	55,33	17,08
Cs	1	0,82	2,08	1,24	2,54	1,25
Hf	12,45	3,91	3,48	0,69	3,96	0,79
Ta	2,15	0,59	0,4	0,15	0,44	0,21
Pb	10,13	7,08	12,13	5,96	21,44	17,25
Th	6,05	0,81	2,88	0,67	5,47	4,38
U	1,45	0,21	0,75	0,16	1,25	0,97
La (ppm)	48,36	6,88	14,47	4,28	35,13	24,34
Ce	113,5	21,92	30,7	8,19	71,63	48,48
Pr	14,8	3,05	3,42	1,04	7,74	5,03
Nd	63,56	15,76	12,83	3,92	30,7	22,36
Sm	15,34	4,71	2,24	0,75	4,97	3,8
Eu	2,44	0,85	0,7	0,25	1,23	0,88
Gd	16,25	5,42	1,87	0,69	3,83	2,88
Tb	2,77	0,97	0,24	0,11	0,41	0,28
Dy	17,71	6,29	1,39	0,65	1,97	1,41
Ho	3,7	1,34	0,28	0,14	0,36	0,24
Er	11,09	3,95	0,8	0,4	0,93	0,58
Tm	1,7	0,62	0,13	0,06	0,14	0,09
Yb	10,97	3,91	0,82	0,39	0,87	0,5
Lu	1,72	0,62	0,13	0,07	0,14	0,08
Zr/Y	<b>3,95</b>	<b>0,32</b>	<b>21,74</b>	<b>11,3</b>	<b>19,94</b>	<b>9,22</b>
Hf/Sm	0,81	0,83	1,55	0,92	0,8	0,21
Mg#	0,12	0,03	0,3	0,08	0,38	0,09

### 3.2.3.1 Éléments majeurs et traces

Les concentrations moyennes des trois groupes de volcanoclastites sont données au tableau 3-4. Les volcanoclastites peu altérées ont été choisies sur la base des indices d'altération CCPI, AI et AAAI (figures 3-42A et 3-42B). Elles ont des compositions géochimiques en éléments majeurs et traces soulignant la présence de dacites, de rhyodacites et d'andésites évoluées (figures 3-42C, 3-42D, 3-42E et 3-42F).

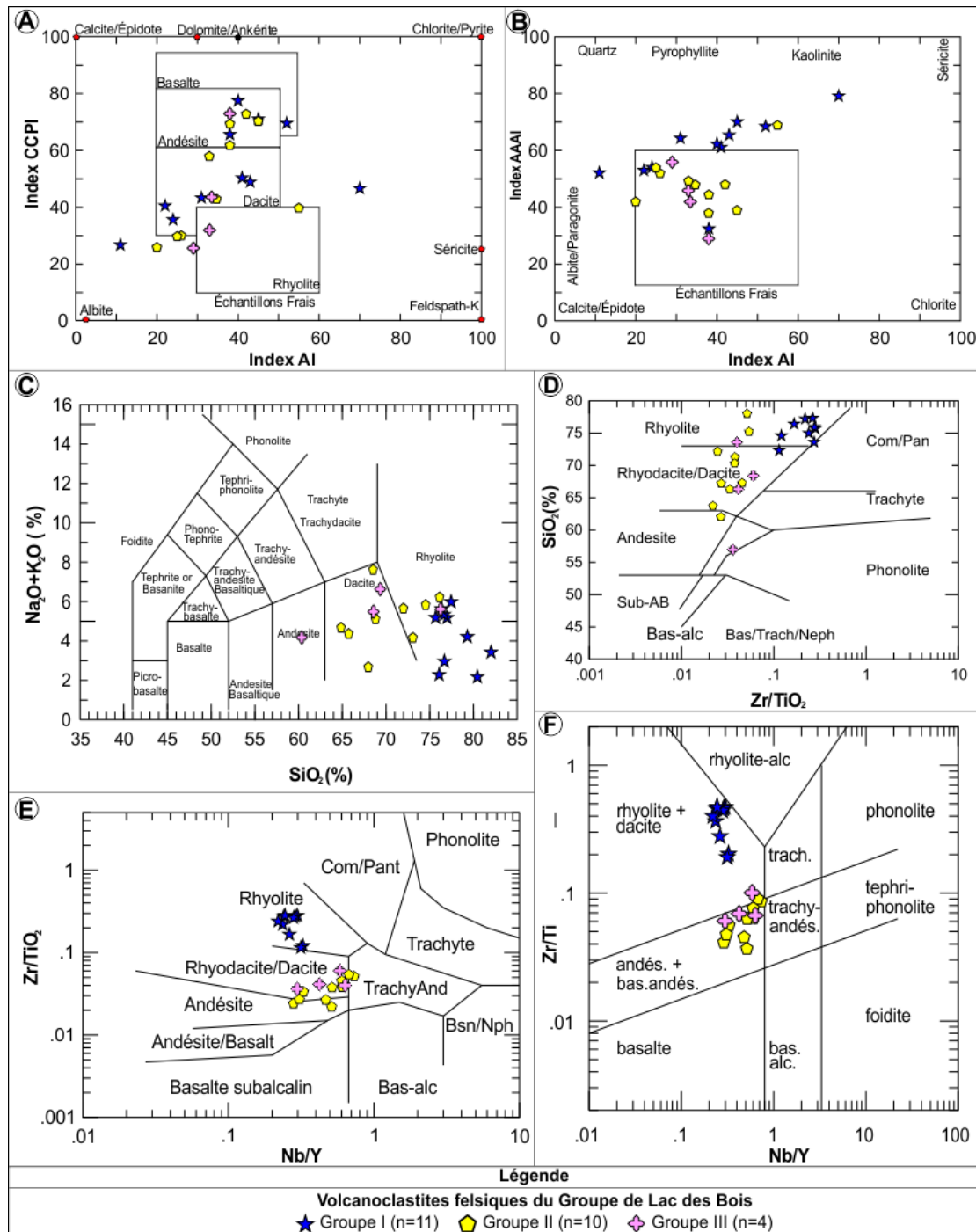


Figure 3-42: Diagrammes de classification des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. (A) et (B) Diagrammes des indices d'altération CCPI vs AI et AAAI vs AI. Sources des diagrammes: Large et al. (2001) et Williams et Davidson (2004). (C) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (D) et (E) Diagrammes de Winchester et Floyd (1977). (F) Diagramme de Pearce (1996).

Les ratios Zr/Y des roches du groupe I sont inférieurs à 4,5 et ceux des groupes II et III sont supérieurs à 7 ce qui, selon le diagramme Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994) permet d'affirmer l'affinité tholéiitique des roches du groupe I et calco-alcaline des roches des groupes II et III (figure 3-43A). Cette dichotomie géochimique est également corroborée par le diagramme Th/Yb et Zr/Y de Ross et Bédard (2009) (figure 3-43B). Dans le même ordre d'idée, sur les diagrammes ternaires d'Irvine et Baragar (1978) et de Jensen et Pyke (1982), les roches du groupe I tombent majoritairement dans le champ tholéiitique et celles des groupes II et III dans le champ calco-alcalin (figures 3-43C et 3-43D).

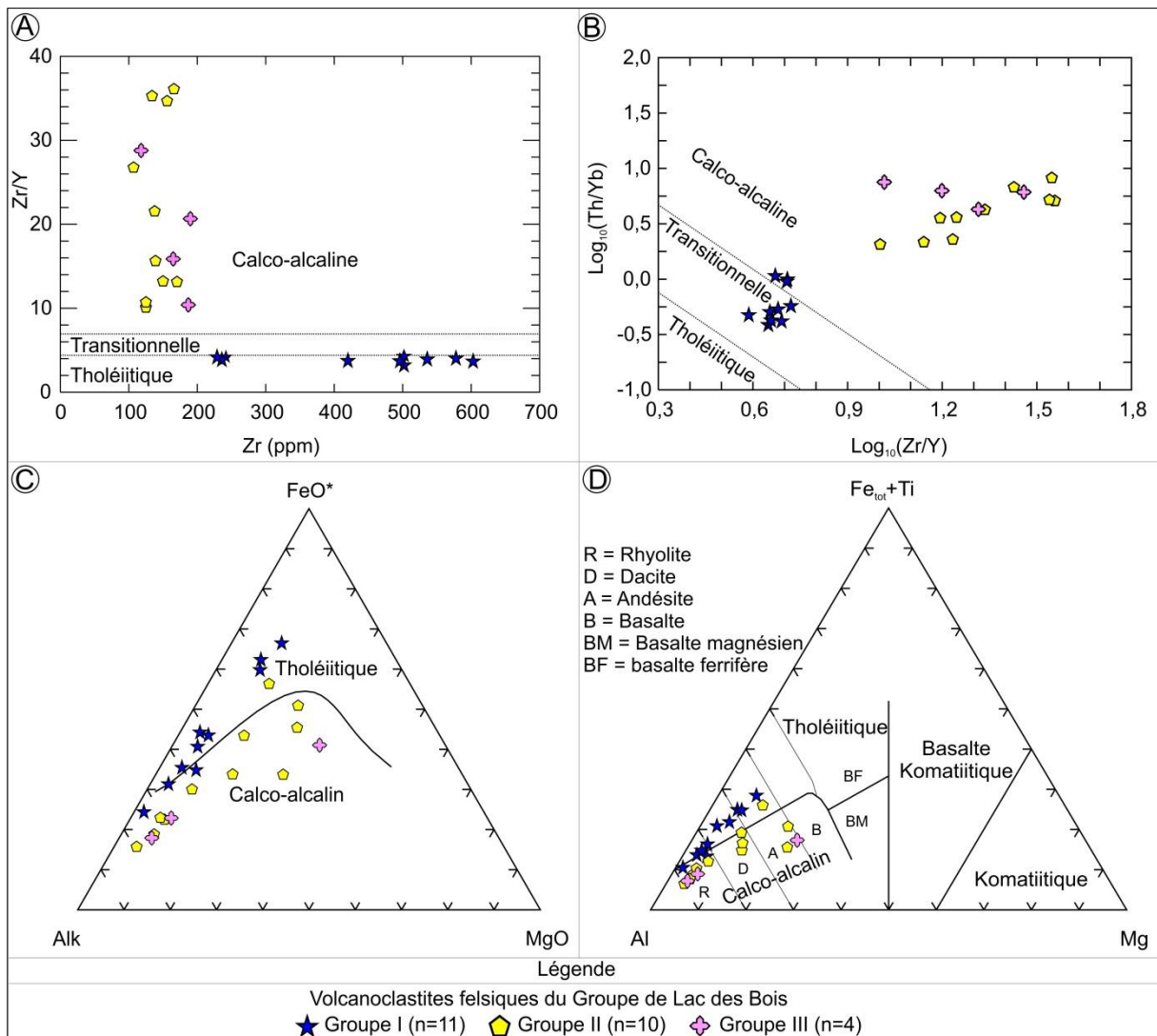
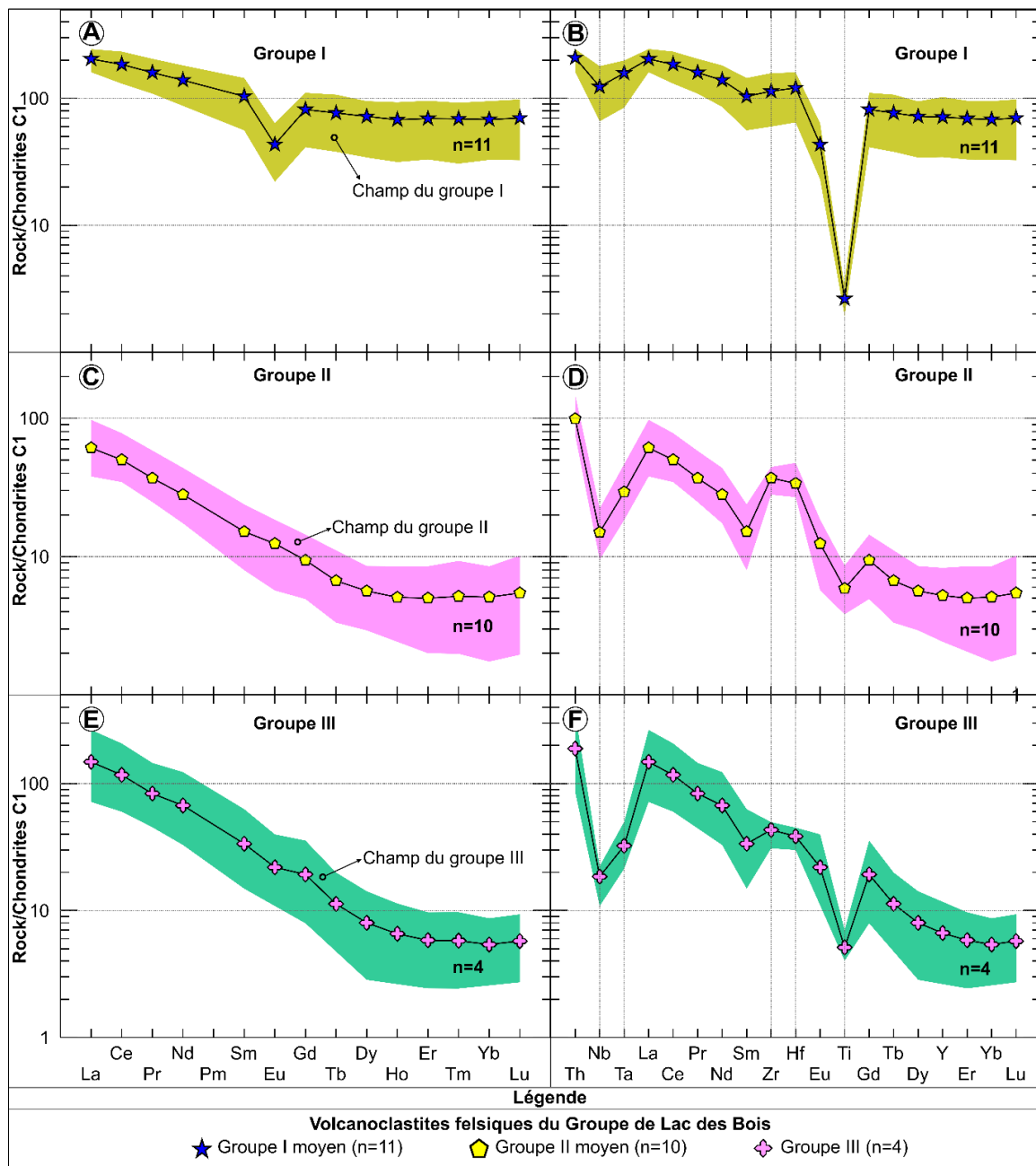


Figure 3-43: Affinité magmatique des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. (A) Diagramme de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme de Ross et Bédard (2009). (C) Diagramme d'Irvine et Baragar (1971). (D) Diagramme de Jensen et Pyke (1982).

### 3.2.3.2 Terres rares et autres éléments en traces

Les roches du groupe I montrent des spectres peu fractionnés en terres rares légères par rapport aux terres lourdes et des anomalies négatives en Eu et en Ti très prononcées (figure 3-44A). Cette signature est semblable à celle de certaines dacites et rhyolites de Matagami

(Groupe du Lac Watson; Debreil, 2014), du camp minier de Noranda (Unité 2.0 de Bousquet; Yergeau, 2015) et de Chibougamau (Rhyolite de Lemoine; Mercier-Langevin et al., 2014).



**Figure 3-44: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des volcanoclastites intermédiaires à felsiques du Groupe de Lac des Bois. (A) et (B) Roches du groupe I. (C) et (D) Roches du groupe II. (E) et (F) Roches du groupe III. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de McDonough et Sun (1995).**

Les spectres multi-éléments de ces rhyolites sont caractérisés par un fractionnement modéré des terres rares légères et lourdes, une faible anomalie en Nb-Ta et des pics négatifs très prononcés en Eu-Ti, ainsi qu'une faible anomalie positive en Zr-Hf (figure 3-44B). En Abitibi et dans de nombreuses ceintures de roches vertes archéennes, ces rhyolites et dacites dites FIII sont reconnues pour être favorables à la présence de gîtes de sulfures massifs volcanogènes, bien que d'autres types de roches felsiques demeurent aussi favorables (e.g.,

Yergeau, 2015). Les roches des groupes II et III montrent des spectres de terres rares très fractionnés en lanthanides légers et lourds. Toutefois, les spectres du groupe II présentent localement une concavité dans la distribution des terres lourdes suggérant la présence d'amphiboles lors de leur pétrogenèse (figure 3-44C) contrairement à ceux du groupe III qui suggèrent une source plus profonde et grenatifère (figure 3-44E). Les spectres des terres rares et multi-éléments des roches des groupes II et III montrent une signature combinant un enrichissement en terres rares légères et en thorium, des anomalies négatives prononcées en certains éléments du groupe des HFSE (Nb, Ta et Ti) et de fortes anomalies positives en Zr-Hf (figures 3-44D et 3-44F). Cette signature géochimique est semblable à celle de nombreuses roches volcaniques associées au magmatisme de subduction.

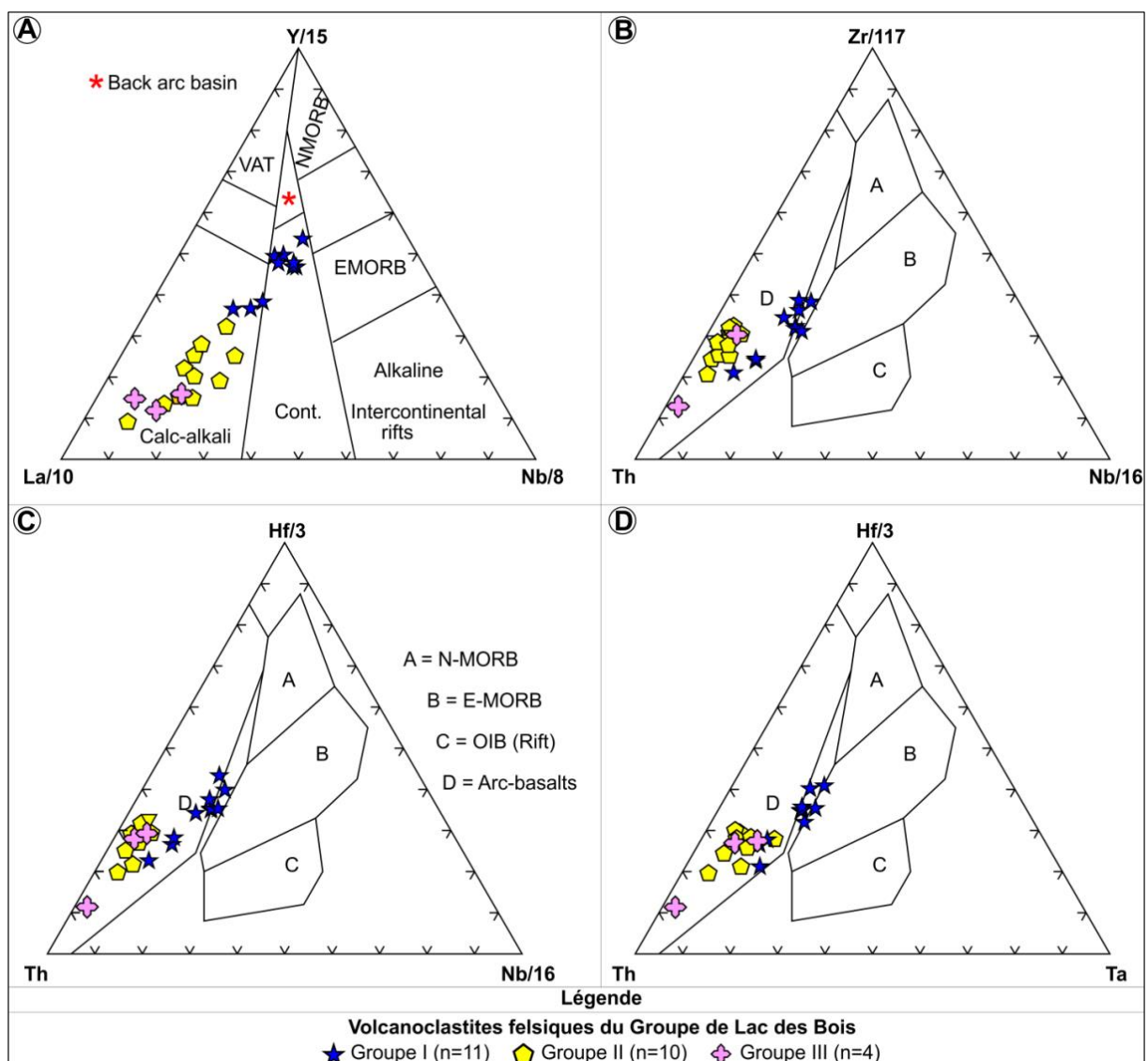


Figure 3-45: Diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques. (A) Diagramme de Cabanis et Lecolle (1989) présenté dans le cas présent à titre indicatif. (B), (C) et (D) Diagrammes de discrimination tectonique des roches mafiques intermédiaires à felsiques de Wood (1980).

Les compositions géochimiques des roches du groupe I ont des signatures en éléments majeurs et traces typiques des roches volcaniques montrant une faible composante de subduction. Par contre, les roches des groupes II et III semblent liées à un environnement d'arc volcanique selon les diagrammes de classification d'environnements géotectoniques de Cabanis et Lecolle (1989) (figure 3-45A) et de Wood (1980) (figures 3-45B, 3-45C et 3-45D). Les diagrammes Nb vs Y (figure 3-46A) et de Ta vs Yb (figure 3-46B) de classification des environnements géodynamiques de Pearce et al. (1984) suggèrent un environ intra-plaque de mise en place pour les roches du groupe I, alors que les roches des groupes I et III seraient associées à un environnement d'arc océanique. Sur les diagrammes de Gorton et Schandl (2000), Th/Ta vs Yb (figure 3-46C) et Th/Yb vs Ta/Yb (figure 3-46D), les roches du groupe I se projettent dans un environnement intra-plaque, alors que celles des groupes II et III sont associées à une marge continentale active.

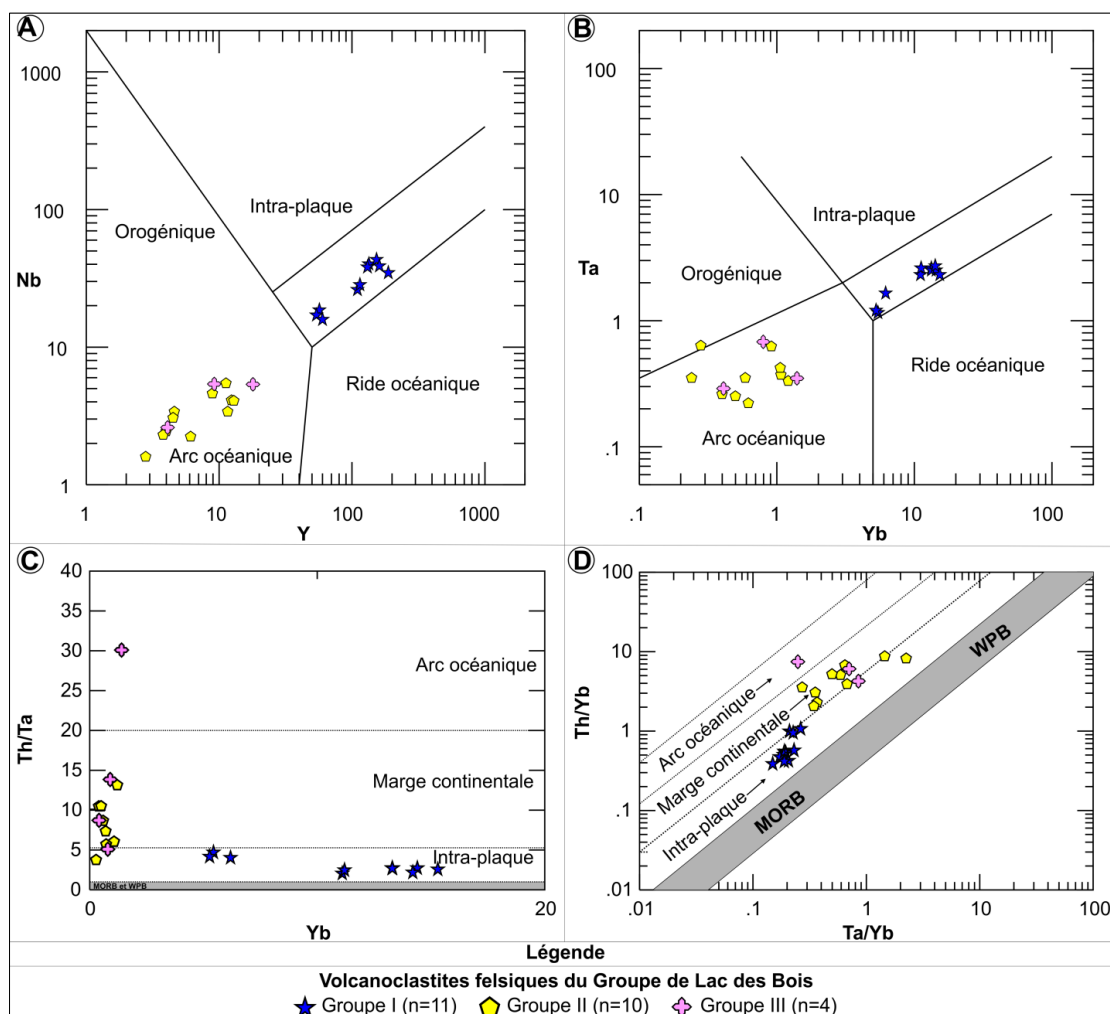


Figure 3-46: Diagrammes de discrimination d'environnements géodynamiques. (A) et (B) Diagrammes de discrimination tectonique Nd vs Y et Ta vs Yb des roches felsiques (granites) de Pearce et al. (1984). (C) et (D) Diagrammes de discrimination tectonique Th/Ta vs Yb et Th/Yb vs Ta/Yb des roches intermédiaires à felsiques, figures modifiées à partir des diagrammes de Gorton et Schandl (2000).

### 3.2.4 Pétrogenèse des roches du Groupe de Lac des Bois

Les roches d'affinité tholéiitique, transitionnelle et calco-alkaline du Groupe de Lac des Bois sont géochimiquement très contrastées pour ce qui est des éléments majeurs et des éléments en traces. La suppression de l'enrichissement en  $\text{FeO}^*$  et  $\text{TiO}_2$  du magmatisme calco-alkalin est fondamental et nécessite une explication pétrogénétique. Ce phénomène peut traduire une contamination crustale croissante des tholéiites (Bédard, 2006; Pearce, 2008; Bédard et al., 2013) ou impliquer la présence d'un magmatisme transitionnel à calco-alkalin caractérisé par une différenciation magmatique sous une  $\text{pH}_2\text{O}$  plus importante (Pearce et Norry, 1979). Dans le cas des roches du Groupe de Lac des Bois, les rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{La}/\text{Sm}$ ,  $\text{Zr}/\text{Hf}$ ,  $\text{Hf}/\text{Sm}$ ,  $\text{Ti}/\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}/\text{Sm}$  et  $\text{Zr}/\text{Y}$  portés en fonction du rapport  $\text{Nb}/\text{La}$  montrent un continuum compositionnel entre les deux suites magmatiques (figures 3-47A et 3-47B). Ce continuum suggère un contexte de contamination croissante de magmas tholéiitiques devenant progressivement transitionnels à calco-alkalins avec l'accroissement du taux de contamination.

#### 3.2.4.1 Pétrogenèse des unités mafiques

Le magmatisme tholéiitique du Groupe de Lac des Bois est caractérisé par des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et/ou un environnement de mise en place légèrement différent de celui des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau. Les tholéiites de Lac des Bois montrent des rapports  $\text{Ta}/\text{La}$ ,  $\text{La}/\text{Sm}$ ,  $\text{Zr}/\text{Y}$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}$ ,  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Ta}/\text{Yb}$ ,  $\text{Nb}/\text{Yb}$ ,  $\text{Tb}/\text{Yb}$  et  $\text{Gd}/\text{Lu}$  légèrement supérieurs aux *N-MORB* et aux basaltes du bassin de Lau. Toutefois, les rapports  $\text{Hf}/\text{Sm}$ ,  $\text{Ti}/\text{Zr}$ ,  $\text{Sm}/\text{Ti}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{Zr}/\text{Hf}$  et  $\text{Th}/\text{La}$  sont semblables à ceux des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau (figures 3-48 et 3-49). Compte tenu de la nature contemporaine du magmatisme calco-alkalin et tholéiitique du Groupe de Lac des Bois, les signatures géochimiques des tholéiites pourraient refléter une légère contribution de la source responsable du magmatisme calco-alkalin ou d'un panache mantellique d'où leur léger enrichissement en éléments traces par rapport aux *N-MORB* et aux basaltes du bassin de Lau.

Dans l'ensemble les roches volcaniques mafiques transitionnelles à calco-alkalines montrent des rapports  $\text{Hf}/\text{Sm}$ ,  $\text{La}/\text{Sm}$ ,  $\text{Zr}/\text{Y}$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}$ ,  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Ta}/\text{Yb}$ ,  $\text{Nb}/\text{Yb}$ ,  $\text{Tb}/\text{Yb}$ ,  $\text{Gd}/\text{Lu}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$  et  $\text{Zr}/\text{Hf}$  supérieurs aux valeurs observées dans les tholéiites mafiques de Lac des Bois et aussi dans le manteau primitif terrestre de Sun et McDonough (1989) (figures 3-48 et 3-49). D'un autre côté, les rapports  $\text{Ta}/\text{La}$ ,  $\text{Ti}/\text{Sm}$  et  $\text{Ti}/\text{Zr}$  sont inférieurs en raison d'un découplage probable de ces éléments par une phase titanifère (titanates, rutile) présente dans la source ou lors de la différenciation de ces magmas. Ces roches sont caractérisées par des signatures en



éléments traces qui dénotent une pétrogenèse et/ou un environnement de mise en place différent de celui des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau (figures 3-48 et 3-49).

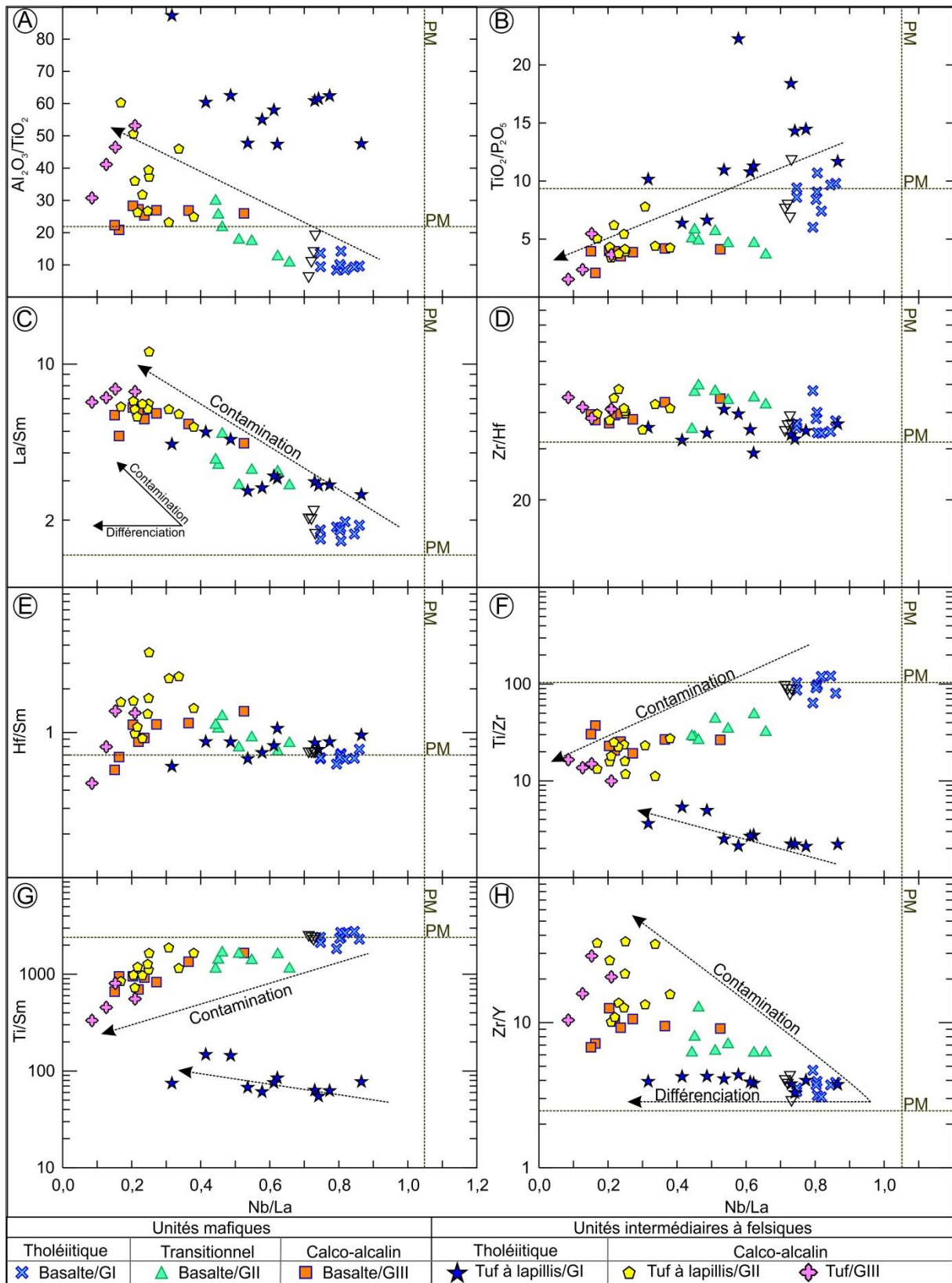


Figure 3-47: Diagrammes  $Al_2O_3/TiO_2$ ,  $TiO_2/P_2O_5$ ,  $La/Sm$ ,  $Zr/Hf$ ,  $Hf/Sm$ ,  $Ti/Zr$ ,  $Ti/Sm$  et  $Zr/Y$  vs  $Nb/La$  du volcanisme mafique tholéiitique et calco-alcalin du Groupe de Lac des bois. PM: Manteau primitif terrestre de Sun et McDonough (1989).

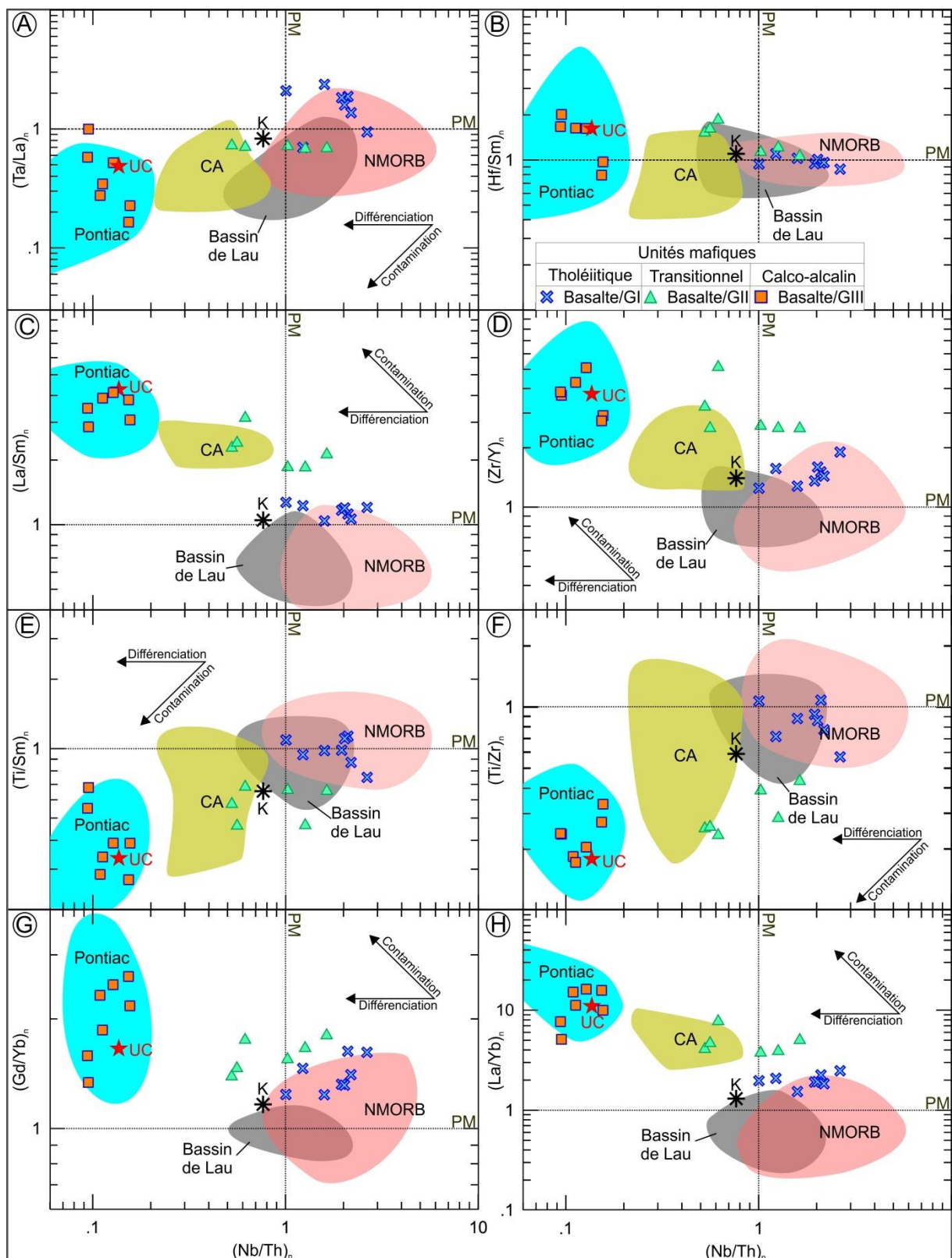


Figure 3-48: Diagrammes Ta/La, Hf/Sm, La/Sm, Zr/Y, Ti/Sm, Ti/Zr, Gd/Yb, La/Yb vs Nb/Th des volcaniques mafiques tholéitiques et calco-alcalines. PM: Manteau primitif terrestre. K: tholéites du Groupe de Kinojévis (Abitibi) (Kerrich et al., 2008). CA: magmatisme mafique calco-alcalin du Groupe de Blake-River (Abitibi) (LaFlèche et al., 1992), UC = croûte continentale supérieure, Pontiac: composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (cette étude, Camiré et al., 1993 et Doyon, 2004). Données du bassin de Lau proviennent de Pearce et al. (1994) et celles des *N-MORB* ( $La/Sm_{nc} < 0,98$ ) d'Arevalo et McDonough (2010).

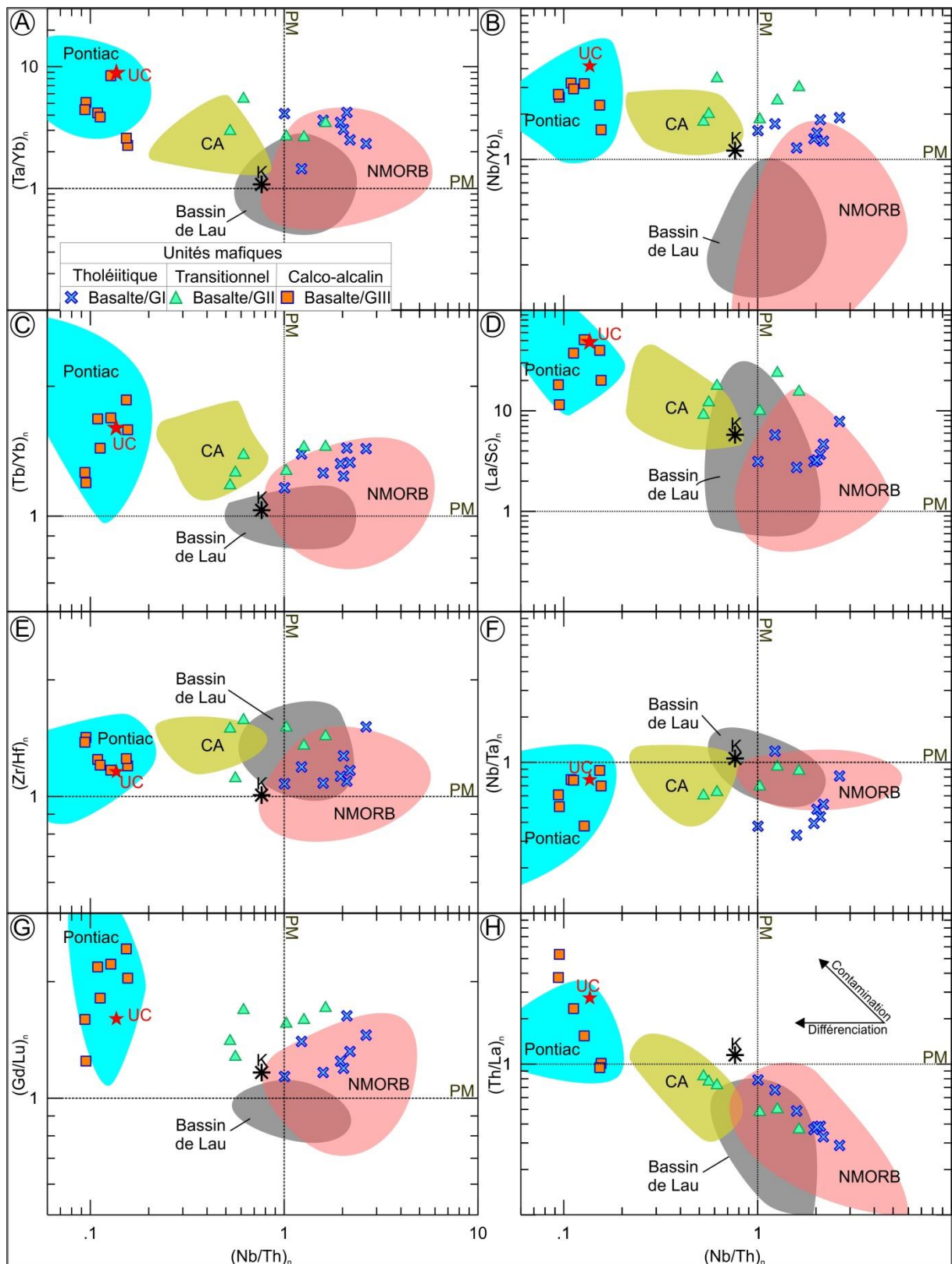


Figure 3-49: Diagrammes Ta/Yb, Nb/Yb, Tb/Yb, La/Sc, Zr/Hf, Nb/Ta, Gd/Lu et Th/La vs Nb/Th des volcanites mafiques tholéitiques et calco-alcalines du Groupe de Lac des Bois. PM: Manteau primitif terrestre. K: tholéïtes du Groupe de Kinojévis (Abitibi) (Kerrick et al., 2008). CA: magmatisme mafique calco-alcalin du Groupe de Blake-River (Abitibi) (LaFlèche et al., 1992), UC = croûte continentale supérieure, Pontiac: composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (cette étude, Camiré et al., 1993 et Doyon, 2004). Données du bassin de Lau proviennent de Pearce et al. (1994) et celles des *N-MORB* ( $La/Sm_{nc} < 0,98$ ) d'Arealo et McDonough (2010).

Le magmatisme mafique transitionnel à calco-alcalin du Groupe de Lac des Bois est caractérisé par un fort enrichissement en terres rares légères et présente de très fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (figures 3-36D à 3-36F). Les abondances en terres rares lourdes et en Y sont systématiquement inférieures à 20 ppm, ceci suggère une affinité adakitique (Defant et Drummond, 1990). De plus, ces roches ont des abondances en CaO+Na<sub>2</sub>O généralement inférieures à 10 % et des concentrations en MgO entre 4 et 9 % ce qui en fait des roches adakitiques de type LSA (*Low Silica Adakite*), selon la classification suggérée par Martin et al. (2005). Certains échantillons pauvres en Y montrent des spectres de terres rares lourdes très fractionnées suggérant une pétrogenèse de haute pression avec le grenat dans la phase résiduelle (figures 3-36D à 3-36F). La concavité des spectres de terres rares lourdes de ces roches suggère de plus le fractionnement d'amphiboles.

Les sources et possiblement les réservoirs des magmas tholéitiques, transitionnels et calco-alcalins, à l'origine des roches du Groupe de Lac des Bois, pourraient être identiques. Leur variabilité géochimique serait imputable à la contamination crustale. La présence de tendances de fractionnement des rapports des éléments traces (Zr/Y, Zr/Hf, Ti/Sm, Ti/Zr) des roches mafiques tholéitiques, transitionnelles et calco-alcalines en direction du pôle Pontiac (figures 3-48 et 3-49), indique que ces roches pourraient être contaminées par une source crustale archéenne. Toutefois, dans un contexte phanérozoïque, on pourrait expliquer la pétrogenèse de ces roches par la présence d'un bassin arrière-arc (groupe I) adjacent à un arc volcanique (groupes II et III) au-dessus d'une zone de subduction.

Dans le but de comparer la composition des roches volcaniques mafiques tholéitiques, transitionnelles et calco-alcalines du Groupe de Lac de Bois, les compositions de ces échantillons ont été projetées sur les diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th et Nb/Y vs Zr/Y (figures 3-50A et 3-50B). En plus des champs compositionnels des basaltes de type *MORB* et ceux des arcs volcaniques, ces diagrammes représentent aussi le champ des laves mafiques de plateaux océaniques (Condie, 2005). Les roches du Groupe de Lac des Bois ont un rapport Zr/Nb inférieur aux *MORB* modernes et aux basaltes du bassin de Lau (océan Pacifique), lesquels sont caractéristiques des environnements géodynamiques en contexte d'extension (ex. bassin arrière-arc). Les rapports Zr/Nb et Nb/Th des roches volcaniques tholéitiques et transitionnelles du Groupe de Lac des Bois ressemblent plus à ceux des basaltes de plateaux océaniques. Comparativement à cet environnement, les roches du Groupe de Lac des Bois montrent une contribution variable d'une composante d'arc. Cette composante d'arc, particulièrement évidente sur le diagramme Nb/Y vs Zr/Y (figure 3-50B), correspond à la signature des roches transitionnelles et calco-alcalines (groupes II et III) de cette région.

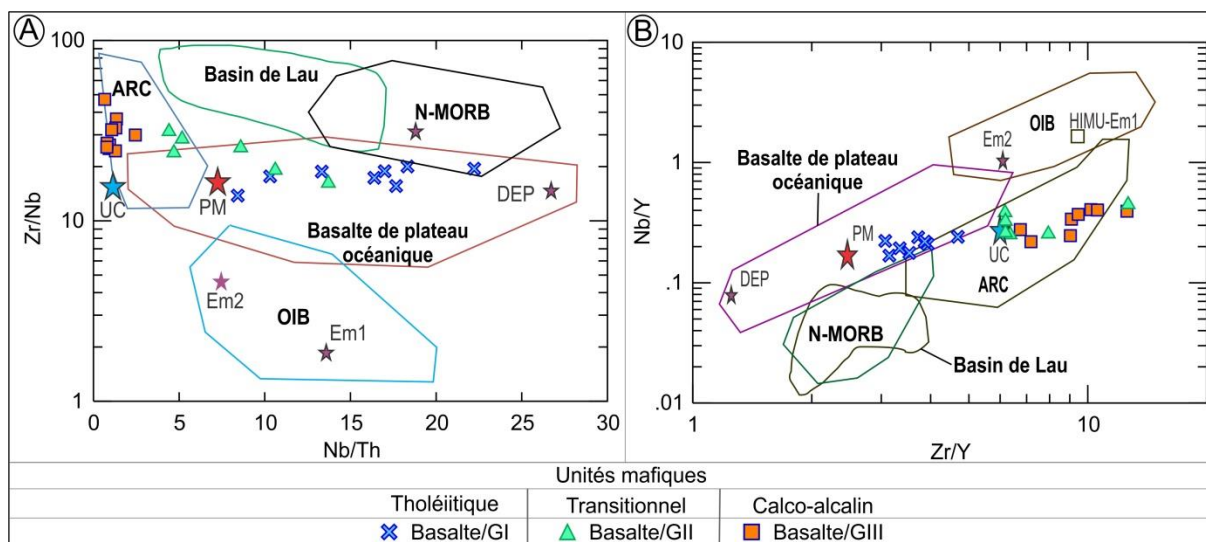


Figure 3-50: Diagrammes Zr/Nb vs Nb/Th (A) et Nb/Y vs Zr/Y (B) de discrimination d'environnements géodynamiques pour des roches volcaniques mafiques du Groupe de Lac des Bois. Figure modifiée de Kerrich et al. (2008). Champs tirés de Condie (2005). UC = croûte continentale supérieure, Em1 = manteau enrichi 1, Em2 = manteau enrichi 2, DEP = manteau appauvri.

### 3.2.4.2 Pétrogenèse des volcanoclastites du Groupe de Lac des Bois

Les volcanoclastites tholéiitiques correspondent aux rhyolites de types FII, FIIIa et FIIIb selon la classification de Hart et al. (2004) et de Leshner et al. (1986) (figures 3-51A et 3-51B). Ces rhyolites sont formées par le biais d'un processus de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle d'une source mafique, et ce, dans un environnement de basse pression et de haute température. Selon Hart et al. (2004), la formation des rhyolites de types FII, FIIIa et FIIIb s'effectue dans un contexte d'extension (ex. bassins arrière-arcs, rifts océaniques et arcs intracontinentaux et intraocéaniques). De plus, l'association spatiale entre les basaltes tholéiitiques et les rhyolites de type FIII a été observée dans plusieurs ceintures volcaniques (les roches du Groupe de Kinojévis, de Manitouwadge et de Winston Lake) dont l'environnement géodynamique pourrait correspondre à un bassin arrière-arc (Kerrich et al., 2008).

Les tufs à lapillis et les tufs du Groupe de Lac des Bois correspondent majoritairement aux rhyolites de type FI de Hart et al. (2004) (figure 3-51A) et de type FI et FII de Leshner et al. (1986) (Figure 3-51B). Ces rhyolites sont issues d'un faible taux de fusion partielle d'une source mafique (Leshner et al., 1986; Hart et al., 2004) dans un environnement de haute pression à une température modérée (650 à 900°C) où le grenat et/ou l'amphibole demeurent les phases résiduelles. Ce contexte explique le fort fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. D'après Hart et al. (2004), la formation des rhyolites de type FI a lieu généralement dans un environnement d'arc à de grandes profondeurs.

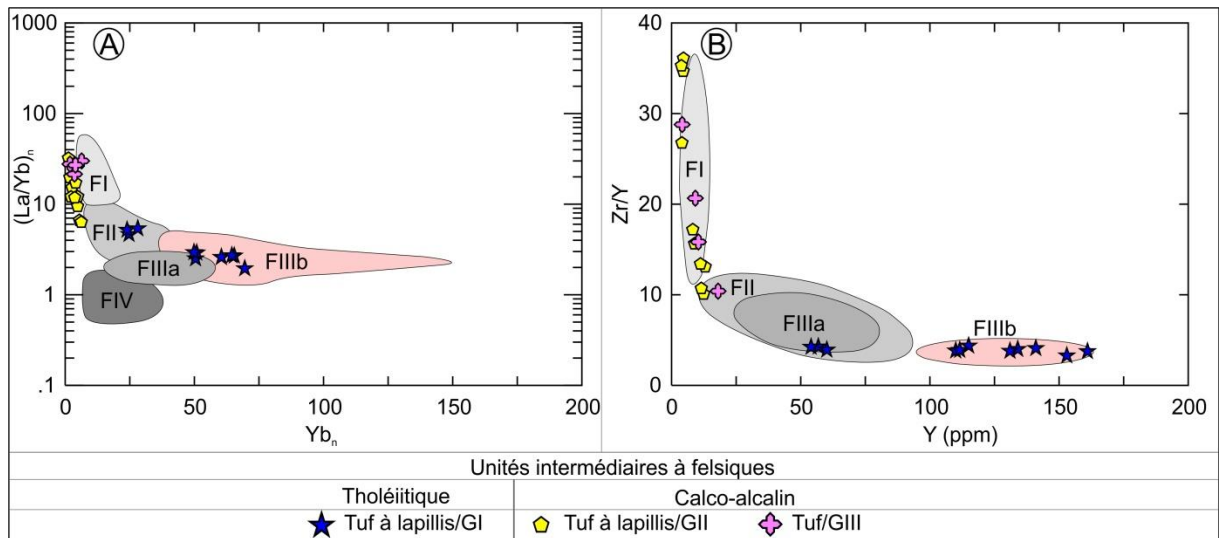


Figure 3-51: Pérogenèse des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. (A) Diagramme de Hart et al. (2004). (B) Diagramme de classification de Lesher et al. (1986).

## **4 CARACTÉRISATION LITHOGÉOCHIMIQUE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES**

Les roches sédimentaires de Belleterre sont essentiellement constituées de roches silicoclastiques dominées par des grauwackes, des argilites, avec une faible proportion d'exhalites et de formations de fer. Tout comme celles du nord-ouest de Pontiac (Camiré et al., 1993), les roches sédimentaires de Belleterre sont variablement métamorphisées aux faciès des schistes verts et des amphibolites. Elles ont enregistré les trois principales phases de déformation régionale.

Les roches sédimentaires de Belleterre n'ont jamais été étudiées. Par conséquent, l'objectif de cette section consiste en la caractérisation de leur signature géochimique, ainsi qu'en la détermination de leur éventuel potentiel économique. La réalisation d'une telle étude est notamment motivée par le fait que certains gisements aurifères sont localisés dans des environnements sédimentaires semblables à ceux de la région de Belleterre. Pour atteindre les objectifs cités ci-dessus, ce chapitre présente une description texturale et pétrographique, ainsi que des diagrammes de discrimination lithogéochimique basés sur des éléments majeurs et traces et des spectres des terres rares et multi-éléments normalisés.

À noter que les diagrammes de Winchester et Floyd (1977), de Le Bas et al. (1986), de Barrett et McLean (1994) et de Ross et Bédard (2009), couramment utilisés en lithogéochimie, sont présentés dans ce chapitre (sections 4.1, 4.2 et 4.3) à titre indicatif, car ils sont calibrés pour les roches volcaniques.

### **4.1 Grauwackes**

Les grauwackes constituent les roches sédimentaires les plus abondantes dans la Sous-province du Pontiac. Plus de 80 % des grauwackes du Pontiac sont adjacents aux ceintures volcaniques de l'Abitibi et de Belleterre-Angliers. Ainsi, ils longent toute la partie sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. On peut également les observer tout le long de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers, particulièrement au nord des roches du Groupe de Baby, mais aussi au sud et à l'est des roches des groupes de Lac de Bois et de Belleterre (figure 1-2 et 2-4). Les grauwackes étudiés dans ce chapitre ont été subdivisés en deux groupes distincts en fonction de leur localisation. Les échantillons du premier groupe I ont été prélevés dans le secteur du village de Winneway, situé au nord-est du village de Belleterre. Ceux du groupe II ont été collectés au sud des roches du Groupe de Belleterre, particulièrement au sud de Lac Souflot (figures 1-2 et 2-4).

Tableau 4-1: Compositions moyennes des grauwackes. s.d: écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>†</sup>.

	Grauwackes de Belleterre			
	Sud de Belleterre		Winneway	
	Moyenne (n=10)	s.d	Moyenne (n=7)	s.d
SiO <sub>2</sub> (%)	61,67	5,34	63,09	3,71
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,15	0,56	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	1,23	15,77	0,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>†</sup>	6,75	2,07	5,46	1,25
MnO	0,10	0,04	0,08	0,03
MgO	3,82	1,77	3,44	1,45
CaO	5,12	2,48	5,16	2,05
Na <sub>2</sub> O	3,92	0,69	4,00	0,59
K <sub>2</sub> O	1,64	0,72	2,59	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,07	0,19	0,09
LOI	1,45	0,54	0,78	0,32
Total	101,33	1,23	101,18	1,10
Zr (ppm)	122,20	28,29	129,00	9,76
Y	13,53	4,96	12,29	3,23
Nb	3,76	0,95	2,89	0,62
Ba	513,90	233,04	821,43	657,92
V	133,74	67,07	111,43	26,18
Sc	16,60	8,56	13,14	3,69
Co	21,60	9,79	19,29	6,71
Ni	54,00	25,12	67,17	16,62
Sr	633,94	206,95	727,86	219,05
Rb	49,64	25,30	56,71	31,55
Cs	3,36	2,35	3,63	2,45
Hf	3,46	0,70	3,02	0,18
Ta	0,53	0,36	0,24	0,07
Pb	17,24	15,01	24,51	10,45
Th	4,14	1,58	3,40	1,20
U	1,03	0,50	0,90	0,24
Cu	63,49	33,49	42,43	19,87
La (ppm)	23,65	7,93	24,01	11,89
Ce	49,18	16,91	51,69	26,56
Pr	6,08	2,14	6,65	3,52
Nd	24,49	8,81	27,40	14,93
Sm	4,49	1,59	5,11	2,70
Eu	1,35	0,38	1,35	0,61
Gd	3,67	1,24	3,76	1,80
Tb	0,44	0,15	0,42	0,17
Dy	2,35	0,84	2,31	0,70
Ho	0,47	0,16	0,40	0,11
Er	1,29	0,48	1,14	0,27
Tm	0,20	0,07	0,16	0,04
Yb	1,23	0,45	1,03	0,26
Lu	0,20	0,07	0,16	0,04
<b>Zr/Y</b>	<b>9,03</b>	<b>7,25</b>	<b>10,50</b>	<b>3,70</b>
Hf/Sm	0,77	0,97	0,59	0,37
Mg#	0,36	0,07	0,39	0,06



### 4.1.1 Pétrographie

Les grauwackes de la région sont métamorphisées aux faciès des amphibolites avec une proportion importante d'hornblende magnésienne, de feldspaths, de quartz et plus ou moins de muscovite (figure 4-1). En détail, ces roches sont caractérisées par une texture lépidoblastique illustrant une alternance de lits mélanocrates constitués d'hornblende orientée selon le plan de la schistosité régionale  $S_1$  et de lits leucocrates constitués de feldspaths et de quartz (figure 4-1).

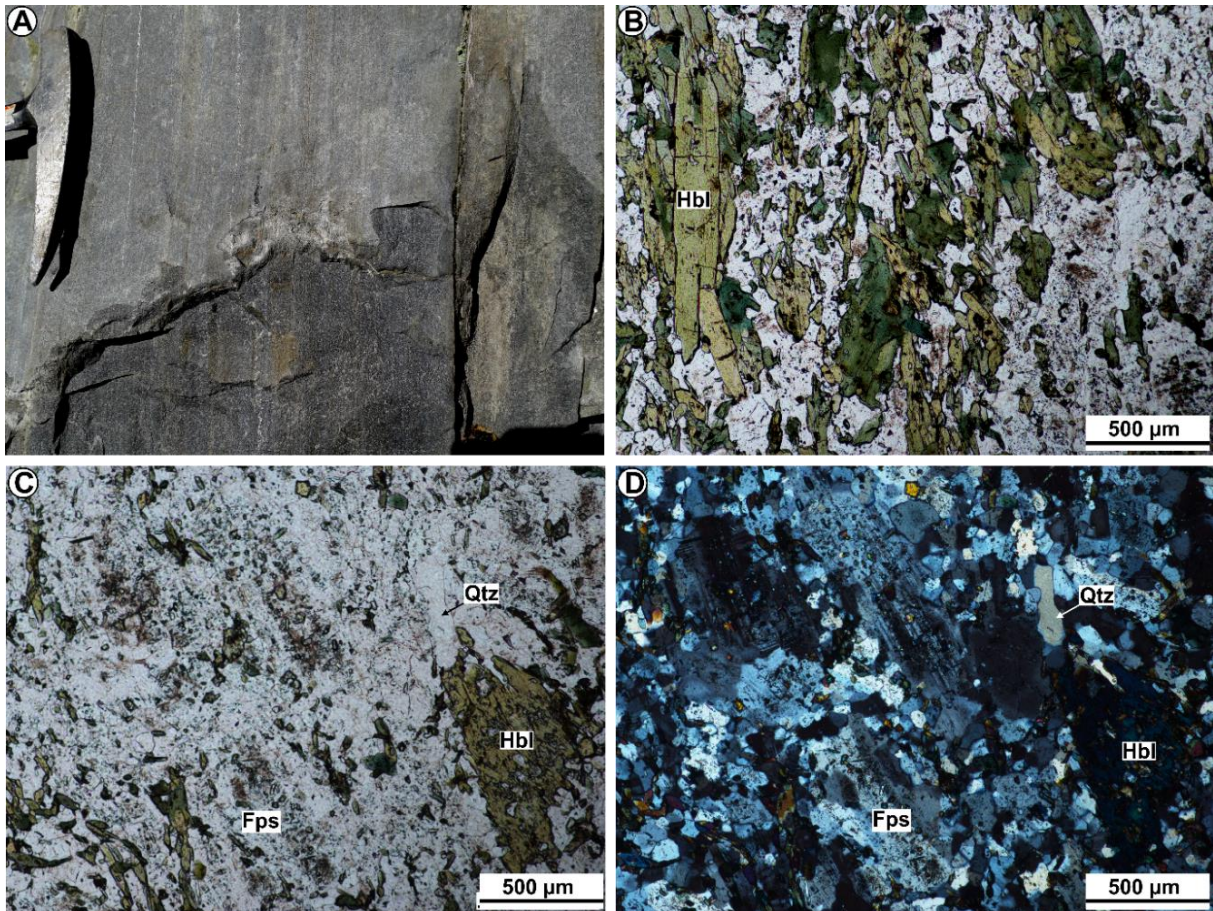
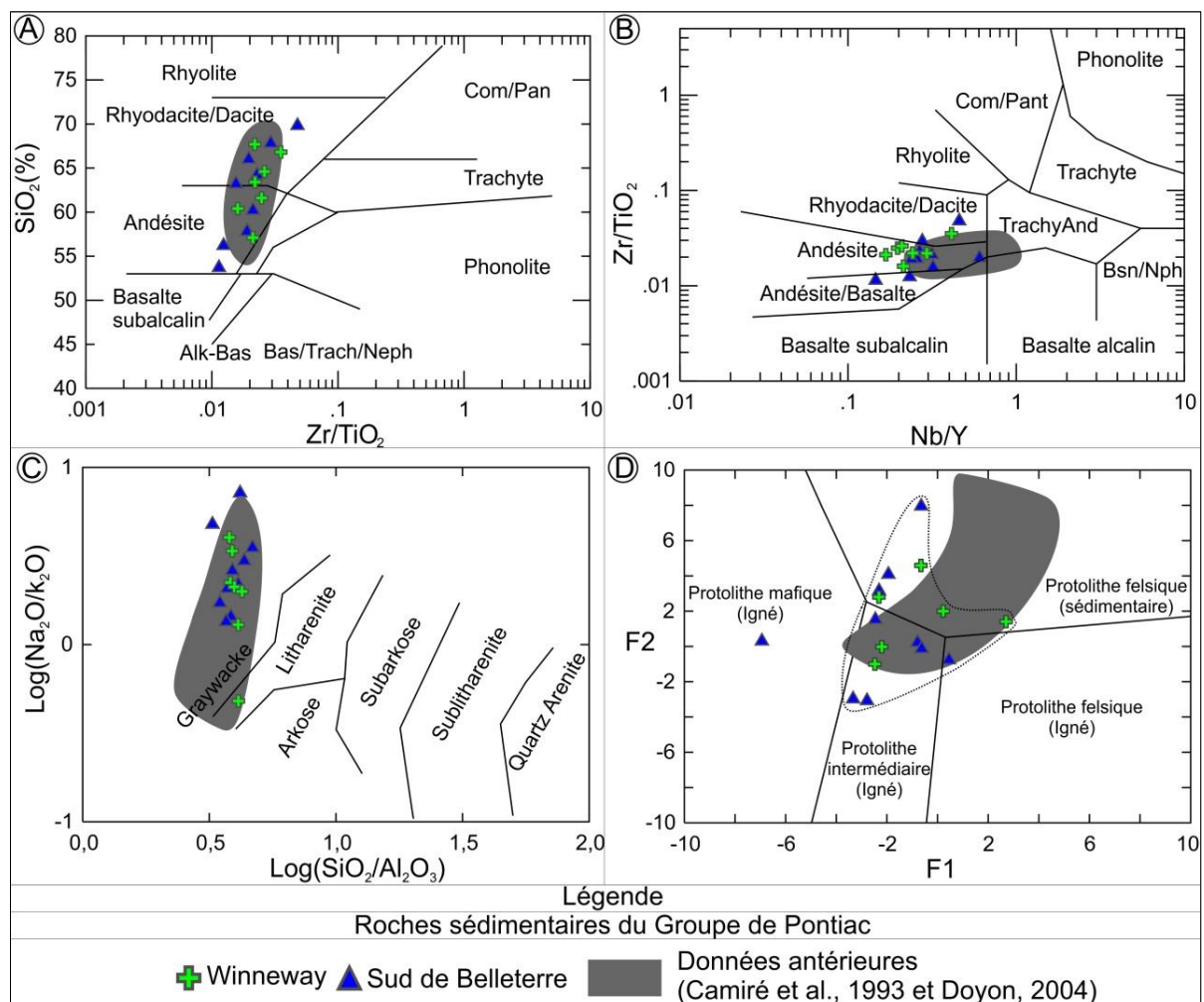


Figure 4-1: Les grauwackes de Winneway. (A) Aspect macroscopique des grauwackes. (B), (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des porphyroblastes d'hornblende magnésienne, de feldspaths et de quartz dans les grauwackes. Les porphyroblastes d'hornblende sont orientés selon le plan de la schistosité régionale  $S_1$ . (B) et (C) Photos en lumière naturelle. (D) Photo en lumière polarisée.

### 4.1.2 Éléments majeurs et traces

Les compositions chimiques en éléments majeurs des deux groupes de grauwackes sont très similaires (tableau 4-1). De plus, leurs compositions géochimiques sont très semblables à celles des grauwackes du nord-ouest du Groupe de Pontiac (Camiré et al., 1993). Selon les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977) basés sur les éléments  $SiO_2$  vs  $Zr/TiO_2$  (figure 4-2A) et  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  (figure 4-2B), les grauwackes ont une composition andésitique à rhyodacitique. De plus, le diagramme de classification des roches

sédimentaires proposé par Pettijohn et al. (1972) corrobore notre classification pétrographique de terrain. En effet, sur ce diagramme, tous les échantillons collectés tombent effectivement dans le champ des grauweekes (figure 4-2C). En outre, d'après le diagramme de discrimination des sources des roches sédimentaires, proposé par Roser et Korsch (1988), les grauweekes proviennent d'une source ignée ayant une chimie intermédiaire à felsique (figure 4-2D). Toutefois, le diagramme de Roser et Korsch (1988) est basé sur les éléments majeurs, et la mobilité de ces derniers le rend moins sûr quant à la caractérisation des sources des sédiments. Enfin, selon les diagrammes de classification Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994) (figure 4-3A) et de Ross et Bédard (2009) basés sur les éléments immobiles Th/Yb vs Zr/Y (figure 4-3B), les grauweekes sont d'affinité calco-alcaline, ils proviendraient essentiellement de l'érosion de roches ignées (intermédiaires à felsiques) ou sédimentaires ayant une signature transitionnelle à calco-alcaline (figure 4-2D).



**Figure 4-2: Caractérisation géochimique des grauweekes.** (A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (B) Diagramme de Winchester et Floyd (1977). (C) Diagramme  $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  vs  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  de subdivision des roches sédimentaires de Pettijohn et al. (1972). (D) Diagramme de discrimination de Roser et Korsch (1988).  $F1 = 30,638\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,541\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7,329\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12,031\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35,402\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6,382$ .  $F2 = 56,500\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,879\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30,875\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5,404\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11,112\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,89$ .

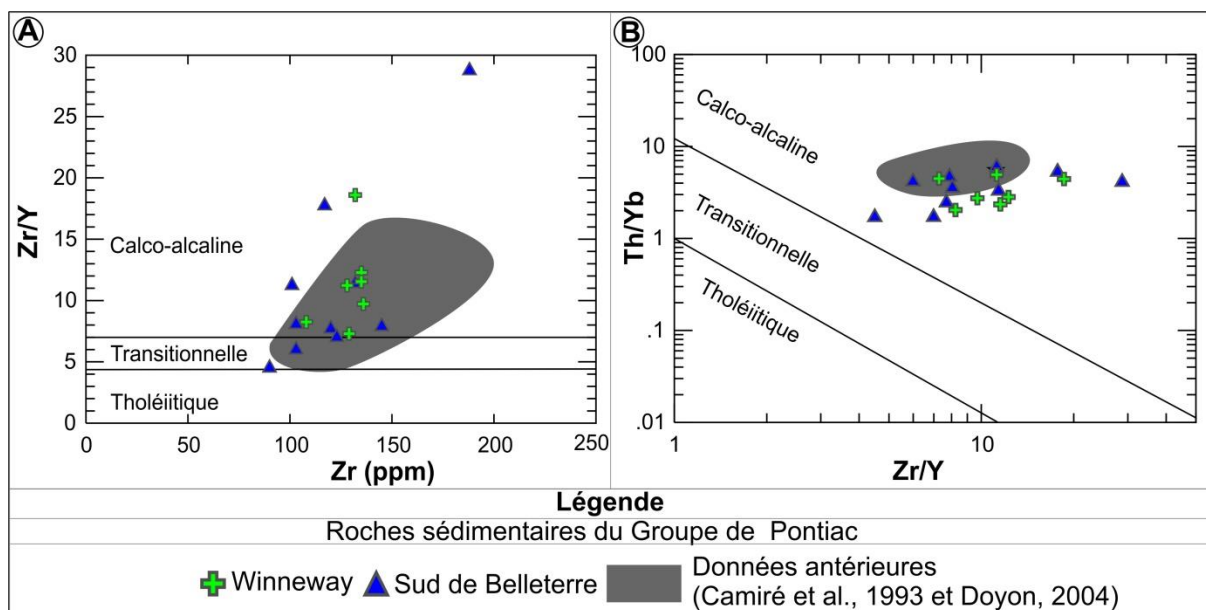


Figure 4-3: Caractérisation géochimique des grauwackes (suite). (A) Diagramme Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009).

#### 4.1.3 Terres rares et autres éléments incompatibles

Les grauwackes sont caractérisés par de fortes abondances en terres rares légères. Leurs spectres de terres rares normalisés à la chondrite C1 de Sun et McDonough (1995) illustrent de très fort fractionnement entre les lanthanides légers et lourds (figures 4-4A et 4-4B) avec des pics négatifs en certains HFSE (Nb, Ta et Ti) (Figures 4-4C et 4-4D). Les deux groupes de grauwackes ont des spectres de terres rares et multi-éléments très semblables (figures 4-4E et 4-4F). De plus, leur composition en terres rares et autres éléments incompatibles est également similaire (figures 4-4E et 4-4F) à celle des grauwackes localisés au nord de la Sous-province du Pontiac (Camiré et al., 1993; Doyon, 2004).

Cette signature géochimique homogène suggérait possiblement une source similaire pour ces roches, et ce, en dépit de leurs localisations distinctes. Toutefois, seule la composition des zircons détritiques pourrait confirmer ou infirmer cette possibilité de source commune des grauwackes du Groupe de Pontiac. Finalement, lorsque normalisés au NASC (*North American Shale Composite*), les grauwackes présentent un appauvrissement en terres rares avec un léger fractionnement entre les terres rares légères et lourdes, ainsi qu'une anomalie positive en europium (figures 4-5A et 4-5B).

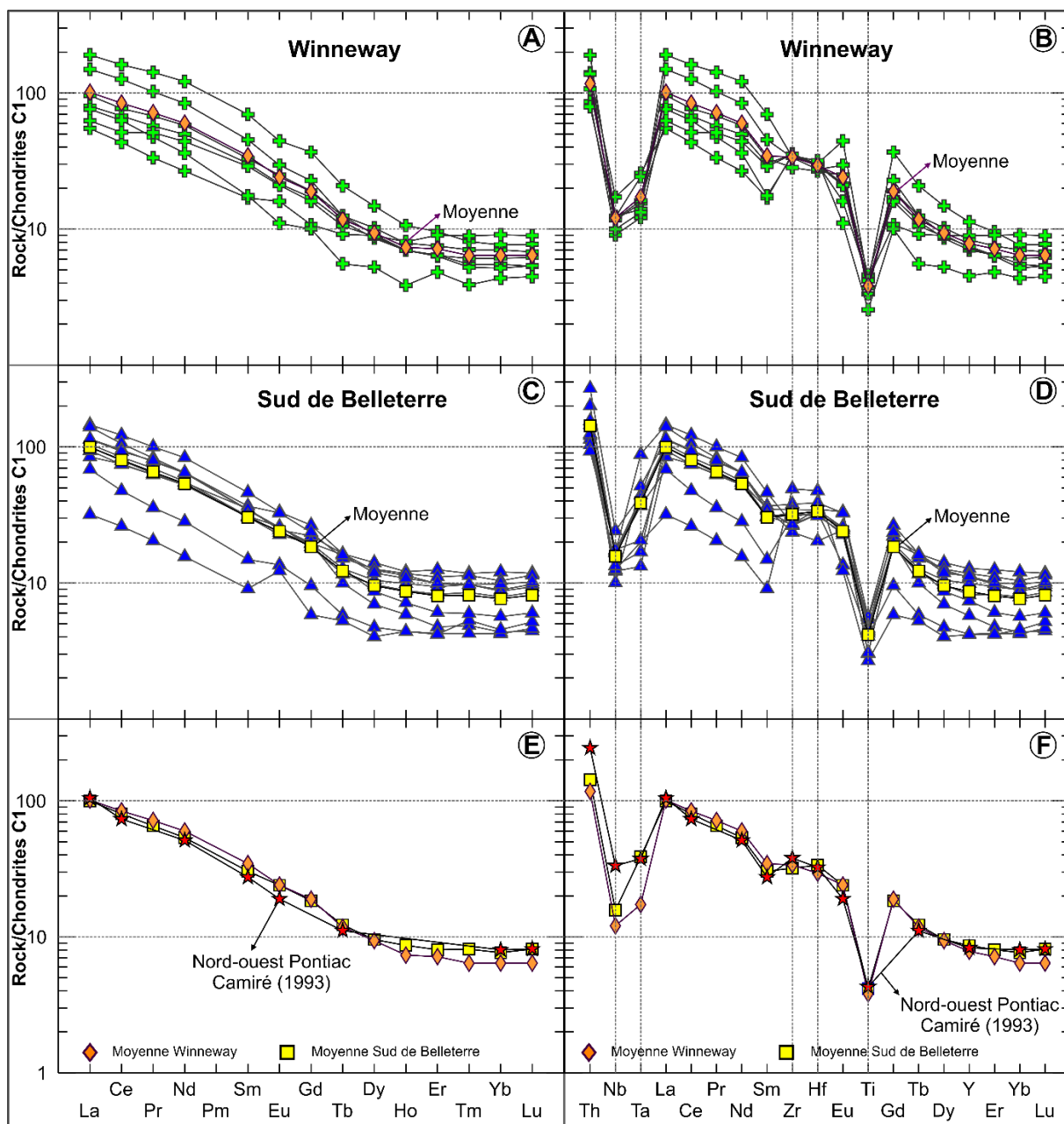
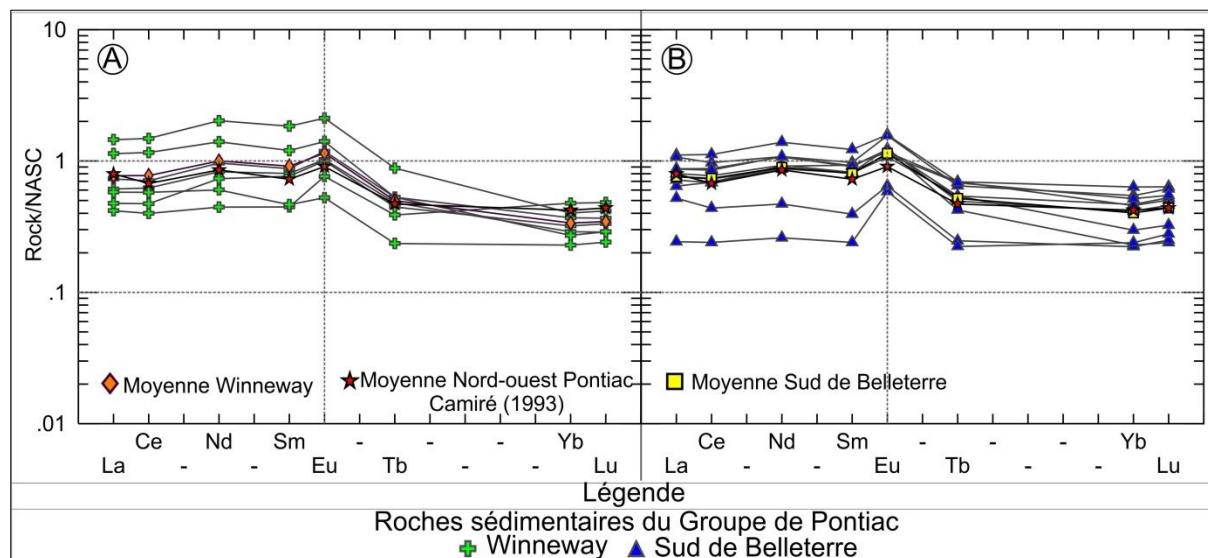


Figure 4-4: Spectres des terres rares et multi-éléments des grawackes. (A) et (B) Spectres des terres rares et multi-éléments des grawackes de Winneway. (C) et (D) Spectres des terres rares et multi-éléments des grawackes du sud de Belleterre. (E) et (F) Comparaison des spectres des terres rares et multi-éléments des grawackes de la région de Belleterre avec ceux du nord-ouest de Pontiac. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de Sun et McDonough (1995).

#### 4.1.4 Origine des grawackes

Il n'y a pas de consensus autour de l'origine des grawackes du Pontiac. Déjà, la relation stratigraphique entre la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers et les grawackes n'est pas bien définie. Selon Imreh (1978), les grawackes constitueraient la base stratigraphique des roches volcaniques de Belleterre-Angliers. Toutefois, la plupart des études sur le Groupe de Pontiac s'accordent à dire que les roches volcaniques sont plus vieilles. En terme de chronologie absolue, les âges des roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers sont

compris entre 2690 et 2682 Ma (Mortensen et Card, 1993). La sédimentation des grauwackes a eu lieu aux environs de 2685-2683 Ma (Davis, 2002; Mortensen et Card, 1993). Ces âges ne permettent donc pas de trancher de façon nette puisqu'ils se superposent. De plus, on est dans les limites des barres d'erreurs.



**Figure 4-5: Spectres des terres rares des grauwackes normalisés aux valeurs du NASC (North American Shale Composite). (A) Spectres des terres rares des grauwackes de Winneway. (B) Spectres des terres rares des grauwackes du sud de Belleterre.**

Selon Dimroth et al. (1982), les grauwackes proviendraient de l'érosion de la ceinture volcanique de l'Abitibi. D'autres chercheurs soutiennent qu'ils proviendraient de l'érosion des TTG de la Sous-province du Pontiac (Feng et al., 1992; Sawyer et Barnes, 1994). Enfin, selon Camiré et al. (1993), la source des grauwackes du Groupe de Pontiac est constituée d'environ 65 % de roches felsiques (ex. TTG). L'auteur affirme que la source des grauwackes du Groupe de Pontiac ne peut être la Sous-province de l'Abitibi. La source se situerait au sud et/ou à l'est du bassin de Pontiac, mais serait plutôt représentée par des roches tonalitiques et des orthogneiss (para-autochtones), aujourd'hui présents dans le domaine para-autochtone de la Province de Grenville.

De toutes ces études citées ci-dessus, la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers a été exclue des sources potentielles des grauwackes du Groupe de Pontiac, puisque les données géochronologiques disponibles sur cette ceinture (2690-2682 Ma) ne permettaient point d'expliquer la présence de zircons détritiques de 2750 Ma (Davis, 2004) retrouvés dans les grauwackes. Toutefois, les résultats géochronologiques de cette thèse (voir le chapitre 6) prouvent que la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers pourrait très bien être la source des grauwackes qui lui sont adjacents. L'activité volcanique a débuté dans la Sous-province du Pontiac avant 2724 Ma. Par conséquent, les roches volcaniques felsiques de la ceinture de Belleterre-Angliers (~2724-2715 Ma; voir chapitre 6) pourraient constituer une part

substantielle des roches ignées à l'origine des grauwackes. Toutefois, on n'observe plus que les vestiges de ces roches, dont l'échantillon de volcanoclastite qui a retourné un âge de 2724 Ma, d'où leur faible proportion dans le bassin. De plus, géochimiquement, les roches volcaniques d'affinité calco-alkaline, particulièrement les volcanoclastites felsiques et les basaltes calco-alkalins, pourraient être la source des grauwackes du Groupe de Pontiac (figure 4-6). Le volet sur l'origine des grauwackes est largement discuté dans le chapitre 10.

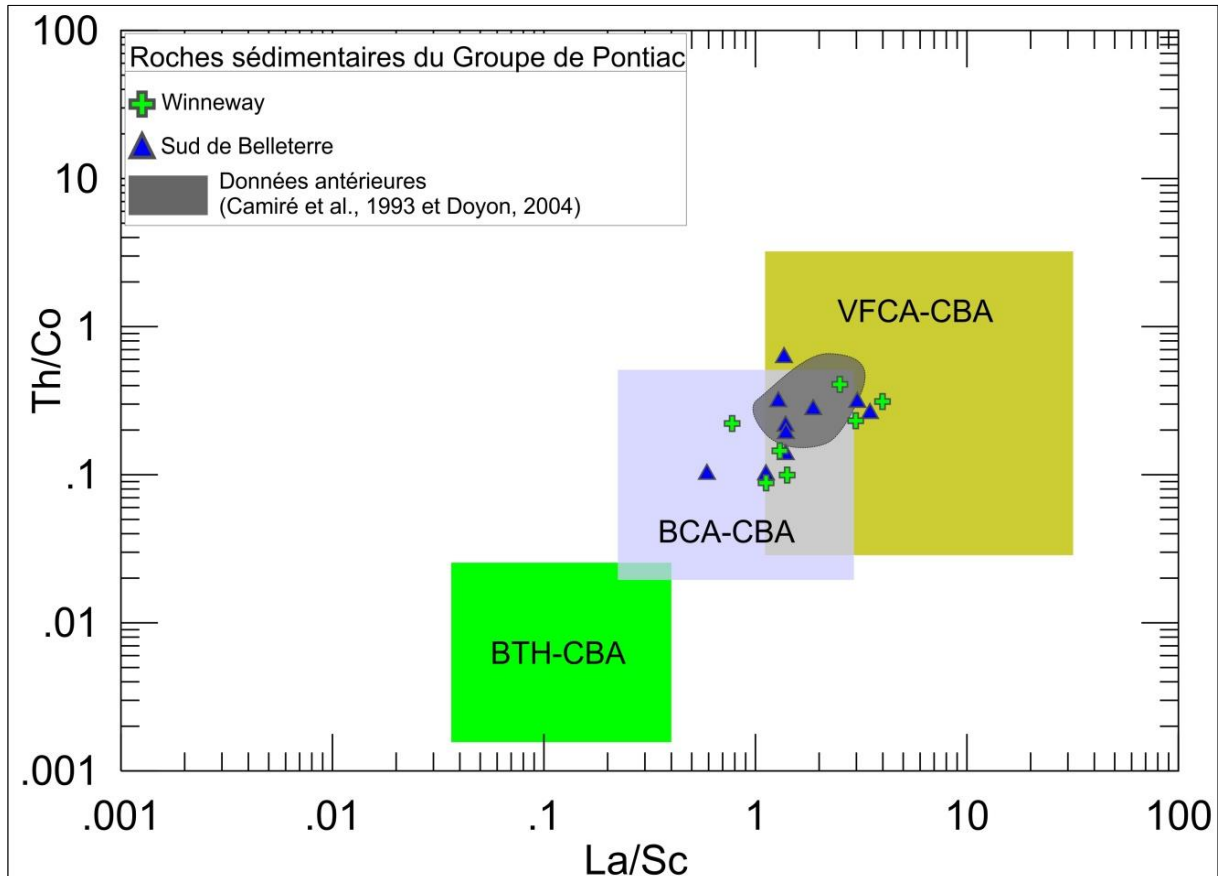


Figure 4-6: Diagramme Th/Co vs La/Sc des grauwackes du Groupe de Pontiac. Diagramme inspiré de Cullers et al. (2002) pour des fins de caractérisation des sources potentielles des grauwackes. Ce diagramme prouve que la source des grauwackes pourrait être la CBA, particulièrement les VFCA. CBA = Ceinture Belleterre-Angliers. BTH = basalte tholéiitique. BCA = basalte calco-alkalin. VFCA = volcanoclastite felsique calco-alkaline.

## 4.2 Argilites

Les roches sédimentaires argileuses forment des unités de 1 à 10 mètres d'épaisseur intercalées avec les basaltes et les volcanoclastites felsiques de la région. Les meilleurs affleurements de cette unité sont observés sur l'indice Gainsmor (figure 2-4), localisé à l'est du village de Belleterre, particulièrement près de l'extrémité ouest du lac Souflot (figure 4-7).

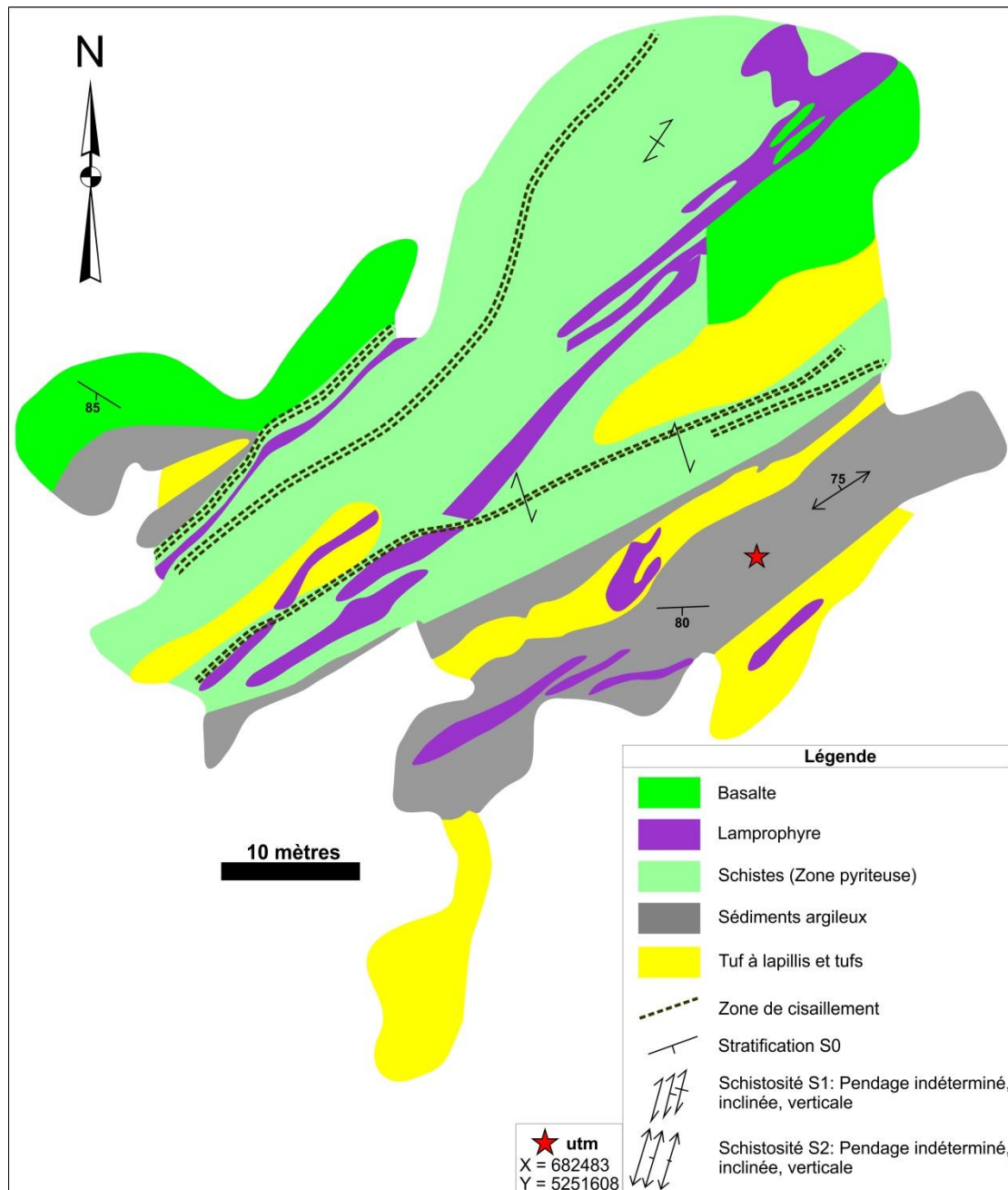


Figure 4-7: Carte géologique d'une zone de dissémination pyriteuse dans les volcanoclastites felsiques de l'indice Gainsmor. Décapage 90D d'Audrey. Modifiée de Tourigny et al. (1993).

#### 4.2.1 Pétrographie

En cassure fraîche, la roche présente un aspect graphiteux et une teinte grise foncée. La surface de stratification de ces unités est définie par l'alternance de lits graphiteux et de lits gréseux (figures 4-8A, 4-8B et 4-8C). Des plis parasitiques en Z, d'amplitude variable, sont développés aux contacts des lits gréseux et graphiteux (figure 4-8B). En lame mince, les lits gréseux sont surtout constitués de quartz-plagioclase±muscovite (figure 4-8C), alors que les lits graphiteux sont essentiellement constitués de muscovite±chlorite±biotite (figure 4-8C).

Sur la base de leurs profils des terres rares et de leurs concentrations en éléments majeurs et traces, les échantillons d'argilites collectés ont été subdivisés en deux groupes distincts. Le groupe I correspond à des argilites ayant de faibles abondances en terres rares et une anomalie positive en europium. Le groupe II correspond aux argilites communes retrouvées dans le secteur du lac Soufrot.

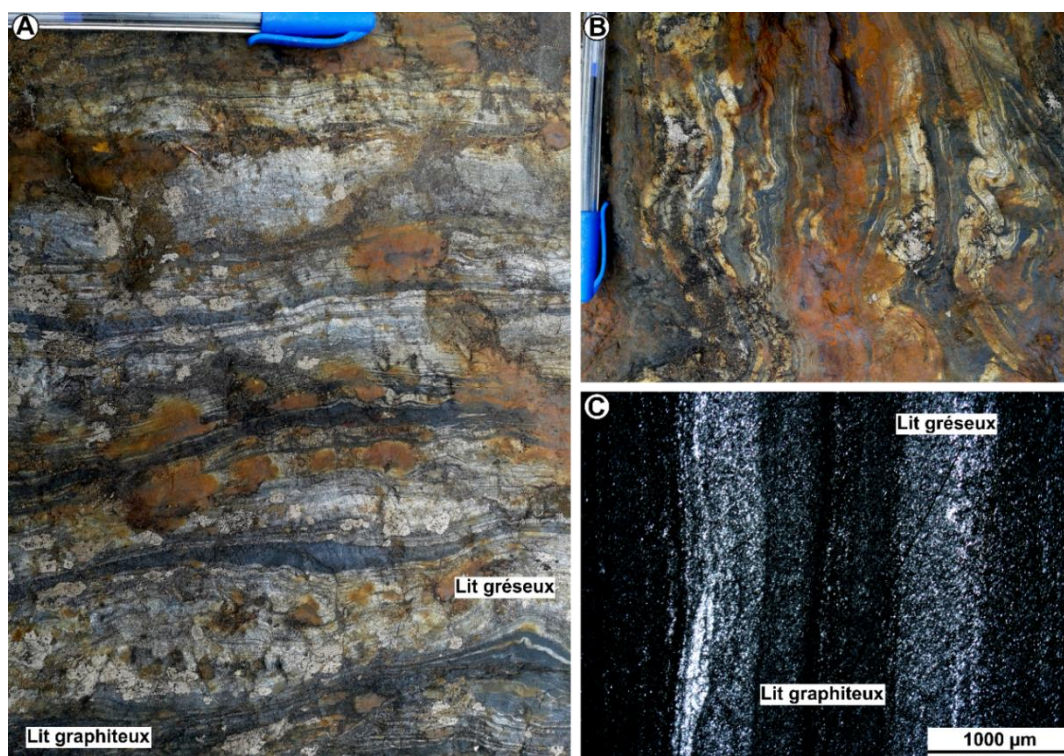


Figure 4-8: Argilites de la région de Belleterre. (A) et (B) Aspect macroscopique des argilites illustrant un litage caractéristique. Il s'agit d'une alternance de lits gréseux et de lits graphiteux. (C) Microphotographie montrant la prédominance du quartz-plagioclase±muscovite±chlorite dans les lits gréseux. Lumière polarisée.

#### 4.2.2 Éléments majeurs et traces

Les concentrations en éléments majeurs, en terres rares et autres éléments en traces sont données au tableau 4-2. Les argilites de Belleterre ont une composition andésitique à dacitique, d'après les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977) basés sur les éléments  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr/TiO}_2$  (figure 4-9A) et  $\text{Zr/TiO}_2$  vs  $\text{Nb/Y}$  (figure 4-9B). De plus, le diagramme de classification des roches sédimentaires de Herron (1988) corrobore notre classification pétrographique de terrain. Sur ce diagramme, les échantillons d'argilite tombent majoritairement dans le champ des shales (figure 4-9C). En outre, selon le diagramme de discrimination des sources des roches sédimentaires, proposé par Roser et Korsch (1988), les argilites proviennent d'une source ignée ayant une chimie intermédiaire à felsique (figure 4-9D). De plus, selon les diagrammes de classification  $\text{Zr/Y}$  vs  $\text{Zr}$  de Barrett et McLean (1994) (figure 4-10C) et de Ross et Bédard (2009) basés sur les éléments immobiles  $\text{Th/Yb}$  vs  $\text{Zr/Y}$  (figure 4-10D), les argilites sont essentiellement d'affinité calco-



alcaline, ce qui suppose qu'elles proviendraient majoritairement de l'érosion de roches d'affinité transitionnelle à calco-alcaline.

#### **4.2.3 Terres rares et autres éléments incompatibles**

Les spectres des terres rares des argilites sont très variables en raison de leur nature relativement complexe. Les roches du groupe I sont caractérisées par de faibles abondances en terres rares et leurs profils des terres rares, normalisés à la chondrite C1 de Sun et McDonough (1995), présentent une anomalie positive en europium (figures 4-11A et 4-11B). Dans les bassins volcaniques sous-marins, cette signature hydrothermale est normalement associée à la présence de cheminées exhalatives de haute température (ex. black smokers) responsables de la formation des gisements de type SMV (Barrett et al., 1988; Lottemoser, 1989; Peter et Goodfellow, 1996; Planavsky et al., 2010). Par exemple, cette signature est observée à proximité du gisement de Kidd Creek à Timmins (Ontario) et aussi dans plusieurs sites de SMV de l'Abitibi et du camp minier de Bathurst (Peter et Goodfellow, 1996).

Les roches du groupe II correspondent aux argilites ayant de fortes abondances en terres rares et des spectres de terres rares normalisés à la chondrite C1 de Sun et McDonough (1995) dépourvus de toute anomalie positive en Europium (figures 4-11C et 4-11D). La présence de pics positifs en Zr et Hf, dans les deux groupes d'argilites, atteste la présence de zircons (figure 4-11).

#### **4.2.4 Origine des argilites**

Les figures 4-11B et 4-11D permettent de vérifier le caractère sédimentaire des échantillons prélevés. Premièrement, les roches sédimentaires silicoclastiques turbiditiques doivent montrer des évidences de fractionnement hydraulique des minéraux lors de la sédimentation. Parmi les minéraux provenant de l'érosion des roches volcaniques felsiques, les zircons sont des minéraux lourds résistants qui seront préférentiellement accumulés dans la fraction grossière des sédiments. Cette accumulation préférentielle de zircon et de minéraux de terres rares va enrichir les sédiments en Zr, Hf et en terres rares lourdes. La figure 4-12 montre en effet un enrichissement en terres rares lourdes lorsque les argilites sont normalisées à la composition moyenne des volcanoclastites felsiques. En plus du processus de transport et de fractionnement hydraulique des minéraux, la région source devrait théoriquement être affectée par le *weathering* ou l'intempérisme climatique de surface qui tend à lessiver les cations divalents comme le Ca et le Mg et à maintenir en place des cations monovalents comme le K, qui entre dans la structure minéralogique des argiles.

Tableau 4-2: Compositions moyennes des argilites. s.d: écart type. Mg#:  $MgO/MgO+Fe_2O_3^{total}$ .

	Argilites de Belleterre			
	Argilites/Groupe I		Argilites/Groupe II	
	Moyenne (n = 4)	s.d	Moyenne (n = 5)	s.d
SiO <sub>2</sub> (%)	64,15	1,78	63,89	2,10
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,12	0,66	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,11	1,11	19,26	0,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	4,24	0,49	4,48	0,46
MnO	0,08	0,00	0,07	0,02
MgO	1,85	0,31	2,05	0,21
CaO	1,59	0,72	1,03	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,62	0,88	1,80	0,55
K <sub>2</sub> O	2,66	0,93	3,68	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,01	0,08	0,00
LOI	2,77	0,43	3,16	0,46
Total	99,93	1,31	100,36	1,07
Zr (ppm)	136,75	13,12	141,40	6,80
Y	9,55	1,76	11,42	1,99
Nb	5,53	0,59	5,54	0,65
Ba	337,50	49,00	552,80	149,78
V	118,94	27,02	129,40	23,15
Sc	16,02	3,86	17,69	3,36
Cr	80,24	22,76	90,82	16,36
Co	14,13	11,98	24,32	7,29
Ni	49,47	60,96	62,85	36,01
Sr	192,00	71,57	153,20	39,48
Rb	64,83	19,49	94,80	9,26
Cs	2,20	0,88	3,05	1,09
Hf	3,60	0,17	3,66	0,09
Ta	0,47	0,03	0,50	0,08
Pb	17,48	4,48	15,46	2,96
Th	3,53	0,46	3,74	0,47
U	1,12	0,16	1,09	0,08
Cu	51,86	27,30	75,01	16,04
La (ppm)	9,38	3,67	16,54	4,38
Ce	20,65	7,89	34,66	8,79
Pr	2,23	0,85	3,80	1,06
Nd	8,96	3,18	14,98	4,48
Sm	1,69	0,50	2,70	0,74
Eu	0,80	0,25	0,75	0,15
Gd	1,54	0,38	2,49	0,66
Tb	0,22	0,05	0,31	0,08
Dy	1,51	0,27	1,94	0,41
Ho	0,33	0,05	0,39	0,09
Er	0,96	0,15	1,15	0,20
Tm	0,16	0,03	0,18	0,03
Yb	1,04	0,19	1,17	0,18
Lu	0,17	0,03	0,18	0,04
Zr/Y	14,32	3,18	12,38	2,56
Hf/Sm	2,13	0,79	1,35	0,34
Mg#	0,30	0,02	0,31	0,02

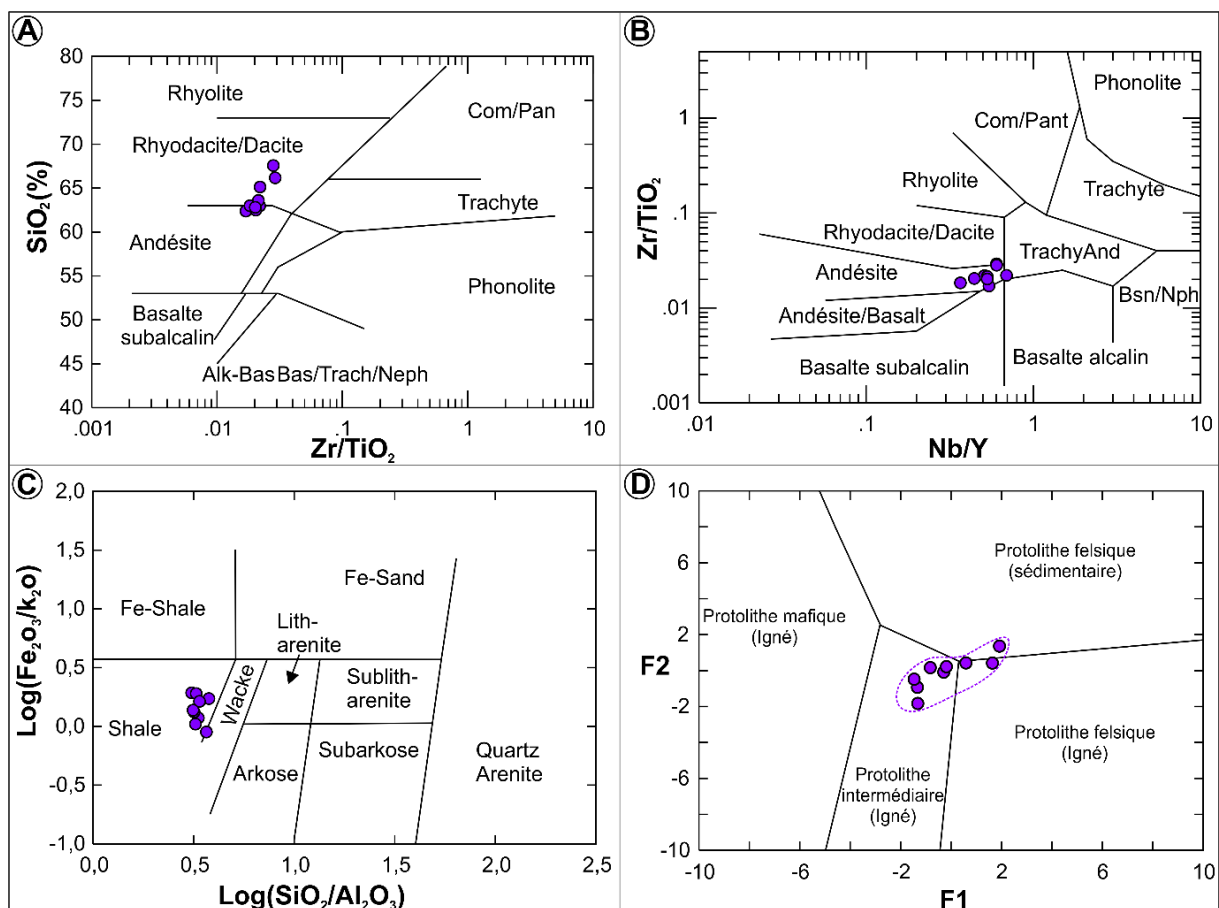


Figure 4-9: Caractérisation géochimique des argilites. (A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (B) Diagramme de Winchester et Floyd (1977). (C) Diagramme Log (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O) vs Log (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) de subdivision des roches sédimentaires de Herron (1988). (D) Diagramme de discrimination de Roser et Korsch (1988).  $F1 = 30,638TiO_2/Al_2O_3 - 12,541Fe_2O_3^{1/2}/Al_2O_3 + 7,329MgO/Al_2O_3 + 12,031Na_2O/Al_2O_3 + 35,402K_2O/Al_2O_3 - 6,382$ .  $F2 = 56,500TiO_2/Al_2O_3 - 10,879Fe_2O_3^{1/2}/Al_2O_3 + 30,875MgO/Al_2O_3 - 5,404Na_2O/Al_2O_3 + 11,112K_2O/Al_2O_3 - 3,89$ .

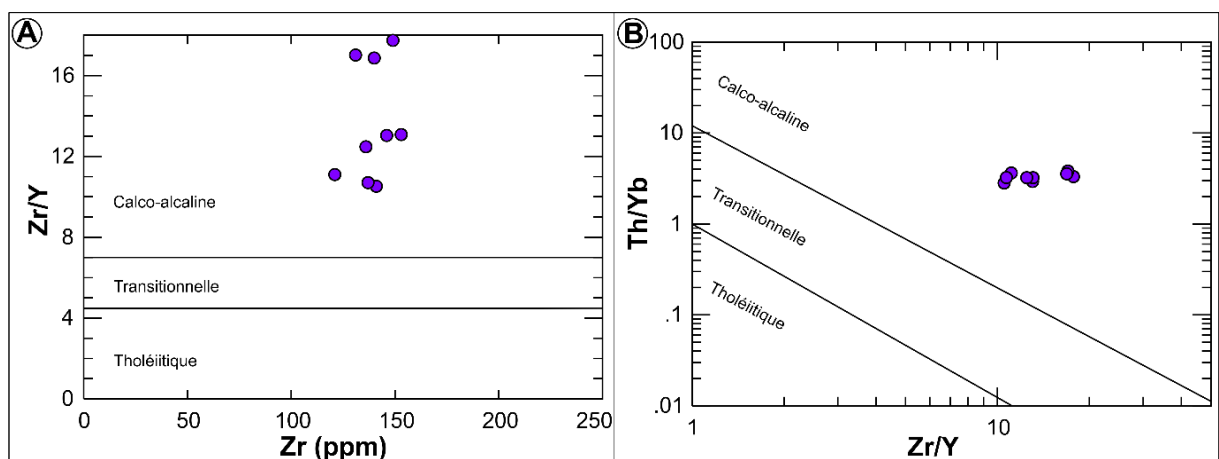


Figure 4-10: Caractérisation géochimique des argilites (suite). (A) Diagramme Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994). (B) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009).

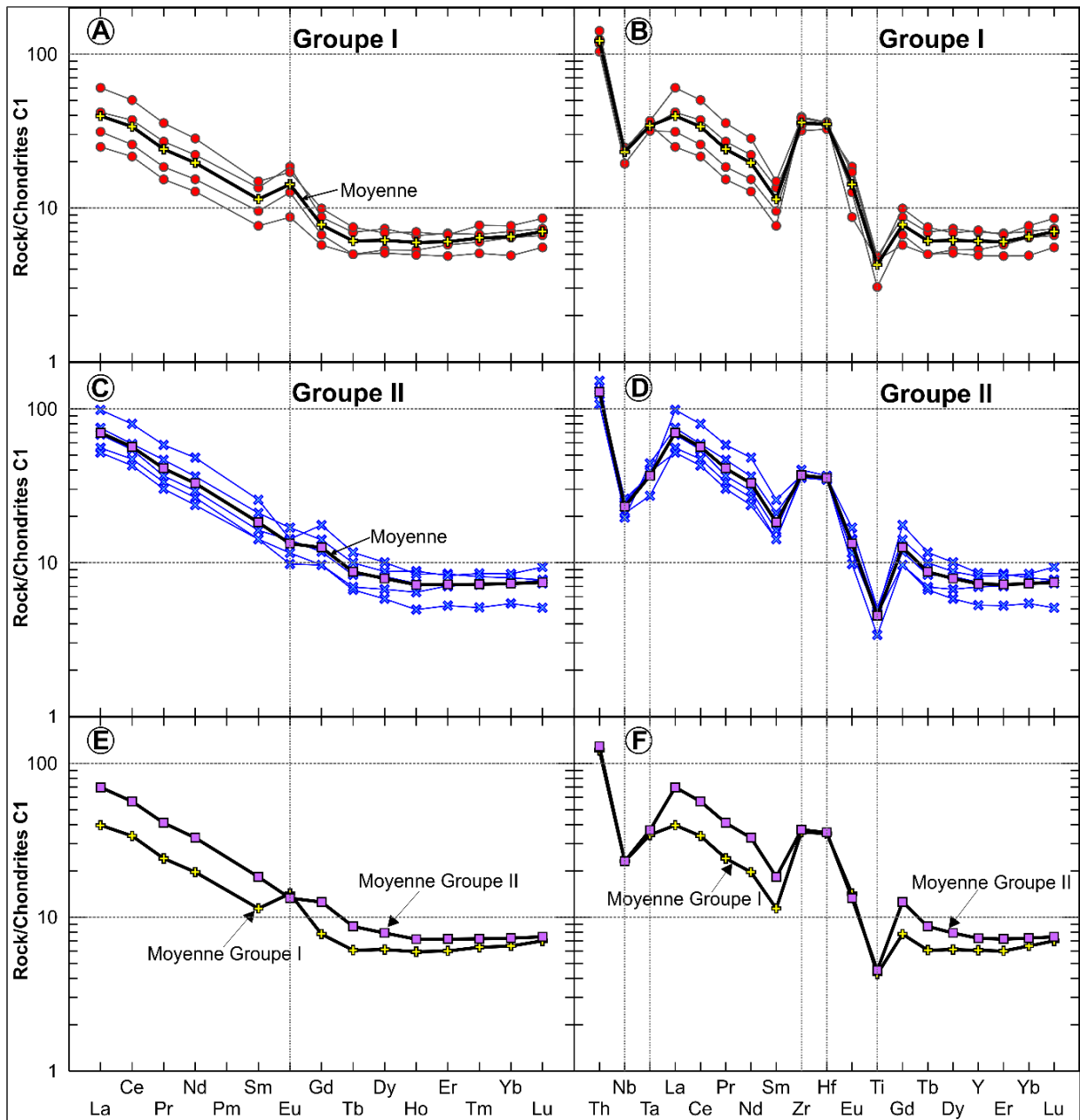


Figure 4-11: Spectres des terres rares et multi-éléments des argilites. (A) et (B) Spectres des terres rares et multi-éléments des argilites hydrothermales/groupe I. (C) et (D) Spectres des terres rares et multi-éléments des argilites/groupe II. (E) et (F) Comparaison des spectres des terres rares et multi-éléments moyens des deux groupes d'argilites. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de Sun et McDonough (1995).

Les figures 4-12A et 4-12B montrent des pics négatifs en Ca et Mg et un enrichissement en K suggérant la présence d'une source subaérienne ayant été exposée à la surface suffisamment longtemps pour permettre le lessivage des cations divalents et des terres rares légères d'où l'appauvrissement systématique des argilites en Ca, Mg et terres rares légères par rapport à la composition moyenne des volcanoclastites felsiques (figures 4-12C et 4-12D). Lorsque normalisées au NASC, les spectres des terres rares des deux groupes d'argilites présentent un appauvrissement en terres rares. De plus, ils sont caractérisés par un léger fractionnement entre les lanthanides légers et lourds, ainsi qu'une anomalie positive

en europium (figures 4-12E et 4-12F). Enfin, la figure 4-13 prouve que la composition de la source des argilites de Belleterre est surtout similaire à celle des basaltes calco-alkalins et moins à celle des volcanoclastites felsiques de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers.

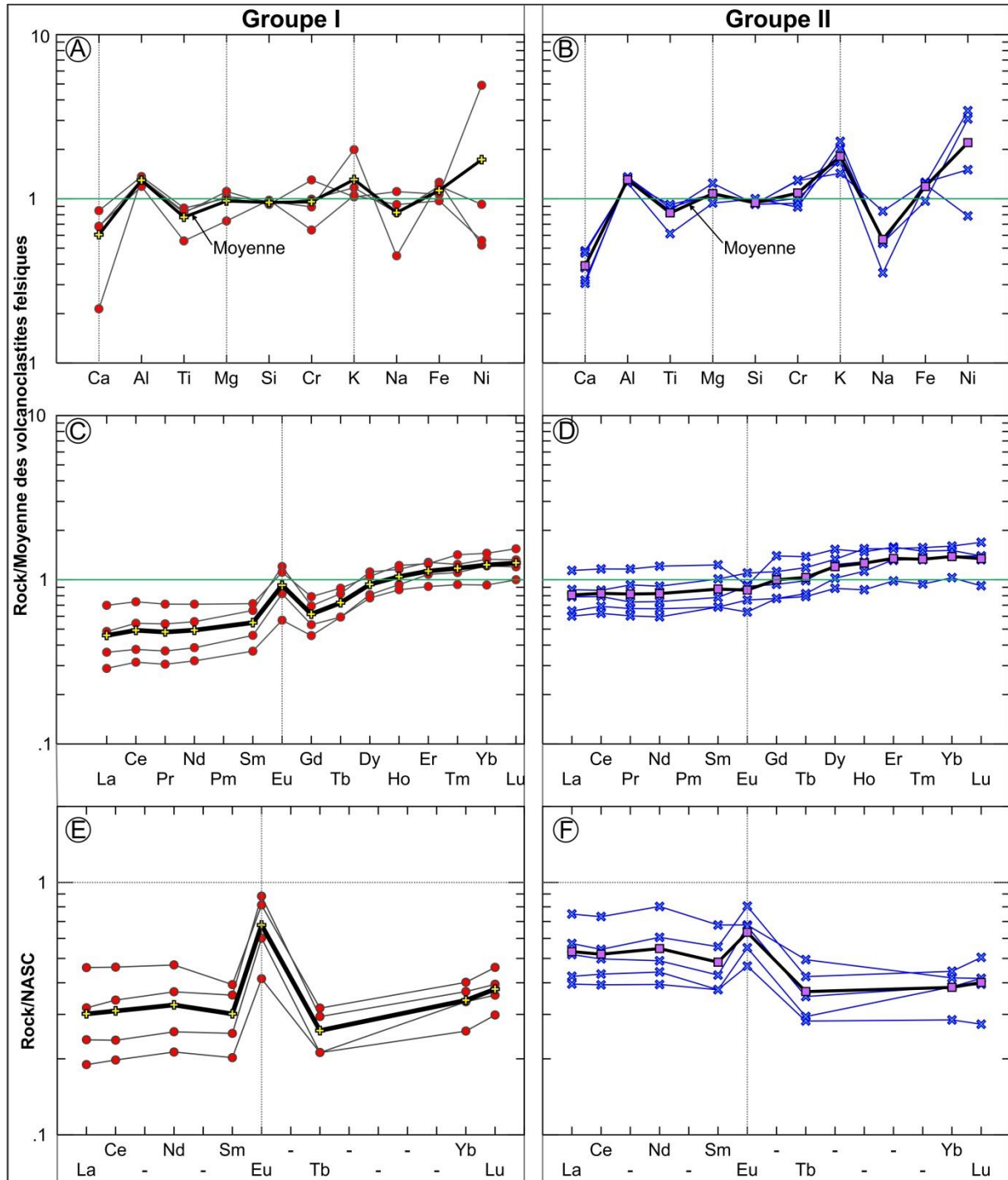


Figure 4-12: Spectres des éléments majeurs et des terres rares des argilites de Belleterre. (A) et (B) Spectres des éléments majeurs des deux groupes d'argilites normalisés aux valeurs de la composition moyenne des volcanoclastites calco-alkalines de la ceinture métavolcanique Belleterre-Angliers. (C) et (D) Spectres des terres des deux groupes d'argilites normalisés aux valeurs à la composition moyenne des volcanoclastites calco-alkalines ceinture volcanique Belleterre-Angliers. (E) et (F) Spectres des terres rares des argilites de Belleterre normalisés aux valeurs du NASC (North American Shale Composite).

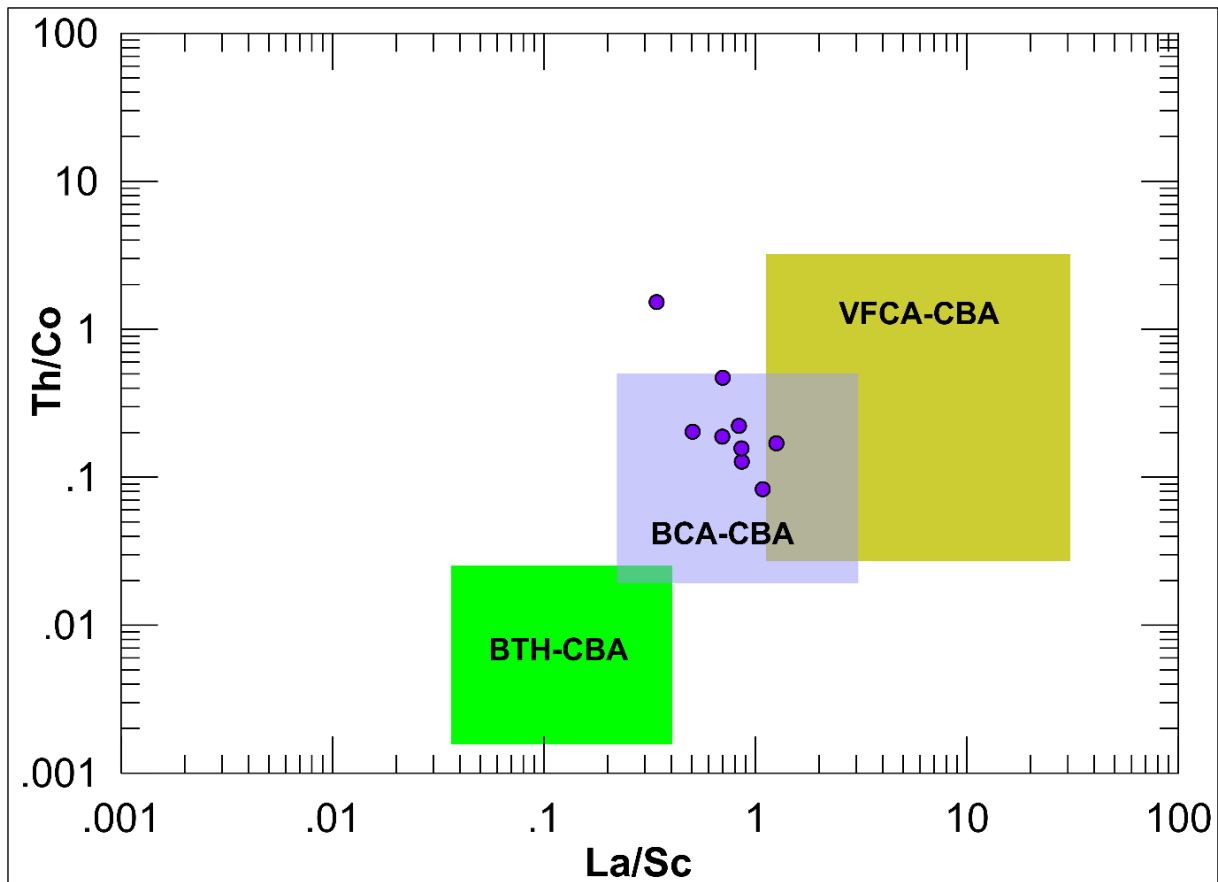


Figure 4-13: Diagramme Th/Co vs La/Sc des argilites. Diagramme inspiré de Cullers et al. (2002) pour des fins de caractérisation des sources potentielles des argilites de Belleterre. Ce diagramme prouve que la source des argilites pourrait être la CBA, particulièrement les BCA et VFCA. CBA = ceinture Belleterre-Angliers. BTH = basalte tholéiitique. BCA = basalte calco-alcalin. VFCA = volcanoclastite felsique calco-alcaline.

### 4.3 Tufs cherteux et formations de fer

De très bons exemples d’affleurement de tufs cherteux sont observés sur les indices Gainsmor, Audrey, Veine 4 et de part et d’autre dans la région (figure 2-4). Ces roches sont principalement caractérisées par une texture rubanée et contiennent parfois de la matière organique (figures 4-14 et 4-15). La présence de la matière organique dans des unités cherteuses et tuffacées est souvent un indicateur d’hydrothermalisme dans les bassins sous-marins (Moulton et al., 2008). De tels horizons riches en matière organique ont été observés au voisinage du gisement de sulfures massifs de Kidd Creek (Moulton et al., 2008).

À l’instar de la plupart des ceintures volcaniques archéennes, celle de Belleterre-Angliers abrite également des formations de fer. Les formations de fer à magnétite±hématite et les formations de fer à sulfures (pyrite-pyrrhotite) sont les deux types observés dans la région. Sur le terrain, elles sont facilement reconnaissables par leur rubanement caractéristique. Ce rubanement est illustré par une alternance de lits mélanocrates constitués de magnétite, de sulfures et/ou d’hématite et de lits leucocrates constitués de quartz polycristallin recristallisé. Dans cette section, seules les formations de fer à magnétite±hématite sont étudiées; de

bons exemples de ces roches sont observés sur l'indice Filon 1 (figure 4-16), ainsi que sur le gîte Aubelle principale (figure 4-17).

### 4.3.1 Pétrographie

En lame mince, le rubanement observé dans les tufs cherteux est illustré par une alternance de lits de quartz polycristallin (Qtz1) et de lits de quartz microcristallin (Qtz2) baignant dans une mésostase d'amphibole-épidote-chlorite-albite-carbonates (figure 4-15).

Quant aux formations de fer, elles sont principalement caractérisées par une magnétisation de la pyrite et/ou du grenat, accompagnée d'un assemblage minéralogique à amphibole-épidote-quartz microcristallins (Qtz2). La pyrite idiomorphe est disséminée à la lisière des lits de magnétite (figure 4-16). La mise en place de la pyrrhotite, de la chalcopyrite et de la covellite supergène est tardive, elles forment des plages irrégulières remplissant les fractures de la pyrite, du grenat et de la magnétite. Elles sont également observées en petites inclusions à l'intérieur de ceux-ci.

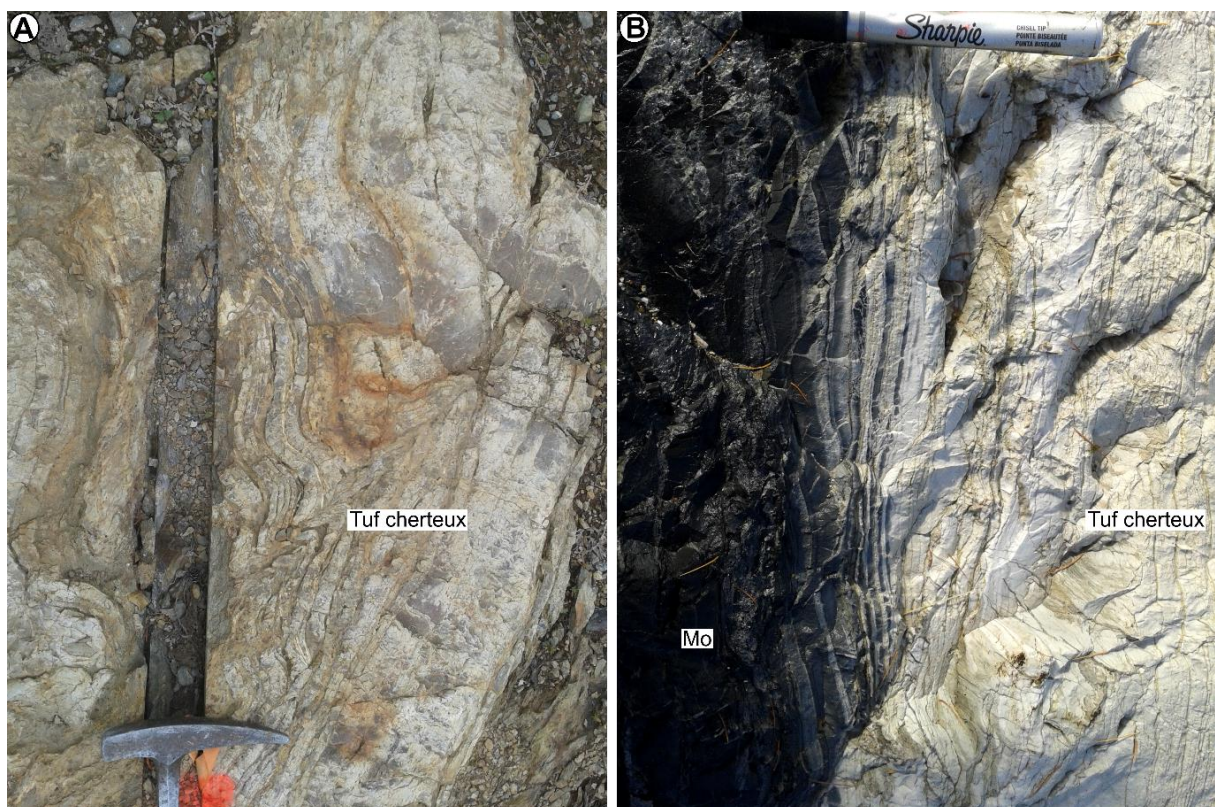


Figure 4-14: Aspect macroscopique des tufs cherteux. (A) Tuf cherteux de l'indice Veine 4 de la mine Belleterre. (B) Tuf cherteux rubané avec un horizon de chert riche en matière organique.

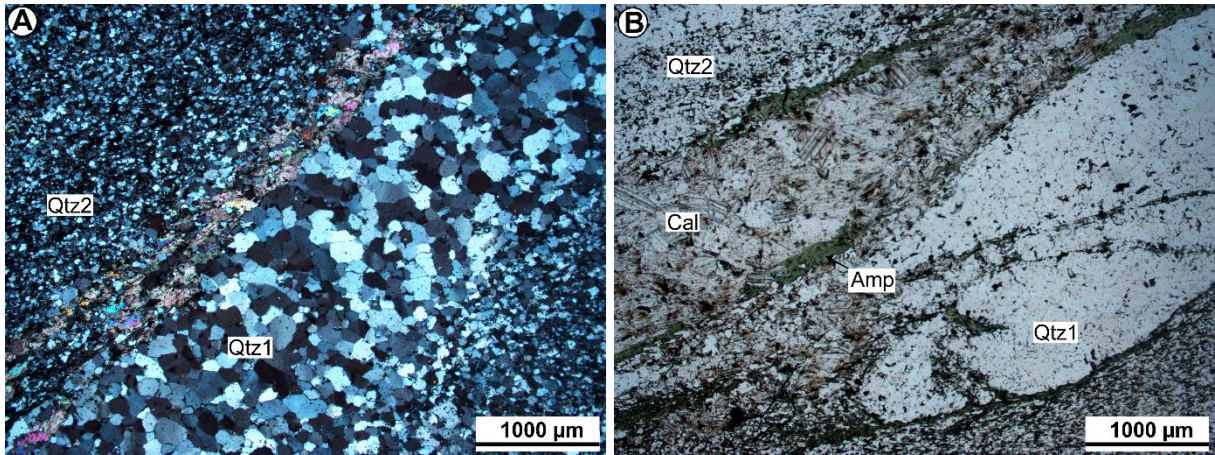


Figure 4-15: Aspect microscopique des tufs cherteux. (A) et (B) Microphotographies montrant l'alternance de lits de quartz polycristallin (Qtz1) et de lits de quartz microcristallin (Qtz2). L'assemblage minéral à amphibole-épidote-chlorite-albite-carbonates est étroitement associé aux lits de quartz microcristallin (Qtz2).

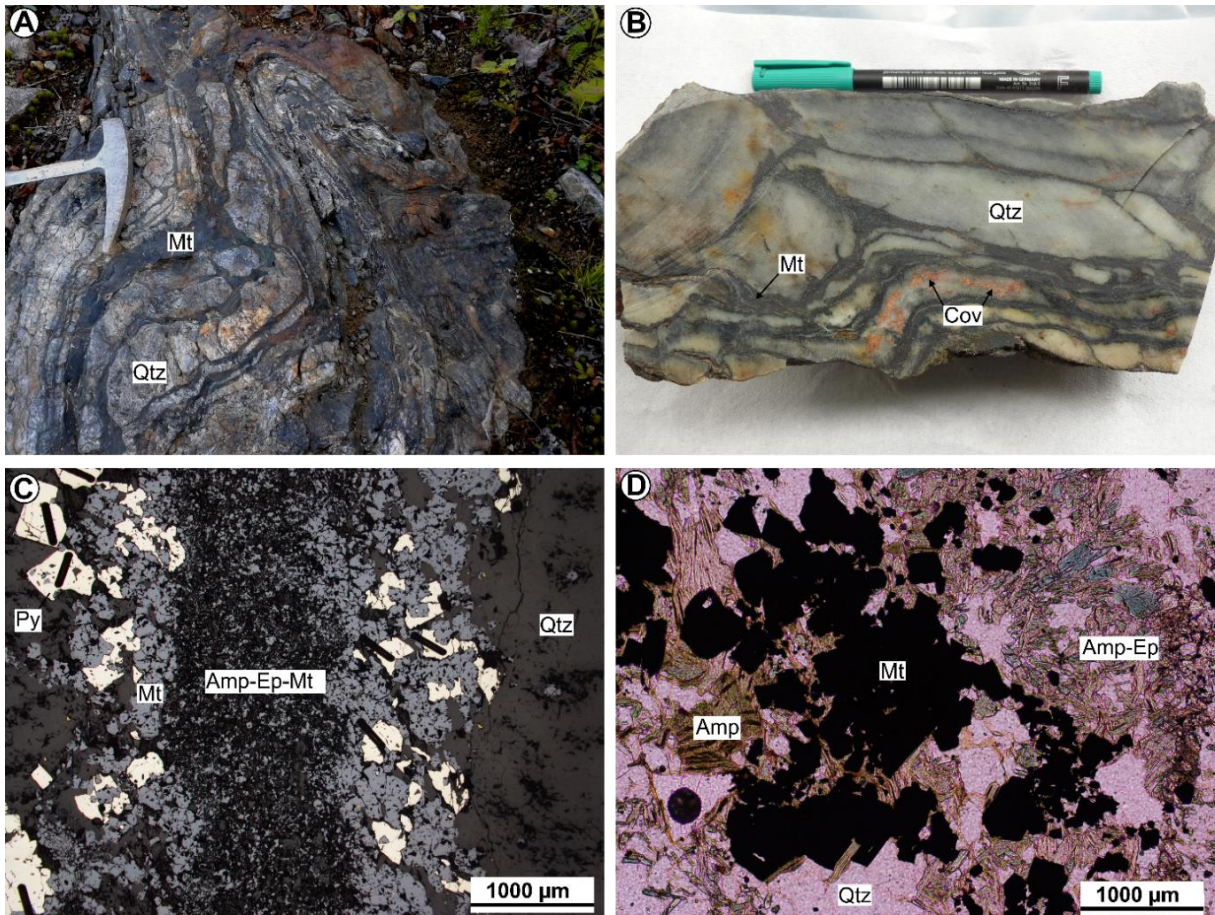


Figure 4-16: Formations de fer de l'indice Filon 1. (A) et (B) Aspect macroscopique des formations de fer de l'indice Filon 1. Notez l'alternance de lits mélanocrates enrichis en magnétite et de lits leucocrates constitués principalement de quartz recristallisé. (C) Microphotographie montrant la pyrite idiomorphe disséminée à la lisière des lits de magnétite. Dans ce cas précis la magnétite remplace la pyrite. (D) Microphotographie des minéraux métamorphiques constitués d'amphibole-épidote associés aux formations de fer de l'indice Filon 1.



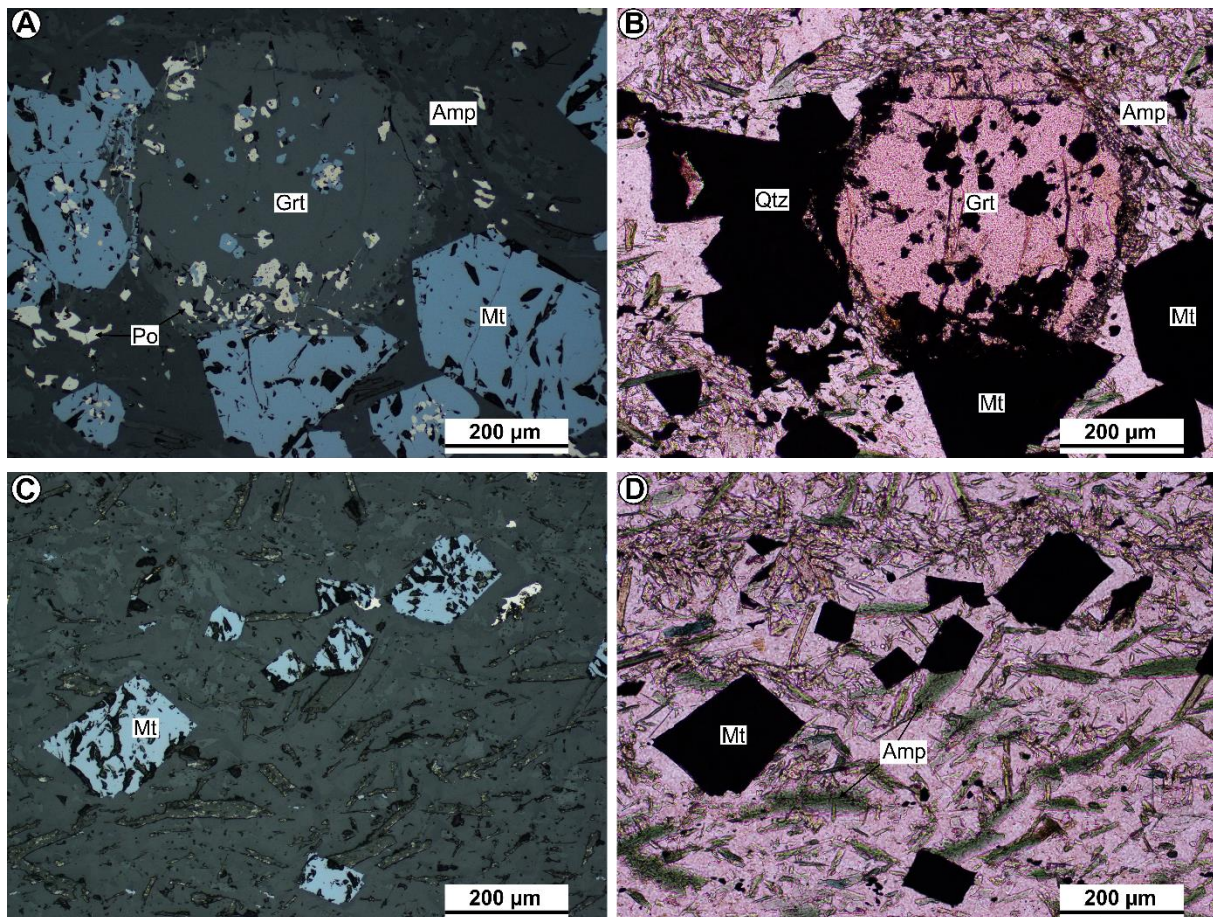


Figure 4-17: Formations de fer du gîte Aubelle principale. (A), (B) et (C) Microphotographie montrant la magnétite et la pyrrhotite en inclusion dans le grenat. Observez également la pyrrhotite en inclusion dans la magnétite. En termes de chronologie de mise en place des minéraux, on a: grenat-magnétite-pyrrhotite-minéraux d'altération (amphibole-épidote). (D) Microphotographies montrant la prédominance de l'altération à amphibole-épidote dans les formations de fer.

#### 4.3.2 Éléments majeurs et traces

Les concentrations moyennes en éléments majeurs, en terres rares et autres éléments en traces des tufs cherteux et des formations de fer sont données au tableau 4-3. Ces roches ont une composition rhyodacitique à rhyolitique selon les diagrammes de classification des roches volcaniques de Winchester et Floyd (1977) basés sur les éléments  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr/TiO}_2$  (figure 4-18A) et  $\text{Zr/TiO}_2$  vs  $\text{Nb/Y}$  (figure 4-18B). D'après les diagrammes de classification  $\text{Zr/Y}$  vs  $\text{Zr}$  de Barrett et McLean (1994) (figure 4-18C) et de Ross et Bédard (2009) (figure 4-18D) basés sur les éléments immobiles  $\text{Th/Yb}$  vs  $\text{Zr/Y}$ , les tufs cherteux sont d'affinité calco-alcaline, alors que l'affinité magmatique des formations de fer varie de tholéiitique à calco-alcaline.

**Tableau 4-3: Compositions moyennes des formations de fer et des tufs cherteux. s.d: écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.<sup>t</sup>**

	Formations de fer		Tufs cherteux	
	Moyenne (n = 13)	s.d	Moyenne (n = 8)	s.d
SiO <sub>2</sub> (%)	74,39	7,91	71,82	3,50
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,06	0,32	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	2,34	13,90	2,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	15,68	7,27	2,64	0,62
MnO	0,14	0,15	0,04	0,02
MgO	1,35	0,69	1,81	1,37
CaO	2,25	1,91	2,33	1,48
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	3,40	1,54
K <sub>2</sub> O	0,47	0,54	1,66	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,10	0,04
LOI	2,50	2,80	2,01	0,85
Total	100,58	1,18	100,22	1,61
Zr (ppm)	32,58	26,17	134,15	31,30
Y	7,29	3,27	8,63	3,93
Nb	1,40	0,90	4,02	2,13
Ba	59,00	93,93	377,88	143,06
V	39,80	9,74	48,48	18,65
Sc	2,97	1,94	5,93	2,89
Cr	346,06	541,71	134,66	102,99
Co	25,21	27,15	10,86	11,23
Ni			44,73	40,88
Sr	30,65	32,57	352,11	265,57
Rb	16,00	20,46	45,30	37,62
Cs	0,88	0,67	1,29	0,92
Hf	0,86	0,67	3,51	0,71
Ta	0,13	0,08	0,53	0,40
Pb	5,75	10,45	8,77	6,21
Th	0,67	0,50	2,85	1,73
U	0,26	0,17	0,82	0,38
Cu	346,15	541,76	107,13	114,89
La (ppm)	6,42	3,01	17,07	7,60
Ce	13,84	6,17	36,44	17,06
Pr	1,68	0,73	3,85	1,63
Nd	6,56	2,73	15,14	6,04
Sm	1,42	0,59	2,73	1,03
Eu	0,71	0,31	0,84	0,26
Gd	1,41	0,59	2,28	0,84
Tb	0,24	0,09	0,30	0,13
Dy	1,23	0,51	1,53	0,68
Ho	0,26	0,11	0,28	0,13
Er	0,70	0,31	0,77	0,37
Tm	0,11	0,05	0,12	0,05
Yb	0,69	0,29	0,75	0,38
Lu	0,12	0,05	0,12	0,06
<b>Zr/Y</b>	<b>4,47</b>	<b>2,79</b>	<b>15,54</b>	<b>5,59</b>
Hf/Sm	0,61	0,37	1,29	0,41
Mg#	0,08	0,06	0,41	0,13

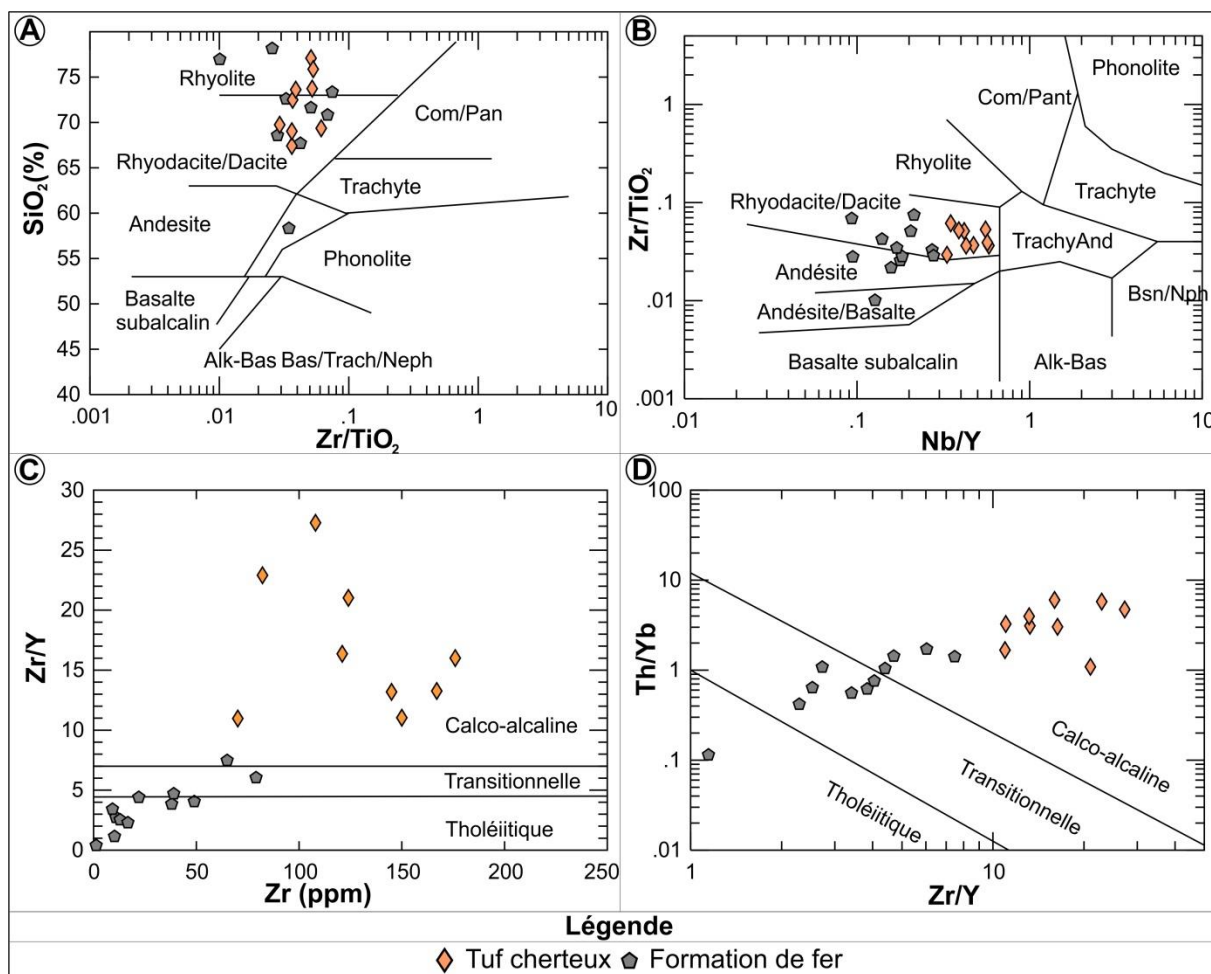


Figure 4-18: Caractérisation géochimique des tufs chertoux et des formations de fer. (A) Diagramme de Le Bas et al. 1986. (B) Diagramme de Winchester et Floyd (1977). (C) Diagramme Zr/Y vs Zr de Barrett et McLean (1994). (D) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009).

### 4.3.3 Terres rares et autres éléments incompatibles

Les tufs chertoux montrent des spectres de terres rares très fractionnés en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes comparativement aux formations de fer (figures 4-19A et 4-19B). De plus, ils montrent des abondances en terres rares et autres éléments incompatibles plus élevées en comparaison aux formations de fer (figures 4-19C et 4-19D). Les spectres des terres rares des formations de fer, lorsque normalisés à la chondrite C1 de Sun et McDonough (1995), sont caractérisés par la présence d'une anomalie positive en europium, alors que les tufs chertoux en sont dépourvus. Les formations de fer montrent clairement une contribution hydrothermale soulignée par l'anomalie positive en Eu. Pour se concentrer dans un bassin volcanique marin, l'euporium trivalent ( $\text{Eu}^{+3}$ ) naturellement présent dans les roches volcaniques doit pouvoir être réduit à sa forme divalente  $\text{Eu}^{+2}$ , laquelle a une charge et rayon ionique semblable au  $\text{Sr}^{2+}$  et au  $\text{Ca}^{2+}$  et devient beaucoup plus soluble lors de l'altération hydrothermale des roches volcaniques (Barrett et al., 1988; Lottemoser, 1989; Peter et Goodfellow, 1996; Planavsky et al., 2010). Généralement, les

fluides hydrothermaux sous-marins susceptibles de provoquer ce fractionnement sont des fluides acides, de températures supérieures à 300 °C et ayant une salinité voisine de l'eau de mer. Ces mêmes fluides sont responsables du lessivage hydrothermal des métaux de base retrouvés dans les amas de SMV (Barrett et al., 1988; Peter et Goodfellow, 1996). Les spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des tufs cherteux et formations de fer montrent une signature combinant un enrichissement en terres rares légères et en thorium, des anomalies négatives prononcées en certains éléments du groupe des HFSE (Nb, Ta et Ti) et de fortes anomalies positives en Zr-Hf (figures 4-19C et 4-19D). Cette signature géochimique est semblable à celle de nombreuses roches volcaniques associées au magmatisme de subduction. Toutefois, les spectres des formations de fer sont caractérisés par une anomalie négative en Ti (très accentuée). La majorité des échantillons (formations de fer) montrent des anomalies négatives en Zr-Hf (figure 4-19D), contrairement aux tufs cherteux, et cela laisse entrevoir une rareté en zircons dans les échantillons.

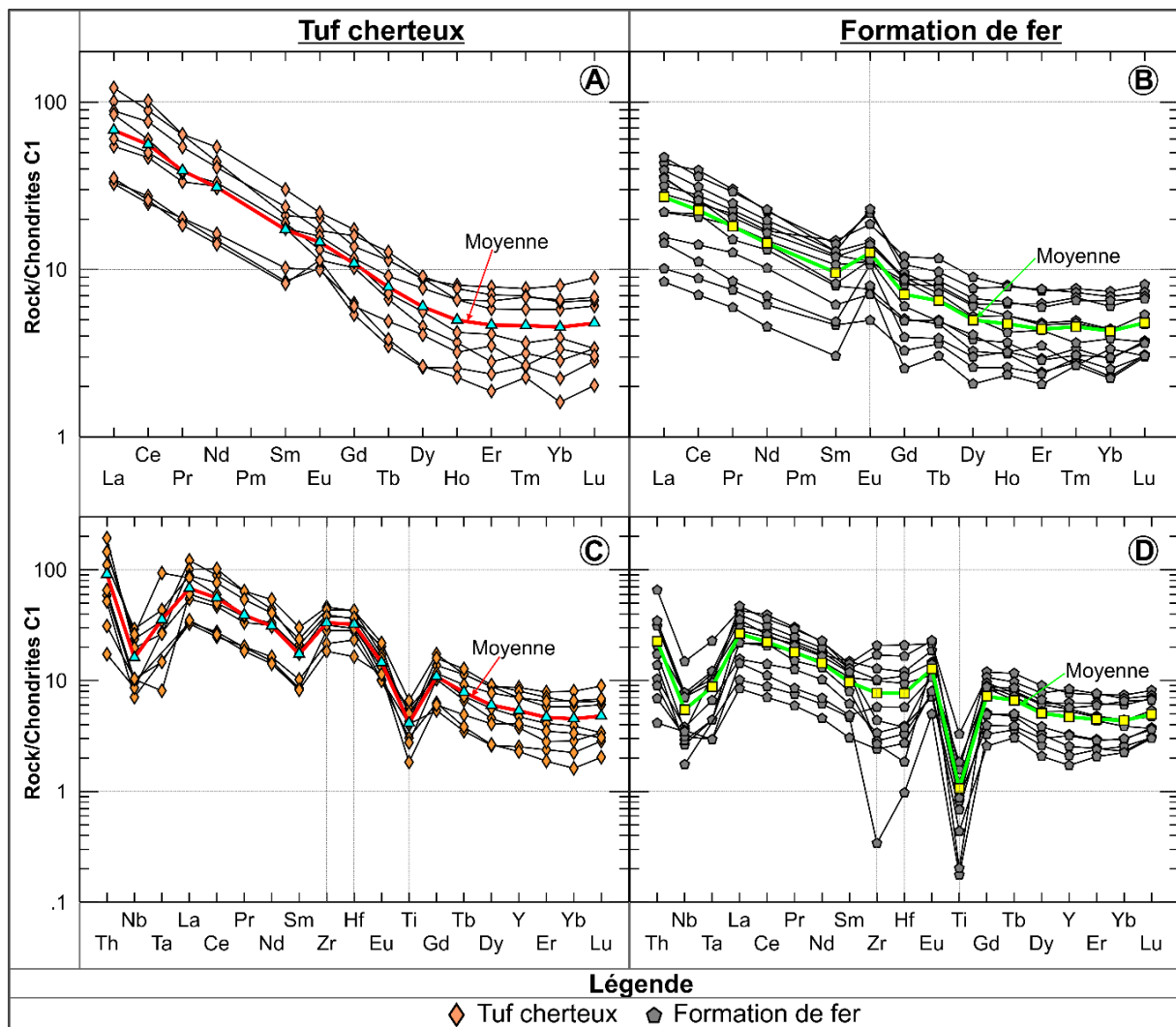


Figure 4-19: Spectres des terres rares et multi-éléments des tufs cherteux et formations de fer. (A) et (C) Spectres des terres rares et multi-éléments des tufs cherteux. (B) et (D) Spectres des terres rares et multi-éléments des formations de fer. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de Sun et McDonough (1995).

En outre, lorsque normalisés au NASC, les tufs cherteux et les formations de fer de Belleterre présentent un appauvrissement en terres rares, ainsi qu'une anomalie positive en europium. Ceci témoigne de la présence d'une signature hydrothermale de haute température et réductrice (figures 4-20A et 4-20B). Toutefois, les spectres des terres rares des tufs cherteux présentent un léger fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (figure 4-20A), alors que ceux des formations de fer ne présentent aucun fractionnement en ces éléments (figure 4-20B). L'hydrothermalisme de haute température à l'origine de la genèse des formations de fer tend à diluer les éléments Ca, Al, Ti, K et Na et terres rares légères. Ainsi, les formations de fer sont systématiquement appauvries en ces éléments par rapport à la composition moyenne des tufs cherteux ou des volcanoclastites felsiques (figures 4-20C et 4-20D). Cependant, les tufs cherteux et les volcanoclastites felsiques sont considérés comme la source du matériel détritique des formations de fer (Peter et Goodfellow, 1996)

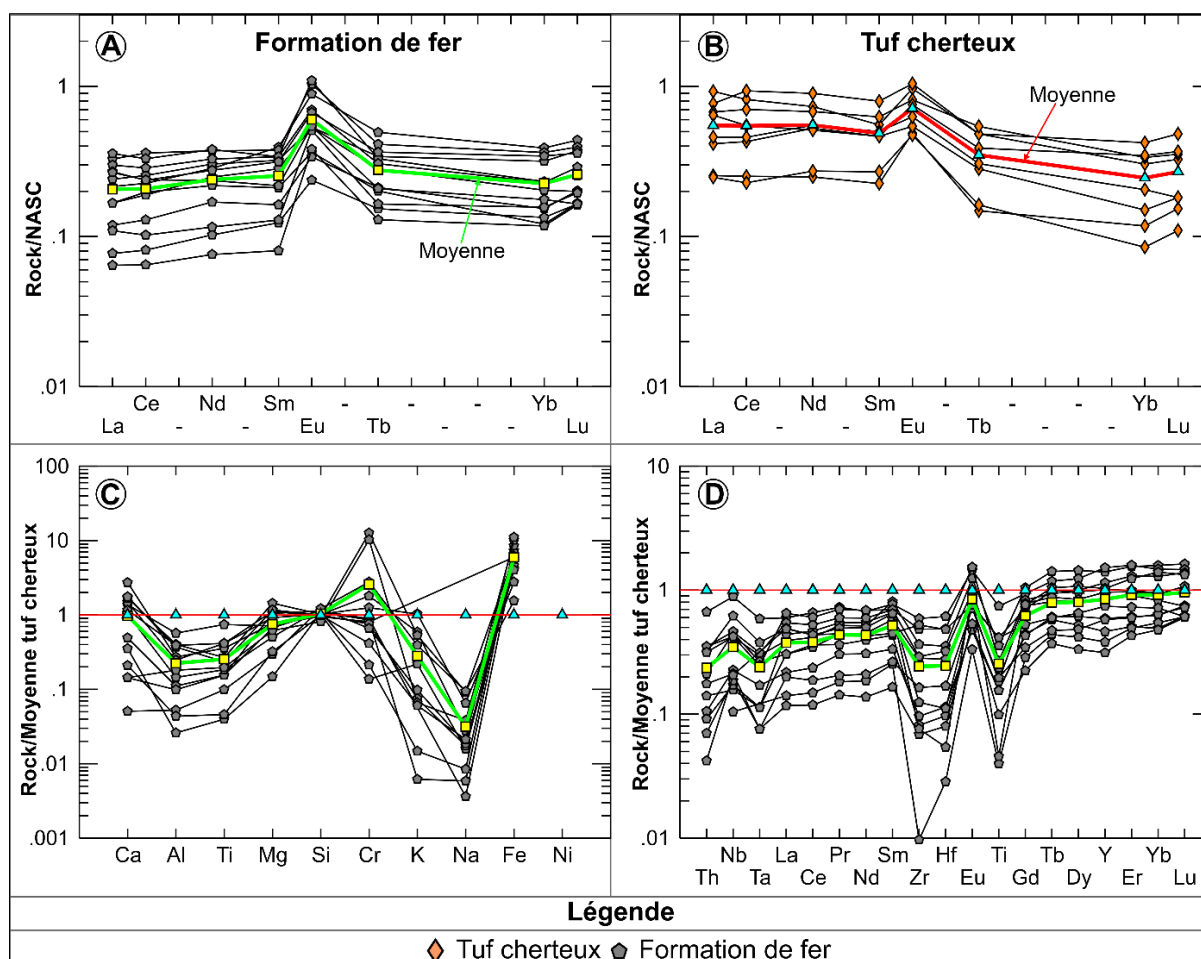


Figure 4-20: Spectres des terres rares, des éléments majeurs et multi-éléments des tufs cherteux et des formations de fer. (A) et (B) Spectres des terres rares des formations de fer et des tufs cherteux normalisés aux valeurs du NASC (North American Shale Composite). (C) Spectres des éléments majeurs des formations de fer normalisés aux valeurs de la composition moyenne des tufs cherteux. (D) Spectres multi-éléments des formations de fer normalisés aux valeurs de la composition moyenne des tufs cherteux.

#### 4.3.4 Contribution hydrothermale et genèse des formations de fer

La contribution hydrothermale dans la sédimentation de la région de Belleterre est soulignée par des enrichissements des rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3^\dagger/\text{K}_2\text{O}$  (figure 4-21A). Dans un contexte de sédimentation issue de la précipitation de particules provenant de champs exhalatifs sous-marins, la silice colloïdale, les oxydes-hydroxydes de fer et les fines particules de sulfures précipitent pour former des sédiments chimiques auxquels peuvent se mélanger des quantités variables de fines particules volcanoclastiques. Ce régime sédimentaire pourrait expliquer la variabilité géochimique observée dans les données, et plus spécifiquement dans les unités de tufs cherteux et formation de fer.

La figure 4-21B souligne encore mieux la contribution hydrothermale dans les formations de fer. L'augmentation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3^\dagger/\text{TiO}_2$  et la forte diminution du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3^\dagger+\text{MnO})$  indiquent la présence d'une forte contribution hydrothermale lors de la formation de ces roches. L'absence d'anomalie en Eu dans les tufs cherteux peut s'expliquer par le fait que ces roches aient été épargnées par l'hydrothermalisme de haute température à l'origine de la formation des formations de fer. L'atténuation du pic en Eu dans certaines formations de fer pourrait s'expliquer par des périodes d'hydrothermalisme de basse température ou par un phénomène de dilution du pic en Eu par une plus grande incorporation de matériaux silicoclastiques provenant des volcanoclastites felsiques. Dans le cas des formations de fer de Belleterre, il semble que les deux mécanismes aient été impliqués lors de la formation de ces roches. La figure 4-21C présente un vecteur de dilution qui montre la diminution des anomalies en europium (Eu/Sm) en fonction de l'accroissement des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Notez qu'un véritable précipité chimique d'origine hydrothermale devrait avoir des quantités négligeables en oxydes d'aluminium, car l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  est un indicateur de la proportion de matériaux silicoclastiques présents dans les formations de fer (Peter et Goodfellow, 1996). De plus, la figure 4-21C indique la présence de plusieurs échantillons de formations de fer pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et ne montrant pas d'enrichissement significative en Eu par rapport au Sm. Ceci témoigne possiblement d'une période d'hydrothermalisme de moins haute température dans le bassin volcanique de Belleterre.

Les tufs cherteux semblent partager certaines caractéristiques avec les formations de fer présentes dans le bassin volcanique de Belleterre. En plus de rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3^\dagger/\text{K}_2\text{O}$  élevés dans ces roches (figure 4-21A), certains échantillons de tufs cherteux montrent des pics positifs en europium (figure 4-21D). Comme pour les formations de fer, les pics positifs en europium suggèrent la présence d'une composante hydrothermale de haute température dans ces roches. Les cherts observés dans les bassins volcaniques sont souvent de roches hybrides constituées d'une composante silicoclastique fine et d'une composante hydrothermale; souvent les fines particules volcaniques agissent comme

noyaux de nucléation pour la silice ce qui permet une accumulation de silice excédentaire dans ces roches (Barrett et al., 1988; Lottemoser, 1989; Peter et Goodfellow, 1996; Planavsky et al., 2010).

Enfin, la figure 4-21D montre que la signature hydrothermale de haute température, indiquée par l'augmentation de l'intensité de l'anomalie en europium (Eu/Sm), s'accompagne dans certains cas, d'un accroissement du rapport  $\text{Cu}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . L'utilisation du rapport  $\text{Cu}/\text{Al}_2\text{O}_3$  sert à minimiser l'impact de proportions variables de fines particules silicoclastiques dans les échantillons. L'enrichissement observé en cuivre suggère que l'hydrothermalisme de haute température à Belleterre comportait une composante métallifère significative.

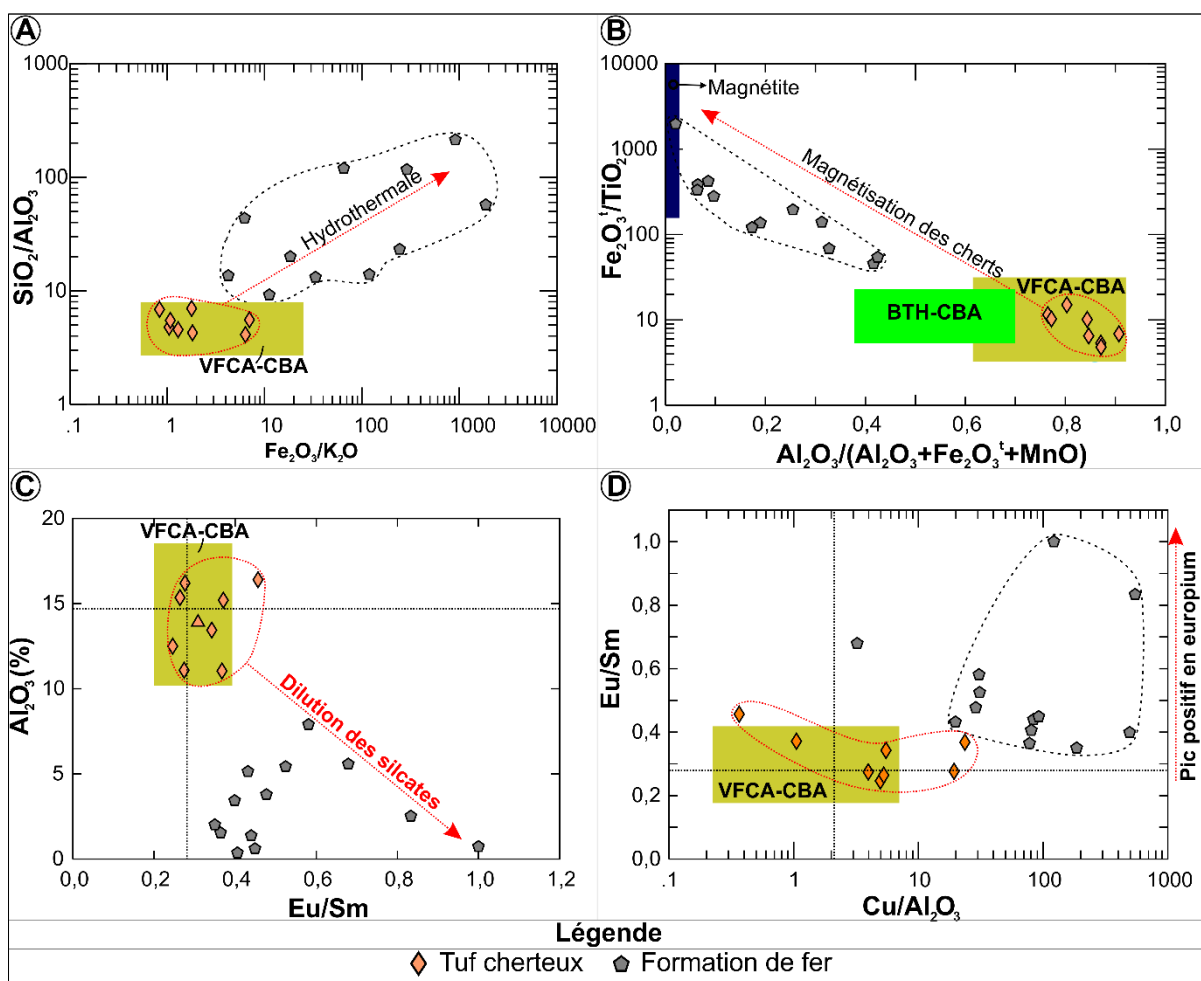


Figure 4-21: Contribution hydrothermale dans les tufs cherteux et formations de fer. (A) Diagramme  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}$  montrant la forte contribution hydrothermale sous-marine dans les tufs cherteux et dans les unités de formations de fer. (B) Diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{TiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})$  montrant la forte contribution hydrothermale dans les tufs cherteux et dans les unités de formations de fer. Les champs des volcanoclastites felsiques et des tholéiites de la ceinture volcanique Belleterre-Angliers et des précipités de magnétite sont propres à cette étude. (C) Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Eu}/\text{Sm}$  permettant d'évaluer la présence de deux types d'hydrothermalisme dans le bassin volcanique de Belleterre et d'expliquer le phénomène d'atténuation du pic positif en europium par dilution et par incorporation de particules silicoclastiques. (D) Diagramme  $\text{Eu}/\text{Sm}$  vs  $\text{Cu}/\text{Al}_2\text{O}_3$  montrant la variabilité compositionnelle des tufs cherteux et des formations de fer. CBA = Ceinture Belleterre-Angliers. BTH = Basalte Tholéiitique. VFCA = volcanoclastite felsique calco alcaline. Les traits en pointillé représentent la composition moyenne des volcanoclastites felsiques du Groupe de Belleterre.





## **5 PÉTROGRAPHIE, LITHOGÉOCHIMIE ET PÉTROGENÈSE DES LAMPROPHYRES**

Les roches potassiques ignées sont normalement caractérisées par de fortes concentrations en éléments incompatibles et dans le cas des lamprophyres par des concentrations élevées en éléments volatils (Foley et al., 1987). La pétrogenèse de ces magmas implique généralement de faibles degrés de fusion partielle d'une source mantellique métasomatisée et le plus souvent interprétée comme étant la lithosphère mantellique continentale (ex. Pilet et al., 2008; Ersoy et al., 2010).

Les compositions minéralogiques, géochimiques et isotopiques de ces magmas permettent de documenter l'évolution métasomatique du manteau. Dans un contexte archéen, ces processus sont d'autant plus importants que les lithosphères mantelliques sont anormalement épaisses et de composition plus réfractaire que pour le Paléozoïque. Ceci pourrait expliquer entre autres la présence de diamants dans les lamprophyres archéens de la ceinture archéenne de Wawa (Wyman et al., 2006; ouest de la ceinture de l'Abitibi). De plus, la nature réfractaire des péridotites archéennes (riches en olivine), favorise les processus d'enrichissements métasomatiques par des mécanismes comme la percolation magmatique (Wyman et Kerrich, 1993; Wyman et al., 2006).

Dans la littérature scientifique, les magmas lamprophyriques sont interprétés comme des magmas primitifs issus de la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé ou de magmas produits à partir de sources enrichies par la subduction de matériaux enrichis en éléments traces incompatibles et en isotopes radiogéniques nécessitant la subduction de matériaux sédimentaires provenant de sources plus anciennes (Foley et al., 1987; Wyman et Kerrich, 1993; Wyman et al., 2006, Pilet et al., 2008; Ersoy et al., 2010).

L'étude des lamprophyres archéens est d'autant plus intéressante que ce type de magmatisme semble associé de près ou de loin à des processus de subduction ou de tardi-subduction pendant le Protérozoïque et le Paléozoïque. Dans un contexte paléoarchéen ou mésoarchéen, la démonstration de processus de subduction n'est pas évidente et de plus en plus d'études suggèrent des processus tectoniques différents (Hamilton, 1998; Bédard, 2006; Moyen et van Hunen, 2012; Bédard et al., 2013). Toutefois, la composition du magmatisme lamprophyrique archéen de Belleterre pourrait témoigner des processus qui introduisent de la matière « métasomatisante » dans le manteau, pas nécessairement le même type de subduction que celui des environnements modernes, mais des processus de *slab breakoff* (Moyen et van Hunen, 2012).

## 5.1 Contexte géologique

Les dykes de lamprophyre sont parmi les plus jeunes roches ignées de la région de Belleterre puisqu'ils contiennent des enclaves de veines de quartz et d'autres formations géologiques régionales. De plus, les observations de terrain montrent qu'ils recoupent toutes les unités lithologiques du Groupe de Belleterre, ainsi que les veines de quartz-carbonates et les principales masses intrusives felsiques. Ils sont généralement orientés est-ouest ou nord-sud (figures 5-1A, 5-1B, 5-1C et 5-1D). Toutefois, le magmatisme de type syénitique de la région demeure la dernière phase magmatique et pourrait être associé au magmatisme lamprophyrique d'une façon ou d'une autre.

En affleurement, les lamprophyres de la région ont des largeurs centimétriques à métriques (> 5 mètres) et montrent des textures grenues ou lépidoblastiques, ainsi que des teintes variables allant de mélanocrate à leucocrate. Selon Auger (1952), il existe trois types de lamprophyres à Belleterre: (1) les lamprophyres à micas constitués de grandes paillettes de biotite accompagnées de chlorite, de quartz, de feldspath, d'épidote et d'oxydes de fer, (2) les lamprophyres à hornblende contiennent une grande quantité de cristaux d'hornblende accompagnés dans certains cas de petites quantités de biotite, de séricite, de feldspath altéré, de quartz frais et d'hornblende secondaire, et (3) les lamprophyres dioritiques, qui demeurent la plus abondante des trois catégories de lamprophyres, et sont constitués de chlorite, de feldspath altéré et d'une quantité importante de carbonate, de séricite et de très peu de quartz. Dans la présente étude, à l'instar d'Auger (1952), les trois variétés de lamprophyres ont effectivement été observées sur le terrain et dans les carottes de forage.

Dans le cadre de cette thèse, aucun échantillon de kimberlite n'a été collecté, et ce, malgré le fait que ces dernières sont présentes au Témiscamingue (Stevenson et al., 2004). Contrairement aux roches lamprophyriques, les kimberlites du Témiscamingue sont surtout associées à des dépressions topographiques recouvertes de sédiments glaciaires, ce qui empêche leur échantillonnage en affleurement.

## 5.2 Pétrographie et minéralogie

Les lamprophyres calco-alcalins sont des roches hypabyssales communément observées sous la forme de dykes et sills et caractérisés par des textures idiomorphes porphyriques avec un fort pourcentage de mica et/ou d'amphibole (Rock, 1987). Selon la classification des lamprophyres de Rock (1987), basée sur la minéralogie, les lamprophyres calco-alcalins peuvent être subdivisés en cinq groupes distincts: Il s'agit des spessartites (hornblende-plagioclase), des minettes (phlogopite-feldspath potassique), des vogesites (amphibole-feldspath potassique) et des kersantites (phlogopite-plagioclase).



Figure 5-1: Exemples d’affleurement de lamprophyres. (A) Lamprophyres recoupant les veines aurifères de l’indice Belleterre 5. (B) Lamprophyre recoupant un dyke d’intrusif felsique et une veine aurifère de la mine Aubelle. (C) Lamprophyre recoupant la zone minéralisée de l’indice Hosking. (D) Lamprophyre encaissant les veines de l’indice Castor. V = Veine.

Deux variétés de lamprophyres sont présentes dans la région de Belleterre, il s’agit des kersantites et des spessartites. Les kersantites peuvent être subdivisées en deux groupes distincts: le groupe I (kersantite/GI), constitue la première génération de lamprophyres de la région de Belleterre. Il correspond à la variété de lamprophyres dioritiques décrite par Auger (1952). Le second groupe (kersantite/GII), est l’équivalent des lamprophyres à micas d’Auger (1952), il est la plus jeune des trois générations de lamprophyres de la région. En termes de chronologie relative de mise en place, basée sur les relations de recoupement, on a d’abord la mise en place des kersantites/GI, suivis des spessartites et enfin des kersantites/GII.

### 5.2.1 Kersantites

La kersantite est la variété de lamprophyres la plus abondante des deux variétés de lamprophyres observés dans la région. Elle est pratiquement présente sur toutes les grandes aires d’affleurement.

### 5.2.1.1 Les kersantites/GI

Les kersantites/GI constituent la variété de lamprophyres la plus abondante. Les meilleurs exemples de kersantites/GI, contenant des enclaves du “socle” et des roches environnantes, sont observés sur les affleurements de la propriété minière de Lac Expanse (figure 5-2). En lame mince, les kersantites/GI sont essentiellement constituées de phénocristaux de biotite plus ou moins rétrogradées en chlorite, de plagioclases, de séricite et de carbonates (figures 5-3A, 5-3B et 5-3C). Toutefois, la chlorite demeure le minéral le plus abondant et est probablement issue de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde régional. Les plagioclases sont essentiellement constitués d'albite et d'oligoclase (figure 5-3E). Les kersantites/GI de la région sont saturées en carbonates (figure 5-3C), lesquels sont essentiellement constitués d'ankérite et de dolomite ferrugineuse (figure 5.3F). Notez également que les kersantites/GI montrent de très faibles proportions en quartz, probablement dû au fait que les carbonates ont tendance à diluer les concentrations en  $\text{SiO}_2$  des roches pendant les processus d'altération hydrothermale. D'un autre côté, les plus faibles concentrations en  $\text{SiO}_2$  pourraient aussi refléter une signature à tendance légèrement alcaline telle que suggérée par le diagramme de la figure 5-9D.

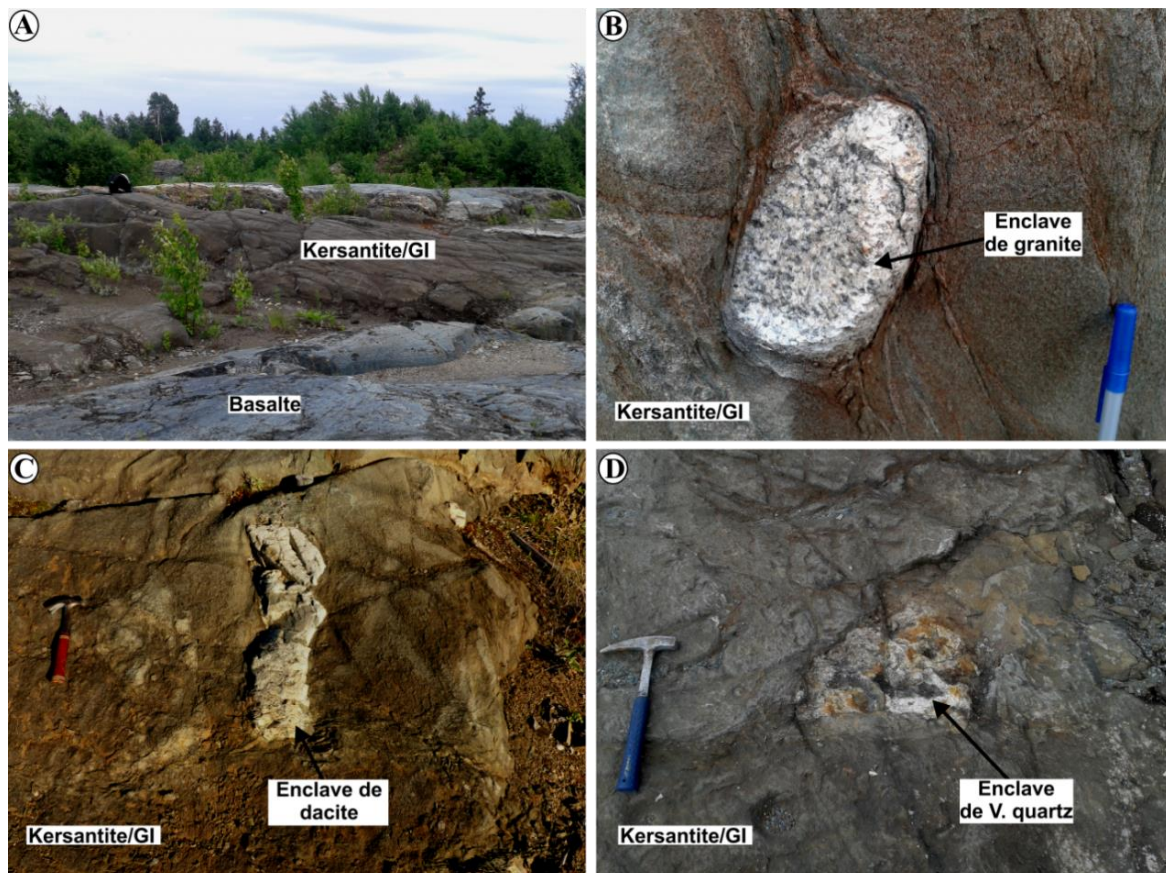


Figure 5-2: Aspect macroscopique des kersantites/GI de la propriété minière de Lac Expanse. (A) Dyke de kersantite/GI de dimension métrique (environ 5 m). (B) Kersantite/GI contenant une enclave de granite. (C) Kersantite/GI contenant une enclave de dacite. (D) Kersantite/GI contenant un fragment de veine de quartz aurifère. V = Veine.

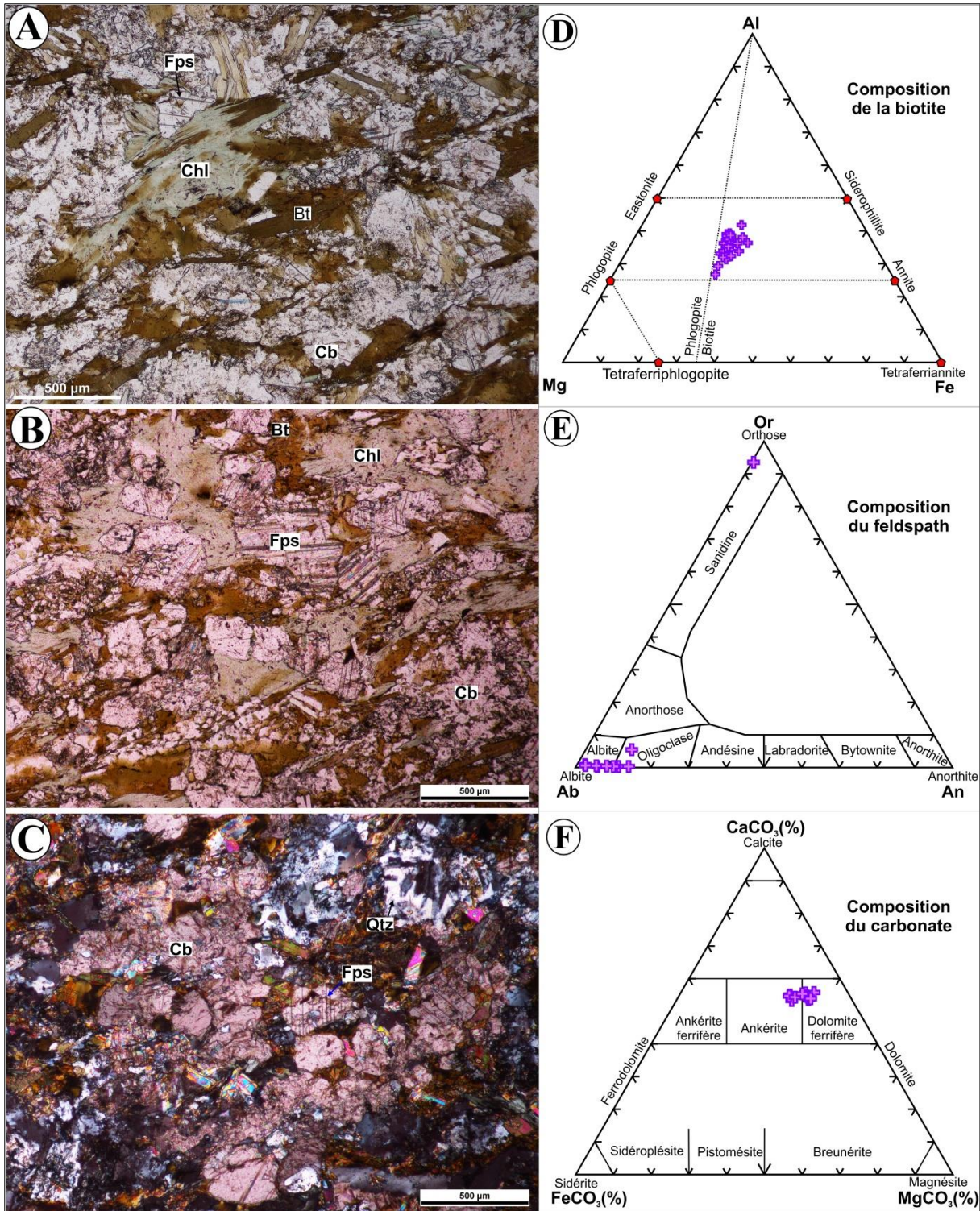


Figure 5-3: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des kersantites/GI. (A), (B) et (C) Les minéraux caractéristiques des kersantites/GI. Photos (A) et (B) en lumière naturelle et photo (C) en lumière polarisée. (D) Diagramme illustrant la composition chimique des biotites des Kersantites/GI. (E) Diagramme illustrant la nature des feldspaths des kersantites/GI. (F) Diagramme illustrant la composition chimique des carbonates des kersantites/GI, champs du diagramme tirés de Yergeau (2015).

### 5.2.1.2 Les kersantites/GII

Les kersantites/GII sont le second groupe de lamprophyres en importance dans la région de Belleterre (figure 5-4A). Elles contiennent, comme toutes les différentes variétés de

lamprophyres de la région, des enclaves de roches granitiques et sont reconnaissables par un aspect grenu et parfois pegmatitique (figure 5-4B). En lame mince, les kersantites/GII sont caractérisées par une forte proportion de phénocristaux idiomorphes de phlogopite et de biotite contenus dans une matrice constituée d'amphiboles secondaires, de plagioclases, d'épidote, de muscovite et de carbonates (figures 5-5A, 5-5B et 5-5C). Toutefois, les amphiboles secondaires, de composition actinolitique (figure 5-5E), semblent provenir de la transformation de la phlogopite ou de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde ( $M_2$ ). Les plagioclases sont essentiellement des albites (figure 5-5F) et la calcite est le carbonate le plus abondant (figure 5-5G).

La biotite et le phlogopite sont les micas noirs les plus abondants dans les kersantites de Belleterre. Toutefois, les kersantites/GI sont essentiellement constituées de biotite ferrifère, alors que la biotite magnésienne ou le phlogopite constituent la variété de biotite prédominante dans les kersantites/GII (figures 5-6A et 5-6B).

### **5.2.2 Spessartites**

En affleurement, les spessartites sont leucocrates et contiennent comme les kersantites des enclaves de granites ou d'autres roches environnantes (figures 5-4C et 5-4F). Les spessartites constituent chronologiquement la deuxième variété et génération de lamprophyres de Belleterre puisqu'elles sont recoupées par les kersantites/GII (figure 5-4E) et parfois même contenues en enclave dans ces dernières (figure 5-4F). En lame mince, elles sont constituées de phénocristaux idiomorphes d'amphibole, plus ou moins transformés en biotite, contenus dans une matrice de plagioclases, de quartz et de carbonates (figures 5-8A à 5-8C). Les phénocristaux d'amphiboles montrent des macles caractéristiques des minéraux primaires magmatiques (figures 5-7A et 5-7B). Il s'agit des amphiboles magmatiques selon les diagrammes de classification de Giret et al. (1980) et de Rock (1991) (figures 5-7C et 5-7D). Dans ces roches, les amphiboles sont essentiellement constituées d'hornblendes magnésiennes (figure 5-8D), le plagioclase est de nature albitique (figure 5-8E), alors que la calcite est le seul carbonate observé (figure 5-8F).

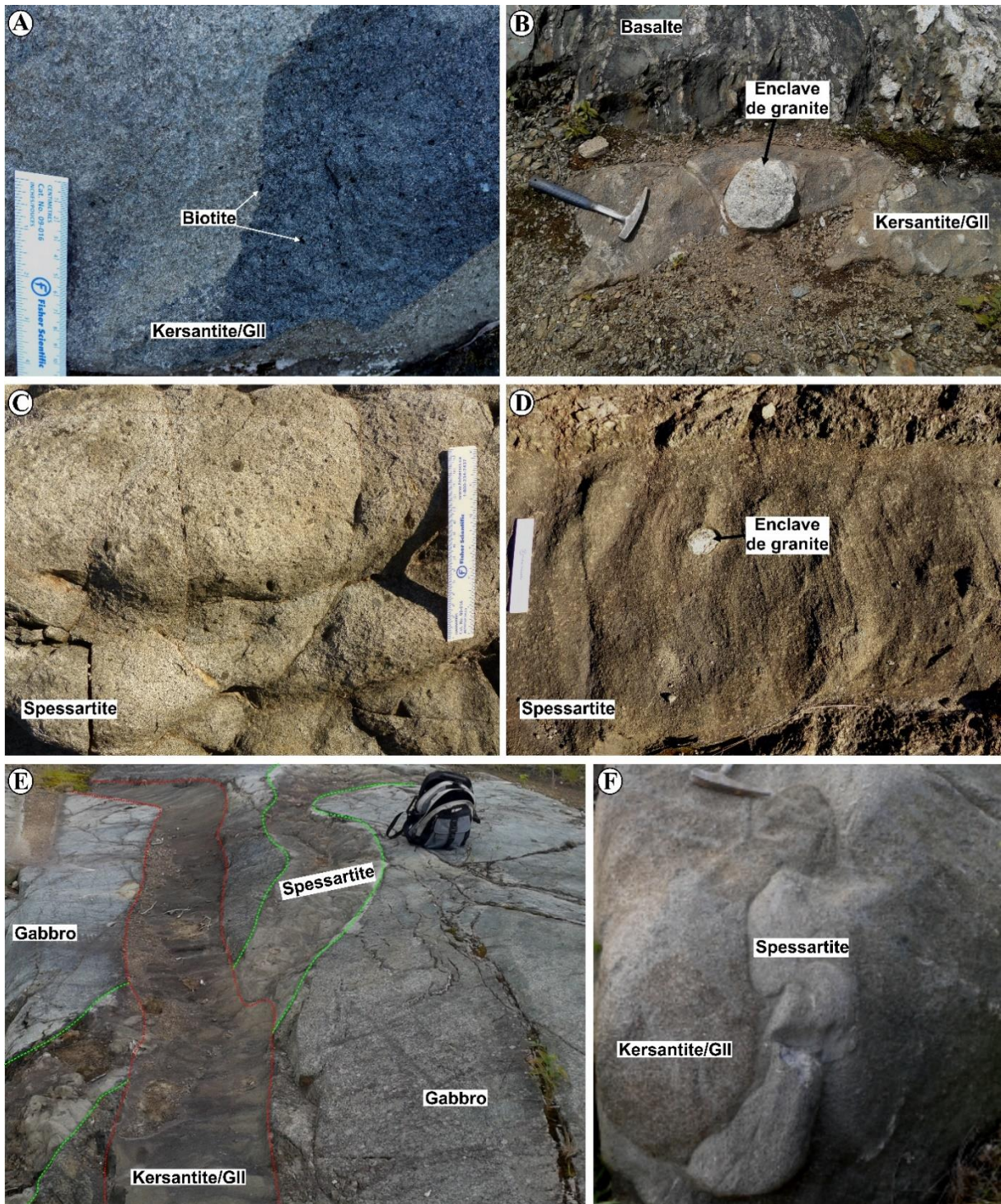


Figure 5-4: Aspect macroscopique des kersantites/Gill et des spessartites. (A) photo montrant la prédominance de la biotite dans la kersantite/Gill de la mine Aubelle. (B) Kersantite/Gill de l'indice Hosking contenant une enclave de granite. (C) Aspect leucocrate de la spessartite. (D) Spessartite contenant une enclave de granite. (E) Spessartite recoupée par une kersantite/Gill. (F) Fragments de spessartite contenus dans une kersantite/Gill. Les photos (C), (D), (E) et (F) ont été prises sur les affleurements de la propriété minière de Lac Expanse.

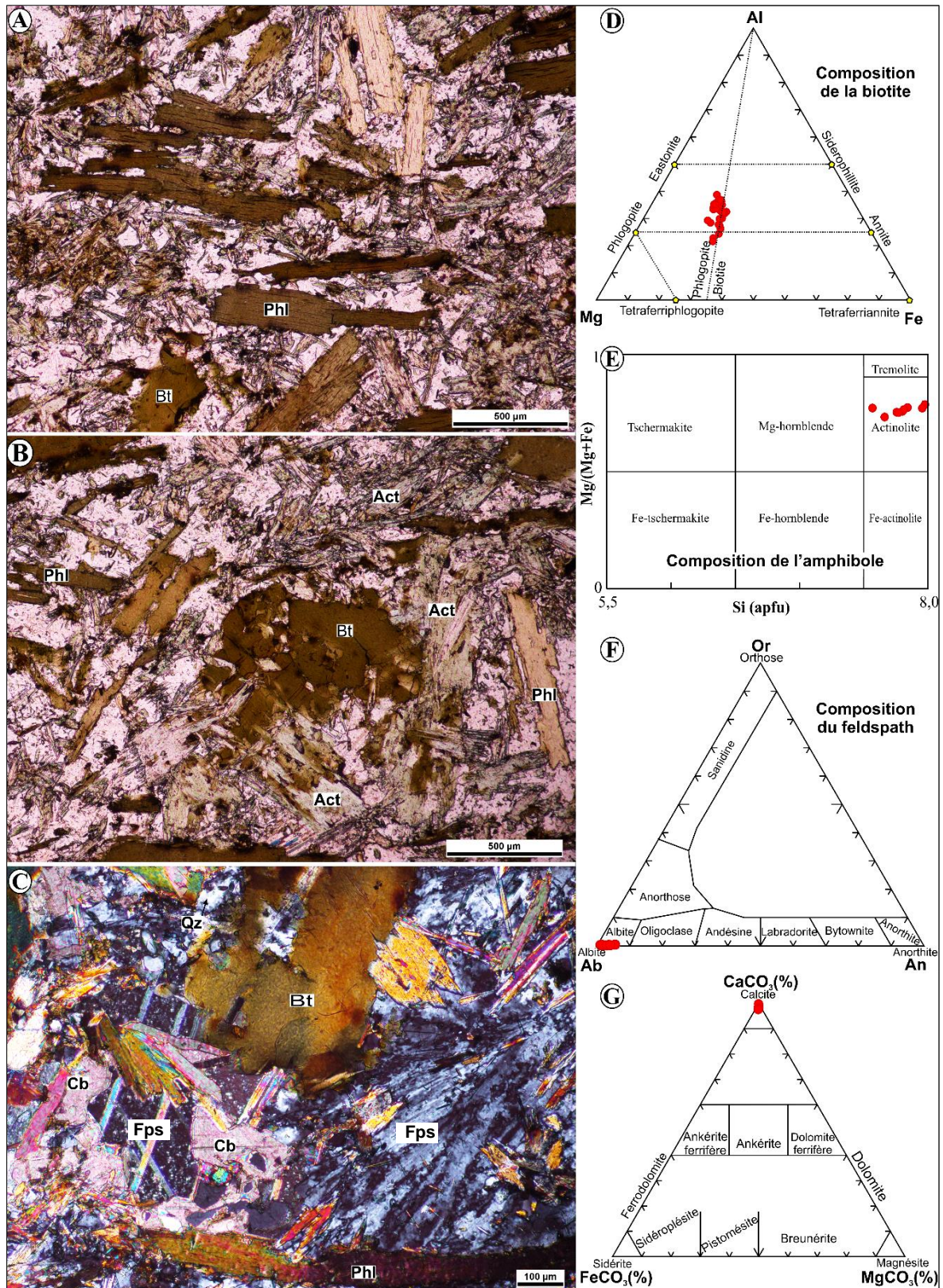


Figure 5-5: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des kersantites/GII. (A), (B) et (C) Les minéraux caractéristiques des kersantites/GII. Photos (A) et (B) en lumière naturelle et photo (C) en lumière polarisée. (D) Diagramme illustrant la composition chimique des biotites des kersantites/GII. (E) Diagramme de classification des amphiboles de Leake et al. (1997) illustrant la nature des amphiboles secondaires des kersantites/GII. (F) Diagramme illustrant la nature des feldspaths des kersantites/GII. (G) Diagramme illustrant la composition chimique des carbonates des kersantites/GII, champs du diagramme tirés de Yergeau (2015).



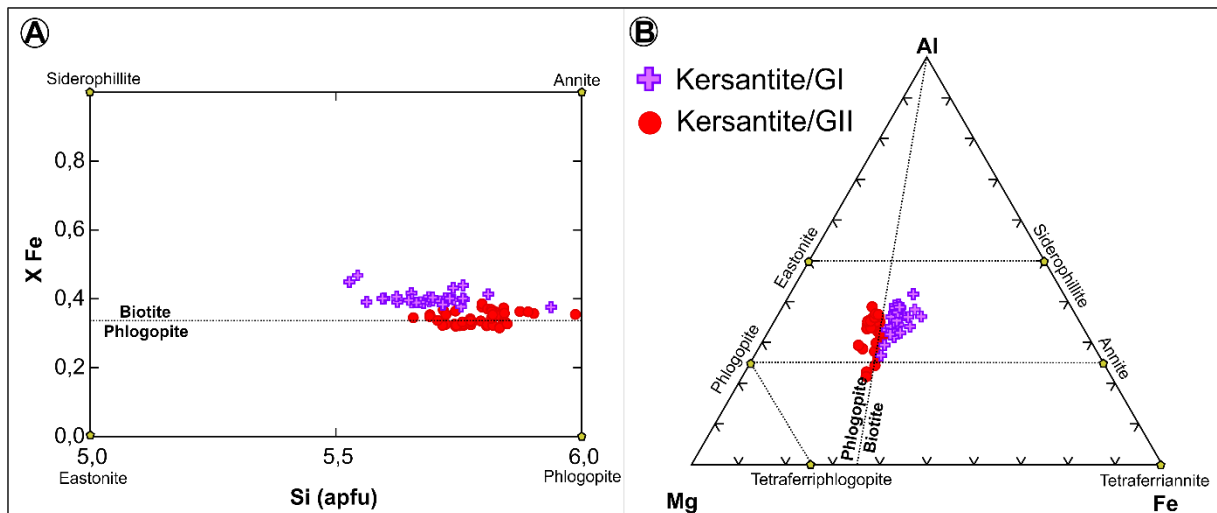


Figure 5-6: Classification des biotites provenant des kersantites G1 et GII. (A) Diagramme illustrant la nature des biotites des deux variétés de biotites des kersantites G1 et GII. (B) Diagramme de classification des biotites selon Deer et al. (1966).

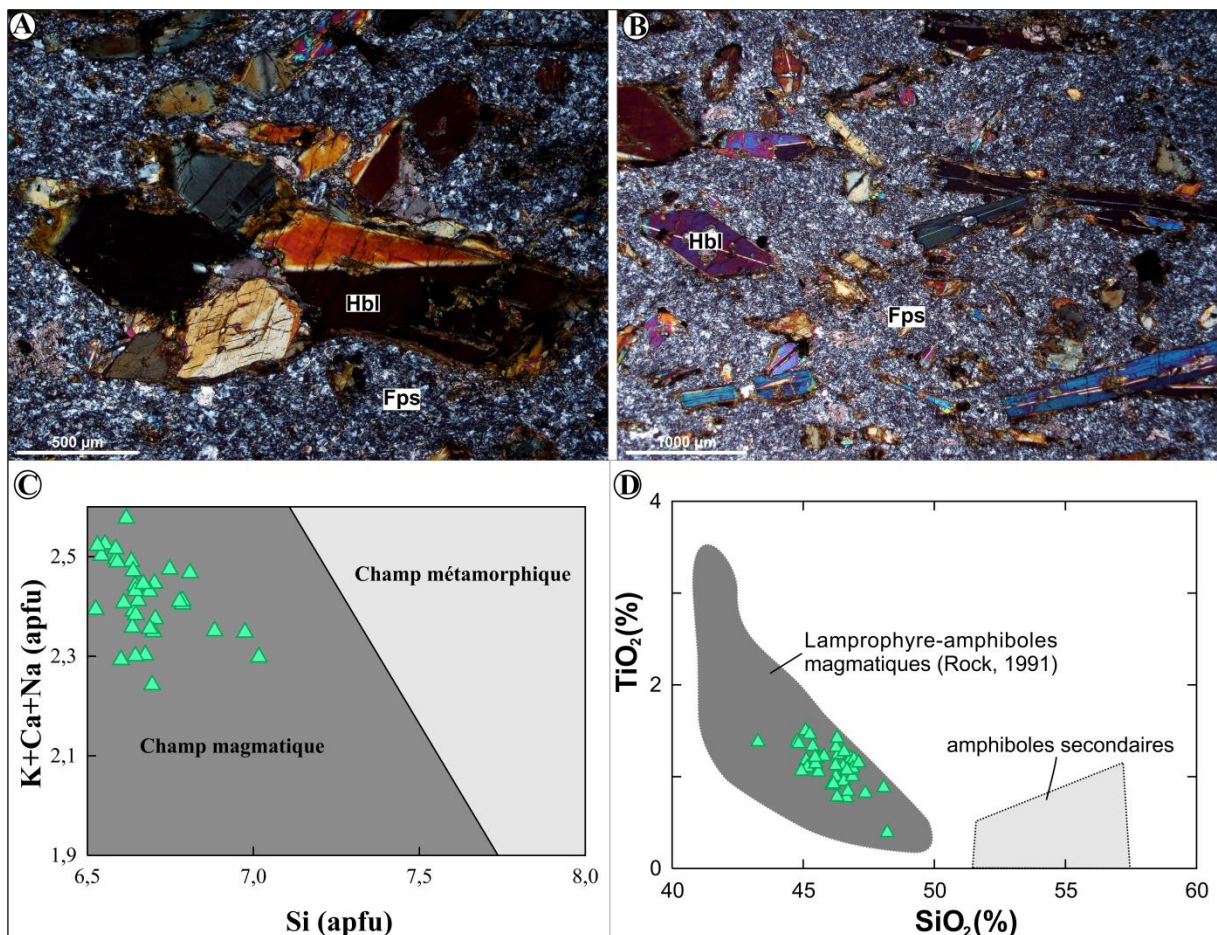


Figure 5-7: Caractéristiques pétrographiques et chimie minérale des amphiboles des spessartites montrant une origine essentiellement magmatique. (A) et (B) Macles caractéristiques de minéraux primaires magmatiques. (C) et (D) Diagrammes K+Ca+Na vs Si et TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> illustrant le caractère magmatique des amphiboles des spessartites. Apfu = Atoms per formula units.

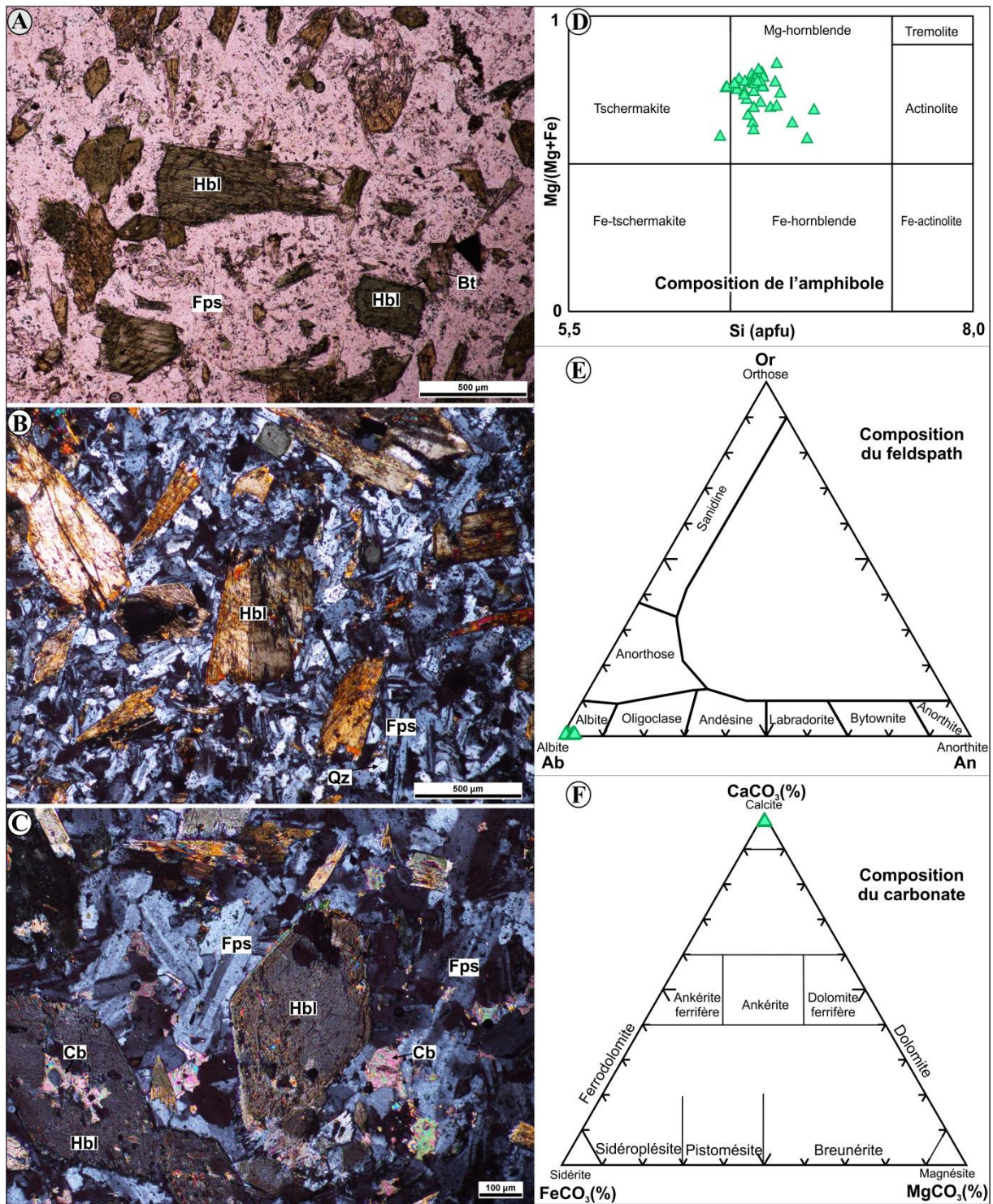


Figure 5-8: Caractéristiques pétrographiques et chimiques des spessartites. (A), (B) et (C) Les minéraux caractéristiques des spessartites. Photo (A) en lumière naturelle et photo (B) et (C) en lumière polarisée. (D) Diagramme de la classification des amphiboles de Leake et al. (1997) illustrant la nature des amphiboles présentes dans les spessartites. (E) Diagramme illustrant la nature des feldspaths des spessartites. (F) Diagramme illustrant la composition chimique des carbonates des spessartites, champs du diagramme tirés de Yergeau (2015).

### 5.3 Lithogéochimie

Cette section consiste en la caractérisation géochimique des lamprophyres de la région de Belleterre, et ce, pour mieux contraindre leur origine, ainsi que les mécanismes

pétrogénétiques probables impliqués lors de leur mise en place dans la croûte archéenne. Ainsi, 46 échantillons de lamprophyres ont été analysés. Les concentrations moyennes des éléments analysés, pour les trois groupes de lamprophyres, sont données au tableau 5-1.

Sur la base des concentrations en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , la plupart des dykes de lamprophyre de Belleterre tombent dans le champ des andésites basaltiques, des trachyandésites basaltiques et des trachyandésites selon le diagramme de classification de Le Bas et al. (1986) (figure 5-9A). Toutefois, l'interprétation de ce diagramme peut être compliquée en raison de sa vulnérabilité aux processus d'altération hydrothermale d'où la nécessité d'utiliser des diagrammes de classification basés sur les éléments traces, généralement considérés comme immobiles. Ainsi, selon le diagramme de Pearce (1996), basé sur les ratios des éléments immobiles Nb/Y vs Zr/Ti, les lamprophyres de Belleterre seraient de composition basalto-andésitique ou andésitique (figure 5-9B). Ces comparaisons sont cependant limitées, car les lamprophyres ne sont pas des roches volcaniques, mais des roches ignées hypabyssales. Par conséquent, les diagrammes de Le Bas (1986) et de Pearce (1996) sont donnés à titre indicatif puisqu'ils sont couramment utilisés dans le traitement des données géochimiques. Les lamprophyres étant des roches de nature magnésio-potassique, les kersantites montrent des concentrations élevées en  $\text{MgO}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ , mais faibles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contrairement aux spessartites. Ainsi, les dykes de type « lamprophyrique » de Belleterre sont effectivement des vrais lamprophyres; caractérisés par des concentrations plus élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que les magmas kimberlitiques (figure 5-9C). Certains tombent dans le champ calco-alkalin selon le diagramme de classification (figure 5-9D) des lamprophyres de Rock (1987).

### **5.3.1 Méthodes analytiques des isotopes stables et radiogéniques**

Les échantillons ont d'abord été concassés à l'aide d'un broyeur à mâchoires d'acier et par la suite finement broyés à l'aide d'un broyeur à agate au laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE à Québec avant d'être envoyés au Laboratoire des Isotopes Stables de l'Université *Queen's* à Kingston pour l'analyse des isotopes stables ( $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$ ) et au Centre Pacifique de Recherches Isotopiques et Géochimiques (*PCIGR*) de l'Université de Colombie-Britannique (Vancouver) pour l'analyse des isotopes radiogéniques (Pb, Sr, Nd).

#### **5.3.1.1 Isotopes stables ( $^{18}\text{O}$ et $^{13}\text{C}$ )**

L'analyse de la fraction carbonatée des isotopes stables a été effectuée sur le  $\text{CO}_2$  produit par la réaction de 1 mg d'échantillon de poudre avec de l'acide phosphorique anhydre (100 %) à 72 °C pendant 4 heures. Les rapports isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  ont été ensuite analysés en utilisant un appareil *Thermo-Finnigan* à gaz couplé à un spectromètre de masse (*CF-*

IRMS). Les valeurs des rapports  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  ont été respectivement normalisées par rapport aux standards *VPDB* (*Vienna Pee Dee Belemnite*) et *VSMOW* (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) avec une précision de 0,2 ‰. Par ailleurs, la fraction silicatée a été extraite à partir de 5 mg d'échantillon de poudre en présence de pentafluorure de brome ( $\text{BrF}_5$ ) à 550-600 °C selon la procédure de Clayton et Mayeda (1963). Le rapport  $\delta^{18}\text{O}$  de la fraction silicatée a été mesuré par le biais d'un appareil Thermo-Finnigan couplé à un spectromètre de masse (IRMS). Les valeurs du rapport  $\delta^{18}\text{O}$  ont été par la suite normalisées par rapport au standard *VSMOW* avec une précision de 0,1 ‰.

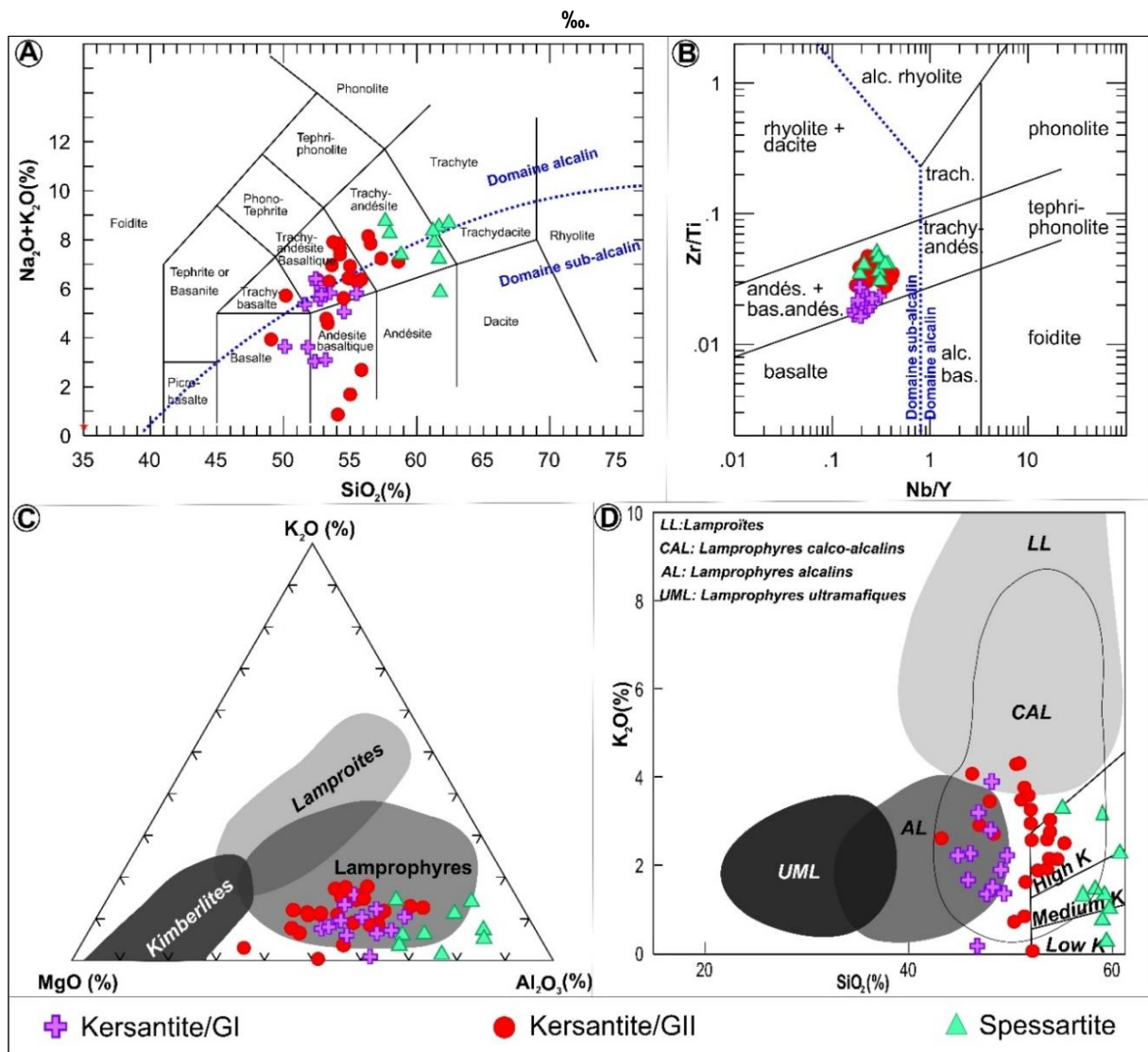


Figure 5-9: Caractérisation géochimique des lamprophyres. (A) Diagramme de Le Bas et al. (1986). (B) Diagramme de Pearce (1996). (C) Diagramme de Rock (1987). (D) Diagramme de Rock (1991).

**Tableau 5-1: Compositions chimiques moyennes des trois groupes de lamprophyres. s.d: Écart type. Mg#: MgO/MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>.**

	Kersantite/GI		Kersantite/GII		Spessartite	
	Moyenne (n=13)	s.d	Moyenne (n=24)	s.d	Moyenne (n=9)	s.d
SiO <sub>2</sub> (%)	47,82	1,84	51,00	2,94	58,41	1,64
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,10	0,64	0,08	0,55	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,00	1,34	12,23	1,10	15,21	1,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	8,93	0,69	7,95	0,78	5,68	0,59
MnO	0,15	0,02	0,13	0,02	0,08	0,01
MgO	8,59	2,45	9,01	2,49	4,17	1,78
CaO	8,33	0,96	7,36	1,24	5,13	1,09
Na <sub>2</sub> O	2,24	1,08	3,05	1,16	5,96	0,81
K <sub>2</sub> O	1,99	1,07	2,72	1,00	1,65	1,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,05	0,43	0,09	0,29	0,12
PAF	8,71	2,32	4,99	2,70	3,16	1,59
Total	100,08	1,04	99,79	1,32	100,67	1,66
Zr (ppm)	91,25	25,61	130,04	19,86	128,11	22,56
Y	16,49	2,64	17,53	2,79	15,08	3,72
Nb	3,76	1,02	4,58	1,14	4,34	1,20
Ba	403,67	232,44	830,16	414,34	732,90	450,93
V	179,54	25,00	151,92	18,36	117,11	18,27
Sc	26,34	4,33	22,21	3,26	13,02	1,58
Cr	470,38	212,23	584,71	338,05	192,47	129,14
Co	40,75	10,38	39,51	10,77	18,49	5,75
Ni	147,09	164,44	179,44	115,02	71,50	52,92
Sr	268,12	145,69	487,46	262,02	573,11	151,59
Rb	81,32	37,72	106,65	41,88	64,81	49,72
Cs	3,59	1,60	4,93	2,23	4,54	5,71
Hf	2,31	0,48	3,20	0,49	3,33	0,50
Ti	4112,92	592,33	3809,58	506,88	3294,93	338,42
Ta	0,21	0,07	0,26	0,05	0,22	0,06
Pb	7,37	3,24	12,22	7,58	9,96	2,93
Th	2,30	0,81	5,15	1,36	4,20	0,76
K	16483,10	8879,59	22569,85	8307,90	13725,06	8622,82
U	0,66	0,20	1,26	0,33	1,00	0,17
Cu	66,46	59,52	39,30	22,91	53,89	35,13
La (ppm)	16,12	4,69	35,41	10,71	30,92	5,06
Ce	35,46	10,43	75,10	22,54	64,59	9,97
Pr	4,46	1,16	9,22	2,81	7,99	1,41
Nd	19,70	4,97	38,79	10,80	33,04	6,30
P	1243,80	204,65	1870,27	376,82	1274,60	503,55
Sm	4,17	0,88	7,36	1,75	6,10	1,31
Eu	1,20	0,29	1,92	0,42	1,64	0,42
Gd	3,88	0,64	6,03	1,33	4,89	1,16
Tb	0,52	0,07	0,67	0,14	0,54	0,13
Dy	2,97	0,41	3,37	0,60	2,75	0,65
Ho	0,58	0,09	0,60	0,09	0,51	0,13
Er	1,61	0,27	1,55	0,22	1,33	0,34
Tm	0,24	0,04	0,23	0,04	0,20	0,05
Yb	1,49	0,26	1,36	0,21	1,15	0,26
Lu	0,23	0,04	0,21	0,03	0,18	0,04
<b>Zr/Y</b>	<b>5,59</b>	<b>1,54</b>	<b>7,50</b>	<b>1,06</b>	<b>8,72</b>	<b>1,40</b>
Hf/Sm	0,56	0,05	0,45	0,06	0,56	0,08
Mg#	0,48	0,06	0,52	0,06	0,41	0,10

### 5.3.1.2 Isotopes radiogéniques (Pb-Sr-Nd)

Les méthodes analytiques utilisées pour la mesure des isotopes radiogéniques (Pb-Sr-Nd) des lamprophyres de Belleterre sont expliquées en détail dans Weiss et al. (2006).

Les échantillons de poudre (100 à 250 mg) sont placés dans une éprouvette à téflon de 15 ml avec 10 ml d'HF à 48 % et 1 ml de 14N HNO<sub>3</sub>, puis dissous sur une plaque chauffante pendant 48 heures à 130 °C. Au cours de cette étape, les échantillons sont périodiquement placés dans un bain à ultrasons pour assurer une digestion complète. Après digestion, les échantillons sont séchés pendant une nuit sur une plaque chauffante à 130 °C. Les résidus sont par la suite dissous pendant 24 heures à 130 °C dans une solution (6 ml) de 6N HCl avant d'amorcer l'étape de séparation des terres rares des éléments majeurs et du Sr dans une colonne chromatographique. Les éléments Pb, Sr et Nd sont tous purifiés à partir de la même solution d'échantillon. La première étape consiste en la séparation du Pb des autres éléments dans une colonne chromatographique. Ensuite, le résidu de cette colonne est séché et réutilisé pour la séparation du Sr des éléments du groupe des terres rares. Enfin, le résidu restant est traité dans une colonne chromatographique de verre de 10 ml contenant un fond de poudre de téflon recouverte d'acide « di-2ethylhexyl-orthophosphorique » (HDEHP) (Richard et al, 1976) pour séparer le Nd des autres terres rares par lessivage avec une solution de 0,16N HCL.

Les mesures de compositions isotopiques radiogéniques sont réalisées soit par un spectromètre *Thermo Finnigan TIMS* (Sr, Nd), soit par un spectromètre *Nu Instruments Plasma (Nu 021) MC-ICP-MS* (Nd, Pb). Les mesures isotopiques de Pb ont été réalisées par un spectromètre de masse multicollecteur fonctionnant en mode statique (*MC-ICP-MS*). Les isotopes du Pb (208, 207, 206 et 204), ainsi que le Tl (205 et 203) et le Hg (202) sont analysés simultanément. Le Tl est utilisé pour calibrer l'instrument de mesure et le Hg pour corriger l'interférence entre le <sup>204</sup>Hg et le <sup>204</sup>Pb. Afin d'améliorer la reproductibilité, donc la précision des conditions analytiques des isotopes du Pb, toutes les solutions d'échantillons ont été analysées avec le même matériau de référence *NBS 981* dont le ratio Pb/Tl ≈ 4. Chaque échantillon est analysé par un spectromètre de masse (*Element2 HR-ICP-MS*) de type *Thermo Finnigan* pour déterminer la concentration exacte du Pb pour l'analyse isotopique de Pb. La moyenne de 11 analyses du standard de Pb *NBS 981* analysé par un spectromètre *Nu Instruments Plasma (Nu 1700) MC-ICP-MS* est de <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 36,7160 ± 0,0022, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15,4984 ± 0,0008 et <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 16,9417 ± 0,0008.

Les compositions isotopiques du Sr et Nd ont été mesurées par un spectromètre de masse multicollecteur de type *Finnigan* fonctionnant en mode statique. Les échantillons ont été

montés sur un seul filament de *Ta*, ainsi que sur un double filament de *Re-Ta* pour mesurer respectivement les isotopes de Sr et de Nd. Les rapports isotopiques ont été normalisés selon les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710248$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512116$ . La moyenne de 8 analyses du standard de *La Jolla* est de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512063 \pm 0,000007$  et celle de 9 analyses du standard de référence de Sr (*SRM 987*) est de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710244 \pm 0,000013$ .

### 5.3.2 Éléments majeurs et traces

Les diagrammes de discrimination de Harker (1909) montrent une grande variabilité des différents oxydes d'éléments majeurs en fonction des concentrations en  $\text{SiO}_2$  utilisées comme un indicateur du degré de différenciation magmatique des lamprophyres échantillonnés. Dans un premier temps, la figure 5-10 montre la présence de trois populations représentatives des trois groupes de lamprophyres. Le groupe des spessartites montre les plus hautes concentrations en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et faibles concentrations en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (figure 5-10). Contrairement aux kersantites, les spessartites proviennent d'un magma qui avait de fortes concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  d'où la forte proportion de l'hornblende et du plagioclase dans ces roches. D'un autre côté, les magmas parentaux des kersantites avaient les plus fortes concentrations en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  (figures 5-10C, 5-10D, 5-10E et 5-10F) d'où l'abondance des minéraux ferromagnésiens comme la biotite et le phlogopite dans les deux groupes de kersantites.

Cependant, en plus de l'accumulation des minéraux, une partie de la variabilité observée provient de la production de liquides magmatiques lors de la fusion partielle d'une source mantellique métasomatisée. Par exemple, la différence de concentrations en  $\text{P}_2\text{O}_5$  observée entre les kersantites des groupes I et II reflète probablement la présence d'apatite stable dans la source mantellique des kersantites du groupe I. Ainsi, les trois générations de lamprophyres ont des concentrations en  $\text{P}_2\text{O}_5$  variables, mais systématiquement plus élevées dans les kersantites/GII par rapport aux kersantites/GI et aux spessartites (figure 5-10H). Ceci résulte probablement du fait qu'elles s'enracinent dans des magmas parents différents. Toutefois, en regardant attentivement les autres diagrammes de la figure 5-10, tout se passe comme si les trois générations de lamprophyres correspondaient à des degrés de différenciation différents du même magma parent. Ceci est surprenant vu les âges clairement différents des lamprophyres. D'un autre côté, les éléments majeurs sont généralement très similaires dans des roches du même type, et surtout dans des diagrammes de Harker.

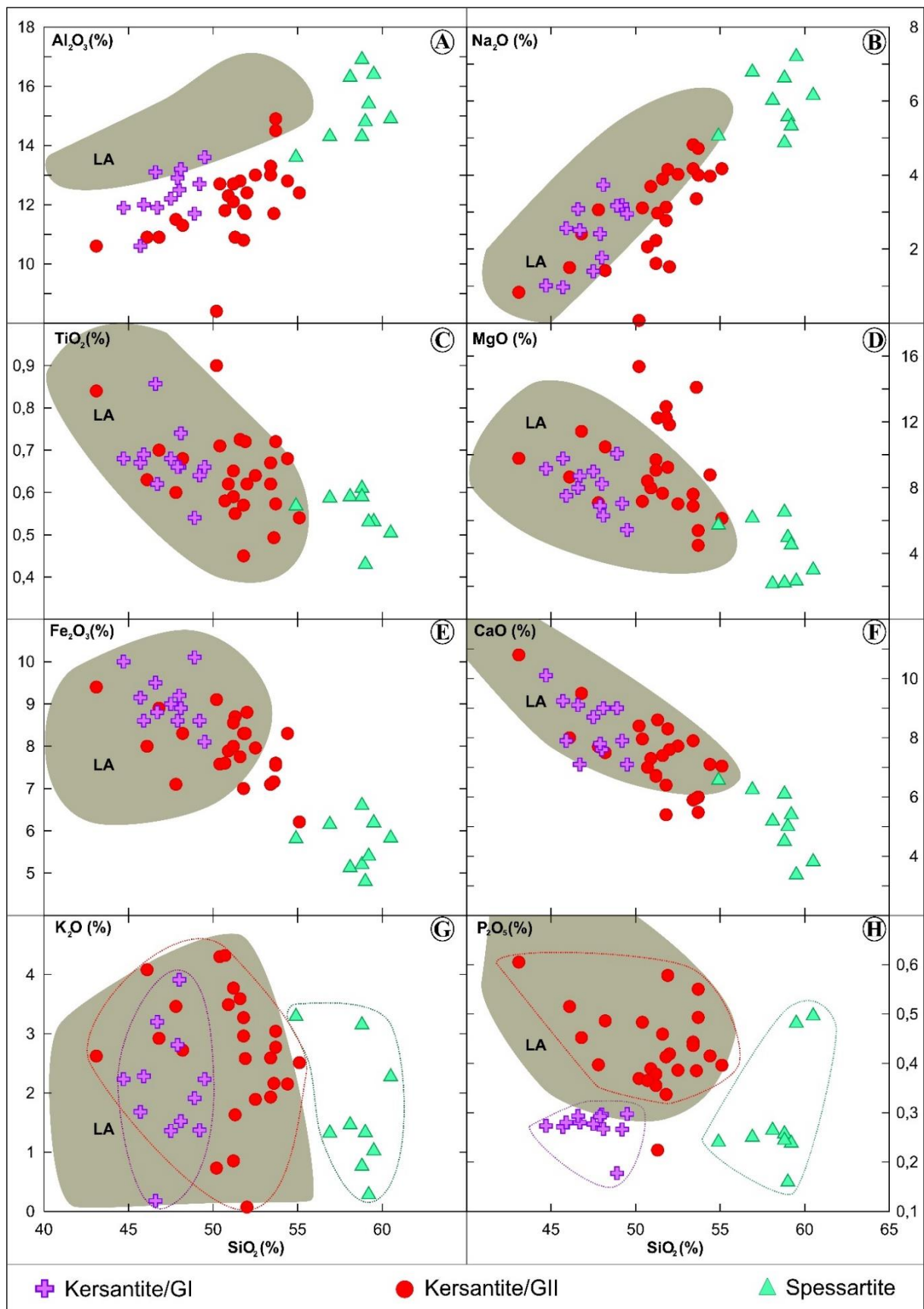


Figure 5-10: Diagrammes de Harker. (A) à (H) Variation des éléments majeurs en fonction de SiO<sub>2</sub>. Les données des lamprophyres de l'Abitibi (LA) proviennent de Wyman et Kerrich (1993).



Les lamprophyres de Belleterre présentent des concentrations variables en Zr et Th mais systématiquement plus faibles dans les kersantites/GI en comparaison aux kersantites/GII et aux spessartites (figures 5-11A et 5-11B). Il existe également une corrélation négative entre les concentrations en éléments de transition (Cr, Co et Ni) et  $\text{SiO}_2$ , avec les plus faibles concentrations observées dans les spessartites (figures 5-11C à 5-11E). Enfin, la large variation de la composition des éléments alcalins et alcalino-terreux (K, Ba, Rb et Sr) (figures 5-11F à 5-11H) dans les trois familles de lamprophyres est due aux caractéristiques des magmas parentaux de chaque variété de lamprophyres. Toutefois, les kersantites/GI constituent la génération de lamprophyres ayant de faibles concentrations en alcalins et alcalino-terreux. À noter que les alcalis et alcalino-terreux sont très mobiles pendant les processus d'altération hydrothermale qui pourrait expliquer leur variabilité au sein d'une même variété de lamprophyres. Toutefois, la disparité géochimique entre trois générations de lamprophyres est imputable aux caractéristiques de leurs magmas parentaux.

En somme, la figure 5-11 montre clairement que les lamprophyres de Belleterre proviennent de trois séries magmatiques différentes, sauf qu'aucune ne définit une suite bien distincte.

### **5.3.3 Terres rares et autres éléments incompatibles**

Les spectres normalisés aux chondrites des trois variétés de lamprophyres montrent certaines caractéristiques communes soulignées entre autres par de fortes concentrations en terres rares légères (50 à 300 fois chondrite) et un fractionnement modéré des terres rares lourdes entre elles (figures 5-12A à 5-12C). Ces spectres ne montrent aucune présence d'anomalie positive ou négative en europium. Le degré de fractionnement en terres rares légères (La/Sm) est légèrement plus élevé dans les kersantites du groupe II (La/Sm: 4,81) que dans celles du groupe I (La/Sm: 3,87). Le fractionnement des terres rares est encore plus significatif pour ce qui est des terres rares lourdes (Gd/Yb) avec des rapports Gd/Yb moyens respectivement de 2,60 et 4,25 dans les kersantites/GI versus kersantites/GII. La présence de grenat dans la source des kersantites/GII et des spessartites pourrait impliquer une pétrogénèse plus profonde dans le manteau lithosphérique métasomatisé. Lorsque normalisés aux valeurs du manteau primitif, les lamprophyres de Belleterre montrent des spectres ayant de fortes abondances en terres rares légères, actinides, alcalins et alcalino-terreux et systématiquement appauvris en Nb, Ta et Ti (figures 5-12D à 5-12F).

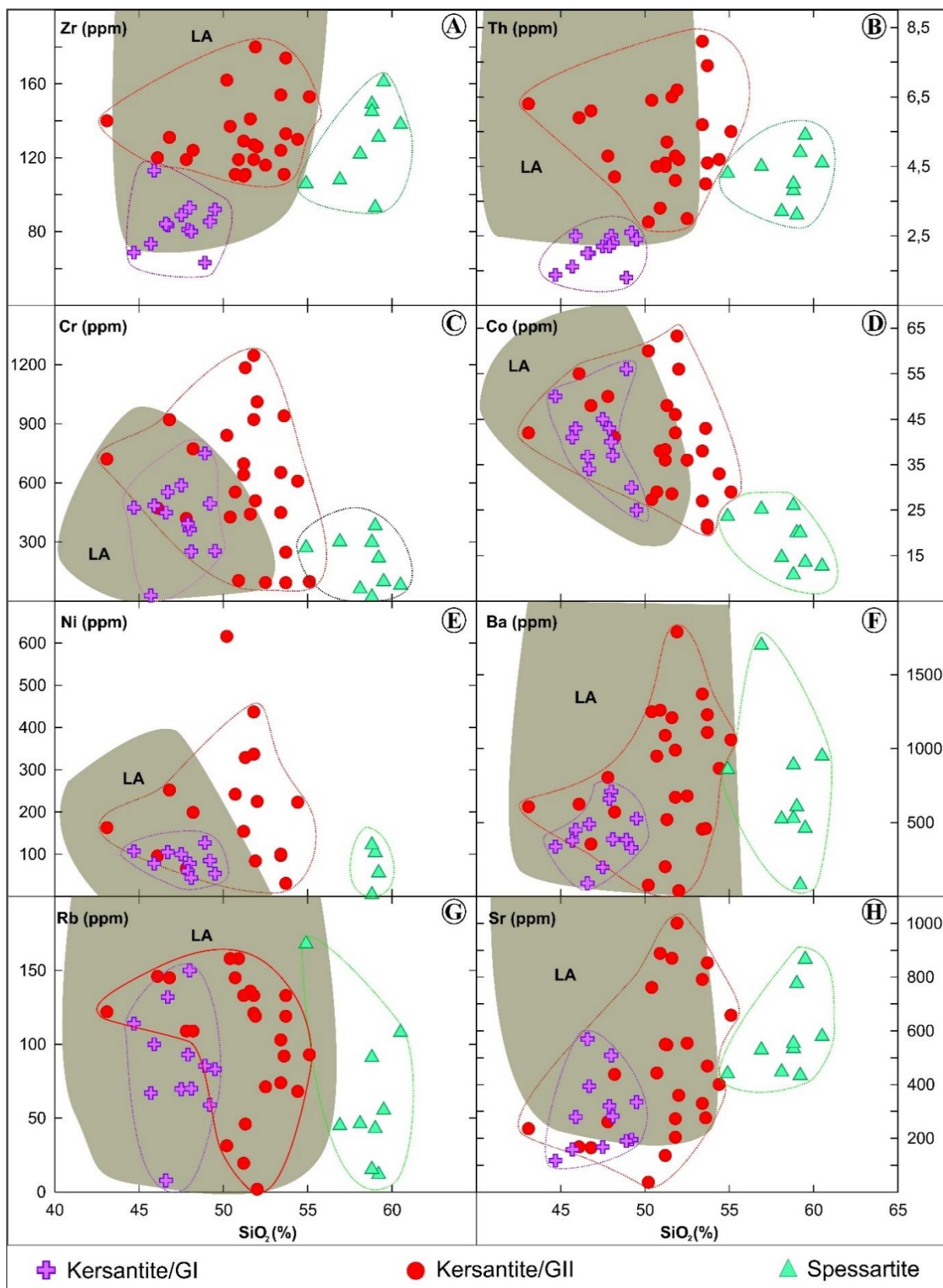


Figure 5-11: Diagrammes de Harker (suite). (A) à (H) Variation des éléments en traces en fonction de SiO<sub>2</sub>. Les données des lamprophyres de l'Abitibi (LA) proviennent de Wyman et Kerrich (1993).

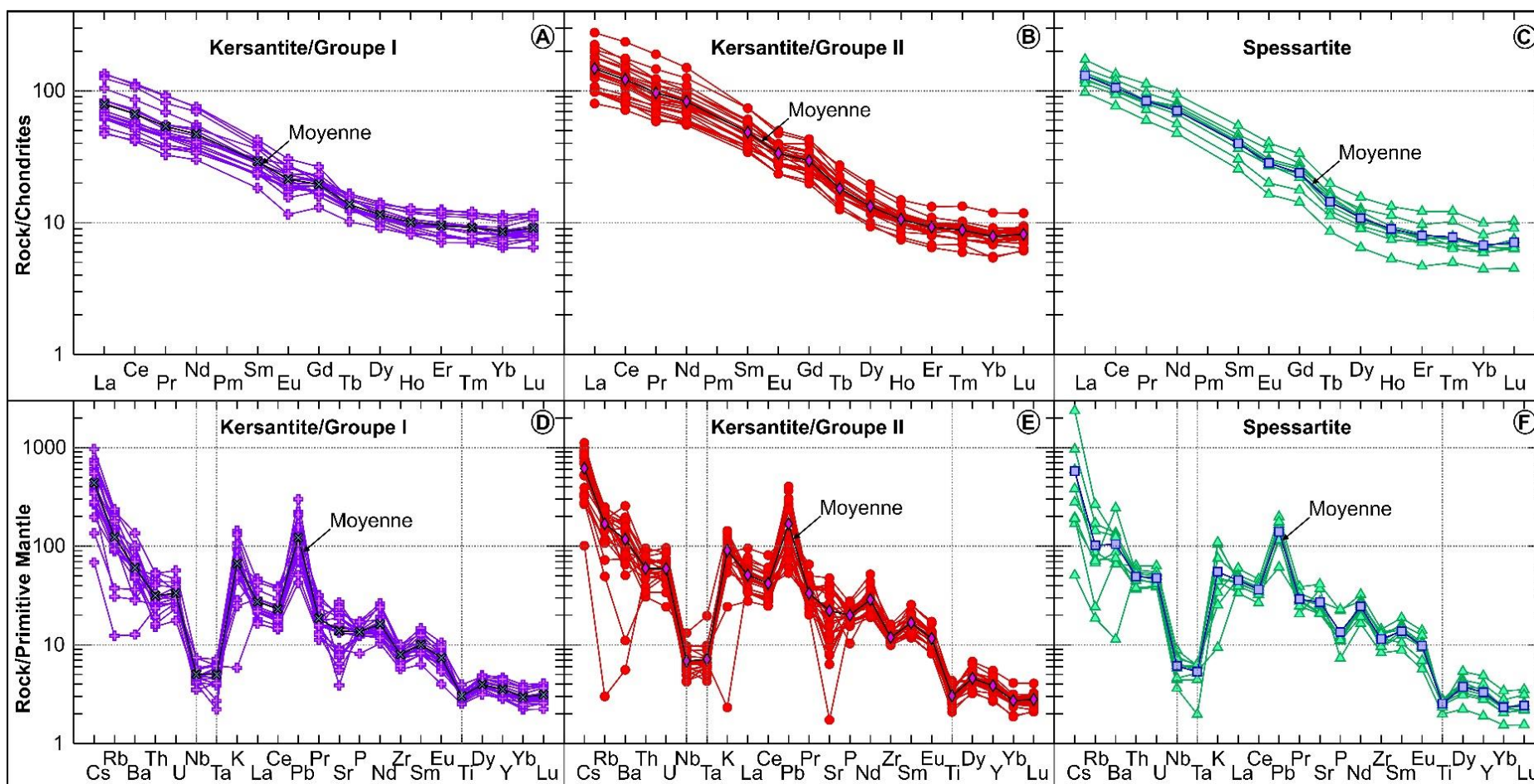


Figure 5-12: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles. (A), (B) et (C) Spectres des terres rares des kersantites/GI, kersantites/GII et spessartites. Abondances normalisées aux valeurs chondritiques de Sun et McDonough (1989). (D), (E) et (F) Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des kersantites/GI, kersantites/GII et spessartites. Abondances normalisées aux concentrations du manteau primitif terrestre estimées par Sun et McDonough (1989).

#### 5.3.4 Alcalino-terreux

La figure 5-13 permet de caractériser le fractionnement des éléments alcalins et alcalino-terreux par rapport au lanthane (La) et à d'autres éléments hautement incompatibles comme le thorium et l'uranium. Par exemple, dans les lamprophyres de Belleterre, les rapports Rb/La, Cs/La et Ba/La sont systématiquement supérieurs aux valeurs du manteau primitif (ou à celui du réservoir *DM* source des *MORB*) (figures 5-13A à 5-13C). Ces valeurs sont systématiquement plus élevées que celles rapportées pour les magmas kimberlitiques. Les rapports Rb/La et Ba/La (figures 5-13A et 5-13B) observés dans les lamprophyres ressemblent plus à ceux des *NASC* (*North American Shale Composite*) ou de la croûte continentale supérieure. Cette observation est intéressante, car elle pourrait impliquer la présence d'une composante sédimentaire possiblement subductée et ultérieurement impliquée dans le métasomatisme du manteau lithosphérique qui est la source probable du magmatisme lamprophyrique de Belleterre. Notez que la subduction de sédiments est un processus pouvant également injecter du carbone dans le manteau et si les conditions de pression sont suffisantes, cela pourrait permettre la formation de diamant. Tout comme pour les autres rapports, le rapport Rb/Sr (figure 5-13D) montre des valeurs semblables à celles de la croûte continentale supérieure (0,31 à 0,32).

De plus, les hautes valeurs du rapport Th/La (figure 5-13F) observées dans les lamprophyres suggèrent l'implication d'une source enrichie lors de la pétrogénèse des lamprophyres de Belleterre. Cette source, plus enrichie que le manteau primitif ou le réservoir *DM*, pourrait être située dans le manteau lithosphérique. Cette dernière pourrait contenir une importante composante crustale, probablement d'origine sédimentaire, telle que suggérée par la projection des échantillons de lamprophyres dans le champ des roches sédimentaires archéennes du Pontiac. Notez que les réservoirs crustaux *NASC*, *UC* et *UCC* ont tous des rapports Th/La élevés (de 0,35 à 0,39: figures 5-13D à 5-13F).

En outre, le diagramme de la figure 5-14A, basé sur les ratios Ba/Rb vs Rb/Sr, permet de constater que les kersantites des groupes I et II évoluent vers le pôle phlogopite avec un fort rapport Rb/Sr et un faible rapport Ba/Rb, ces rapports reflètent ceux de la source. Ce type de fractionnement est caractéristique d'une source mantellique métasomatisée et comportant une proportion importante de phlogopite (Guo et al., 2004). Par contre, les spessartites semblent issues d'une source métasomatique dominée par l'amphibole. Notez que les magmas issus de la fusion partielle de ce type de source évolueront vers des rapports Ba/Rb élevés et de faibles rapports Rb/Sr (Guo et al., 2004). Finalement, les faibles valeurs du

rapport Nb/U des lamprophyres s'expliquent par la présence d'une composante enrichie dans la source mantellique ayant une signature de type croûte continentale (figure 5-14B).

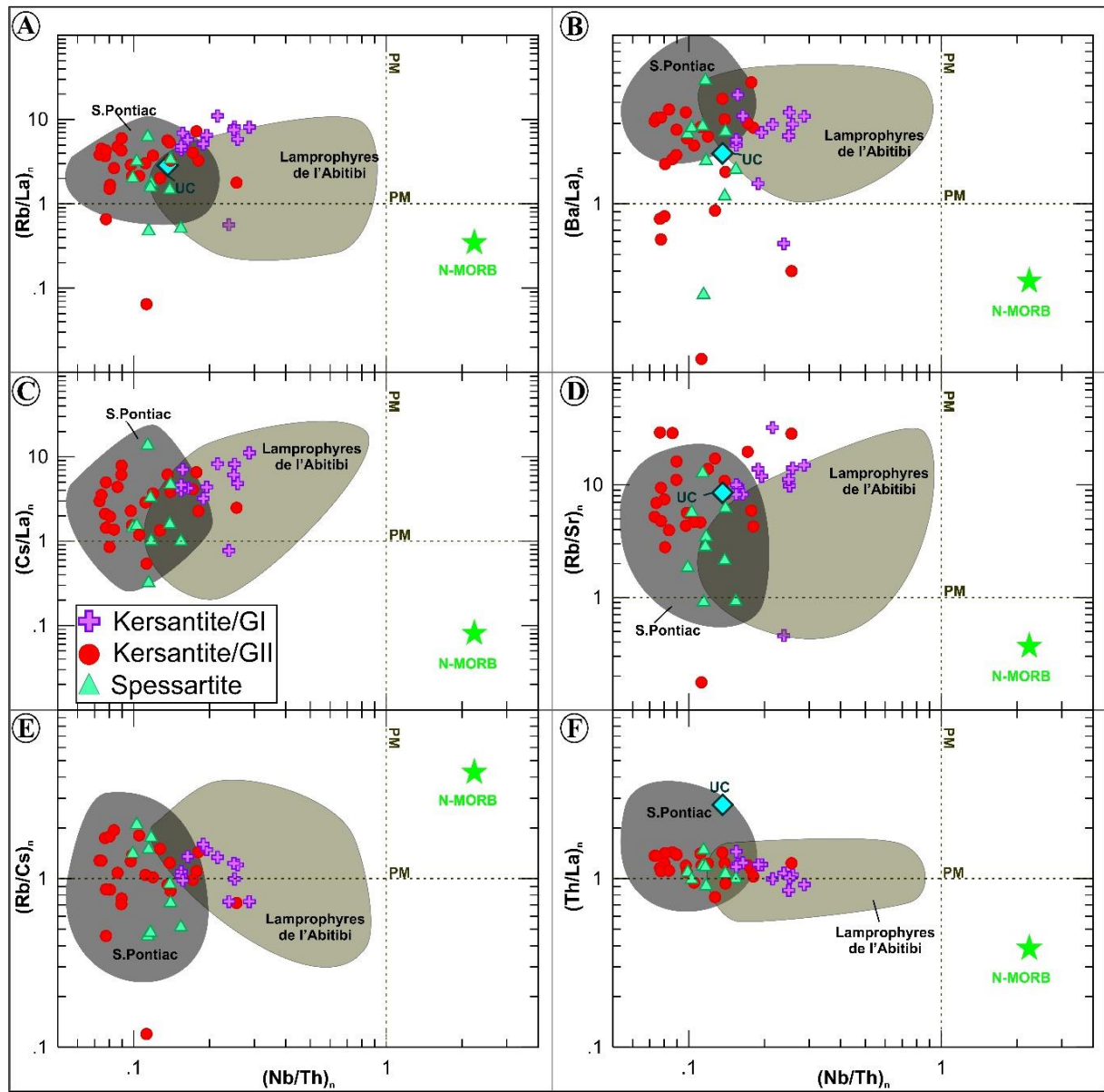


Figure 5-13: Diagrammes montrant le fractionnement des rapports des alcalis, alcalino-terreux et Th/La par rapport au Nb/Th. Les abondances sont normalisées aux valeurs du manteau primitif de Hofman (1988). Les données des lamprophyres de l'Abitibi (LA) proviennent de Wyman et Kerrich (1993), celles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (S.Pontiac) de cette étude, de Camiré et al. (1993) et de Doyon (2004).

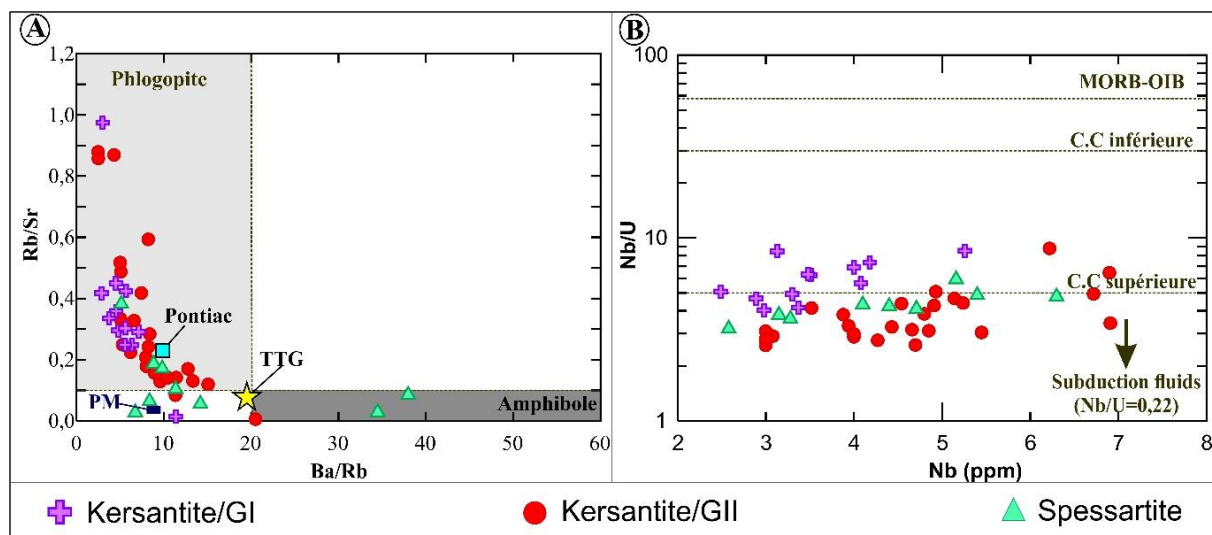


Figure 5-14: Diagrammes illustrant la nature de la source des lamprophyres. (A) Diagramme Rb/Sr vs Ba/Rb montrant que les lamprophyres de Belleterre sont dominés par l'évolution d'une source mantellique métasomatisée riche en phlogopite pour les kersantites (GI et GII) et en amphibole pour les spessartites. (B) Diagramme Nb/U vs Nb indiquant que la source des lamprophyres a une signature non asthénosphérique et vraisemblablement métasomatisée par des magmas silicatés ou des fluides provenant d'une ancienne zone de subduction.

### 5.3.5 Ratios des éléments incompatibles

Le magmatisme responsable de la mise en place des lamprophyres de Belleterre est caractérisé par des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et/ou un environnement de mise en place différent de celui des *MORB*. Les lamprophyres de Belleterre montrent des rapports Ta/La, Hf/Sm, Nb/Th et Y/Tb inférieurs aux valeurs du manteau primitif et aux *MORB* et des ratios La/Sm, La/Yb, Gd/Yb, Zr/Y, Sm/Ti, Zr/Ti, Ta/Yb, Nb/Yb, Th/Yb, Th/Sc, Zr/Hf, Gd/Lu et Th/La supérieurs au manteau primitif et aux *MORB* (figures 5-15 à 5-16). Tous ces ratios d'éléments incompatibles présentent une tendance en direction des pôles crustaux et plus spécifiquement du champ compositionnel des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac et de la croûte continentale supérieure. A priori, cette observation pourrait suggérer que les magmas primaires des lamprophyres auraient été contaminés par une source crustale archéenne, qui dans le cas présent serait similaire à la composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac et de la croûte continentale supérieure. Toutefois, les différents ratios des éléments incompatibles (figures 5-15 et 5-16) définissent une dichotomie nette entre les kersantites/GI et les deux autres générations de lamprophyres à savoir les kersantites/GII et les spessartites qui ont des ratios très similaires. Cette dichotomie géochimique pourrait être expliquée par un processus de contamination différentielle des magmas par assimilation de matériaux crustaux et/ou par des sources mantelliques ou magmas parentaux différents.

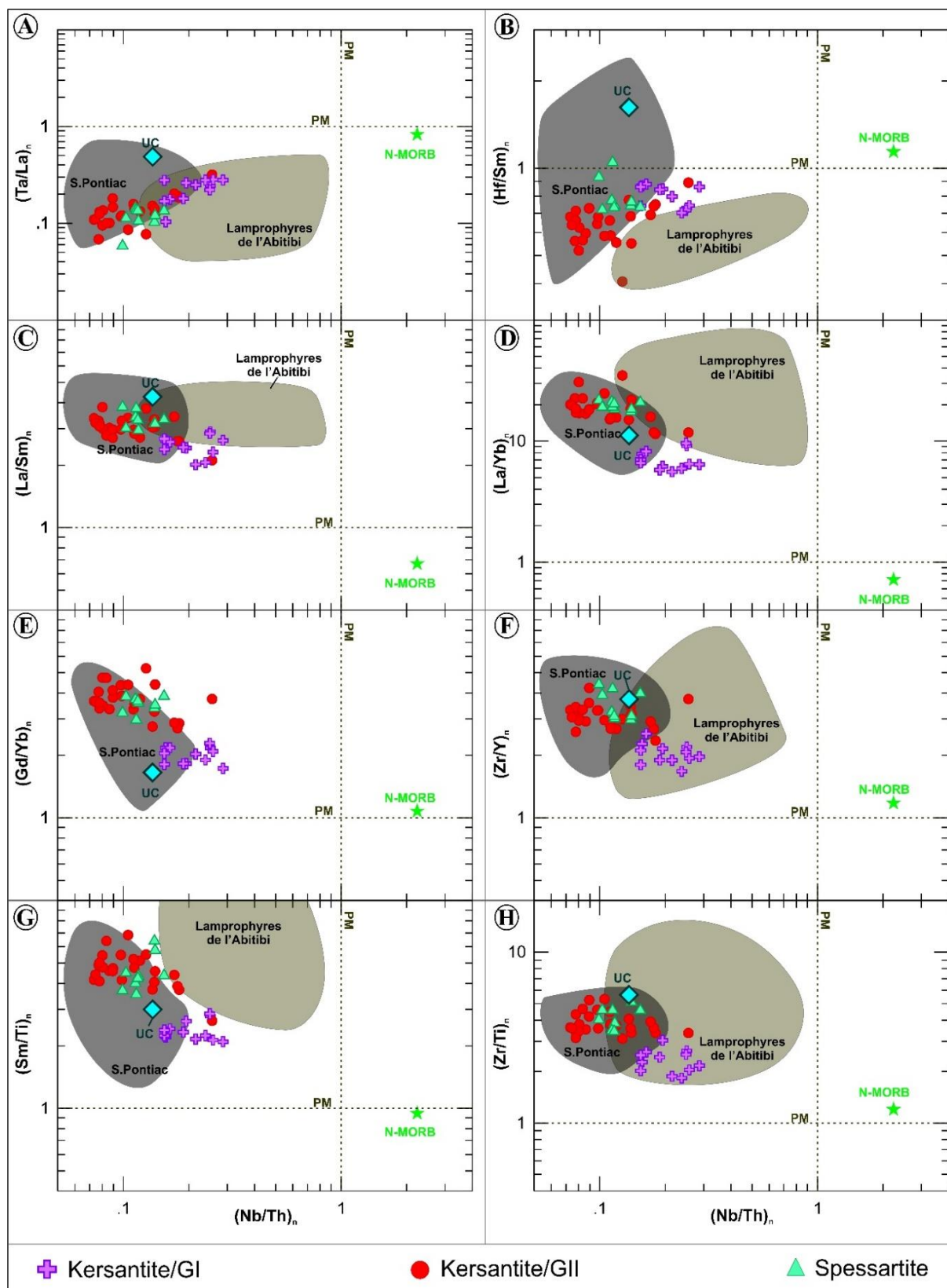


Figure 5-15: Diagrammes des rapports d'éléments traces fortement incompatibles en fonction de Nb/Th. Les abondances sont normalisées aux valeurs du manteau primitif de Hofman (1988). Les données des lamprophyres de l'Abitibi (LA) proviennent de Wyman et Kerrich (1993), celles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (S.Pontiac) de cette étude, Camiré et al. (1993) et Doyon (2004).

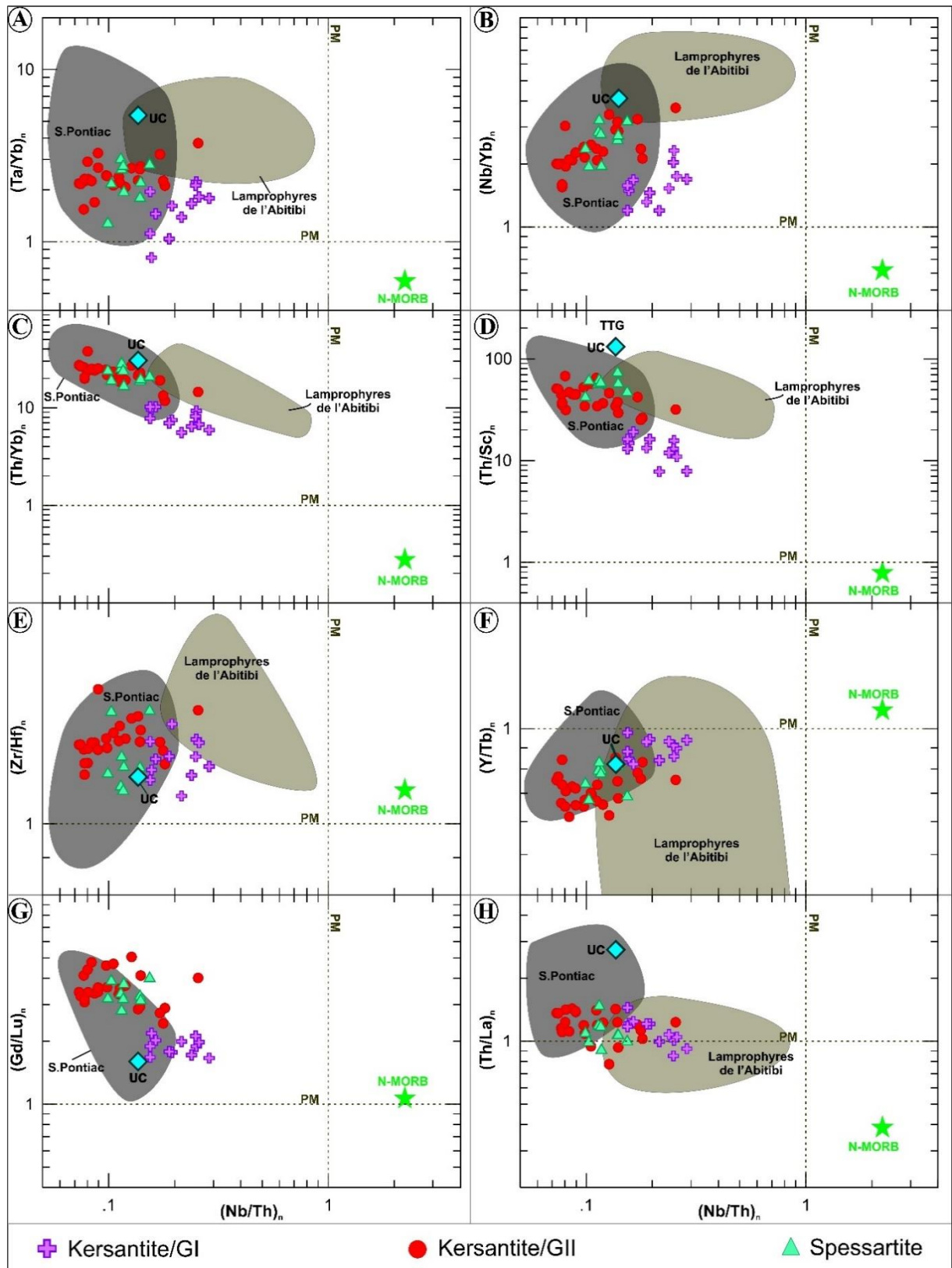


Figure 5-16: Diagrammes des rapports d'éléments traces fortement incompatibles en fonction de Nb/Th (Suite). Les abondances sont normalisées aux valeurs du manteau primitif de Hofman (1988). Les données des lamprophyres de l'Abitibi (LA) proviennent de Wyman et Kerrich (1993), celles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (S.Pontiac) de cette étude, Camiré et al. (1993) et Doyon (2004).



### 5.3.6 Résultats et interprétations des isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ )

Les rapports  $\delta^{13}\text{C}$  de la fraction carbonatée des lamprophyres de Belleterre se distribuent entre -5,30 à -2,21 ‰ (tableau 5-2). En détail, les rapports  $\delta^{13}\text{C}$  des kersantites/GI, des kersantites/GII et des spessartites varient respectivement de -5,30 à -3,81 ‰ (moyenne de -4,85 ‰, n = 5), de -2,91 à -2,21 ‰ (moyenne de -2,56 ‰, n = 2) et de -4,40 à -3,61 ‰ (moyenne de -4,14 ‰, n = 3). Ces valeurs sont semblables à celles du manteau terrestre (-8 à -3 ‰; Rollinson, 1993) et des carbonatites primaires (-6 à -4 ‰; Bell, 1989). De plus, tous les échantillons tombent dans le champ des carbonatites défini par Tappe et al. (2008), ce qui témoigne du caractère primaire des carbonates. Toutefois, certains échantillons ont des rapports  $\delta^{13}\text{C}$  légèrement plus élevés que ceux observés dans le manteau; en outre, les  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates sont nettement différents de ceux des silicates, ce qui suggère en effet un fluide extérieur au magma, qui aurait ajouté des carbonates supergènes aux lamprophyres (Bernard-Griffiths et al., 1991).

Tableau 5-2: Compositions isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  des lamprophyres de Belleterre

Échantillons	Type de roche	Fraction carbonatée		Fraction silicatée
		$\delta^{13}\text{C}$ ‰ vs PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW
C217	Kersantite/GI	-5,30	9,15	7,11
c217DuP	Kersantite/GI	-5,30	9,15	7,11
C41	Kersantite/GI	-3,81	10,50	6,87
C537	Kersantite/GI	-4,92	10,56	7,17
C537Dup	Kersantite/GI	-4,92	10,56	7,17
<b>Moyenne</b>	<b>Kersantite/GI</b>	<b>-4,85</b>	<b>9,98</b>	<b>7,09</b>
C29	Kersantite/GII	-2,21	9,88	7,88
C120	Kersantite/GII	-2,91	9,63	7,73
<b>Moyenne</b>	<b>Kersantite/GII</b>	<b>-2,56</b>	<b>9,75</b>	<b>7,81</b>
C31	Spessartite	-4,40	10,23	8,51
C31Dup	Spessartite	-4,40	10,23	8,51
C739	Spessartite	-3,61	9,34	9,03
<b>Moyenne</b>	<b>Spessartite</b>	<b>-4,14</b>	<b>9,93</b>	<b>8,68</b>

Les rapports  $\delta^{18}\text{O}$  de la fraction carbonatée ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{carbonates}}$ ) des trois variétés de lamprophyres de Belleterre, varient de 9,15 à 10,56 ‰, donc des valeurs très peu variables (tableau 5-2). Sur le diagramme  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  de la figure 5-17A, les rapports isotopiques des lamprophyres de Belleterre se situent dans le champ des carbonatites (Bell, 1989; Tappe et al., 2008), et ce, en dépit du fait que certains lamprophyres, en particulier les kersantites/GI, soient saturés en carbonates (supergènes?) (figure 5-17B). Les rapports  $\delta^{18}\text{O}$  de la fraction silicatée ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$ ) des trois générations de lamprophyres varient de 6,87 à 9,03 ‰ (tableau 5-2), des valeurs plus élevées que la valeur moyenne du manteau terrestre qui est estimée à  $5,7 \pm 0,3$  ‰ (Taylor, 1980). De plus, on observe une corrélation positive entre les

rappports  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et les éléments majeurs  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et, d'une façon prévisible, une corrélation négative entre les rapports  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et les éléments majeurs  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}$  (figure 5-18).

Ces résultats indiquent que les rapports  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  dépendent du degré de contamination des roches avec les rapports les plus élevés observés dans les roches les plus contaminées. Ainsi, les roches les plus siliceuses, alumineuses et potassiques (Kersantites/GII et spessartites) sont aussi les plus contaminées. Ceci semble être corroboré par les signatures isotopiques en Pb et en Nd des kersantites/GII et des spessartites qui indiquent une contamination plus importante par rapport aux kersantites/GI. En somme, il existe un continuum compositionnel entre les trois groupes de lamprophyres (Figure 5-18). Ce continuum reflète un contexte de contamination crustale croissante des magmas parentaux des trois générations de lamprophyres avec un accroissement du taux de contamination en passant des kersantites/GI-kersantites/GII aux spessartites (Figure 5-18).

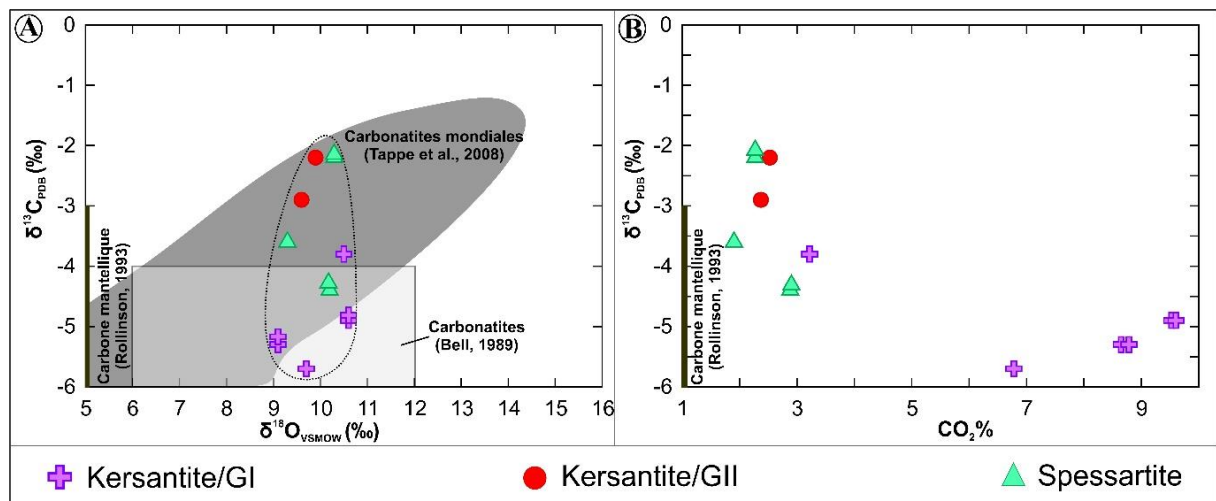


Figure 5-17: Diagrammes de  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  (A) et de  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\text{CO}_2\%$  (B) de la fraction carbonatée des lamprophyres. Les champs des carbonatites proviennent de Bell (1989) et de Trappe et al. (2008).

### 5.3.7 Résultats et interprétations des isotopes radiogéniques (Sr, Nd et Pb)

Les résultats des isotopes Rb-Sr, Pb-Pb et Sm-Nd des trois générations de lamprophyres sont présentés respectivement dans les tableaux 5-3, 5-4 et 5-5.

#### 5.3.7.1 Géochimie isotopique du Sr

La composition élémentaire et isotopique du Sr des lamprophyres de Belleterre est très variable. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varie sur une très large gamme de 0,7118 à 0,7466. Ces valeurs sont systématiquement supérieures aux valeurs normalement attendues du manteau terrestre archéen (environ 0,700-0,702; Rollinson, 1993). De plus, les données isotopiques du Sr des lamprophyres de Belleterre sont plus radiogéniques que celles de l'eau de mer

archéenne (valeurs semblables au manteau archéen) pouvant influencer la signature isotopique des roches en cas de processus d'altération hydrothermale. Cependant, les kersantites/GII et les spessartites sont caractérisées par des valeurs du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  relativement faibles, mais similaires, alors que les kersantites/GI présentent les valeurs les plus élevées.

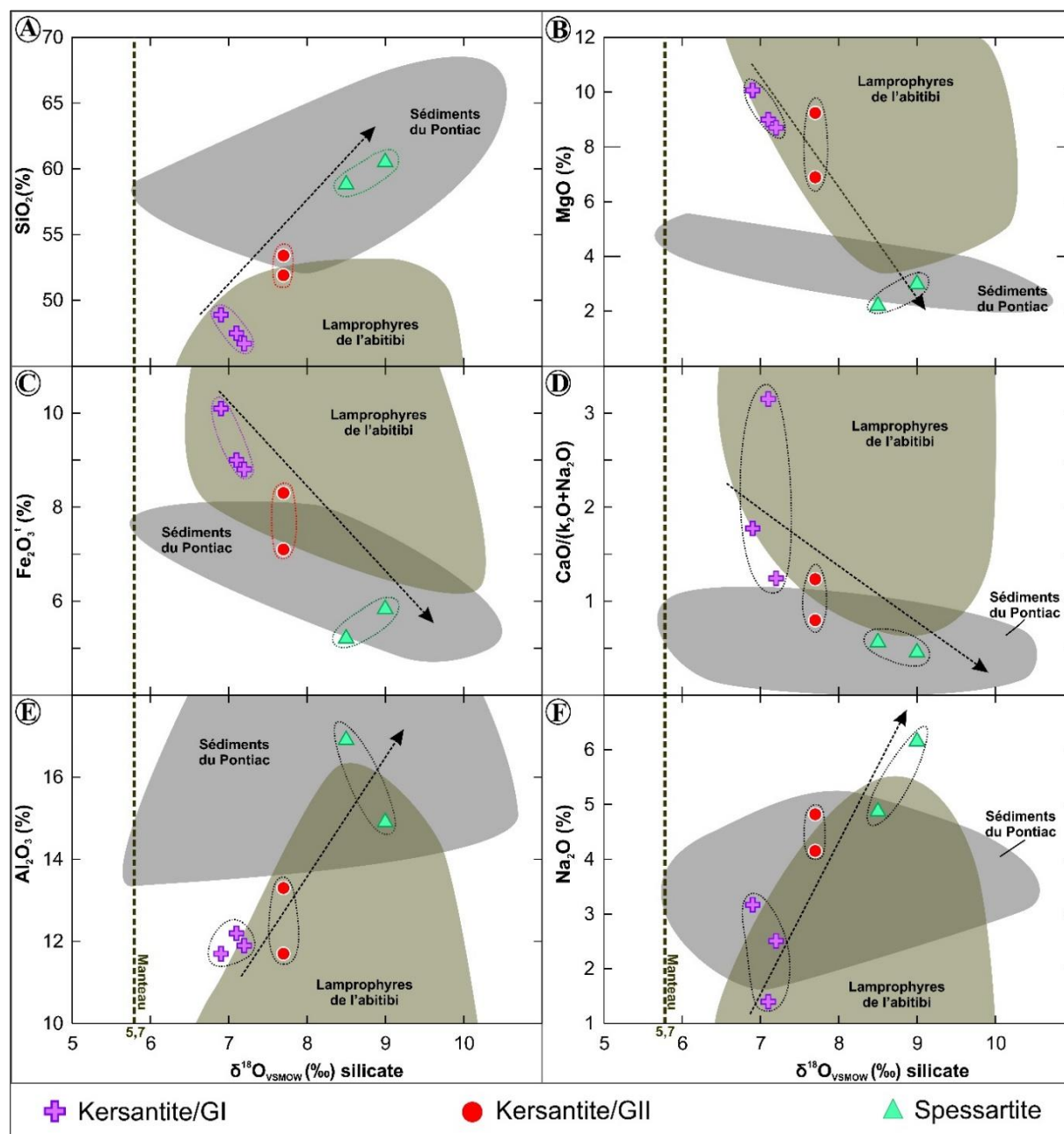


Figure 5-18: Diagrammes de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  vs (A)  $\text{SiO}_2$ , (B)  $\text{MgO}$ , (C)  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ , (D)  $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ , (E)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et (F)  $\text{Na}_2\text{O}$  des lamprophyres de Belleterre. Les roches sédimentaires du Pontiac et des lamprophyres de l'Abitibi proviennent respectivement de Feng et al. (1993), Feng et al. (1992) et de Wyman et Kerrich (1993). La valeur de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  du manteau (5,7 ‰) provient de Taylor (1980). La flèche indique l'accroissement du degré de différenciation et/ou de contamination des lamprophyres.

Par ailleurs, les fortes valeurs du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des kersantites/GI, variant de 0,7365 à 0,7466, sont en partie attribuables à leur fraction carbonatée puisque le Sr supergène a

tendance à se concentrer dans les carbonates (Bernard-Griffiths et al, 1991). Ainsi, les plus fortes valeurs du ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont observées dans les échantillons altérés ayant les plus fortes proportions en  $\text{CO}_2$  (figures 5-19A et 5-19B). Il y a donc un apport de Sr et de  $\text{CO}_2$  par des fluides hydrothermaux tardifs, sans doute très superficiels. Toutefois, l'échantillon C41, moyennement altéré (figure 5-19), laisse entrevoir que les fortes valeurs du ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des kersantites/GI ne sont pas seulement imputables à la seule addition du Sr pendant le processus de carbonatation; ces valeurs reflètent en partie celles de leur fraction silicatée.

**Tableau 5-3: Compositions isotopiques du Rb et du Sr des lamprophyres de Belleterre.**

Échantillons	Type de roche	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SE
C217	Kersantite/G1	56,34	175,55	0,932203972	0,744108048	0,000007
C41	Kersantite/G1	88,97	201,42	1,283292994	0,746634041	0,000008
C537	Kersantite/G1	129,49	463,07	0,811640284	0,736660176	0,000009
C537Dup	Kersantite/G1	129,49	463,07	0,811630036	0,736530769	0,000008
C29	Kersantite/G2	63,42	905,89	0,202725236	0,711895793	0,000009
C120	Kersantite/G2	85,20	769,74	0,320542445	0,713326571	0,000009
C31	Spessartite	30,15	210,33	0,415365294	0,718048035	0,000009
C31Dup	Spessartite	30,15	210,33	0,386211788	0,718048035	0,000009
C739	Spessartite	60,59	542,22	0,323798231	0,71914434	0,000009

### 5.3.7.2 Géochimie isotopique du Nd

Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  des lamprophyres de Belleterre varient de 0,5110 à 0,5115 et ceux du  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  de +0,3 à +3,6. Notez que les valeurs du  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  ont été calculées en fonction de l'âge U-Pb sur zircon d'une kersantite/GII estimé à  $2679,3 \pm 1,2$  Ma (le plus jeune des trois générations de lamprophyres; cette étude). Ces valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  des lamprophyres de Belleterre sont comprises dans la gamme des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  du manteau archéen de la Province du Supérieur (-2 à +5; Shirey et Hanson, 1986; Wyman et Kerrich, 1993). Pour plus de précision, les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  du manteau primitif de l'Abitibi varient de +4,5 à +3,5 (LaFlèche et al., 1991), donc plus élevées que celles des lamprophyres de Belleterre. Ceci témoigne de la présence d'une composante crustale, qui tend à diminuer les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , dans la composition des lamprophyres. Les magmas parentaux, distincts, mais ayant des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  semblables, des lamprophyres de Belleterre, proviendraient donc d'un manteau appauvri qui aurait subi une contamination crustale. Toutefois, on note un découplage entre la composition isotopique du Sr, très crustale, et celle du Nd qui est très juvénile. Cela dénote clairement un apport tardif de Sr via les carbonates pendant le processus de l'altération hydrothermale (figures 5-20C et 5-20D).

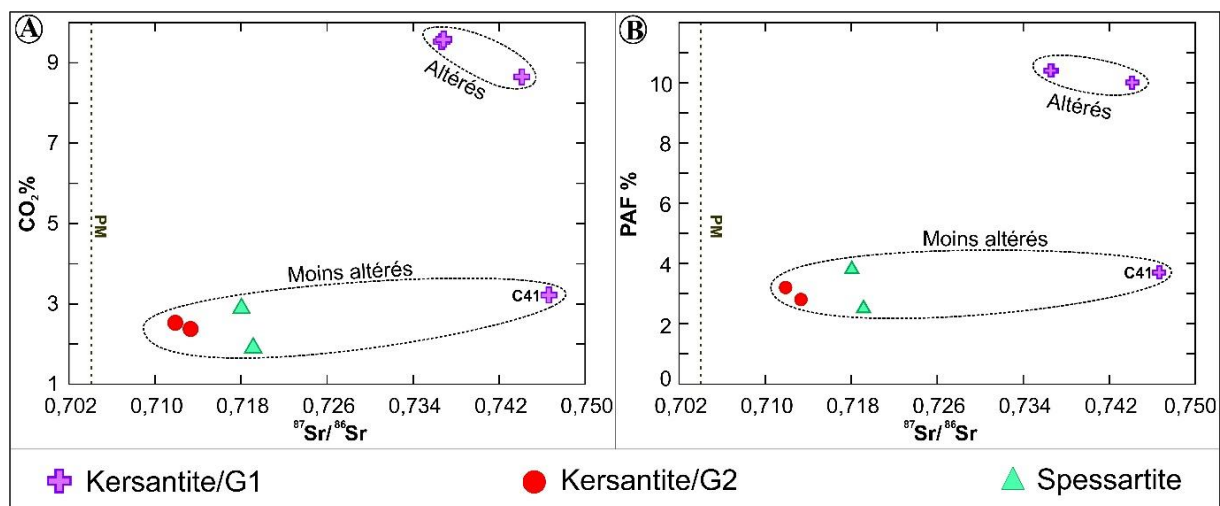


Figure 5-19: Diagrammes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs (A)  $\text{CO}_2$  (%) et (B) PAF (%) des lamprophyres de Belleterre. PAF= Perte au feu.

### 5.3.7.3 Géochimie isotopique du Pb

Les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des trois générations de lamprophyres varient de 15,49 à 20,93, de 14,91 à 15,88 et de 35,45 à 40,18, respectivement. En détail, les kersantites/GI sont les moins radiogéniques. Les kersantites/GII et les spessartites sont les plus radiogéniques, cela est certainement dû à leur fort degré de contamination par un matériel crustal plus radiogénique contrairement aux kersantites/GI. Ce matériel crustal serait les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (figures 5-20A et 5-20B). À noter qu'en plus de leur faible degré de contamination, les kersantites/GI ne semblent pas avoir été contaminées par le matériel crustal radiogénique (roches sédimentaires du Groupe de Pontiac) contrairement aux spessartites et kersantites/GII.

Tableau 5-4: Compositions isotopiques du plomb des lamprophyres de Belleterre.

Echantillons	Type de roche	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE
C41	Kersantite/GI	37,5481	0,0022	15,3968	0,0007	18,1775	0,0008
C537	Kersantite/GI	35,4510	0,0016	14,9177	0,0006	15,4977	0,0006
C537Dup	Kersantite/GI	35,4539	0,0019	14,9141	0,0007	15,4852	0,0007
Moyenne	Kersantite/GI	36,1510	0,0019	15,0762	0,0007	16,3868	0,0007
C29	Kersantite/GII	40,1882	0,0024	15,8887	0,0007	20,9273	0,0010
C29Dup	Kersantite/GII	40,1868	0,0022	15,8891	0,0007	20,9276	0,0020
C120	Kersantite/GII	38,3802	0,0016	15,5431	0,0006	18,9473	0,0007
Moyenne	Kersantite/GII	39,5851	0,0021	15,7736	0,0007	20,2674	0,0012
C31	Spessartite	37,9663	0,0022	15,4322	0,0008	18,5470	0,0009
C733	Spessartite	38,4010	0,0021	15,4691	0,0008	18,6683	0,0008
C733Dup	Spessartite	38,4165	0,0021	15,4749	0,0009	18,7021	0,0009
Moyenne	Spessartite	38,2612	0,0021	15,4587	0,0008	18,6391	0,0009
DSN/C713	Sédiments du Pontiac	39,3679	0,0022	16,1958	0,0008	22,4113	0,0010

**Tableau 5-5: Compositions isotopiques du Sm et du Nd des lamprophyres de Belleterre.  $\epsilon_{Nd}(t)$  calculé à  $t = 2679,3$  Ma,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$  et  $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0,1967$**

Échantillons	Type de roche	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2SE	$\epsilon_{Nd}(t)$
C24	Kersantite/GI	2,44	11,58	0,127632192	0,511510623	0,00000676	1,8
C217	Kersantite/GI	3,41	15,99	0,128840906	0,511592427	0,00000814	3,0
c217DuP	Kersantite/GI	3,41	15,99	0,128840925	0,511593041	0,00000694	3,0
C41	Kersantite/GI	3,04	15,30	0,120181485	0,511302139	0,00000548	0,3
C537	Kersantite/GI	4,40	22,89	0,11627776	0,511295171	0,00000752	1,5
C537Dup	Kersantite/GI	4,40	22,89	0,116277821	0,511297384	0,00000688	1,6
C29	Kersantite/GII	9,40	48,17	0,117908859	0,511346275	0,00000730	2,0
C229	Kersantite/GII	4,78	27,60	0,10459935	0,511059175	0,00000778	1,0
C120	Kersantite/GII	7,55	39,77	0,114784478	0,511373266	0,00000800	3,6
C31	Spessartite	2,43	12,40	0,118210638	0,511275891	0,00000662	0,5
C31Dup	Spessartite	2,43	12,40	0,118210673	0,511277128	0,00000774	0,5
C739	Spessartite	6,84	35,24	0,11736815	0,511268017	0,00000692	0,6
C733	Spessartite	5,15	28,34	0,109910336	0,511205035	0,00000580	2,0
C733Dup	Spessartite	5,23	28,54	0,110845283	0,511202126	0,00000660	1,6
C742	Spessartite	7,05	36,45	0,116889921	0,511290338	0,00000660	1,2

#### 5.4 Conclusion partielle

À la lumière de tous ces résultats et interprétations ci-dessus, on peut retenir les points suivants: 1) les variétés de lamprophyres observées à Belleterre sont les kersantites (groupes I et II) et les spessartites. La mise en place des kersantites/GI précède celle des spessartites, elles-mêmes antérieures aux kersantites/GII. Ces dernières ont été datées par géochronologie U-Pb à  $2679,3 \pm 1,2$  Ma, 2) les trois générations de lamprophyres proviennent de magmas parentaux distincts, mais similaires d'après les valeurs de  $\epsilon_{Nd}(t)$ , 3) leur variabilité géochimique est non seulement imputable à la composition initiale de leurs magmas parents, mais aussi au degré de contamination crustale, 4) les deux dernières générations de lamprophyres (spessartites et kersantites/GII) sont les plus contaminées et le contaminant dans le cas présent serait les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, 5) les kersantites/GI, plus primitives, ne semblent pas avoir été contaminées par le matériel crustal radiogénique (roches sédimentaires du Groupe de Pontiac) contrairement aux spessartites et kersantites/GII, 6) le processus de contamination des magmas parentaux des kersantites/GI versus spessartites-kersantites/GII serait également différent. La nature de la source des lamprophyres et les différents processus de contamination impliqués dans leur genèse sont largement discutés dans le chapitre 10.

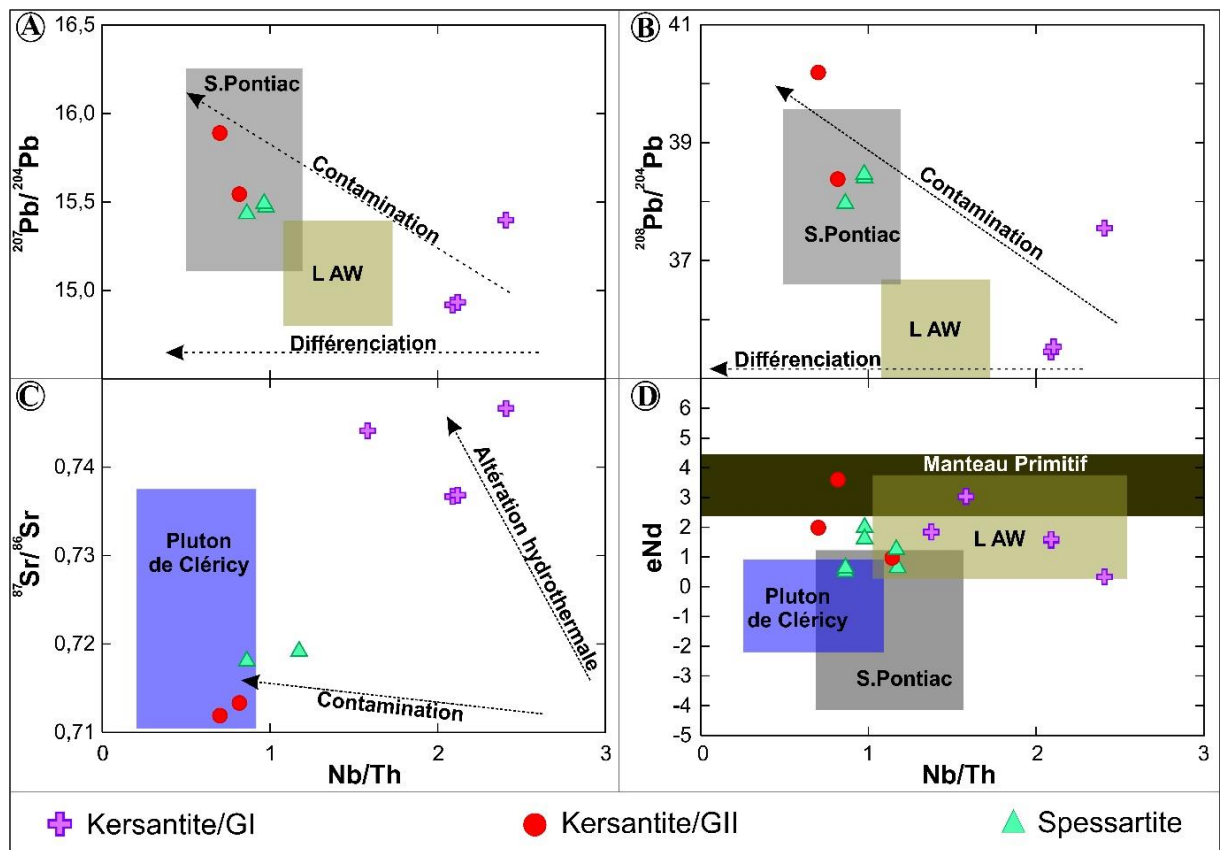


Figure 5-20: Diagrammes de Nb/Th vs (A)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (B)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (C)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , (D)  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  des lamprophyres. Les données des lamprophyres de l'Abitibi et de Wawa (LAW) proviennent respectivement de Wyman et Kerrich (1993) et de Wyman et al. (2006), celles du pluton Cléricy (Abitibi) de Lafèche et al. (1991), celles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (S. Pontiac) de Feng et al (1993) et celles du manteau de l'Abitibi de Dupré et al. (1984) et de Smith et Ludden (1989). Les autres données sont inhérentes à cette étude.





## **6 GÉOCHRONOLOGIE: IMPLICATIONS MAGMATIQUES ET MÉTALLOGÉNIQUES**

Ce chapitre présente les résultats de six nouveaux âges U/Pb sur zircon. Trois échantillons de volcanoclastites felsiques, un échantillon de tonalite du pluton de Lac Devlin, une granodiorite associée au gîte Aubelle principale et enfin un lamprophyre folié de l'indice Audrey ont été datés (figure 6-1). Ces nouveaux âges viennent compléter les rares âges U/Pb sur zircon déjà disponibles sur la région d'étude (tableau 6-1), ce qui permettra une meilleure compréhension de l'évolution magmatique et métallogénique de cette région.

### **6.1 Méthodes analytiques**

Les datations U/Pb ont été réalisées par Richard Friedman au *Pacific Centre for Isotopic Geochemical Research (PCIGR)* à l'Université de Colombie-Britannique (Vancouver) selon la méthode de datation U/Pb modifiée de Mundil et al. (2004), Mattinson (2005) et Scoates et Friedman (2008). Les échantillons ont subi la procédure standard de séparation des minéraux de zircons. Seuls les zircons dépourvus d'impuretés, de fractures et d'inclusions sont sélectionnés manuellement, puis photographiés et placés sur une plaque chauffante dans des creusets en verre de quartz à 900 °C, et ce, pendant 60 heures. Les zircons sont ensuite transférés dans des béchers (*PFA screwtop beakers*) de 3,5 mL avec 500 µL de HF à 50 % et 50 µL de 14 N HNO<sub>3</sub>. Les béchers sont à leur tour placés dans des contenants de 125 mL (jusqu'à 4 béchers par contenant) avec 2 mL de HF et 0,2 mL de HNO<sub>3</sub>. Les contenants sont ensuite placés dans un appareil de dissolution à haute pression en acier inoxydable fonctionnant à une température maximale de 200 °C pendant 8 à 16 heures (spécifiquement 175 °C pendant 12 heures). Les béchers sont retirés des contenants et les zircons du lixiviat. Les zircons sont rincés avec de l'eau (>18 MΩ cm) puis avec de l'acétone. 2 mL de 6 N HCL sont ajoutés dans chaque bécher qui est fixé sur une plaque chauffante à 80 à 130 °C pendant 30 minutes et après les zircons sont à nouveau rincés à l'eau et à l'acétone. La masse des zircons est estimée à partir du volume des grains. Chaque grain de zircon est ensuite transféré dans un microcreuset de 300 µL avec 50 µL de HF à 50 %, 5 µL de 14 N HNO<sub>3</sub> et le tout est complété par une solution de 233-235U-205Pb (*EARTHTIME ET535*). Les microcreusets sont placés dans des contenants (jusqu'à 8 à 15 par contenant) avec une solution de 10HF pour 1HNO<sub>3</sub>. Les contenants sont ensuite placés dans un appareil de dissolution à haute pression en acier inoxydable fonctionnant à une température maximale de 240 °C pendant 40 heures. Les solutions résultantes sont séchées sur une plaque chauffante à 130 °C, ensuite 50 µL de 6N HCl et HF sont ajoutés à chaque microcreuset. Les solutions sont dissoutes dans un appareil de dissolution à haute pression

en acier inoxydable fonctionnant à une température maximale de 210 °C pendant 12 heures. Les solutions de HCl sont ensuite transférées dans des béchers propres de 7 mL et séchées avec 2 µL de 0,5 N H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Les échantillons sont chargés sur des filaments Re avec 2 µL d'acide silicique (Gerstenberger et Haase, 1997).

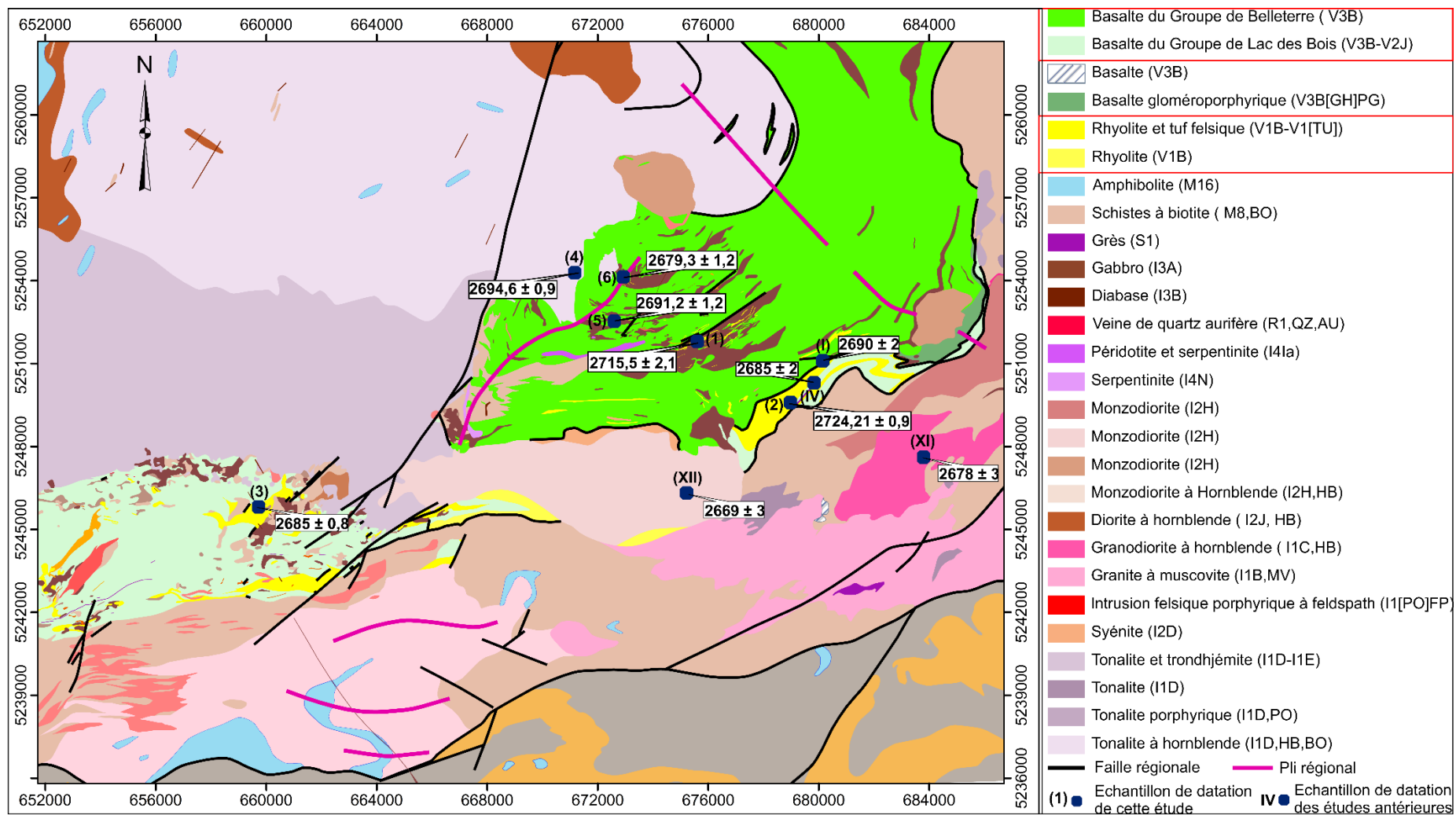
Les rapports isotopiques sont mesurés par un spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) à collecteur unique de type VG-54R ou 354S équipés de photomultiplicateurs. Les blancs analytiques sont à 0,2 picogramme pour l'U et jusqu'à 0,5 picogramme pour le Pb. Le fractionnement de l'uranium est déterminé directement par le biais d'un mélange de solutions 233-235U-205Pb (*EarthTime ET535*). Les rapports isotopiques de Pb étant reproductibles à 0,25 %, sont corrigés en fonction des analyses répétées du standard de référence NBS-982 et des valeurs recommandées par Thirlwall (2000). La réduction des données a été effectuée avec le programme Excel de Schmidt et Schoene (2007). Les diagrammes concordias standards et leurs droites de régression calculées par la méthode des moyennes pondérées sont réalisés par isoplot (Ludwig, 2003). Sauf indication contraire, le niveau de confiance des analyses est de 2 sigma ou 95 %. Les dates isotopiques sont calculées en fonction des constantes de decay  $\lambda_{238} = 1,55125E^{-10}$  et  $\lambda_{235} = 9,8485E^{-10}$  (Jaffe et al, 1971). Les solutions synthétiques 233-235U-205Pb (*EarthTime ET535*) sont analysées de façon répétée afin de vérifier l'exactitude des résultats.

## 6.2 Études géochronologiques antérieures

La méthode de datation U/Pb étant la plus robuste des méthodes de datations connues, seuls les âges U/Pb sur zircon sont mentionnés dans ce chapitre. Selon Mortensen et Card (1993), les âges des roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers sont compris entre 2690 et 2682 Ma. Les granitoïdes de la région d'étude appartiennent à deux suites magmatiques distinctes: une suite tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) dont les âges varient de 2705 à 2685 Ma (Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993) et une suite monzodiorite-monzonite-granodiorite-syénite (MMGS) de Feng et Kerrich (1991) dont les âges sont compris entre 2686 et 2669 Ma (Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993). Selon ces données antérieures, les roches supracrustales de la ceinture Belleterre-Angliers seraient donc plus jeunes que les granitoïdes de la suite TTG. Selon Davis (2002), l'âge maximal de dépôt des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, basé sur la moyenne des résultats de dix secteurs différents, est  $<2685 \pm 3$  Ma. Mortensen et Card (1993) ont obtenu un âge maximal de dépôt de  $2683 \pm 1$  Ma pour les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac localisées dans le secteur de Winneway.

Tableau 6-1: Compilation de toutes les données U/Pb sur zircon de la région d'étude. Les échantillons sont localisés sur la figure 6-1.

#	Stratigraphie	Lithologie	Age (Ma)	Commentaire	Référence	UTM		
						X	Y	
<b>Roches volcaniques</b>								
I	Groupe de Lac des Bois	Volcanoclatite felsique/Calco-alcalin	2690 ± 2	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	680147	5251109	
1	Groupe de Belleterre	Volcanoclatite felsique/Calco-alcalin	2715,5 ± 2	Age cristallisation	<b>Cette étude</b>	675605	5251805	
2	Groupe de Belleterre	Volcanoclatite felsique/Calco-alcalin	2724,2 ± 0,95	Age cristallisation	<b>Cette étude</b>	678976	5249599	
II	Groupe de Lac des Bois	Volcanoclatite felsique/Calco-alcalin	2686 ± 2	Age cristallisation	Carignan et al. 1992			
3	Groupe de Lac des Bois	Volcanoclatite felsique/Tholéitique	2685 ± 0,8	Age cristallisation	<b>Cette étude</b>	659724	5245816	
III	Groupe de Baby	Volcanoclatite felsique/Calco-alcalin	2682 ± 1	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	626051	5267677	
<b>Granitoïdes</b>								
4	Suite TTG	Pluton de Lac Devlin/Tonalite	2695,6 ± 0,9	Age cristallisation	<b>Cette étude</b>	671169	5254293	
5	Suite TTG	QFP	2691,2 ± 1,2	Age cristallisation	<b>Cette étude</b>	672600	5252540	
IV	Suite TTG	QFP	2685 ± 2	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	679826	5250309	
V	Suite TTG	Pluton de Belleterre Fugerville	2705 ± 3	Age cristallisation	Carignan et al. 1992	644830	5253168	
VI	Suite TTG	Pluton de Lac des Quinze	2695 ± 1	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	638400	6265366	
VII	Suite MMGS	Pluton de Lac Frechette	2681 ± 3	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	633711	5318297	
VIII	Suite MMGS	Pluton de Lac Frechette	2684 ± 3	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	633815	5312873	
IX	Suite MMGS	Pluton de Lac Rémigny	2680 ± 1	Age cristallisation	Mortensen et Card (1993)	637988	5293333	
X	Suite MMGS	Pluton de Lac Simard	2686 ± 4	Age cristallisation	Machado et al. (1991)	674710	5293879	
XI	Suite MMGS	Pluton de Lac Maple	2678 ± 3	Age cristallisation	Machado et al. (1991)	683796	5247618	
XII	Suite MMGS	Pluton de la tour de Belleterre	2669 ± 3	Age cristallisation	Machado et al. (1991)	675217	5246322	
<b>Roches sédimentaires</b>								
XIII	Groupe de Pontiac	Grauw acke de Winnew ay	2683 ± 1	Age maximal de dépôt	Mortensen et Card (1993)	685031	5271840	
XIV	Groupe de Pontiac	Grauw acke de 10 secteurs # du Pontiac	<2685 ± 3	Age maximal de dépôt	Davis (2002)			
6	<b>Lamprophyres</b>	Kersantite/Gl	2679,3 ± 1,2	Age maximum	<b>Cette étude</b>	672921	5254142	



## 6.3 Présentation des résultats

La figure 6-1 présente la localisation des échantillons ayant fait l'objet de datation U/Pb sur zircon dans le cadre de cette thèse. Le tableau 6-1 résume les résultats des six nouveaux âges U/Pb sur zircon ainsi que les coordonnées UTM des échantillons. Les détails de ces âges sont donnés à l'annexe II.

### 6.3.1 Échantillon 1: BD-16-1, volcanoclastite felsique du Groupe de Belleterre

#### 6.3.1.1 Géologie

L'échantillon BD-16-1 provient d'une volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alcaline, appartenant aux roches du Groupe de Belleterre, située au sud du lac Guillet (figure 6-1). En affleurement, la roche est de couleur claire, presque blanche en surface altérée avec des injections de veinules de quartz fumé (figure 6-2A). En lame mince, la roche est constituée de porphyroblastes de feldspaths et de quartz qui sont contenus dans une matrice constituée de séricite, de quartz microcristallin, de carbonates, de chlorite et d'épidote (figures 6-2B)

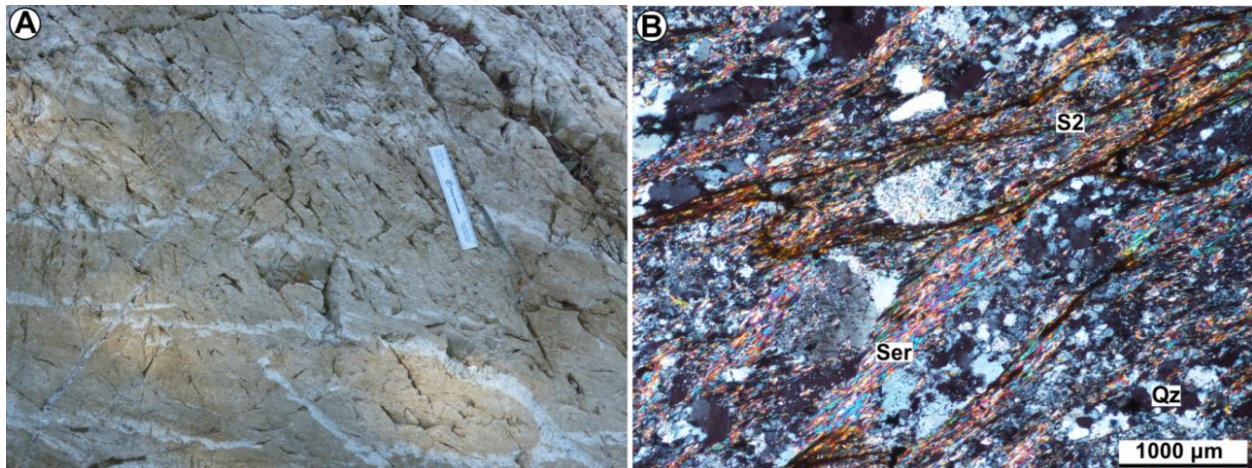


Figure 6-2: BD-16-1, volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alcaline, du Groupe de Belleterre. (A) L'aspect macroscopique de l'échantillon BD-16-1. (B) Microphotographie illustrant la prédominance des porphyroblastes de feldspaths et de quartz boudinés affectés par une altération à séricite-quartz microcristallin ± chlorite et épidote. Photo en lumière transmise et polarisée.

#### 6.3.1.2 Géochronologie

L'échantillon BD-16-1 n'a donné qu'une dizaine de zircons incolores à brunâtres dont une population prismatique idiomorphe et rectangulaire et une population plus arrondie (figure 6-3A). Deux analyses sont concordantes avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyens de  $2715,5 \pm 2,1$  Ma (figures 6-3B à 6-3D), interprété comme l'âge de cristallisation des volcanoclastites felsiques

intercalées dans les roches basaltiques et gabbroïques du Groupe de Belleterre. Cependant, les analyses de deux autres zircons sont discordantes, ce qui dénote une perte de Pb assez précoce (figure 6-3B). Les analyses des cinq zircons indiquent des rapports Th/U normaux qui varient de 0,505 à 0,729 (annexe II).

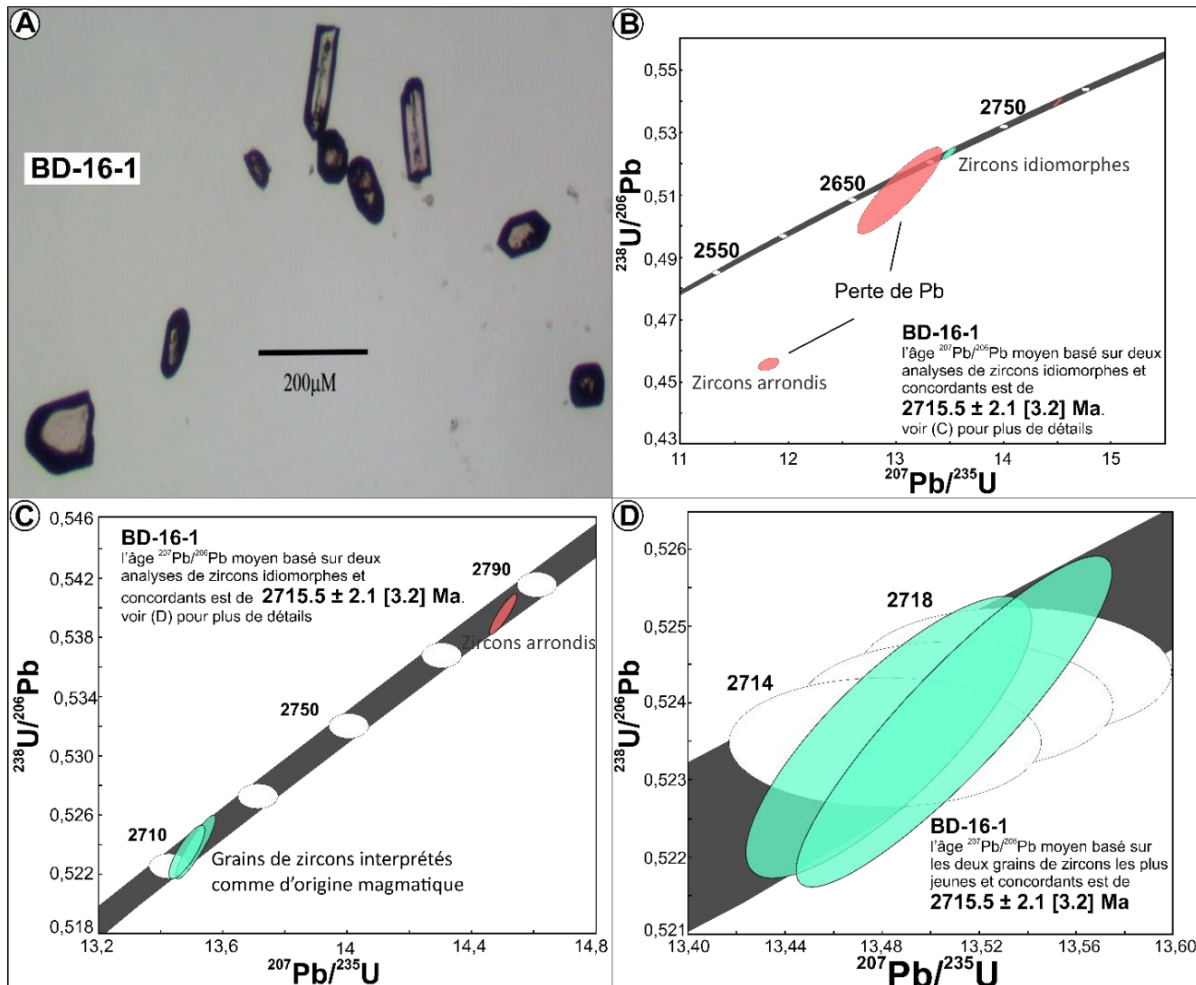


Figure 6-3: Photographie des zircons (A) et les diagrammes concordia des analyses de zircons (B), (C) et (D) de l'échantillon BD-16-1.

### 6.3.1.3 Signification géologique

L'âge de  $2715,5 \pm 2,1$  Ma des volcanoclastites felsiques du Groupe de Belleterre est relativement similaire à ceux déjà déterminés (2709,4 Ma) par Mortensen et Card (1993) dans une volcanoclastite felsique du Groupe de Lac des Bois. Dans la section 3.3, il a été démontré qu'il n'y a aucun lien génétique entre les unités mafiques (basaltes et gabbros) et les volcanoclastites felsiques du Groupe de Belleterre. De plus, la rareté des coulées dacitiques, rhyodacitiques ou rhyolitiques et l'omniprésence de fines unités volcanoclastiques suggèrent

une provenance distale du volcanisme felsique par rapport au volcanisme mafique de la ceinture de Belleterre. Les volcanoclastites felsiques intercalées dans les roches mafiques du Groupe de Belleterre proviendraient donc du volcanisme calco-alkalin du Groupe de Lac des Bois. En outre, l'abondance de volcanoclastites felsiques dans la ceinture de Lac des Bois ainsi que la similarité géochimique et géochronologique des volcanoclastites felsiques d'affinité calco-alkaline du Groupe de Belleterre et de Lac des Bois corroborent cette hypothèse. Enfin, on peut considérer l'âge de  $2715,5 \pm 2,1$  Ma comme étant l'âge approximatif des tholéiites du Groupe de Belleterre.

### **6.3.2 Échantillon 2: BD-16-2, volcanoclastite felsique du Groupe de Lac des Bois**

#### **6.3.2.1 Géologie**

L'échantillon BD-16-2 provient d'une unité de volcanoclastite felsique située au sud-est de la ville Belleterre, sur la bordure sud des roches du Groupe de Lac de Bois (figure 6-1). Selon notre subdivision, basée sur la composition en éléments majeurs et traces des volcanoclastites du Groupe de Lac de Bois (section 3.3.3), l'échantillon BD-16-2 appartient au groupe 2. Il s'agit d'une volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alkaline. En affleurement, cette unité est de couleur claire, mais grisâtre en surface altérée (figures 6-4A et 6-4B). En lame mince, la roche est constituée de porphyroblastes de feldspaths et de quartz, contenus dans une mésostase d'anciennes cendres volcaniques constituées de la séricite, du quartz microcristallin, des carbonates, plus ou moins de la chlorite et de l'épidote (figures 6-4C et 6-4D).

#### **6.3.2.2 Géochronologie**

L'échantillon BD-16-2 a donné une trentaine de zircons appartenant à une seule population morphologique de zircons prismatiques idiomorphes et rectangulaires. Ces zircons sont caractérisés par une partie centrale incolore et une bordure noirâtre (figure 6-5A). Quatre analyses individuelles de zircons magmatiques sont concordantes avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyens de  $2724,21 \pm 0,95$  Ma (figure 6-5B). Les quatre analyses individuelles de zircon indiquent des rapports Th/U normaux et uniformes qui varient de 0,460 à 0,526 (annexe II).

#### **6.3.2.3 Signification géologique**

Cet âge de  $2724,21 \pm 0,95$  est jusqu'à présent l'âge le plus vieux attribué à une roche volcanique dans la région d'étude. Cet âge suggère que l'activité volcanique aurait commencé

dans la région avant  $2724,21 \pm 0,95$  Ma et a perduré et/ou épisodiquement au moins pendant 42 Ma ( $2724,2-2682$  Ma).

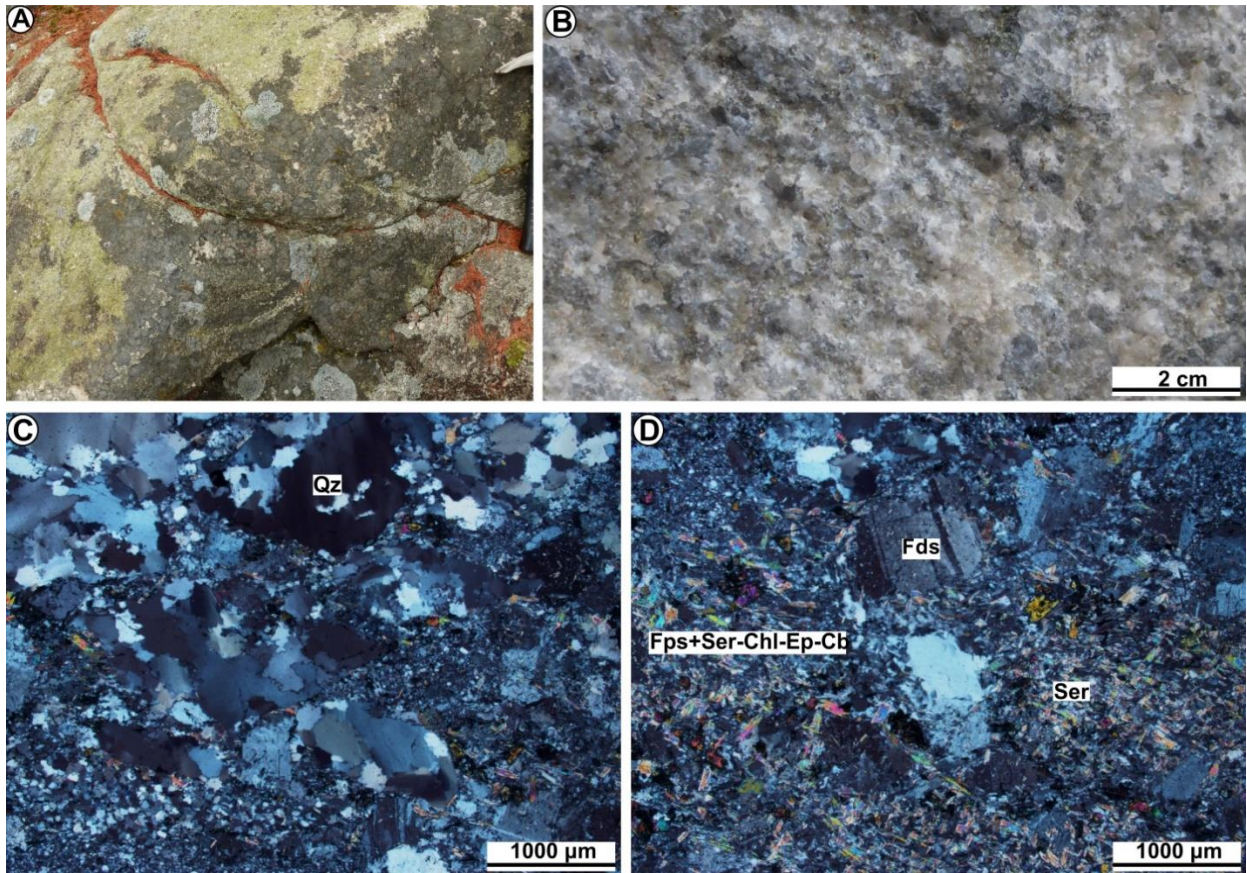


Figure 6-4: BD-16-2, volcanoclastite felsique, d'affinité calco-alkaline, du Groupe de Lac des Bois. (A) et (B) L'aspect macroscopique de l'échantillon BD-16-2. (C) et (D) Prédominance des phénocristaux de feldspath et de quartz affectés par une altération à sérinite-quartz microcristallin  $\pm$  chlorite, épidote et carbonates. Photos en lumière polarisée.

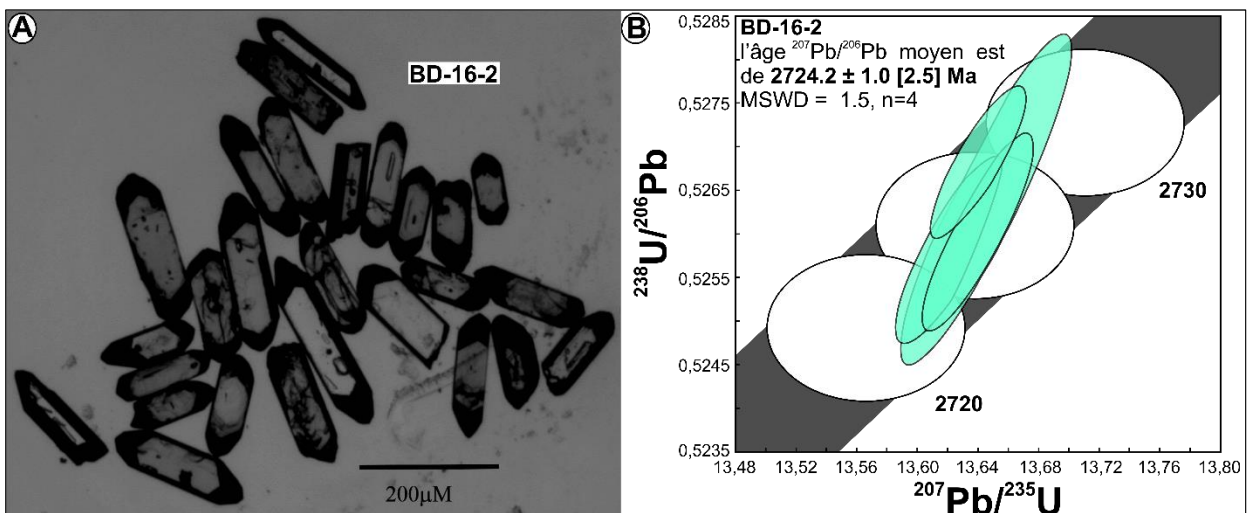


Figure 6-5: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BD-16-2.



### 6.3.3 Echantillon 3: BD-16-3, volcanoclastite tholéiitique

#### 6.3.3.1 Géologie

L'échantillon BD-16-3 provient d'une unité de volcanoclastite située au sud-est de l'ancienne Mine Lorraine, près du Lac Kelly (figure 6-1), il appartient au groupe 1 des volcanoclastites du Groupe de Lac de Bois (section 3.4.3). Il s'agit d'une volcanoclastite felsique d'affinité tholéiitique. En affleurement, cette unité est de couleur claire, mais grisâtre en surface altérée (figure 6-6A). En lame mince, elle est constituée de phénocristaux de feldspaths et de quartz, contenus dans une mésostase constituée essentiellement de séricite et de quartz microcristallin (figures 6-6B et 6-6C). Ces volcanoclastites felsiques correspondent aux rhyolites de types FII, FIIIa et FIIIb de Hart et al. (2004) et de Lesher et al. (1986).

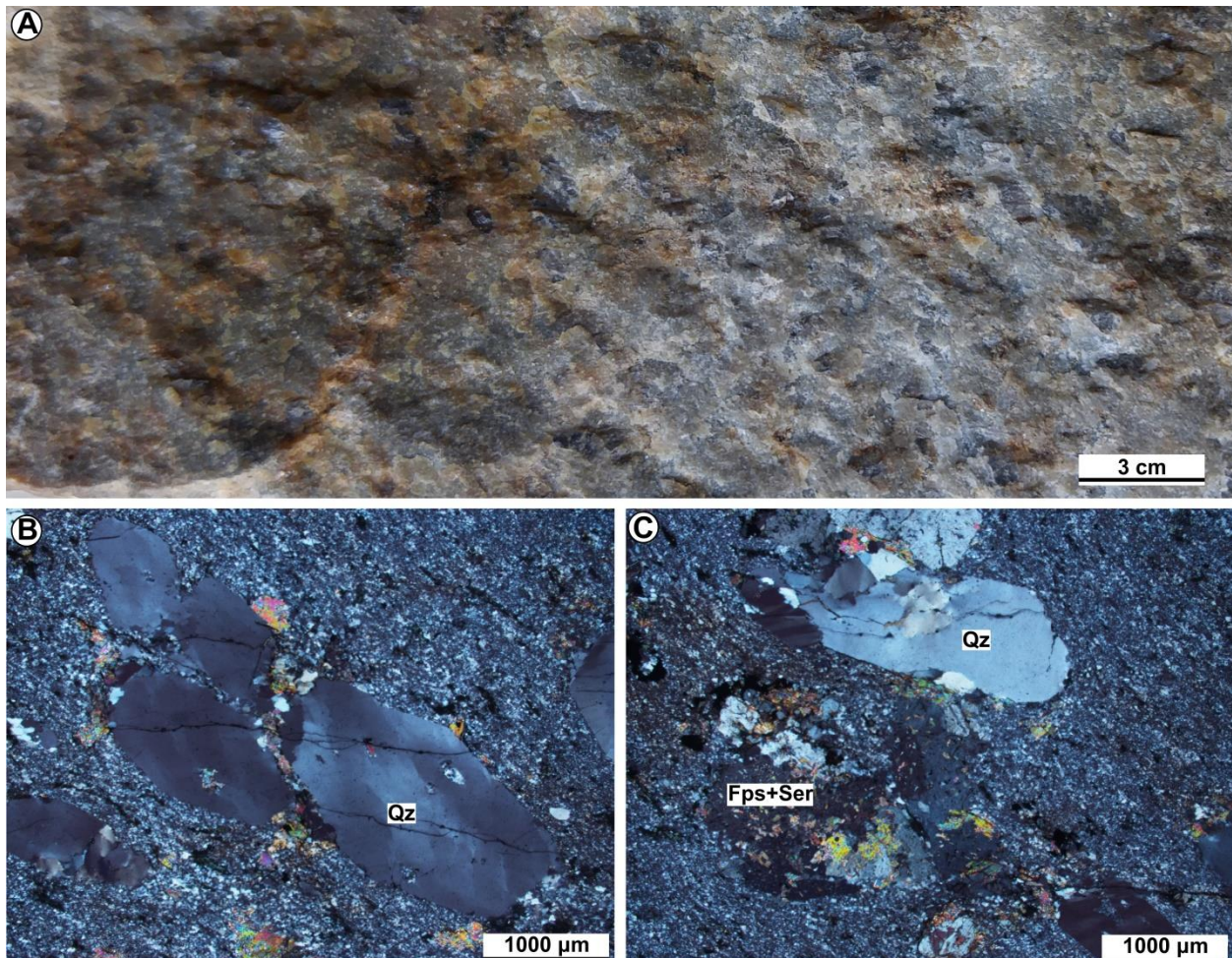


Figure 6-6: BD-16-3, volcanoclastite felsique, d'affinité tholéiitique, du Groupe de Lac des Bois. (A) Photographies montrant l'aspect macroscopique de l'échantillon BD-16-3. (B) et (C) Prédominance des phénocristaux de feldspaths et de quartz affectés par une altération à séricite-quartz microcristallin. Photos en lumière polarisée.

### 6.3.3.2 Géochronologie

L'échantillon BD-16-3 a donné une trentaine de zircons prismatiques idiomorphes, trapus et rectangulaires qui sont caractérisés par une partie centrale incolore et une bordure noirâtre (figure 6-7A). Trois sont concordants avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyens de  $2685 \pm 0,8$  Ma (figure 6-7B). Les deux autres zircons sont discordants, ce qui dénote une perte de Pb assez précoce. Les cinq analyses individuelles indiquent des rapports Th/U qui varient de 0,185 à 0,652 (annexe II).

### 6.3.3.3 Signification géologique

Cet âge de  $2685 \pm 0,8$  Ma est jusqu'à présent le premier âge obtenu sur les volcanoclastites felsiques tholéitiques. Cet âge est 39 Ma plus jeune que celui des volcanoclastites felsiques d'affinité calco-alkaline ( $2724,21 \pm 0,95$  Ma). Selon nos interprétations de la section 3.4, les volcanoclastites felsiques, d'affinité tholéitique, se seraient formées dans un contexte d'extension. Par conséquent, l'âge de  $2685 \pm 0,8$  Ma correspond à l'âge minimal de l'ouverture du bassin. Ainsi, les roches volcaniques d'affinité tholéitique du Groupe de Lac des Bois ont au moins  $2685 \pm 0,8$  Ma, alors que les âges des roches volcaniques d'affinité calco-alkaline sont compris entre 2724 et 2682 Ma.

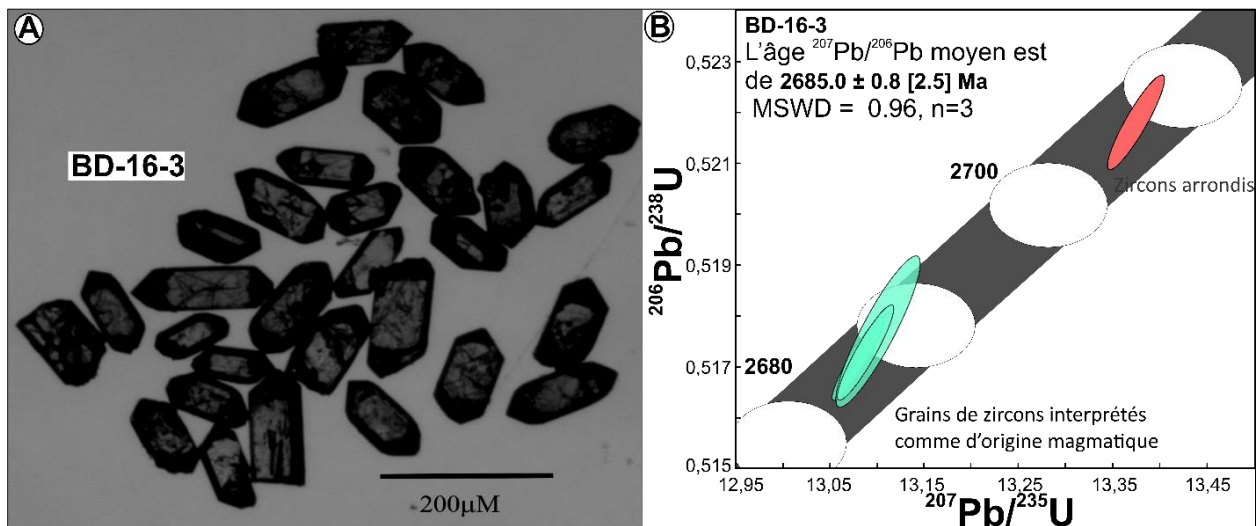


Figure 6-7: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BD-16-3.

## **6.3.4 Échantillon 4: BTLD, tonalite du pluton de Lac Devlin**

### **6.3.4.1 Géologie**

L'échantillon BTLD-1 provient du pluton de Lac Devlin qui est situé au nord-ouest de la ville de Belleterre et s'étend jusqu'aux secteurs du Lac Devlin (figure 6-1). Selon l'interprétation du MERN, le pluton de Lac Devlin est essentiellement constitué de tonalite. Toutefois, l'étude lithogéochimique de l'annexe III, révèle que tous les échantillons provenant de ce pluton, y compris l'échantillon BTLD-1, ont une composition granodioritique. L'échantillon BTLD-1 provient du trou de forage B-84-34 qui avait été implanté dans le secteur de l'anticlinal de Belleterre, à l'est du Lac Taché (figure 6-1). Macroscopiquement, cet échantillon est massif, grenu, de teinte rosâtre et contient des petits points noirs correspondant aux phénocristaux de biotite (figure 6-8A). En lame mince, l'échantillon BTLD-1 est constitué principalement de phénocristaux de feldspaths, de quartz, de biotite et de chlorite (figures 6-8B à 6-8D). Les feldspaths sont constitués de plagioclases zonés, de microcline et plus ou moins d'orthose. Les feldspaths sont également altérés par des minéraux accessoires comme la séricite, la chlorite, l'épidote et les carbonates (figures 6-8B à 6-8D).

### **6.3.4.2 Géochronologie**

L'échantillon BTLD-1 a donné une trentaine de zircons trapus et incolores à brunâtres, appartenant à une population de zircons prismatiques idiomorphes, plus abondante, et une population de zircons arrondis (figure 6-9A). Trois sont concordants avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyens de  $2694.6 \pm 0.9$  Ma (figure 6-9B). Les cinq analyses individuelles indiquent des rapports Th/U qui varient de 0,257 à 0,794 (annexe II).

### **6.3.4.3 Signification géologique**

Cet âge de  $2694.6 \pm 0.9$  Ma est compris dans l'intervalle des âges de la suite TTG de la Sous-province du Pontiac (2705 à 2685 Ma). Le pluton de Lac Devlin constituerait l'extension est et la phase tardive du pluton de Belleterre-Fugerville dont l'âge est estimé à  $2705 \pm 3$  Ma (Carignan et al., 1992). Le pluton de Lac Devlin est pénécontemporain à la déformation, surtout au développement des structures  $D_2$  (voir section 7). De ce fait, on peut affirmer que l'âge maximal des veines de quartz-carbonates contenues dans les zones de cisaillement  $D_2$  correspond à l'âge de mise en place du pluton de Lac Devlin, estimé à  $2694,6 \pm 0,9$  Ma.

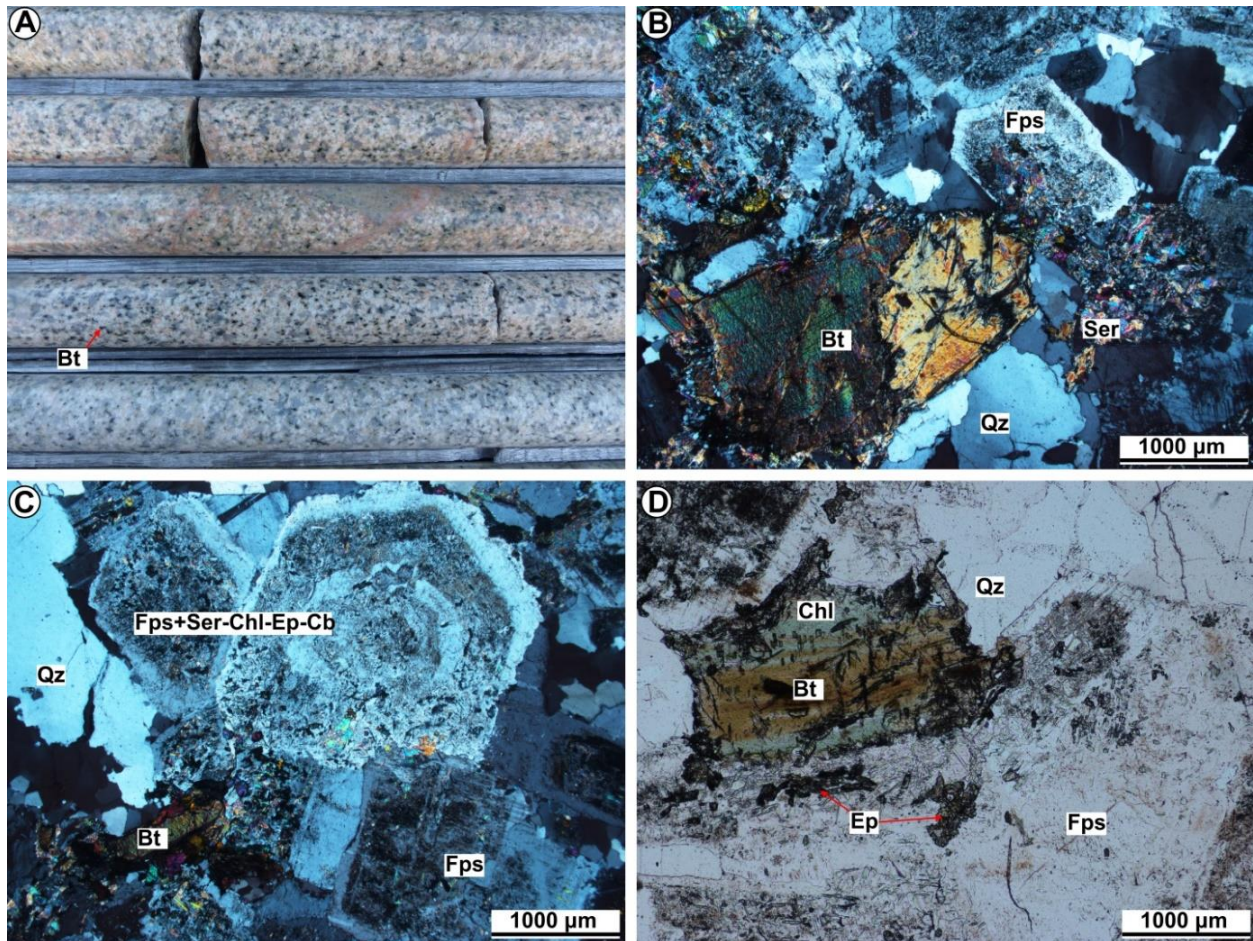


Figure 6-8: BTLD-1, pluton de Lac Devlin de la région de Belleterre. (A) Photographie montrant l'aspect massif, grenu ainsi que la teinte rosâtre et les phénocristaux de biotite. (B), (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des phénocristaux de feldspaths et de quartz affectés par une altération à sérécite-quartz microcristallin  $\pm$  chlorite, épidote et carbonates. A noter que les phénocristaux de biotite sont plus ou moins transformés en chlorite. (B) et (C) Photos en lumière transmise polarisée. (D) photo en lumière transmise naturelle.

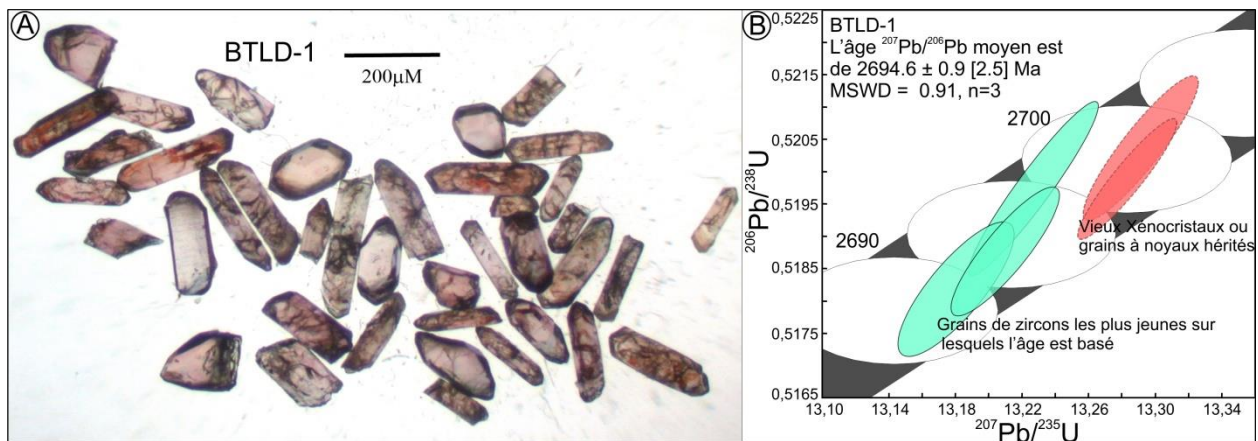


Figure 6-9: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon BTLD-1.

### **6.3.5 Échantillon 5: GRAUBP-1, granodiorite**

#### **6.3.5.1 Géologie**

L'échantillon GRAUBP-1 est un intrusif felsique granodioritique provenant du trou de forage AUB-09-42 qui avait été implanté dans le secteur du gîte Aubelle principale. Les dykes de granodiorite du gîte Aubelle principale ont une dimension qui varie de moins de 1 à 10 mètres d'épaisseur. Ils sont spatialement associés aux veines de cisaillement  $D_2$ . Toutefois, selon les observations de terrain d'Auger (1952), la mise en place de ces dykes est postérieure à celle des veines de cisaillement  $D_2$ . En outre, nous avons observé un dyke du même type, situé au sud du puits du gîte Aubelle principale, recouper une zone de cisaillement  $D_2$ . Le dyke en question est également plissé et la trace axiale du pli est coplanaire à l'orientation du cisaillement  $D_2$ . A la lumière de ces observations, on peut affirmer que la mise en place des dykes de granodiorite est tardi- $D_2$ . Macroscopiquement, l'échantillon GRAUBP-1 a une teinte qui varie de blanc-grisâtre à rosâtre et est essentiellement constitué de phénocristaux de feldspaths et de quartz (figures 6-10A). Il présente très peu de minéraux ferromagnésiens comparativement à l'échantillon BTL D-1 du pluton de Lac Devlin. L'échantillon GRAUBP-1 est également recoupé par des veinules de quartz-carbonates aurifères (figure 6-10B). En lame mince, l'échantillon GRAUBP-1 est constitué de phénocristaux de quartz et de feldspath (figures 6-10C à 6-10D). Les feldspaths sont essentiellement constitués de plagioclases zonés, de microcline et plus ou moins d'orthose. Deux générations de quartz sont observées: une première génération de quartz (Qz1) primaire de dimension centimétrique à millimétriques et une seconde génération de quartz (Qz2), plus fine, associée aux autres minéraux accessoires comme la séricite, la chlorite, la biotite et les carbonates (figures 6-10C à 6-10D).

#### **6.3.5.2 Géochronologie**

L'échantillon GRAUBP-1 a donné une trentaine de zircons, dont une population prismatique sub-idiomorphe (plus abondante) et une population arrondie (figure 6-11A). Les cristaux de zircons sont trapus, incolores à brunâtres et sont parfois fragmentés (figure 6-11A). Deux sont concordants avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyens de  $2691,2 \pm 1,2$  Ma (figure 6-11B). Les cinq analyses individuelles indiquent des rapports Th/U qui varient de 0,179 à 0,690 (annexe II).

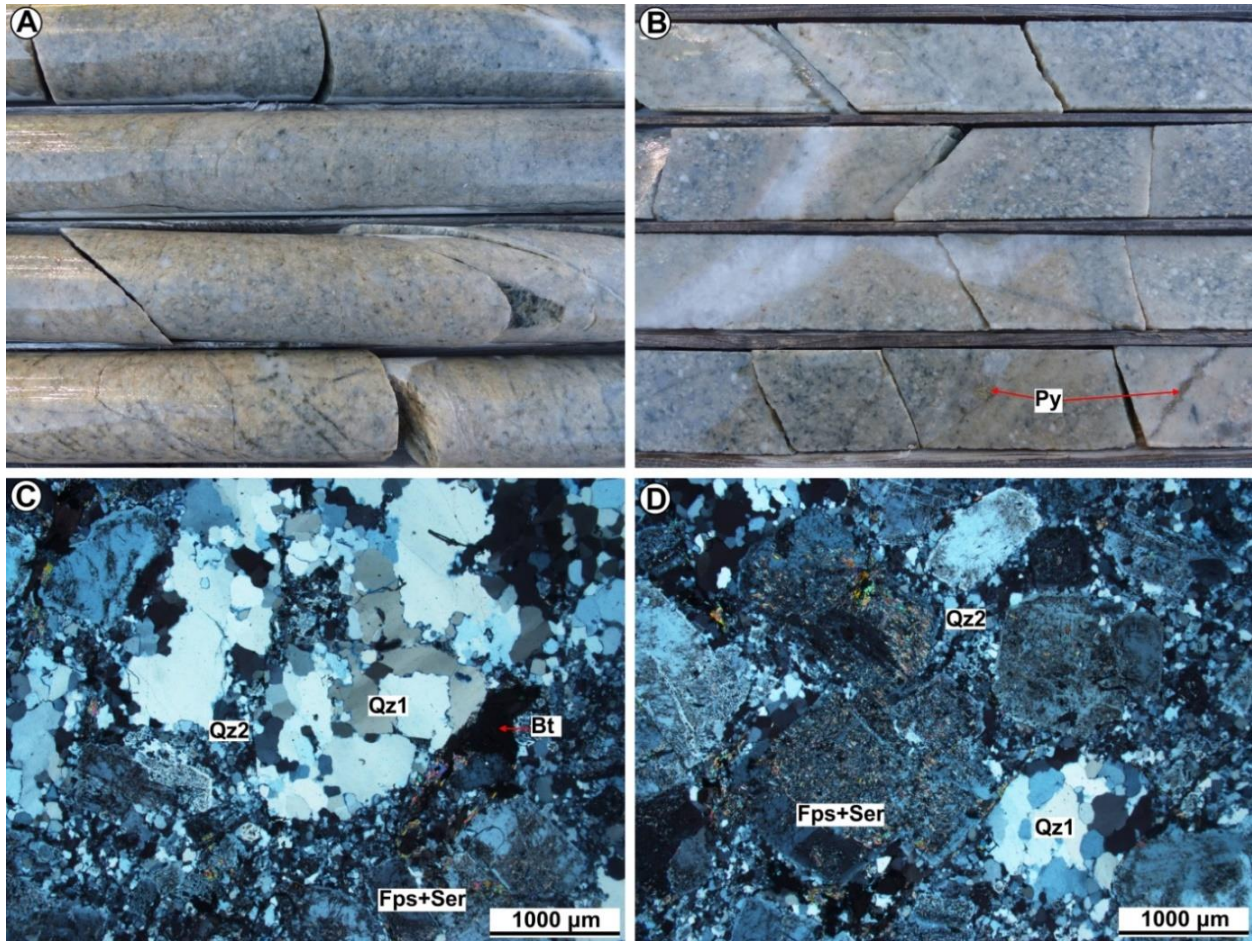


Figure 6-10: GRAUBP-1, dyke de granodiorite du gîte Aubelle principale de la région de Belleterre. (A) et (B) Photographies montrant l'aspect massif, grenu ainsi qu'une teinte qui varie de blanc-grisâtre à rosâtre. L'échantillon GRAUBP-1 est essentiellement constitué de phénocristaux de feldspaths et de quartz. (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des phénocristaux de feldspaths et de quartz affectés par une altération à séricite-quartz-biotite. Photos en lumière transmise polarisée.

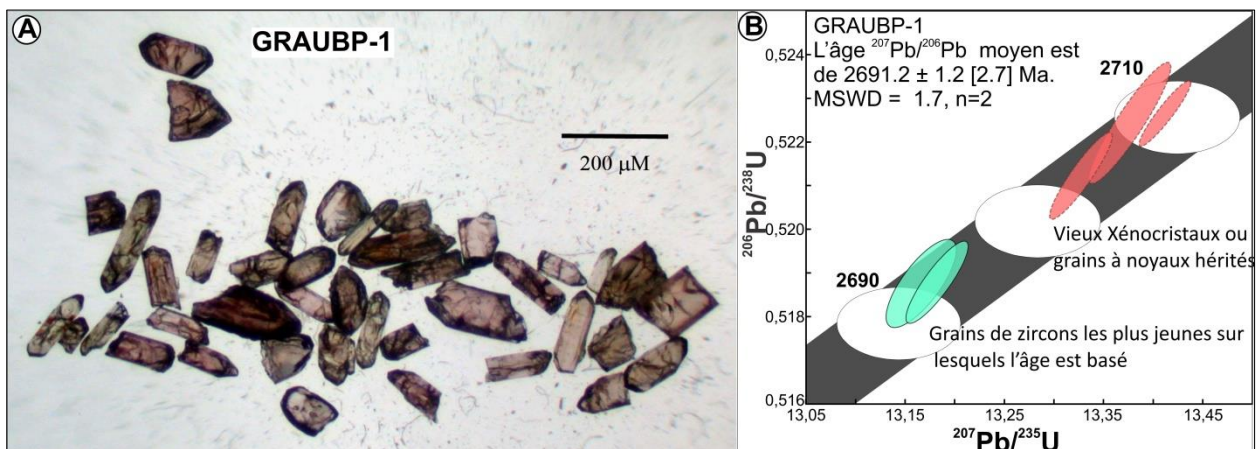


Figure 6-11: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon GRAUBP-1.

### 6.3.5.3 Signification géologique

Cet âge de  $2691,2 \pm 1,2$  Ma est de 3,5 Ma plus jeune que celui du pluton de Lac Devlin ( $2694,6 \pm 0,9$  Ma). Vu la similitude lithogéochimique (section 5.1) et géochronologique des deux unités, on peut considérer les intrusifs felsiques du gîte Aubelle principale comme étant la phase tardive du pluton de Lac Devlin. De plus, cet âge de  $2691,2 \pm 1,2$  Ma prouve que les intrusifs felsiques du gîte Aubelle principale appartiennent à la suite TTG de la Sous-province du Pontiac (2705 à 2685 Ma).

## 6.3.6 Échantillon 6: AUDLP-1, lamprophyre

### 6.3.6.1 Géologie

L'échantillon AUDLP-1 est un lamprophyre calco-alcalin orienté est-ouest qui provient de la zone de cisaillement  $D_2$  aurifère de l'indice Audrey. Cet indice aurifère se situe à environ 1,5 km au nord du gîte Aubelle principale et à 2,5 km du Lac Taché sur la zone charnière de l'anticlinal de Belleterre (Figure 6.-1). Ce lamprophyre a subi le cisaillement  $D_2$  et sa mise en place semble antérieure ou synchrone à celle de la veine principale aurifère de l'indice Audrey. Selon la classification des lamprophyres de Belleterre de la section 5.2, l'échantillon AUDLP-1 est une kersantite/GII. La figure 6-12 présente une description pétrographique de l'échantillon AUDLP-1.

### 6.3.6.2 Géochronologie

L'échantillon AUDLP-1 a donné une vingtaine de zircons arrondis, trapus et incolores (figure 6-13A). Cinq analyses individuelles de zircons ont été réalisées, la moyenne pondérée des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  est de  $2697 \pm 1,6$  Ma. Toutefois, l'âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  maximum de cet échantillon a été obtenu à partir de l'âge du plus jeune des cinq zircons qui est de  $2679,3 \pm 1,2$  Ma (figure 6-13B). Les cinq analyses individuelles indiquent des rapports Th/U qui varient de 0,142 à 0,742 (annexe II).

### 6.3.6.3 Signification géologique

Cet âge de  $2679,3 \pm 1,2$  Ma correspond à l'âge maximum de mise en place des lamprophyres calco-alcalins, particulièrement des kersantites/GII, de la région de Belleterre. La kersantite/GII étant la dernière génération des lamprophyres de Belleterre, on peut donc affirmer que les lamprophyres de Belleterre sont plus jeunes que  $2679,3 \pm 1,2$  Ma. L'âge de  $2679,3 \pm 1,2$  Ma des lamprophyres (kersantite/GII, dernière génération) de Belleterre est 10 Ma plus vieux que celui

du pluton de la tour de Belleterre (suite MMGS), estimé à  $2669 \pm 3$  Ma par Machado et al. (1991).

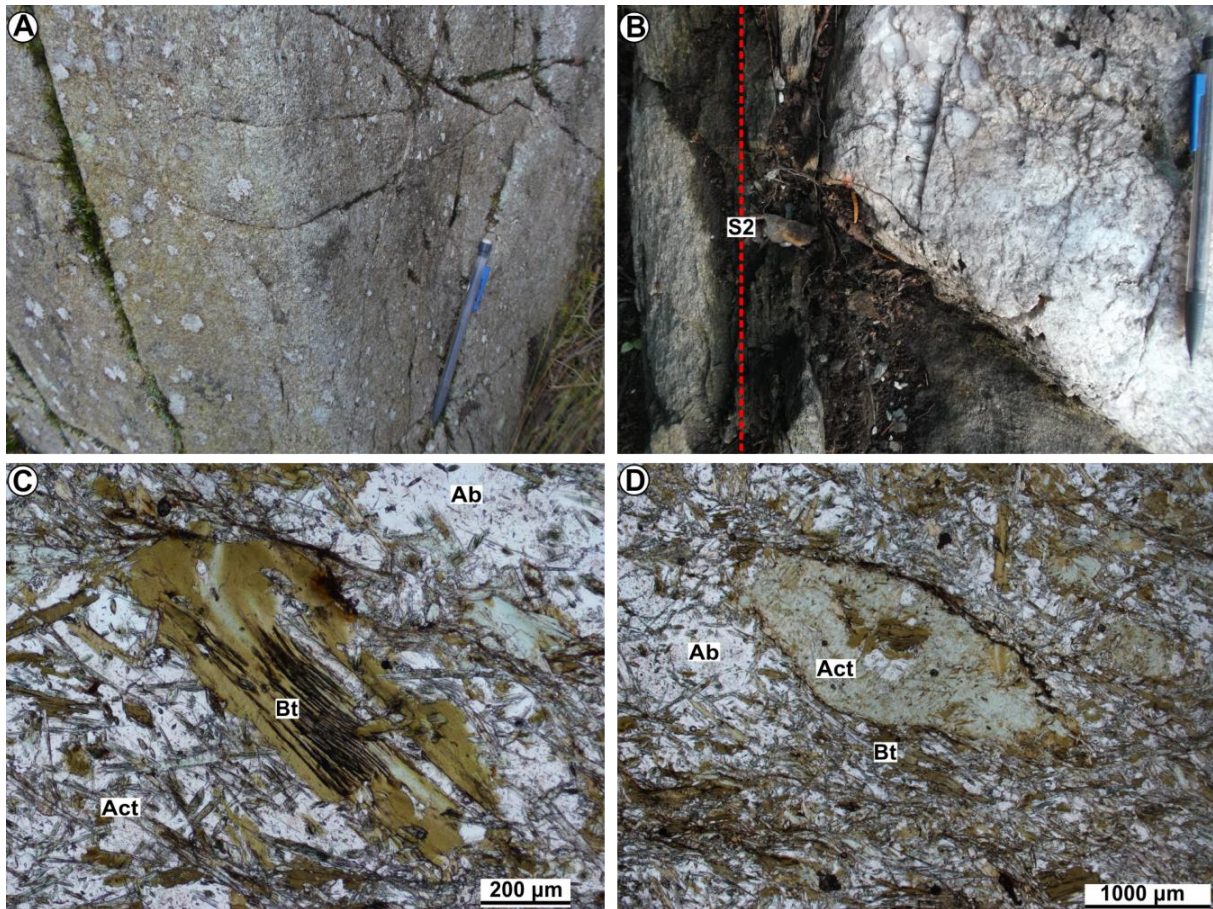


Figure 6-12: AUDLP-1, lamprophyre (kersantite/Gill) de l'indice Audrey. (A) et (B) L'aspect macroscopique de l'échantillon AUDLP-1. Le dyke de lamprophyre échantillonné est affecté par la déformation D2. (C) et (D) Microphotographies illustrant la prédominance des phénocristaux de biotite transformée partiellement en actinolite et le tout baignant dans une matrice constitué principalement d'albite et de paillettes d'actinolite. (C) et (D) Lumière transmise naturelle.

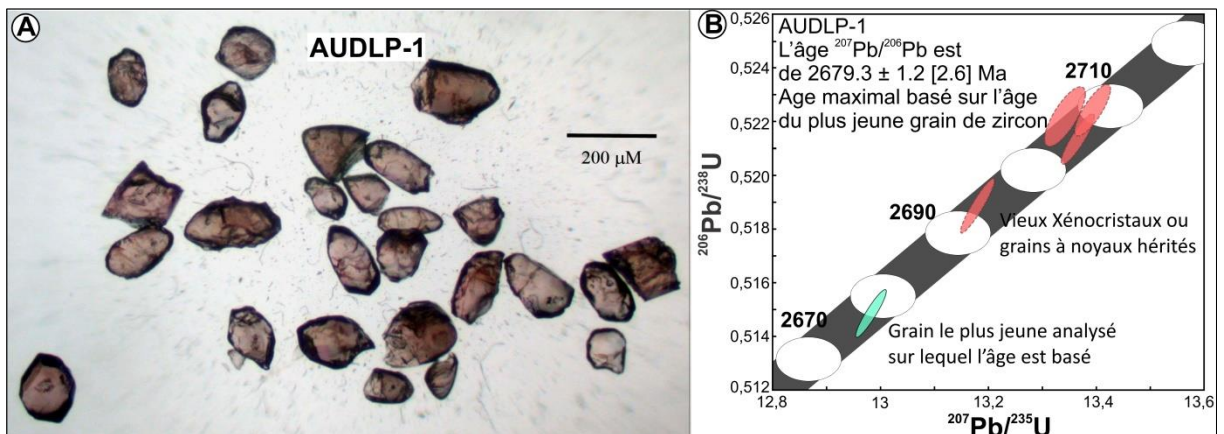


Figure 6-13: Photographie des zircons (A) et le diagramme concordia des analyses de zircons (B) de l'échantillon AUDLP-1.



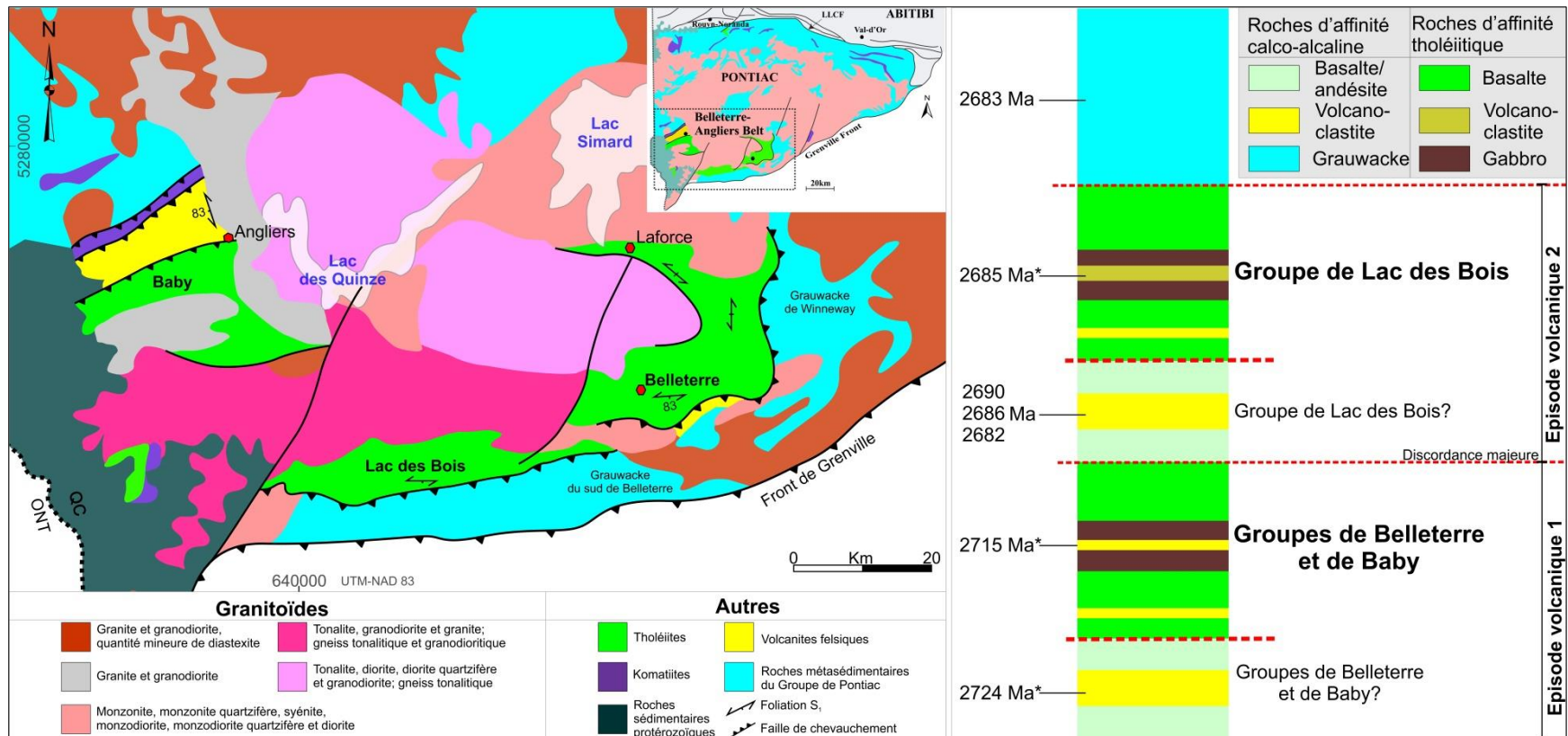
## 6.4 Implications magmatiques et métallogéniques

L'âge de la ceinture Belleterre-Angliers se situe entre 2724 à 2682 Ma, soit un intervalle de 42 Ma. Les résultats des nouvelles et anciennes datations ont permis de mettre en évidence deux épisodes volcaniques majeurs dans la Sous-province du Pontiac (figure 6-14). L'âge du premier épisode se situe autour de 2724 et 2715 Ma, cet épisode volcanique correspond à la mise en place des roches volcaniques des groupes de Belleterre et de Baby. Par ailleurs, le second épisode a eu lieu aux alentours de 2690 et 2682 Ma, il correspond à la mise en place des roches volcaniques du Groupe de Lac des Bois. Toutefois, les roches du deuxième épisode volcanique sont également présentes dans les secteurs de Belleterre et d'Angliers (Baby). À noter que jusqu'à présent, le deuxième épisode volcanique est le seul à avoir été identifié dans la littérature scientifique (Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993).

Le tableau 6-1 présente une compilation détaillée des âges U/Pb des roches volcaniques de la ceinture volcanique Belleterre-Angliers. La figure 6-15 présente une comparaison entre les âges U/Pb des sous-provinces du Pontiac et de l'Abitibi. Ainsi, Ayer et al. (2002) et Thurston et al. (2008) ont identifié sept épisodes volcaniques subalcalins majeurs en Abitibi dont les âges sont compris entre 2750 et 2695 Ma. Le premier épisode volcanique de la Sous-province du Pontiac correspond le mieux aux assembles de Deloro (2734-2724 Ma) et de Stoughton Roquemaure (2723-2720 Ma), voire Kidd Munro (2719-2710 Ma). Toutefois, l'activité volcanique de la Sous-province du Pontiac, soit le deuxième épisode (2690-2682 Ma), a perduré bien après la cessation du volcanisme subalcalin de l'Abitibi.

Selon Sawyer et Barnes (1994), les granitoïdes de la suite TTG dont les âges varient de 2705 à 2685 Ma (Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993) seraient le socle sur lequel la ceinture Belleterre-Angliers a été charriée. Toutefois, les nouvelles données ne supportent pas cette hypothèse puisque l'activité volcanique a débuté au moins 19 Ma plus tôt dans la région. Les âges des granitoïdes de la suite MMGS varient de 2686 à 2669 Ma. Cela dénote la nature syn à post-volcanique du plutonisme de type MMGS. L'âge minimal du plutonisme MMGS est de 2669 Ma, alors que l'âge maximum de la dernière génération (kersantite/GII) des lamprophyres est de 2679 Ma. Par conséquent, les MMGS constituent le dernier épisode magmatique de la Sous-province du Pontiac (Figure 6-16). De plus, les granitoïdes du pluton de Lac Devlin sont pénécotemporains à la déformation  $D_2$ , alors que ceux de la suite MMGS sont post-tectoniques. L'échantillon de lamprophyre qui a donné un âge de 2679 Ma a également subi la déformation  $D_2$ . Par conséquent, La phase de déformation  $D_2$  a perduré au moins pendant 18 Ma, soit entre 2694 et 2679 Ma, période où a eu lieu la formation des veines tardives ou de

cisaillement  $D_2$ . A noter que la plupart des zones de cisaillement  $D_2$  de la région de Belleterre se sont développées pendant la mise en place du pluton de Lac Devlin dont l'âge est estimé à  $2694,6 \pm 0,9$ . Par exemple, les veines de cisaillement  $D_2$  du gîte Aubelle principale sont recoupées par des intrusifs felsiques dont l'âge est estimé à  $2691,2 \pm 1,2$  Ma. De ce fait, l'âge des veines se situe entre  $2694,6 \pm 0,9$  et  $2691,2 \pm 1,2$  Ma, soit un intervalle de 3 Ma (figure 6-17). Ces résultats suggèrent que l'association entre les veines de cisaillement  $D_2$  et les intrusifs felsiques pourrait être aussi génétique.



**Figure 6-14: Log stratigraphique synthétique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. Le premier épisode volcanique correspond à la mise en place des roches volcaniques des groupes de Belleterre et de Baby et le second à celle des roches volcaniques du Groupe de Lac des Bois. Notez que le Groupe de Lac des Bois, regroupe toutes les roches volcaniques qui se sont mises en place pendant l'ouverture du bassin de Lac des Bois. Ainsi, on peut également observer les roches volcaniques du Groupe de Lac des Bois au sud des roches du Groupe de Belleterre, mais aussi au nord des roches du Groupe de Baby (Angliers). Les volcanoclastites felsiques datées par Mortensen et Card (1993) et Carignan et al. (1992), appartiennent aux roches du Groupe de Lac des Bois. Par conséquent, l'âge attribué à la ceinture volcanique Belleterre-Angliers dans la littérature (2690-2682 Ma), correspondait seulement à celui des roches du Groupe de Lac des Bois.**

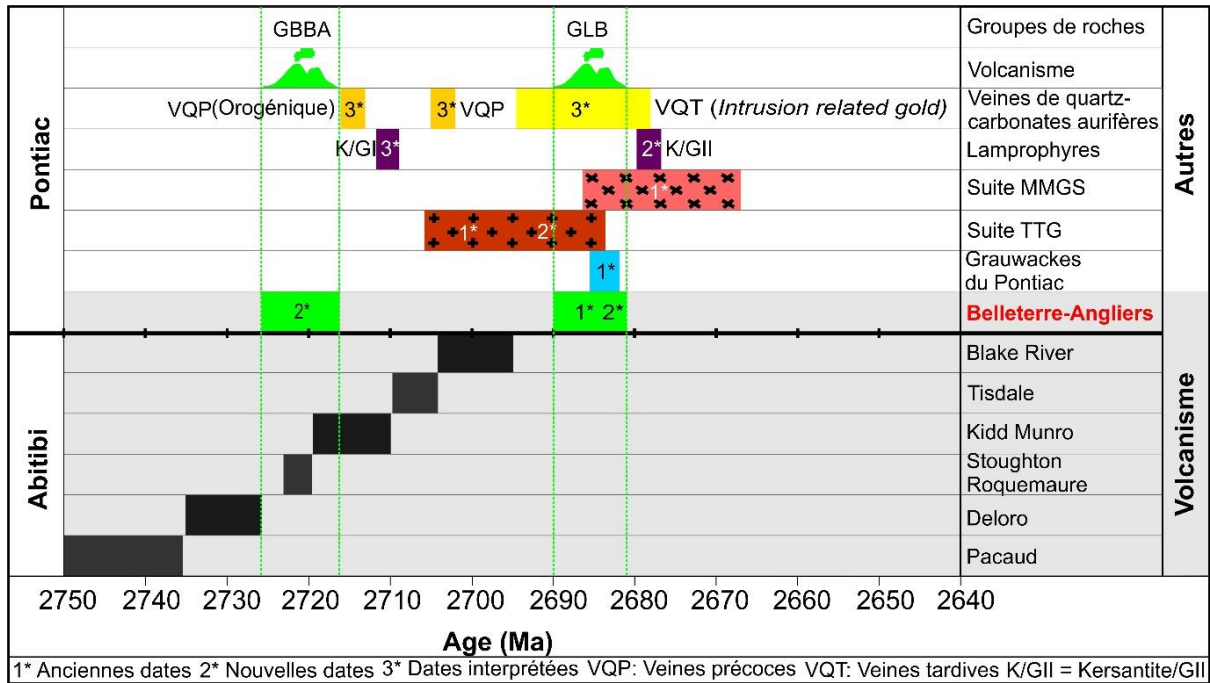


Figure 6-15: Compilation et comparaison schématique des âges U/Pb sur zircon de la Sous-province du Pontiac et de l'Abitibi. Les références des âges du Pontiac sont données au tableau 6-1. Les données de l'Abitibi proviennent de Ayer et al. (2002) et de Thurston et al. (2008). GBBA: groupes de Belleterre et de Baby. GLB: Groupe de Lac des Bois.

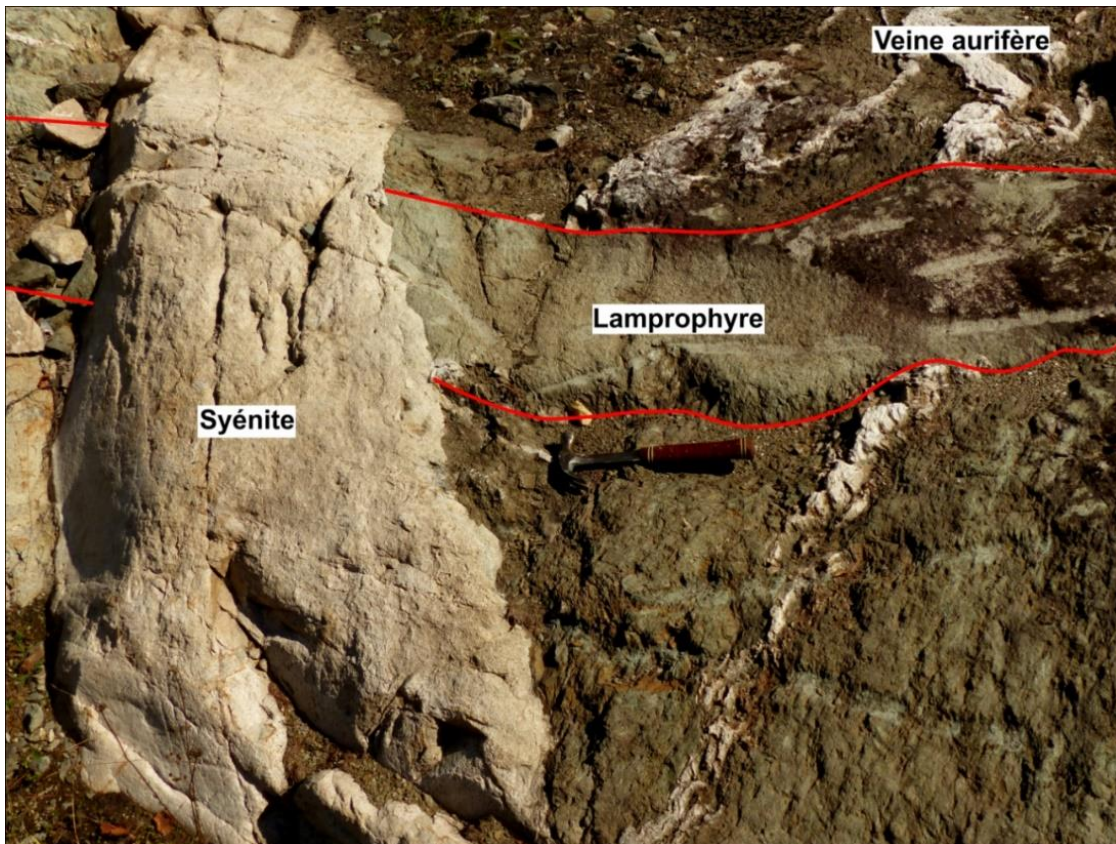


Figure 6-16: Lamprophyre recoupé par un dyke de syénite de l'indice Veine 11.

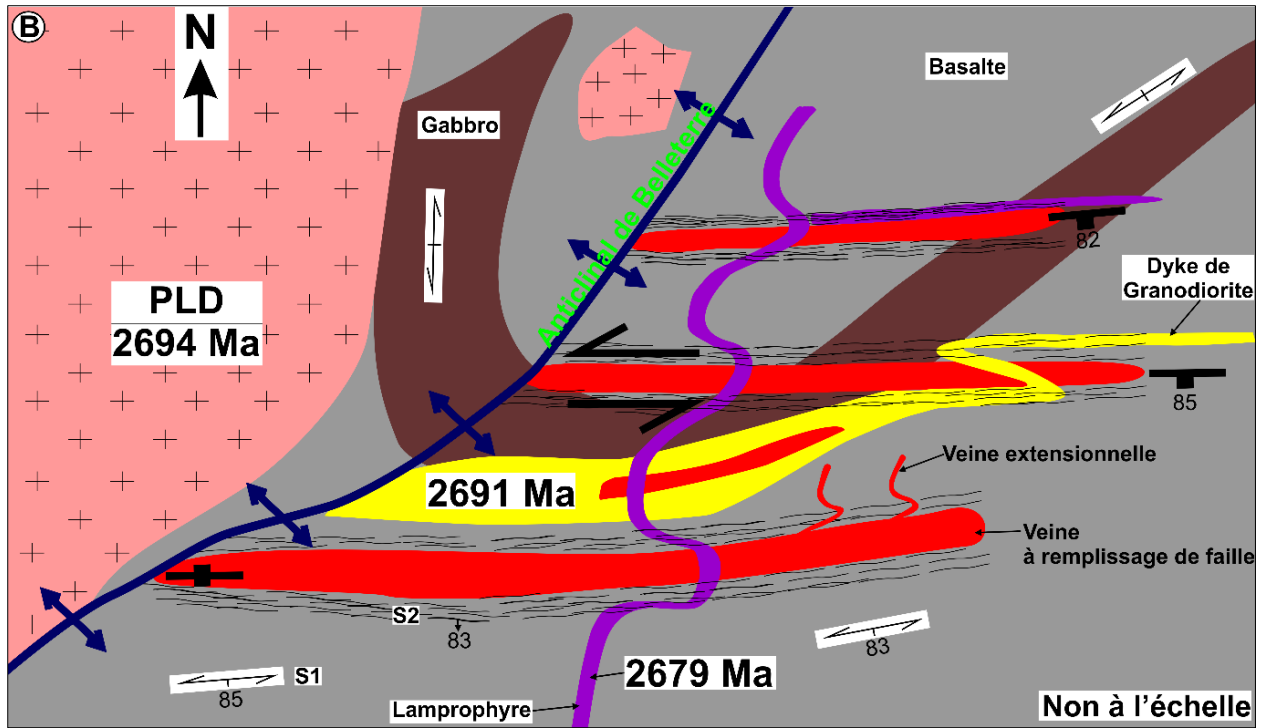


Figure 6-17: Ages des veines de quartz-carbonates tardives (VQT). Ce schéma illustre l'association spatialement entre les VQT, le pluton de Lac Devlin (PLD), les dykes de granodiorite et de lamprophyres.



## **7 GÉOPHYSIQUE ET GÉOLOGIE STRUCTURALE**

Le traitement et l'interprétation des données de champ potentiel (gravimétriques et magnétométriques) de la région de Belleterre ont été réalisés dans le but de déterminer les lithologies et les structures plus ou moins profondes (failles régionales, failles secondaires, zones de cisaillement...) associées à la minéralisation aurifère. L'identification de ces structures permettrait de guider et d'optimiser les futurs travaux d'exploration minière. Cette étude géophysique a également pour objectif de contribuer à une meilleure connaissance du contexte géologique de la région de Belleterre en particulier et de la ceinture volcanique Belleterre-Angliers en général.

### **7.1 Données magnétométriques**

La méthode magnétique est l'une des plus anciennes techniques de prospection géophysique (Nabighian, 2005). Elle est peu coûteuse, rapide et facile à opérer du point de vue instrumental. La magnétométrie est utilisée pour la recherche des minéraux magnétiques ou de minéralisations associées à ces minéraux, ainsi que pour des fins de cartographie géologique. La prospection magnétométrique est une méthode géophysique classique du champ potentiel et s'appuie sur la mesure d'un champ magnétique résultant de la somme vectorielle du champ terrestre. Le champ local dépend essentiellement des aimantations induites et rémanentes des minéraux. Il crée une anomalie, c'est-à-dire une variation d'intensité, mais aussi de direction et de sens, du champ mesuré. Un aperçu de chaque technique de traitement utilisée est donné dans les sections ci-dessous.

#### **7.1.1 Données utilisées**

Les données magnétiques utilisées dans cette thèse couvrent le camp minier de Belleterre au complet jusqu'au front tectonique de Grenville. Ces données sont téléchargeables sous le numéro de publication G-141 sur le site internet du Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec (MERN). Suivent donc, ci-dessous, les paramètres du levé magnétique (tirés de *Terraquest Ltd*, 2004):

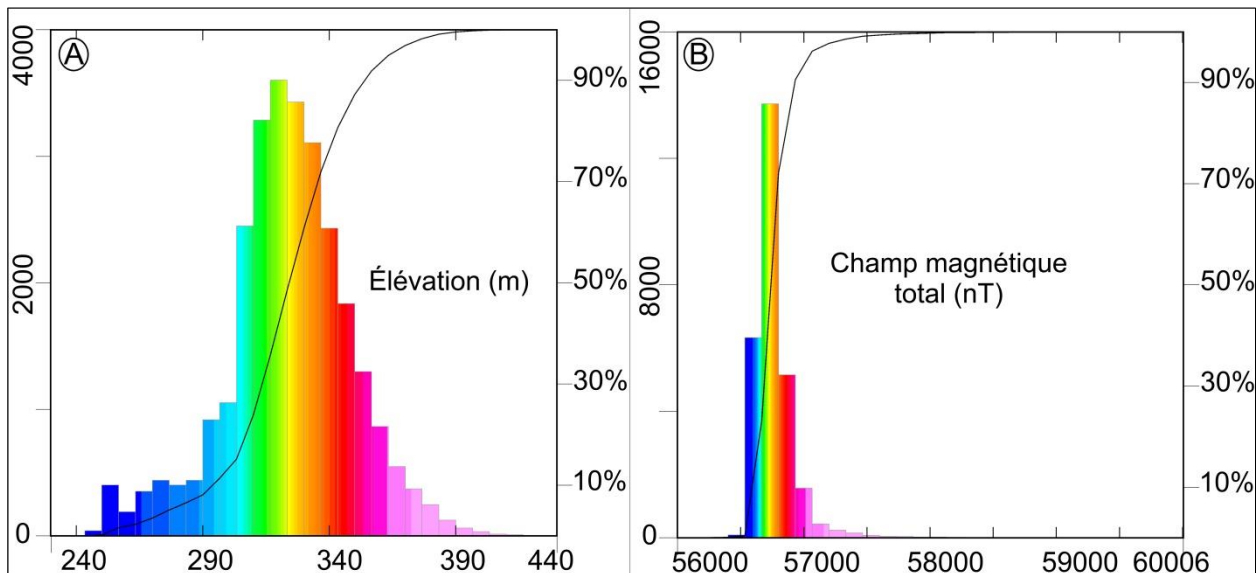
Le levé aéroporté a été mené par la compagnie « *Terraquest Ltd* » à l'aide d'un aéronef C-GGLS d'un seul moteur Cessna 206U. Le levé a été effectué pour la compagnie *Aurora Platinum Corp* en juin 2004. L'équipement géophysique aérien principal comprend trois magnétomètres à vapeur de césium à haute sensibilité. Le matériel de soutien auxiliaire

comprend un magnétomètre à flux triaxial, une caméra vidéo, un magnétoscope, un altimètre radar, un altimètre barométrique, un récepteur GPS, un récepteur GPS avec un service de correction en temps réel et un système de navigation.

Les données de la station de base magnétique à haute sensibilité ont été fournies par un magnétomètre à vapeur de césium qui se connecte à un ordinateur portable et avec une synchronisation de l'heure à partir du récepteur de la station de base GPS. Le magnétomètre est le même que celui utilisé dans l'avion, un magnétomètre CS-2 fabriqué par *Scintrex*. Le processeur est également le même que celui utilisé dans l'avion, mais il est logé dans un modèle portable *MEP-710*, fabriqué par *Picodas Group Inc.* Le logiciel d'exploitation est programmé par *Picodas Group Inc.*, (*BASEMAG* version 5.02 pour un PC compatible *IBM*) avec entrée RS232.

### 7.1.2 Champ magnétique total

Les histogrammes de la figure 7-1 illustrent les valeurs du champ magnétique total et de l'élévation. Les valeurs altimétriques sont comprises entre 240 et 440 mètres (figure 7-1A). La valeur moyenne de l'altimétrie du secteur couvert par le levé magnétique est de 372m. À noter que les basses valeurs altimétriques sont observées près des lacs (ex. Lac aux Sables, Lac Guillet, Lac Taché, Lac Devlin, Lac Souflot...).



**Figure 7-1: Histogrammes des valeurs de la grille de la carte d'élévation (A) et du champ magnétique total krigées (B).**

Les données du champ magnétique total montrent une variabilité assez élevée, elles varient de 56000 à 60006 nT (figure 7-1B). La valeur moyenne du champ magnétique total tourne autour



de 56770 nT. Par contre, au niveau des zones anomaliques, elle dépasse 57000 nT. Cette fluctuation du champ magnétique total est similaire à celle du champ magnétique total des données de RNCAN qui sont également téléchargeables sur le site du MERN sous le numéro DP-355.

L'examen de la carte du champ magnétique total montre que les zones fortement magnétiques correspondent aux dykes de gabbro et de péridotite (figure 7-2). Les plus importantes zones anomaliques se situent dans le secteur du Lac aux Sables où prédominent les dykes de gabbro et de péridotite. De plus, les plutons de Lac Devlin (PLD), de la tour de Belleterre (PTB) et du Lac Souflet (PLS) présentent également des valeurs élevées du champ magnétique total. En outre, d'autres zones fortement magnétiques sont également observées de part et d'autre dans la région, mais correspondent généralement aux intrusifs mafiques. De façon globale, l'orientation des zones fortement anomaliques et allongées suit la forme arquée de la ceinture volcanique de Belleterre, elle varie donc de E-O à N-S. Par ailleurs, les zones à faible intensité magnétique correspondent aux zones de failles et de cisaillement, aux volcanites mafiques et felsiques, aux intrusifs felsiques de type TTG et aux roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (ex. grauwackes).

### **7.1.3 Champ magnétique total réduit au pôle**

La réduction au pôle des données aéromagnétiques (Baranov, 1957; Baranov et Naudy 1964) vise à transformer les anomalies par la rotation du vecteur de la magnétisation à la verticale, pour les centrer sur le corps magnétique, en éliminant les distorsions du champ dues à l'inclinaison du champ magnétique. Ce traitement (figure 7-3), comme les autres traitements utilisés, fait appel à la transformée de Fourier.

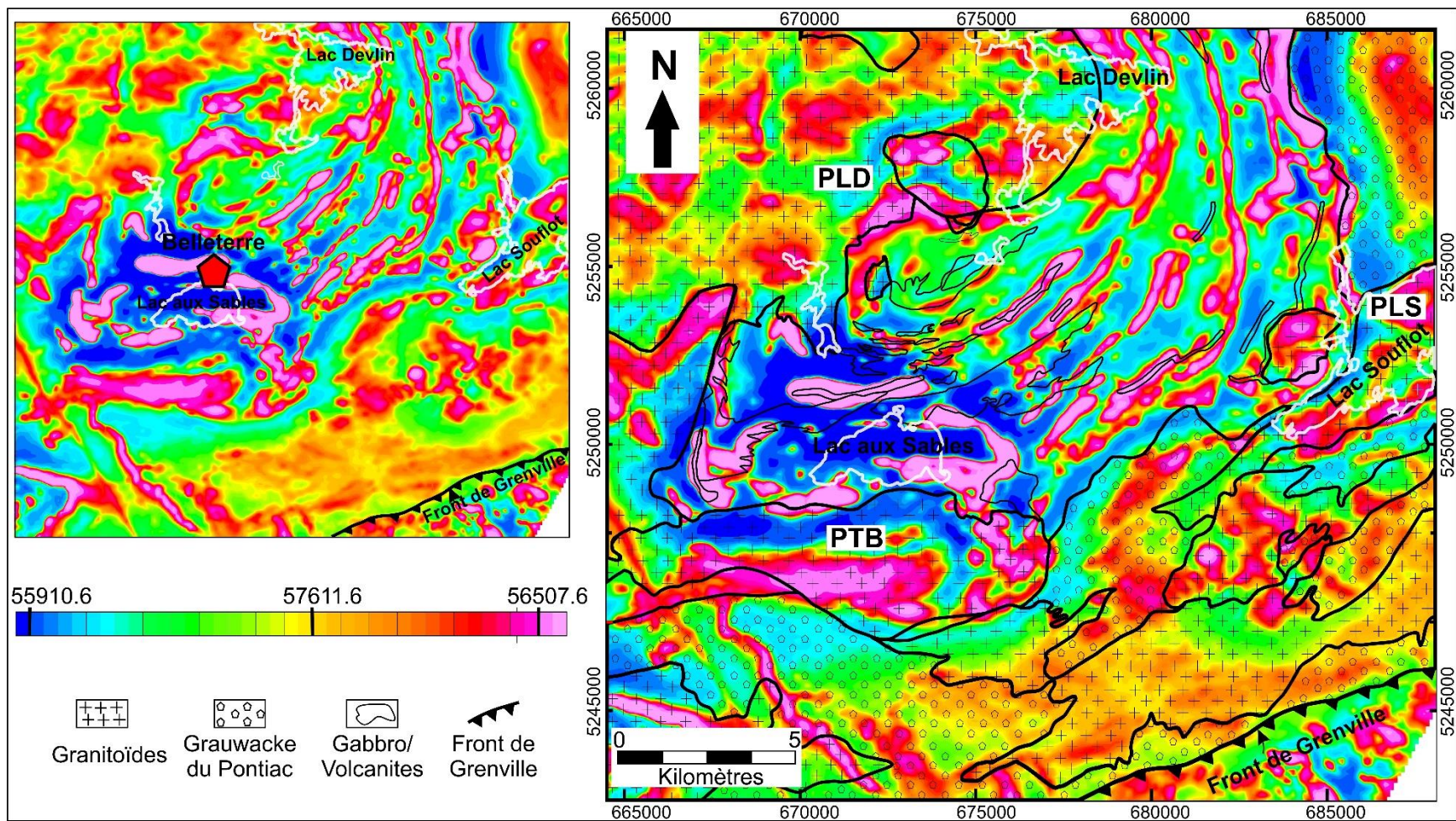


Figure 7-2: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du champ magnétique total de la région de Belleterre. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot. Unité en nT.

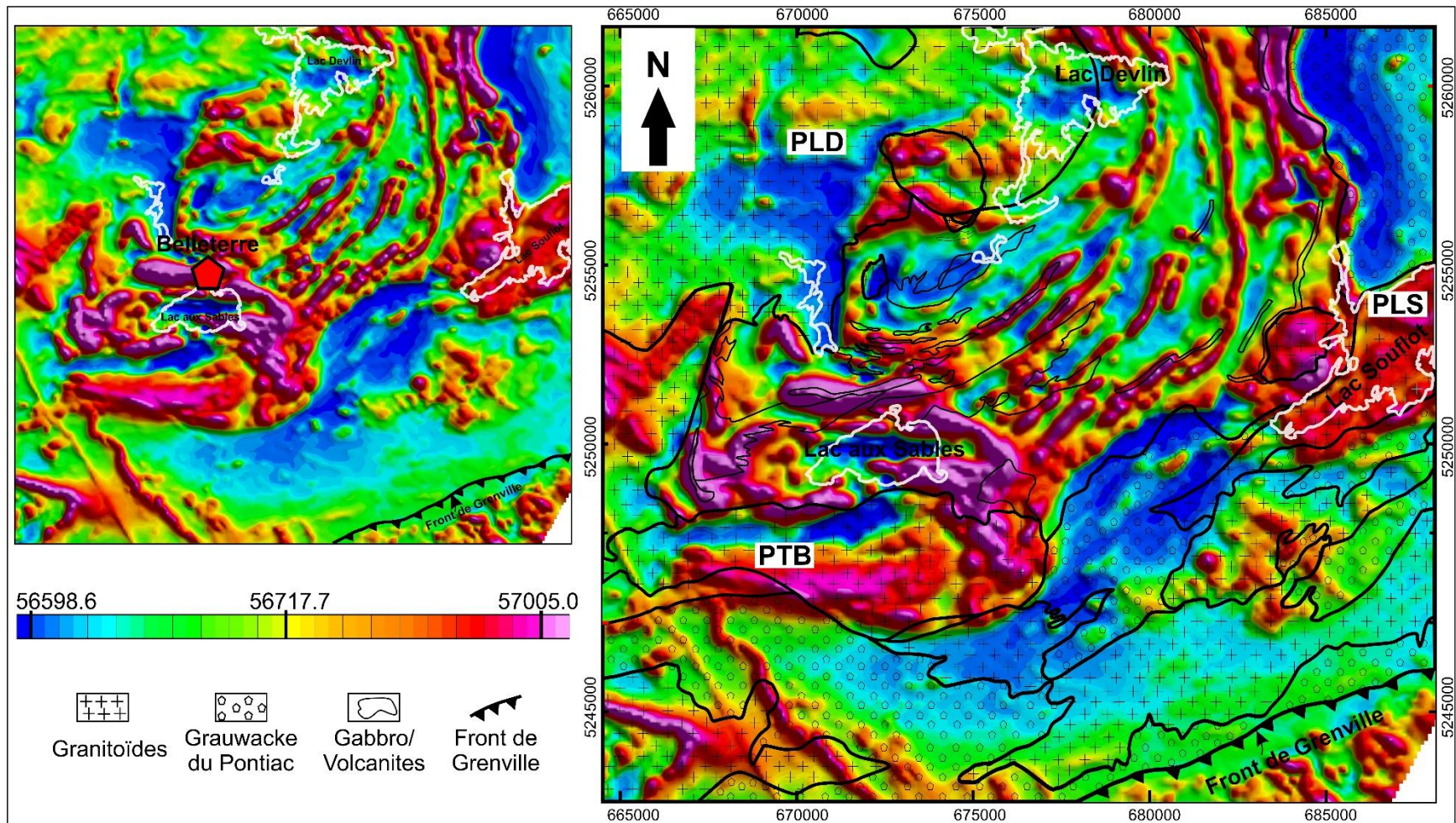


Figure 7-3: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du champ magnétique total réduit au pôle (en relief ombré) de la région Belleterre. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot. Unité en nT.

#### **7.1.4 Techniques de dérivée première verticale, de tilt et de l'angle thêta appliquées aux données du champ magnétique total**

La dérivée première verticale, communément appelée gradient vertical, est un traitement mathématique qui permet de faire ressortir les structures perpendiculaires à la direction de dérivation Z (Hood, 1965; Blakely et Simpson, 1986; Blakely, 1995; Nabighian et al., 2005a, b; Pilkington et Keating, 2009). Cette technique facilite la lecture de la carte grâce à l'amélioration de la résolution spatiale des données de source superficielle, mais accentue le bruit et les erreurs de nivellement des données. Elle est fréquemment utilisée pour préciser le contact entre différentes unités géologiques, car elle tend à amplifier les anomalies liées aux sources superficielles et élimine les anomalies de grandes longueurs d'onde, mais le désavantage de cette technique réside dans le fait que la source des anomalies n'est pas contrainte. Dans le cas présent, nous avons utilisé la procédure filtrage de *Butterworth* basé sur le spectre de puissance radiale dans le domaine fréquentiel qui permet d'éliminer une forte proportion des anomalies superficielles.

Le *tilt derivative* ou l'angle *tilt* permet, tout comme la technique de dérivée première, de mettre en évidence des structures du socle rocheux relativement superficielles, les contacts lithologiques et aussi de rehausser certaines cibles d'intérêt pour l'exploration minière. Cette transformation met en relation le rapport entre la dérivée première verticale (Z) et la dérivée horizontale totale. L'angle tilt est une transformation qui permet de réduire les variations d'amplitude entre différentes anomalies tout en éliminant le gradient régional (Pilkington et Keating, 2004; Verduzco et al., 2004; Wijns et al., 2005; Cooper et Cowan, 2006). La carte du *tilt derivative* (couleur gris transparente et en relief ombré) superposée sur la carte de la dérivée première verticale (figure 7-4) montre que les anomalies magnétiques observées sur la carte de la figure 7-4 présentent les mêmes caractéristiques que celles du champ magnétique total. Toutefois, on remarque que l'amplitude des anomalies magnétiques a diminué, néanmoins les limites de ces dernières restent nettes en regard de la carte du champ magnétique total. Ce qui permet une meilleure identification des domaines magnétiques d'où le choix de l'utilisation de la carte de la figure 7-4 pour tracer les linéaments, les failles et les zones de cisaillement contrôlant les veines de quartz-carbonates aurifères de la région Belleterre (voir section 7.4). La carte d'angle thêta, cosinus de l'angle entre le signal analytique et la dérivée horizontale en Y du champ magnétique total (Wijns et al., 2005), est un autre outil de traitement simple et efficace pour délimiter les contacts magnétiques; les angles thêta et tilt sont les approximations de la phase locale du champ potentiel (Cooper et Cowan, 2006). La carte thêta permet d'amplifier les

anomalies magnétiques superficielles, elle offre également la possibilité de discriminer les contacts verticaux et plongeants. Ainsi, la carte  $\theta$  de la figure 7-5A présente les mêmes caractéristiques que les cartes du gradient vertical et du *tilt derivative*. La figure 7-5B présente une carte obtenue de la combinaison (image ternaire) des cartes du gradient vertical, du *tilt derivative* et de l'angle  $\theta$ . Sur cette carte, l'expression de l'intensité des anomalies magnétiques superficielles est maximale d'où son utilisation, tout comme la carte  $\theta$ , pour tracer les linéaments, les failles et les zones de cisaillement du secteur d'étude.

#### **7.1.5 Intégration verticale**

La méthode de l'intégration verticale permet de créer une image permettant de souligner les grandes structures régionales responsables des anomalies de basses fréquences observées sur les cartes magnétiques. La figure 7-6 présente le résultat de l'intégration verticale du champ magnétique total. Sur cette carte, on remarque que seule la zone anormale centrale du Lac aux Sables reste visible, elle aurait donc une source profonde contrairement aux autres anomalies qui ont été atténuées. Cette source profonde pourrait correspondre à une intrusion mafique ou felsique. Les dykes de gabbro et de péridotite, ainsi que le pluton de la tour de Belleterre, localisés dans le secteur, pourraient être les sources de cette puissante anomalie magnétique. À noter également que la plupart des indices minéralisés de la région sont spatialement associés à cette structure profonde, ce qui présage probablement un lien génétique.

#### **7.1.6 Estimation des profondeurs par l'analyse spectrale du champ magnétique**

La profondeur moyenne des sources géologiques responsables des anomalies magnétiques peut être estimée par l'analyse spectrale du champ magnétique total. Ainsi, le spectre d'énergie d'une anomalie magnétique (figure 7-7A) permet d'estimer la profondeur de la source de cette dernière (Bhattacharyya, 1966; Spector et Grant, 1970; Bhattacharyya et Leu, 1975; Lyngsie et al., 2006). Cependant, l'analyse spectrale du champ magnétique total montre que la profondeur maximale des sources des anomalies magnétiques est de deux kilomètres (figure 7-7B). La plupart des sources responsables des anomalies magnétiques se situent à une profondeur maximale d'un kilomètre, ce qui suggère que la ceinture volcanique de Belleterre est peu enracinée.

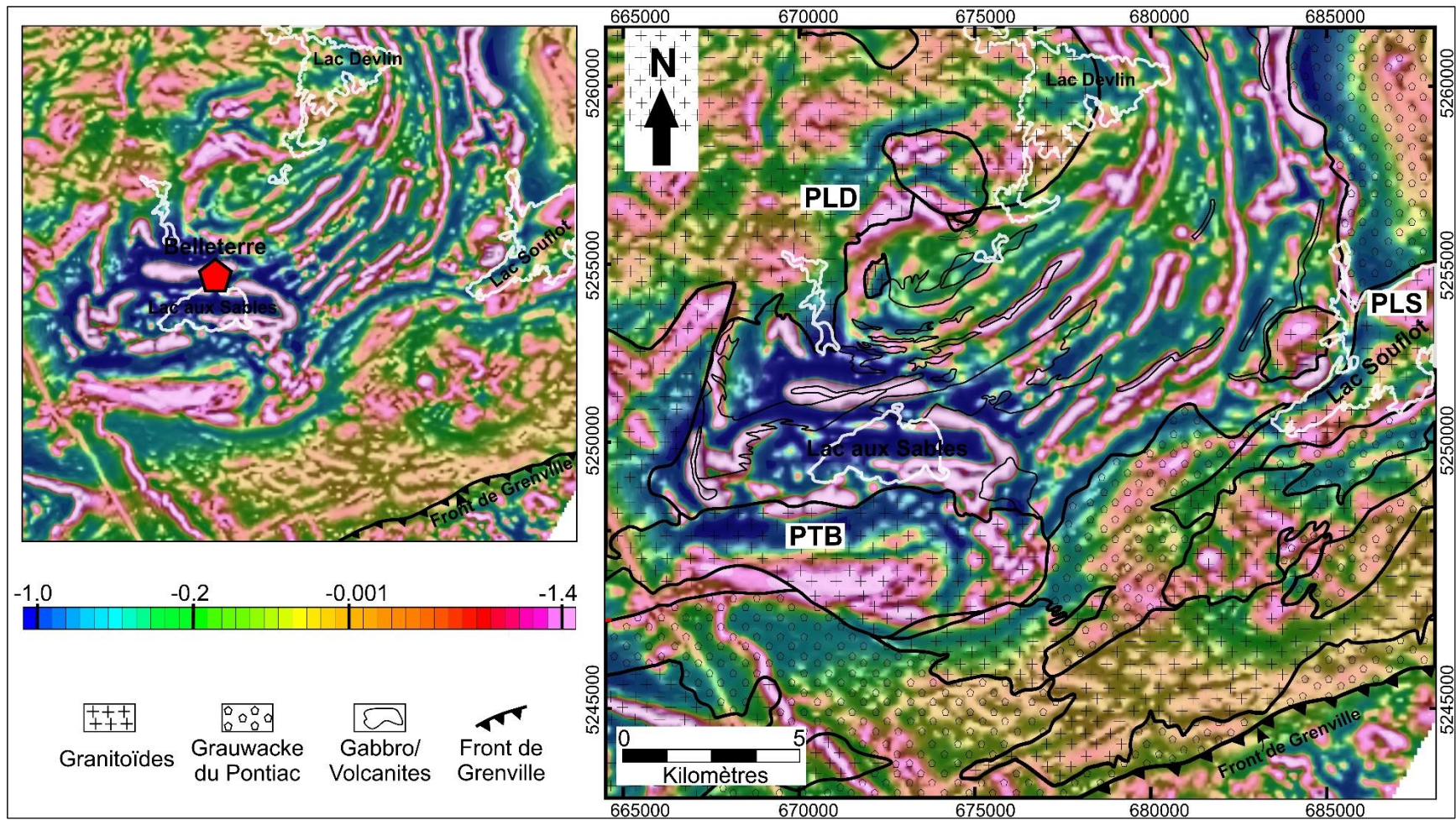


Figure 7-4: Carte lithologique simplifiée superposée sur la carte du *tilt derivative* (couleur gris et transparent; en relief ombré) combinée à la carte de la dérivée première verticale. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot.

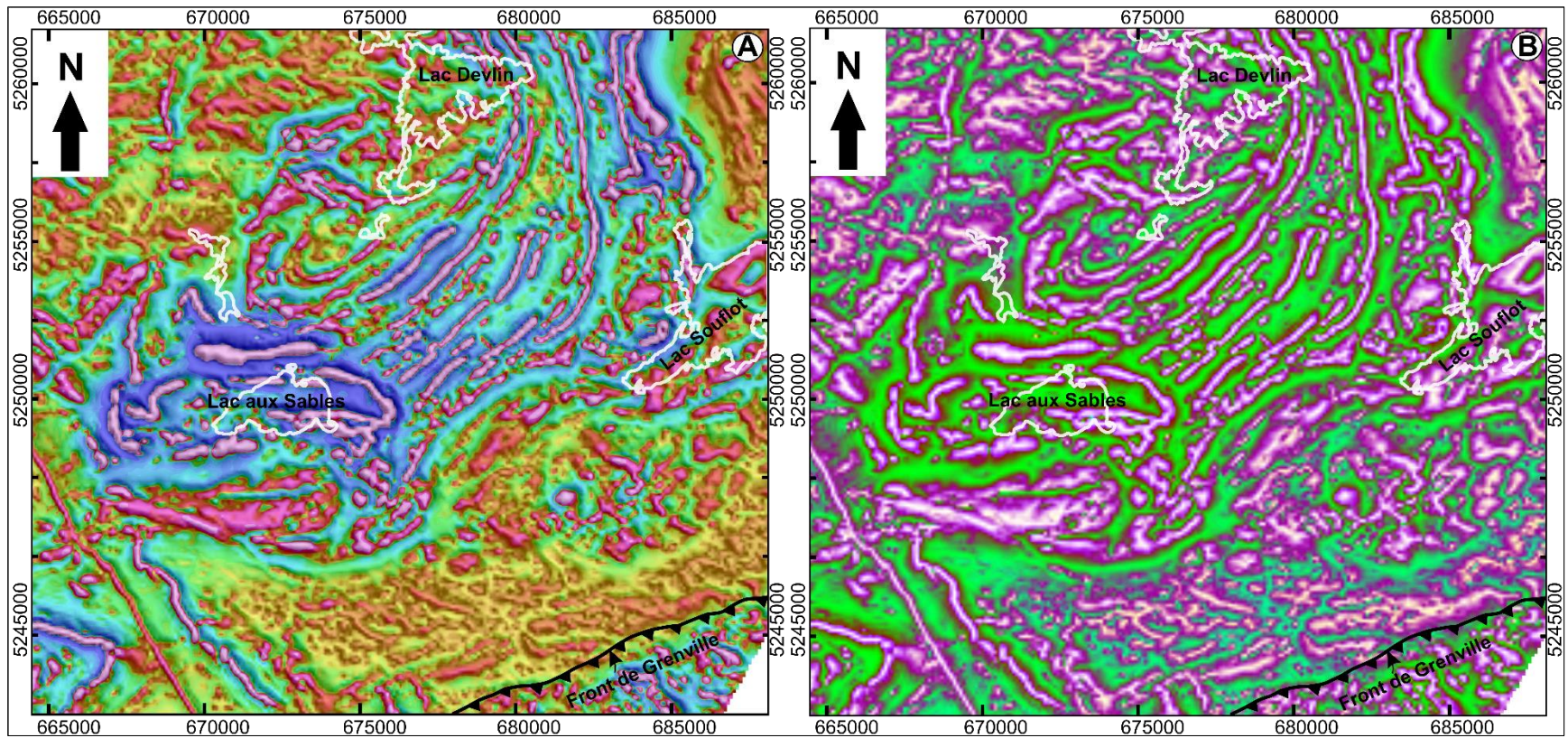


Figure 7-5: Carte d'angle  $\theta$  (A) et carte obtenue de la combinaison (diagramme ternaire) des cartes du *tilt derivative*, de la dérivée première verticale et de l'angle  $\theta$  (B). Sur ces deux cartes, des anomalies magnétiques superficielles sont accentuées, ce qui permet une meilleure délimitation des contacts lithologiques, des failles et des zones de cisaillement.

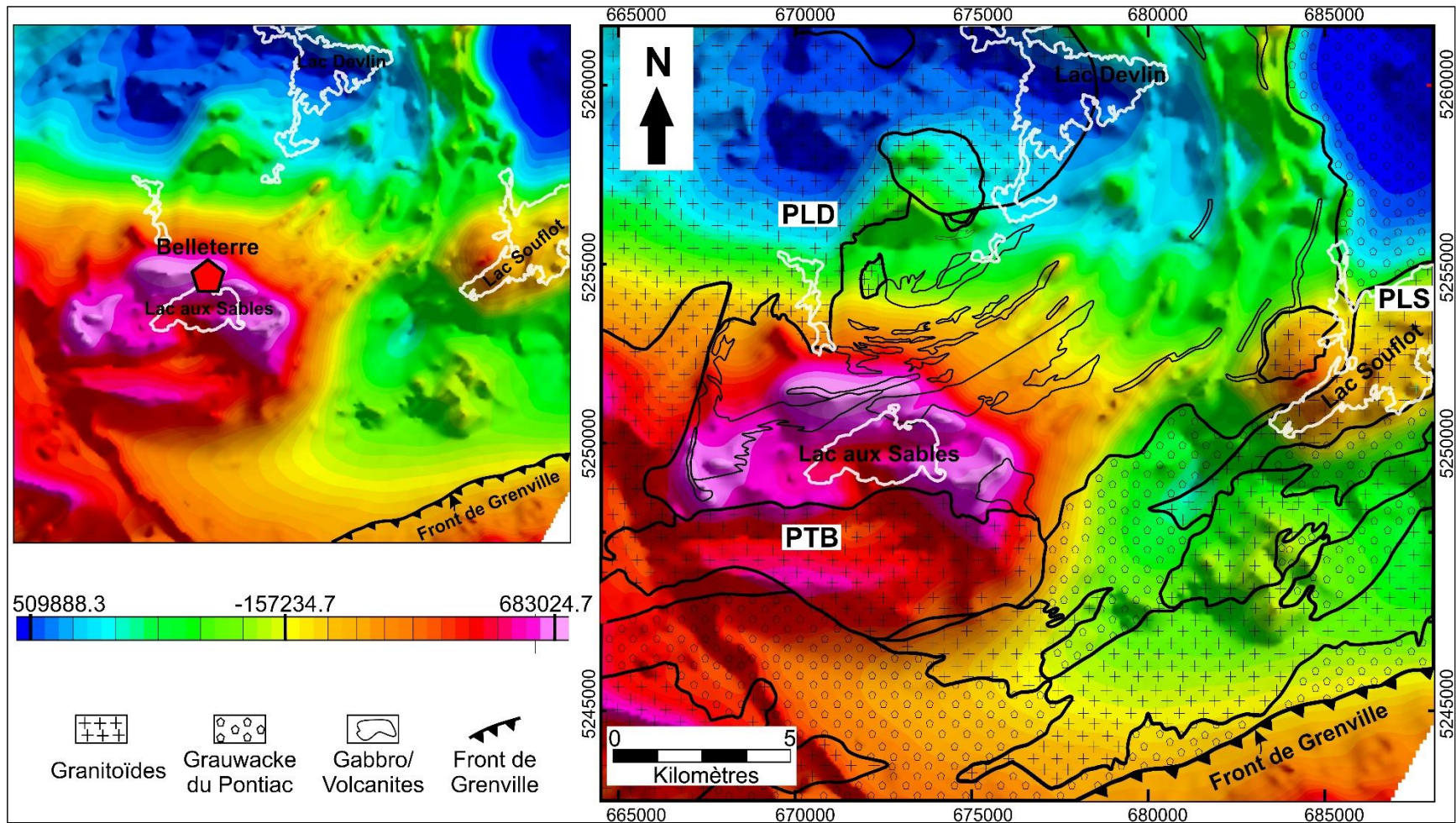


Figure 7-6: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'intégration verticale. Noter la présence d'une structure géologique profonde (intrusions mafiques ou felsiques) dans le secteur du Lac aux Sables. La plupart des indices minéralisés sont spatialement associés à cette structure profonde. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot. Unité en nT.



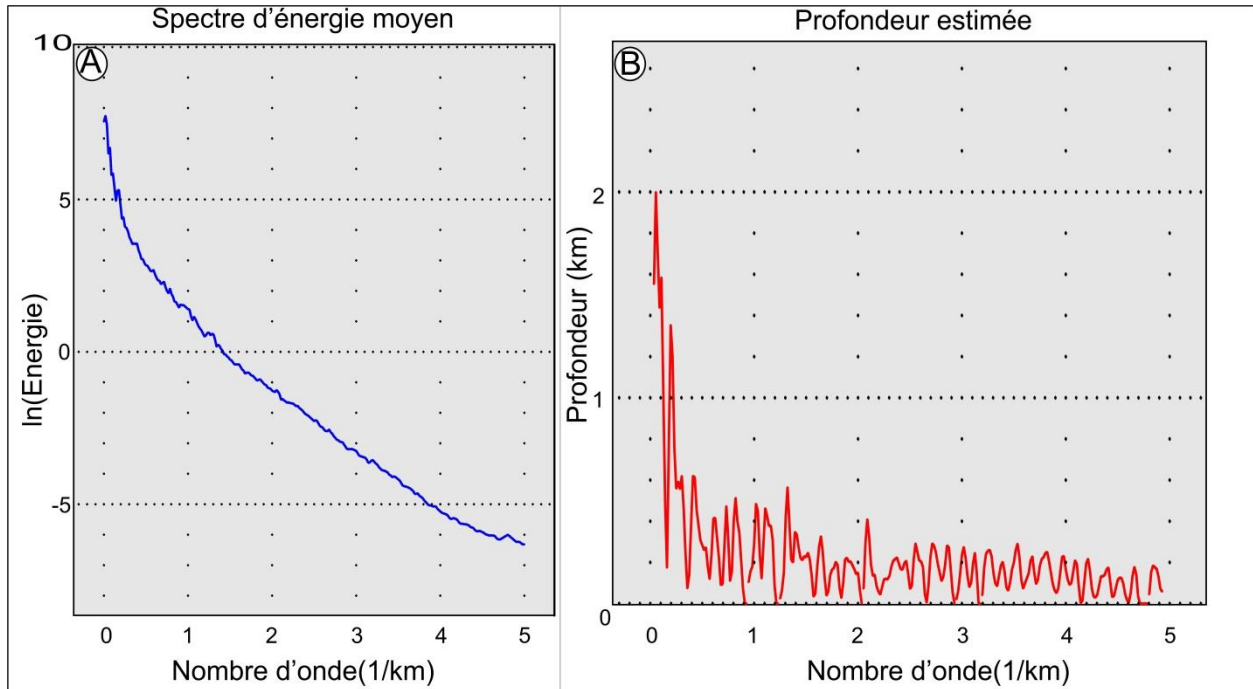


Figure 7-7: Évolution du spectre d'énergie du champ magnétique total (A) et la profondeur estimée des sources des anomalies magnétiques (B).

### 7.1.7 Estimation des profondeurs par la méthode de déconvolution d'Euler

La méthode de déconvolution d'Euler est utilisée pour localiser et estimer la profondeur de la source d'une anomalie magnétique (Thompson, 1982; Reid et al., 1990; Roest et al., 1992; Stavrev, 1997; Zhang et al., 2000; Stavrev et Reid, 2007). La méthode de déconvolution d'Euler appliquée aux données magnétiques ou gravimétriques est notamment efficace pour circonscrire les contacts et calculer succinctement la profondeur du sommet des structures géologiques responsables des anomalies magnétiques ou gravimétriques. Le calcul des trois dérivées du champ magnétique total suivant les directions X, Y et Z est préalable à l'application de cette méthode aux données magnétiques. En outre, le choix approprié de l'indice structural (IS), fonction de la forme des sources des anomalies magnétiques, est indispensable à l'application de cette méthode puisque la qualité des résultats en est tributaire. En magnétométrie, l'indice structural varie de 0 à 3. La valeur 0 est utilisée pour déterminer les contacts géologiques et les failles, la valeur 1 est spécifique aux dykes ou sills, la valeur 2 pour les corps cylindriques et la valeur 3 pour les corps sphériques (ex. pluton). L'équation d'Euler est la suivante:

$$\frac{(x - x_0)\partial T}{\partial x} + \frac{(y - y_0)\partial T}{\partial y} + \frac{(z - z_0)\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

$(x_0, y_0, z_0)$ : Position de la source magnétique;

T: Champ total observé au point de coordonnées  $(x, y, z)$ ;

B: Valeur régionale du champ total;

N: Degré d'homogénéité appelé souvent indice (IS) structural qui caractérise le type de source et le taux de variation du champ en fonction de la distance.

Dans le cas présent, seul l'indice structural 1 a été utilisé du fait de la prédominance des dykes de gabbro et de péridotite dans la région. De plus, la plupart des failles et des zones de cisaillement sont observées le long des contacts entre les dykes de gabbro et les roches volcaniques, et ce, du fait du contraste rhéologique entre les deux lithologies. Ainsi, la figure 7-8 présente la carte de la déconvolution d'Euler ( $IS_1$ ) où la localisation des sources des anomalies magnétiques estimées est illustrée sous forme de cercles et les profondeurs par une graduation de couleurs. Les linéaments magnétiques obtenus de la déconvolution d'Euler présentent une parfaite corrélation avec les dykes de gabbro et les contacts lithologiques. Les profondeurs du sommet des corps à l'origine des anomalies magnétiques varient de 13 à 341 mètres (figure 7-8).

#### **7.1.8 Estimation des profondeurs par la méthode de « worming »**

Dans l'objectif de cartographier automatiquement les linéaments magnétiques, les valeurs maximales du gradient horizontal ou de la dérivée horizontale en Y ont été détectées grâce à la technique de worming (Hornby et al., 1999). Le principe de cette technique consiste à l'application d'un filtre de prolongation vers le haut selon différents niveaux de profondeur afin de détecter automatiquement la localisation des valeurs maximales du gradient horizontal (les « bords ») par la méthode des *worms* (Archibald et al., 1999; Hornby et al., 1999; Holden et al., 2000). Ainsi, les *worms*, constituent une illustration 3D des contacts magnétiques ou gravimétriques, matérialisés par la variation des valeurs maximales du gradient horizontal selon différents niveaux de profondeur. Les alignements de ces maxima du gradient horizontal définissent distinctement des axes magnétiques ou gravimétriques. De plus, la technique de worming permet d'estimer la profondeur et le sens du pendage des contacts déterminés par les alignements des maxima du gradient horizontal. À noter que le logiciel *Get Worms*, développé par Pierre Keating de la commission géologique du Canada, fut utilisé pour créer les *worms* des données magnétiques. Les données obtenues ont ensuite été importées dans le logiciel *Oasis Montaj* pour générer la carte des maxima du gradient horizontal (figure 7-9).

Dans le cas présent, la technique de *worming* a été appliquée aux données du champ magnétique afin de déterminer la profondeur et le sens du pendage des contacts lithologiques, les failles et les zones de cisaillement. La figure 7-9 présente la carte des *worms* de la région de Belleterre. Les profondeurs des contacts cartographiés sont généralement inférieures à 600 mètres, ce qui suppose que la ceinture volcanique de Belleterre est peu enracinée. Cette interprétation corrobore l'hypothèse selon laquelle la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers serait allochtone (Sawyer et Barnes, 1994).

Toutefois, six principales structures géologiques, de W #1 à W #6 (figure 7-9), semblent être profondément enracinées (plus de 1500 m). La W #1 et la W #2 correspondent respectivement à la faille principale et secondaire du front de Grenville. Ces deux structures sont orientées E-O et montrent un pendage incliné vers le nord.

Les linéaments W #3, W #4 et W #5 correspondent à des zones de cisaillement en extension formées le long des intrusions de type MMGS (figure 7-9). En détail, la W #3 se localise au sud du Lac aux Sables, le long de la bordure du pluton de la tour de Belleterre (PTB). Sa genèse est probablement synchrone à la mise en place du PTB. La W #4, située au nord du Lac aux Sables, constitue la plus profonde des structures géologiques et la plus importante des zones de cisaillement observées dans la région de Belleterre. Elle est grossièrement orientée E-O et devient progressivement N-S à l'est du Lac aux Sables. Elle est principalement observée le long de la bordure nord d'une structure géologique profonde (intrusion felsique ou mafique), mise en évidence par la carte de l'intégration verticale (figure 7-10). La plupart des indices minéralisés, particulièrement les veines de quartz-carbonates contenues à l'intérieur des zones de cisaillement, semblent être contrôlées par la W# 4. Pour ce qui est de la W #5, elle correspond à une zone de cisaillement en extension observée le long du pluton du Lac Souflot (PLS).

Enfin, la W #6, localisée à l'extrême nord du Lac Souflot, correspond à la faille principale qui sépare la ceinture volcanique de Belleterre des grauweekes du Groupe de Pontiac. Son pendage est modérément incliné vers l'est, ce qui serait en accord avec le charriage des grauweekes du secteur sur les roches volcaniques.

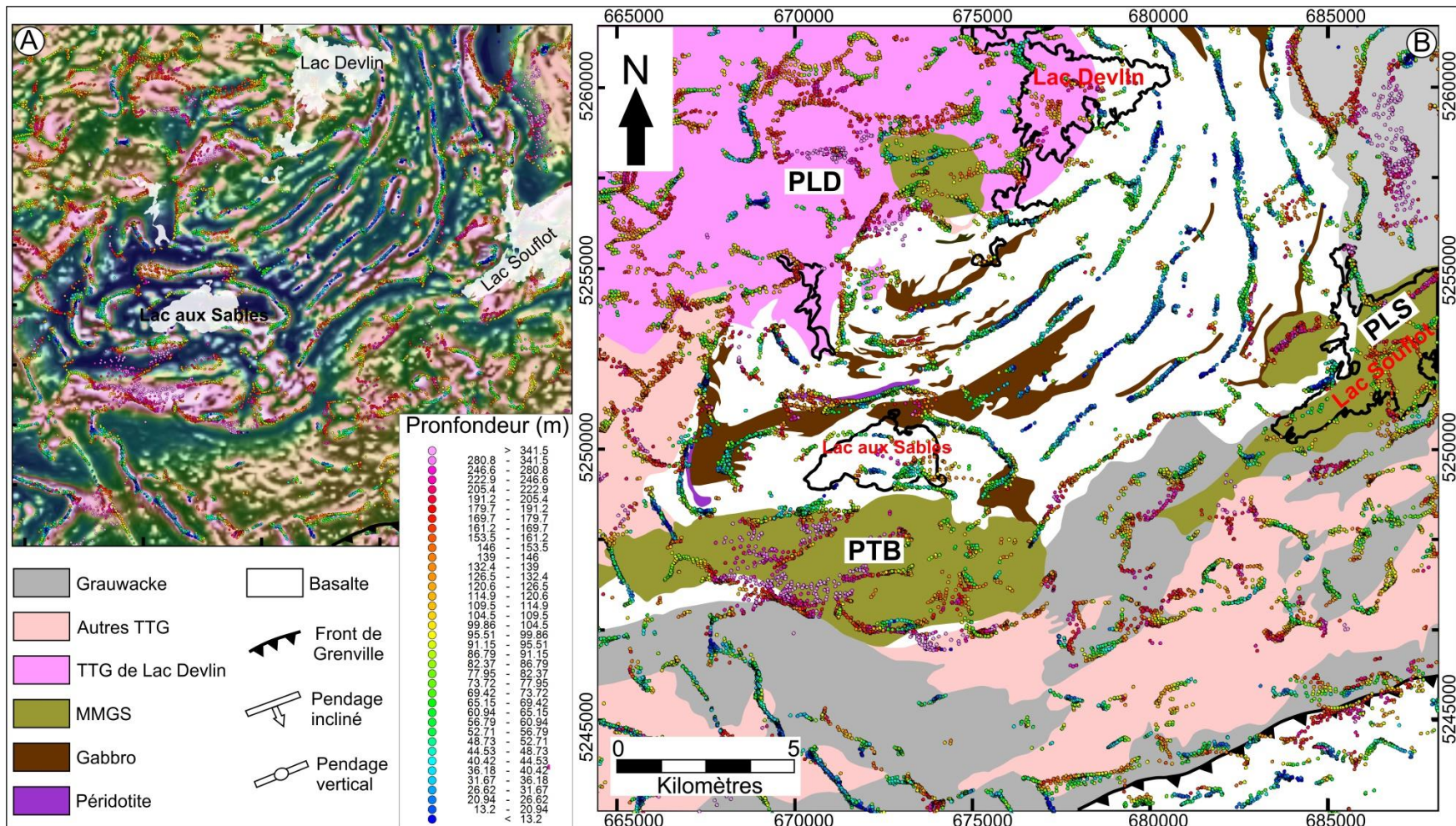


Figure 7-8: Carte de la déconvolution d'Euler, montrant des profondeurs de 13 à 341 m, superposée sur la carte lithologique simplifiée de Belleterre. À noter que le calcul des solutions d'Euler a été réalisé en utilisant une fenêtre de 10 X 10 mailles calculées par interpolation des données magnétiques et une erreur maximale de 15 % par le biais du logiciel *Oasis Montaj*. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot.

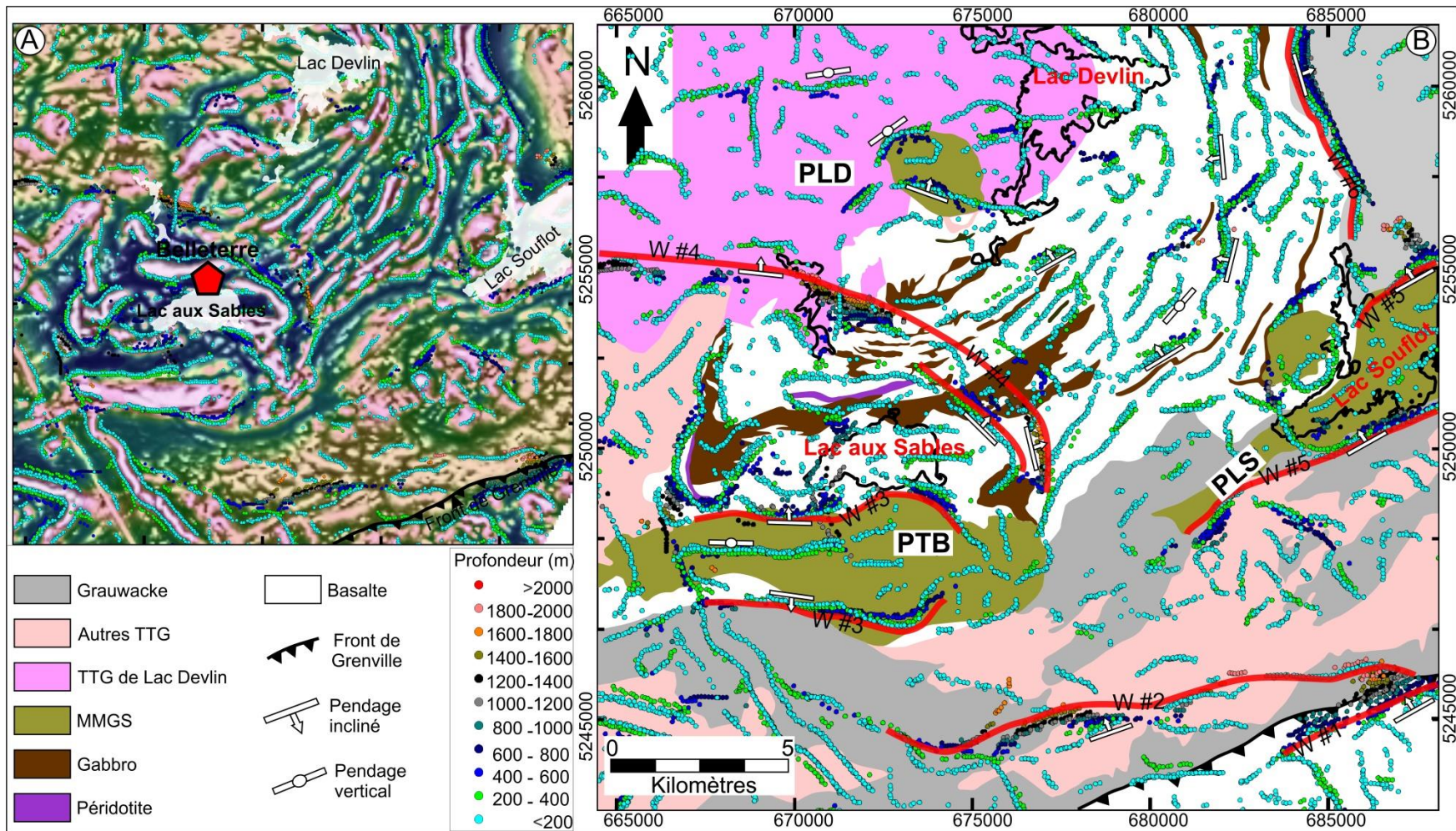


Figure 7-9: Carte des worms superposée sur la carte lithologique simplifiée de Belleterre. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot. W #1 à W #6: structures géologiques profondes.

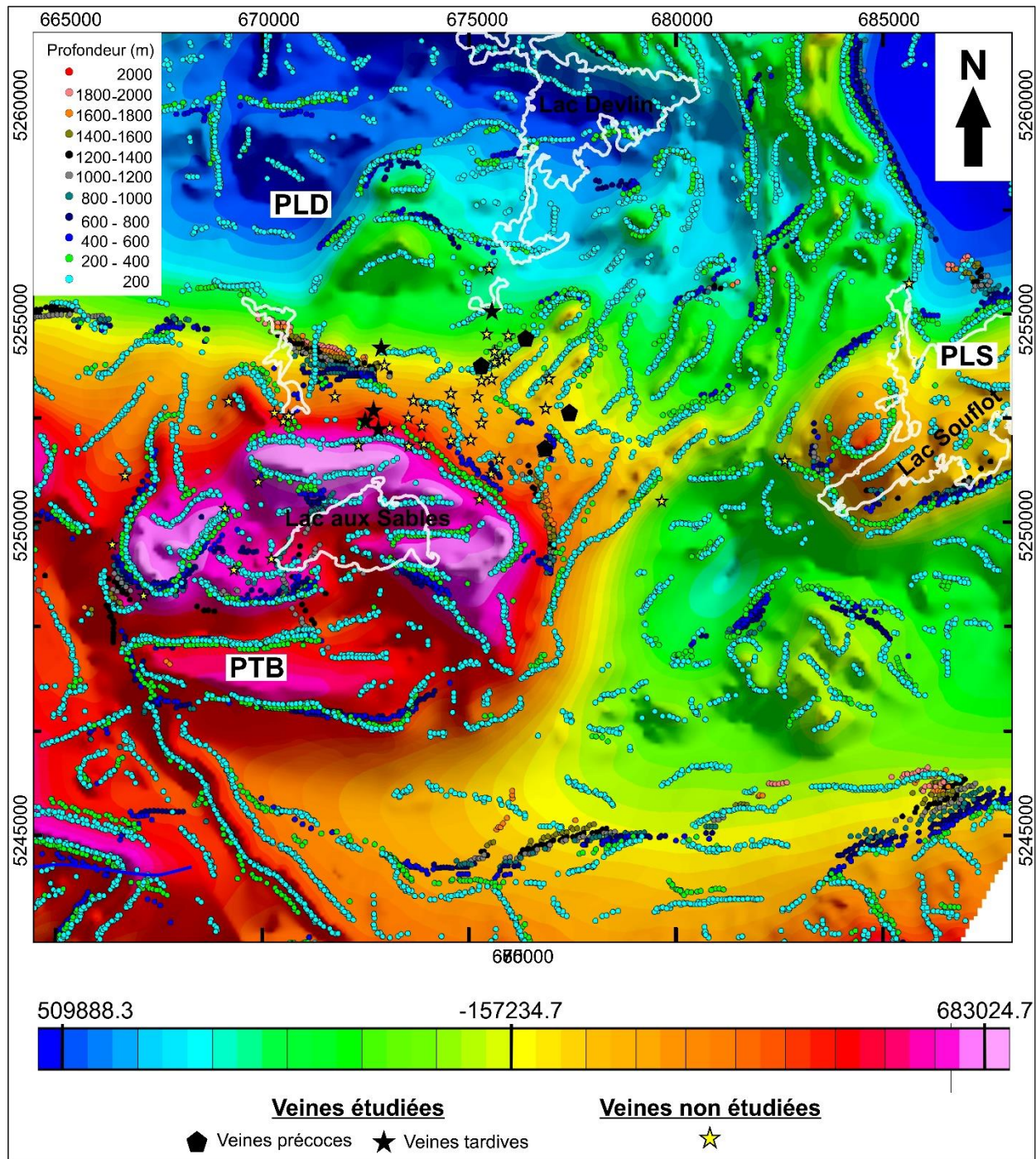


Figure 7-10: Carte des *worms* superposée sur celle de l'intégration verticale du champ magnétique total. À noter l'association spatiale entre les indices minéralisés et la structure géologique profonde du Lac aux Sables. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton de Lac Soufflot. Unité en nT.

## 7.2 Données gravimétriques

Les données gravimétriques utilisées dans cette thèse ont été acquises le long de sentiers forestiers selon un espacement de 50 m et localement 100 m entre les stations de mesures, au cours des années 2013 et 2014. Plus de 1066 mesures gravimétriques ont été obtenues et les stations de mesures sont réparties sur l'ensemble du camp minier de Belleterre. À noter que plus de 60 % des mesures gravimétriques ont été réalisées par l'auteur. À la différence des données de Laflèche (2014), les données présentées dans cette thèse couvrent le secteur de l'ancienne mine Belleterre. La localisation des stations gravimétriques a été effectuée avec un GPS *RTK (Magellan ProMark 500 et Proflex 500)*, et ce, avec une précision centimétrique. Les sept corrections apportées aux données brutes avant leur présentation sous forme de carte ont été effectuées par Marc Richer-Laflèche (INRS). Toutefois, les interprétations et les cartes présentées dans cette section ont été réalisées par l'auteur. Suivent donc aux sections 7.2.1 et 7.2.2 ci-dessous, les détails sur les paramètres du levé tirés de Laflèche (2014).

### 7.2.1 Équipements utilisés

Un gravimètre de type *CG5* de la compagnie *Scintrex* (Ontario, Canada) a été utilisé (figure 7-11). Cette nouvelle génération de gravimètre permet une saisie des données automatisée. Ces données ont été ultérieurement filtrées à l'aide de transformées de Fourier afin d'éliminer les perturbations reliées à certaines vibrations du sol (ou ondes sismiques, vibrations anthropiques). Ce filtrage des données permet l'obtention de données gravimétriques de bonne qualité. Afin d'obtenir une qualité optimale des données, le gravimètre *CG5* a été programmé dans un mode d'acquisition avec 5 répliques de 45 secondes par station. Un filtre sismique, ainsi qu'une correction de marée ont été automatiquement calculés par le processeur du *CG5*.

La figure 7-12 montre la station de base du système *RTK ProMark 500 et ProFlex 500 (Magellan)* utilisée lors du levé gravimétrique. L'antenne émettant le signal correctif est de type *Pacific Crest*. La précision est de l'ordre du centimètre et parfois supérieure.



Figure 7-11: Gravimètre CG5 (Scintrex) utilisé lors du levé gravimétrique de Belleterre. Photo tirée de Lafèche (2014).

Compte tenu de l'importance du relief dans le secteur, une seconde antenne *Pacific Crest* (avec radio) fut utilisée comme répétitrice. La station géodésique 86KSZ89 du réseau de précision du gouvernement du Québec a été utilisée pour l'arpentage des différentes stations gravimétriques (figures 7-13). Cette station est située en bordure de la route 382 à environ 1,7 km à l'ouest de l'intersection de la 1<sup>ère</sup> rue et de la 1<sup>ère</sup> avenue du village de Belleterre. La station, située à la coordonnée UTM-E 671401,827 et UTM-N 5251571,303 (projection UTM-NAD 83 zone 18N), est à une altitude de 334,9 m. La fiche descriptive de cette station est présentée à la figure 7-14. La figure 7-15 montre la station de base *RTK* située sur l'amas de minerai de la zone Aubelle. Cette station permet d'émettre des données de corrections sur une grande superficie incluant une bonne partie du village de Belleterre.



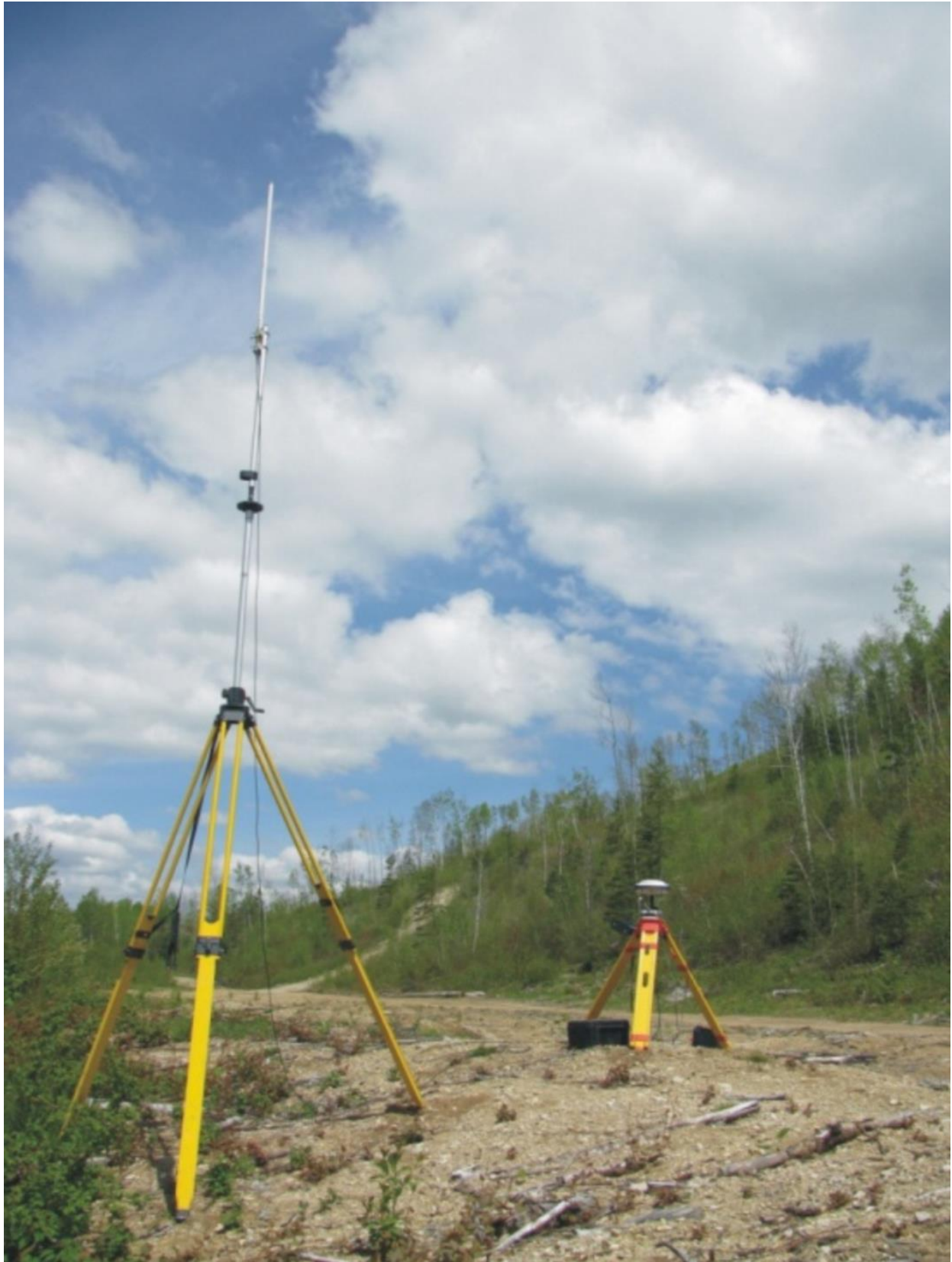


Figure 7-12: Station de base *RTK ProMark 500* de *Magellan* et la station émettrice *Pacific Crest*. Photo tirée de Laflèche (2014).



Figure 7-13: Station géodésique 86KSZ89 du réseau de précision du MRNQ. Cette station est située à environ 1,7 km à l'ouest du village de Belleterre. Photo tirée de Lafèche (2014).

**Ressources naturelles Québec**

## Fiche signalétique d'un point géodésique

---

**Données descriptives**

<p>■ <b>Identification</b>  <b>Matricule :</b> 86KSZ89 (N° 86KSZ89)  <b>Type de point :</b> Point plan, intégré au RGP</p> <p>■ <b>Repère</b>  <b>Description :</b> Médaille convexe ancré(e) sur un affleurement rocheux  <b>Inscription :</b> TRANSPORTS QUÉBEC 86-KS-Z-89  <b>Illustration :</b> Photographie  <b>Grille d'obstacle :</b> Photo</p> <p>■ <b>Localisation</b>  <b>Accès et situation</b>            Le repère est situé du côté nord de la route 382, à 3,3 mètres à l'intérieur de l'emprise, à environ 3,1 km à l'est du ponton du lac Gauvin, à 1,7 km à l'ouest de l'intersection de la 1re Rue et 1re Avenue.</p>	<p><b>Date d'inspection :</b> 2012-10-23  <b>État :</b> En bon état</p> <p><b>Classe :</b> Repère artificiel permanent  <b>Regard :</b> Absence de regard  <b>Site :</b> Dans l'emprise d'une rue/route  <b>Magnétisme :</b> Repère détectable</p> <p><b>Municipalité :</b> 85065 Belleterre (V)  <b>Mode de transport :</b> Automobile</p>
--	---

---

**Données altimétriques - CGVD-28 (NMM)**

<b>Altitude (m) :</b> 334,9	<b>Méthode :</b> GPS (méth. stat. fréq. L1-L2)	
<b>Ordre :</b> 2B	<b>Compensation d'appui :</b> RF1929	<b>Projet :</b> S12X00 (6)
<b>Classe :</b> 1 - Excellent	<b>Statut :</b> Validée(s)	<b>Date de publication :</b> 2000-09-28
<b>Ondulation (ellipsoïde GRS 80 - géoïde) (m) :</b> -36,805	<b>Modèle :</b> CGG00E	

---

**Données planimétriques - NAD-83**

<b>Ordre :</b> 2B	<b>Méthode :</b> GPS (méth. stat. fréq. L1-L2)	
<b>Classe :</b> 1 - Excellent	<b>Compensation d'appui :</b> RF1989	<b>Feuille :</b> 31M07-200-0202
<b>Statut :</b> Validée(s)	<b>Projet :</b> S12X00 (5)	<b>Date de publication :</b> 2000-09-27

■ **Coordonnées**

Système	Fuseau	Latitude/y (m)	Longitude/x (m)	Facteur d'échelle	Convergence
Géo.		47° 23' 42,30698"	78° 43' 43,05099"		
UTM	17	5 251 571,303	671 401,827	0,999 961 1	+1° 40' 20,01"
SCOPQ	10	5 250 933,883	363 027,839	0,999 941 7	+0° 34' 04,00"

Figure 7-14: Fiche signalétique de la station géodésique 86KSZ89 du réseau de précision du MRNQ. Tirée de Lafèche (2014).



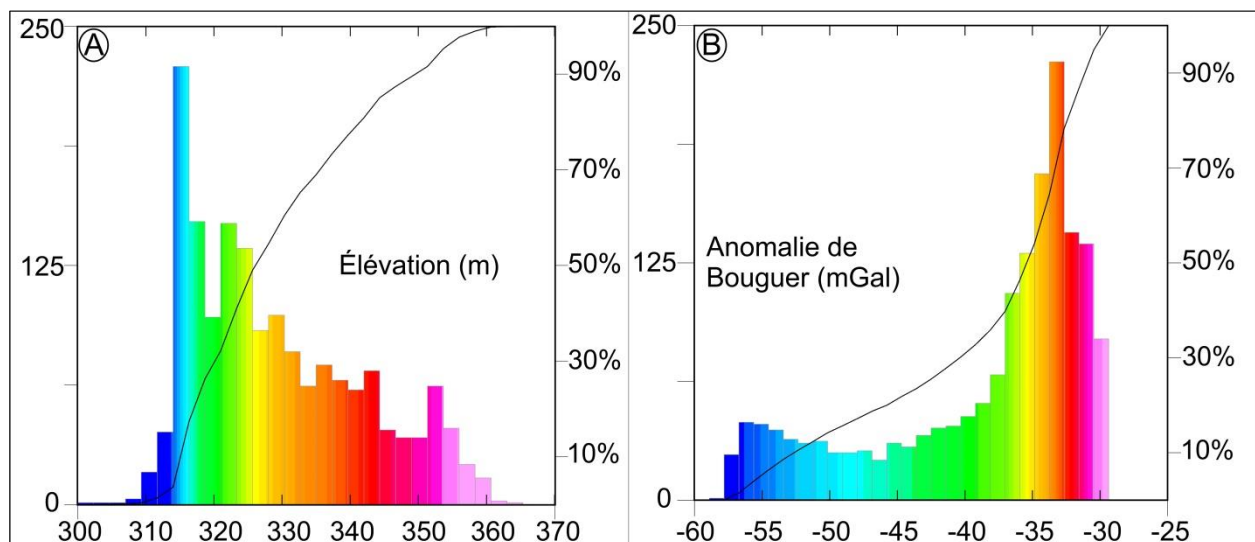
Figure 7-15: Station de base *RTK* située sur le monticule de minerai de la zone Aubelle principale. Photo tirée de Lafèche (2014).

### 7.2.2 Correction des données gravimétriques

Les données gravimétriques enregistrées par le gravimètre *CG5* sont relatives. Pour obtenir des données absolues, la station Notre-Dame 9031-1991 de la Commission géologique du Canada (Réseau de normalisation canadienne de gravimétrie (RNCG)) a été utilisée. La station 9031-1991 a une valeur de pesanteur (gravité) de  $980765,5930 \pm 0.01$  mGal. Elle est située dans la

ville Notre-Dame-du Nord au Témiscamingue et plus précisément, en bordure de l'église catholique de la paroisse de St-Joseph-de-Notre-Dame-du-Nord. La station est située dans le coin, deux mètres à droite de l'entrée ouest de l'église et à 10 cm de chacun des deux murs du coin et est indiquée par une plaque d'aluminium située au coin sud-ouest du parvis de l'église. Pour établir la valeur de la station de base INRS de Belleterre (station Belleterre-99999) nous avons fait plusieurs cycles de lecture des stations 9031-1991 de la CGC et Belleterre-99999 dans une même journée d'acquisition. Après correction des données pour la dérive instrumentale et l'effet de marée, nous avons calculé une valeur de 980731,1019 mGals pour la station INRS Belleterre-99999. Notez que cette dernière est située sur un affleurement de la zone de décapage de l'indice Aubelle. La coordonnée (UTM-NAD 83 zone 18N) de la base Belleterre-99999 est 672767,74E et 5252611,77N et son altitude est de 364,2285m (mesure *RTK-DGPS*).

Les données gravimétriques brutes et les données *RTK* ont été transférées dans un ordinateur de terrain. Ces dernières ont été regroupées en fonction du numéro de la station, de la journée d'acquisition et de l'heure GMT. Une fois transférées et vérifiées, sept corrections ont été apportées aux données gravimétriques: correction pour la hauteur de l'instrument, correction pour la dérive instrumentale, calcul de la gravité absolue, calcul de la gravité théorique (latitude), correction air libre (anomalie air libre), correction de Bouguer et Anomalie de Bouguer complète. Pour plus de détails sur ces corrections, se référer à Lafèche (2014).



**Figure 7-16: Histogrammes des valeurs de la grille de la carte d'élévation (A) et de l'anomalie de Bouguer complète krigées (B).**

### 7.2.3 Anomalie de Bouguer complète

Les histogrammes de la figure 7-16 illustrent les valeurs de l'élévation et de l'anomalie de Bouguer. Les valeurs altimétriques sont comprises entre 300 et 363 mètres (figure 7-16A). La valeur moyenne de l'altimétrie du secteur couvert par le levé gravimétrique est de 329 m. A noter que les basses valeurs altimétriques sont observées près des lacs (ex. Lac aux Sables, Lac Guillet, Lac Taché et Lac Devlin). Les données de l'anomalie de Bouguer complète du secteur couvert par le levé gravimétrique montre une anisotropie assez élevée, elles varient de -60 à -25 mGal (figure 7-1B). La valeur de l'anomalie de Bouguer complète tourne autour de -38 mGal. Par contre, au niveau des zones fortement anomaliques, elle dépasse -30 mGal.

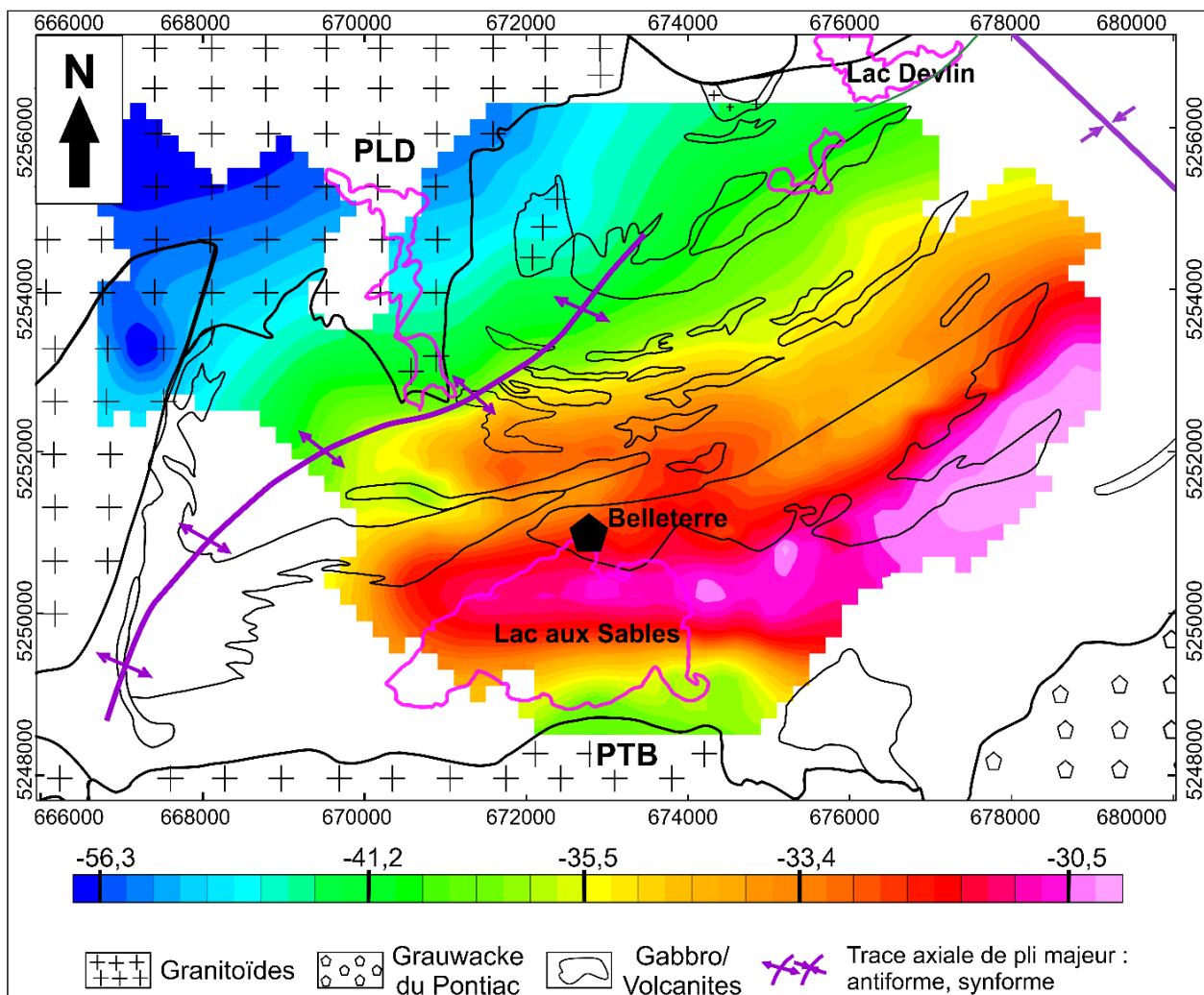


Figure 7-17: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'anomalie de Bouguer complète. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. Unité en mGal.

L'examen de la carte de l'anomalie de Bouguer complète montre que les zones fortement anomaliques correspondent aux dykes de gabbro et de péridotite (figure 7-17), ce qui est dû au

fait que leur densité est plus élevée que celle de la plupart des roches observées dans le secteur. Ainsi, les plus importantes zones anomaliques se situent dans le secteur du Lac aux Sables où prédominent les dykes de gabbro et de péridotite. Par ailleurs, les bas gravimétriques correspondent aux failles et zones de cisaillement, aux granitoïdes de type TTG du pluton de Lac Devlin (figure 7-17).

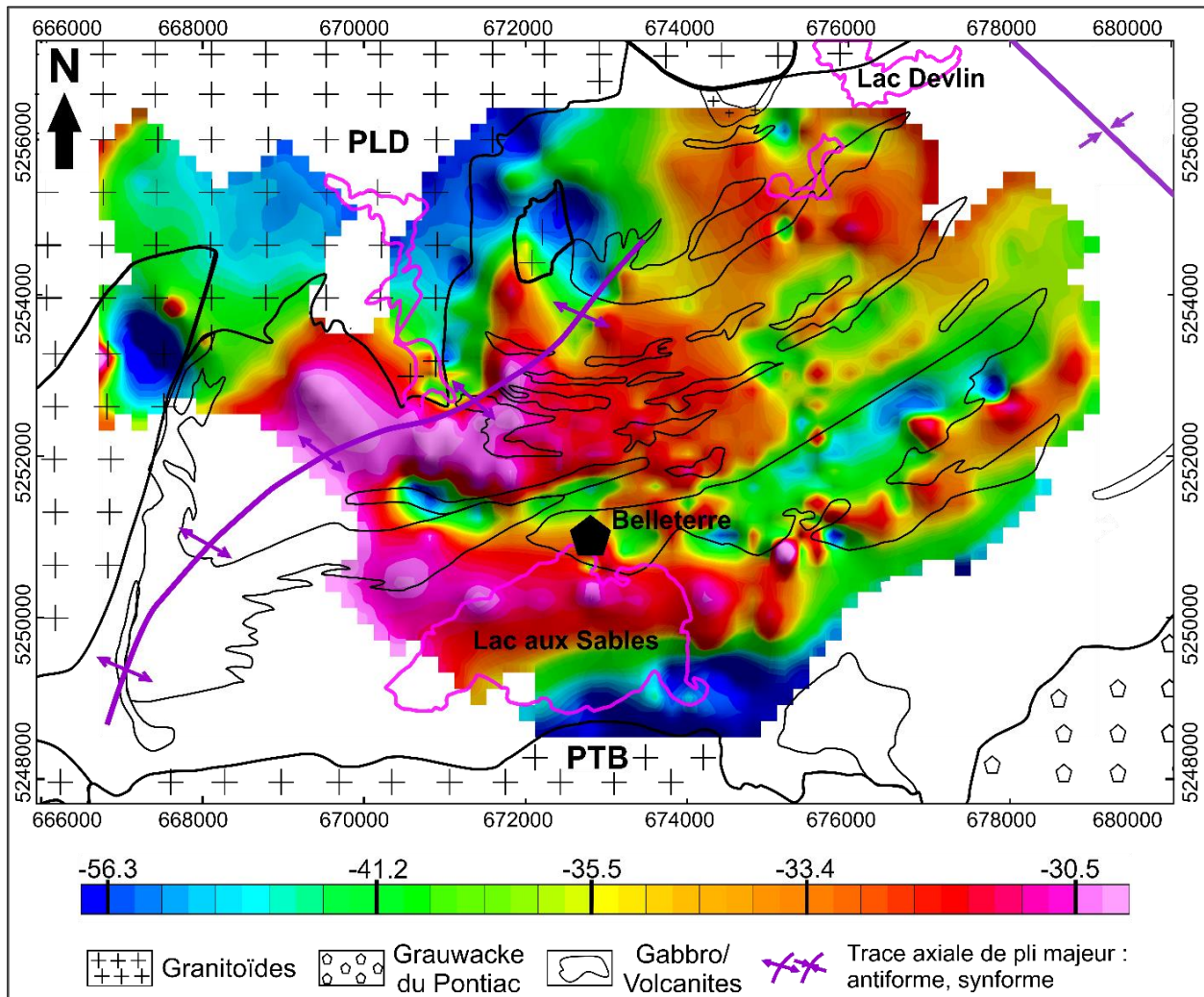
#### **7.2.4 Techniques de dérivée première verticale et de *tilt derivative***

Le principe et les avantages des techniques de dérivée première verticale et de *tilt derivative* sont présentés dans la section 7.1.4. La figure 7-18 présente la carte de la dérivée première verticale de l'anomalie de Bouguer complète. Cette carte met clairement en évidence les failles majeures (Guillet, Mill Creek, Gainsmor et Hosking) du secteur couvert par le levé gravimétrique. Il n'y a pas de différence notable entre la carte du gradient vertical (figure 7-18) et celle du *tilt derivative* de l'anomalie de Bouguer complète (figure 7-19). Sur ces deux cartes, on remarque que l'amplitude des anomalies gravimétriques a diminué et les limites de ces dernières restent nettes en regard de la carte de l'anomalie de Bouguer complète. Ceci permet une meilleure identification des domaines gravimétriques, d'où le choix de l'utilisation de ces cartes pour tracer les linéaments, les failles et les zones de cisaillement contrôlant les veines de quartz-carbonates aurifères de la région de Belleterre.

#### **7.2.5 Dérivée première horizontale en Y**

La technique de la dérivée première horizontale en Y est essentiellement appliquée sur les données gravimétriques afin de délimiter les corps ou lithologies de densités inégales (Cordell et Grauch, 1985). Elle permet de faire ressortir les structures perpendiculaires à la direction de dérivation Y et traduit surtout le taux de fluctuation du champ de pesanteur selon la direction Y. La figure 7-20 présente la carte de la dérivée première en Y de l'anomalie de Bouguer. Cette carte présente grossièrement les mêmes caractéristiques que celles du gradient vertical et du *tilt derivative*. Toutefois, sur la carte de la dérivée première horizontale en Y, le contraste entre les unités felsiques (faible densité) et mafiques (densité élevée) est plus accentué. Ainsi, cette carte suggère que l'intrusion felsique du pluton de Lac Devlin (creux gravimétrique) s'étend également sous la ceinture verte de Belleterre (figure 7-20). De plus, la trace axiale de l'anticlinal de Belleterre est centrale à l'intrusion, ce qui dénote probablement un lien génétique entre le pluton de Lac Devlin (PLD) et l'anticlinal de Belleterre. En outre, les veines de quartz tardives sont proximales à cette intrusion par rapport à leurs analogues précoces. Enfin, l'association spatiale

entre les veines de quartz tardives et les intrusions felsiques serait aussi génétique. Cette hypothèse est largement discutée dans les chapitres 8, 9 et 10.



**Figure 7-18: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de la dérivée première verticale de l'anomalie de Bouguer complète. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. Unité en mGal.**

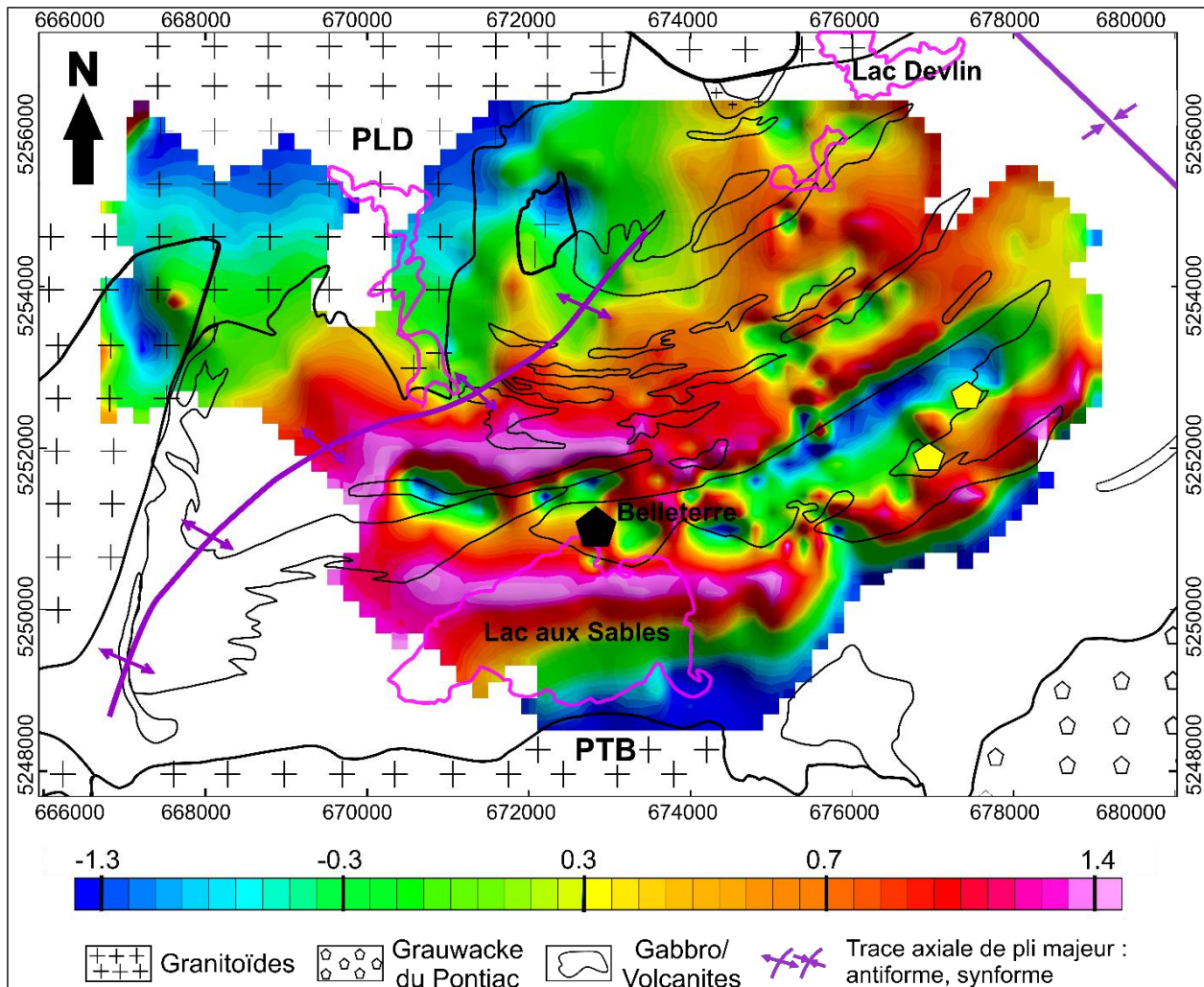


Figure 7-19: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du *tilt derivative* de l'anomalie de Bouguer complète. PLD: pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre.

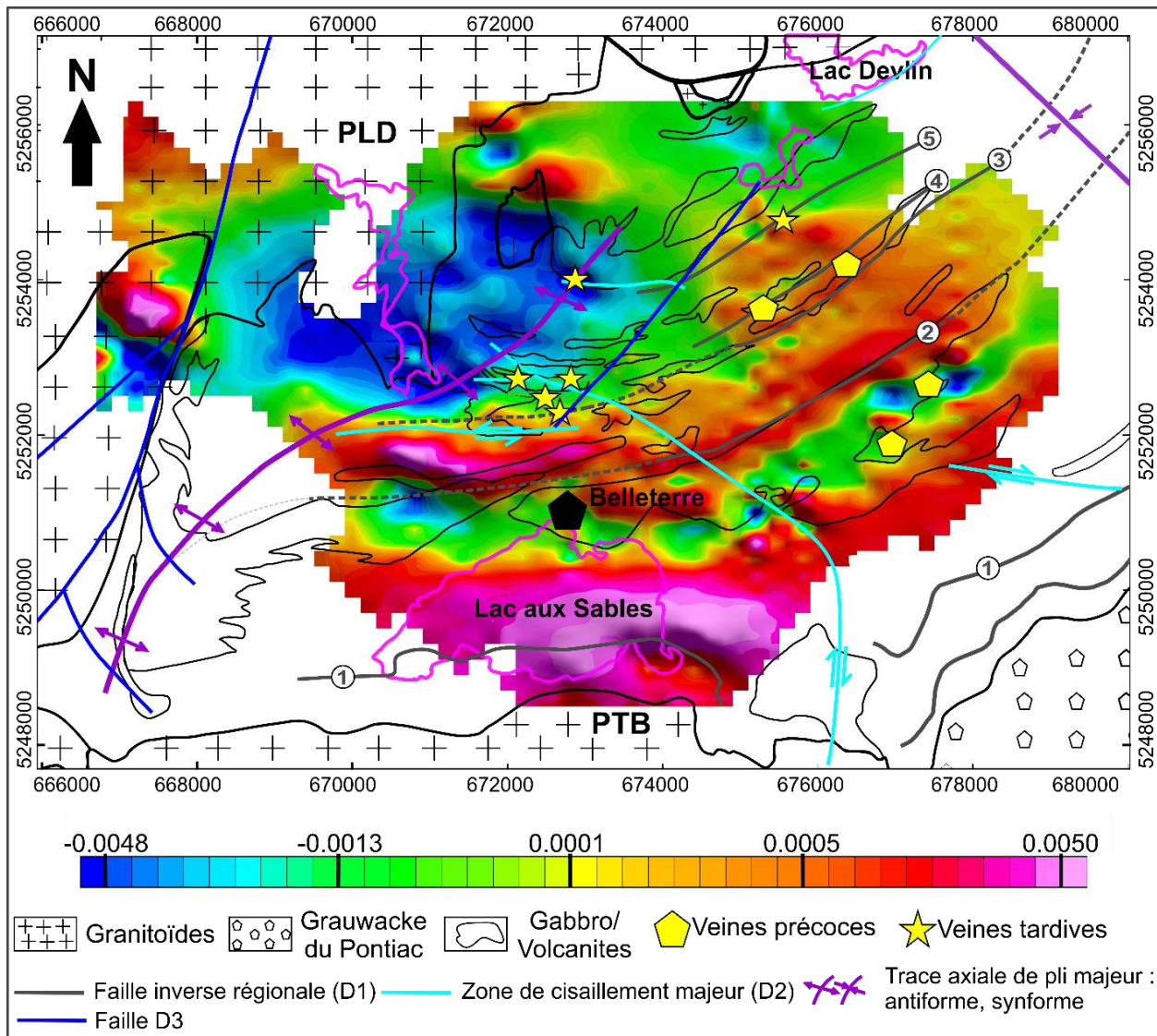
### 7.2.6 Signal analytique

La technique de signal analytique (Nabghian 1972, 1974) est communément utilisée pour interpréter les données du champ potentiel. L'amplitude du signal analytique d'un potentiel A est définie par la formule suivante (Phillips, 2000) :

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2}$$

$\partial A/\partial X$ ,  $\partial A/\partial Y$  et  $\partial A/\partial Z$  sont les dérivées premières du champ A dans les trois axes de l'espace.





**Figure 7-20:** Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de la dérivée première horizontale en Y de l'anomalie de Bouguer complète. Notez l'association spatiale et proximale des veines de quartz tardives par rapport au pluton de Lac Devlin. PLD: Pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belletterre. 1: faille de Lac aux Sables. 2: faille Guillet. 3: faille Mill Creek. 4: faille Gainsmor. 5: faille Hosking.

La technique de signal analytique permet d'estimer approximativement la localisation des formations géologiques, peu profondes, responsables des anomalies magnétiques ou gravimétriques, et ce, dépendamment de la direction du champ potentiel (Blakely, 1996; Silva et Barbosa, 2003). De plus, elle permet entre autres de localiser le centre du corps ayant engendré l'anomalie magnétique ou gravimétrique. La figure 7-21 présente la carte du signal analytique de l'anomalie de Bouguer complète. Sur cette carte, on peut observer les formes théoriques des formations géologiques responsables des anomalies gravimétriques. Ainsi, la forme théorique de la source du creux gravimétrique observé dans les secteurs de l'anticlinal de Belletterre et de Lac Devlin sur la carte du gradient horizontal (figure 7-20) est mise en évidence par la carte du

signal analytique (figure 7-21). De plus, Il a été démontré dans la section 7.1, la présence d'un corps intrusif profond sous le secteur du Lac aux Sables, sa forme théorique est également mise en évidence par la carte du signal analytique (figure 7-21). Les faibles intensités du signal analytique observées au centre et à l'est de la carte de la figure 7-21 correspondent généralement aux failles (Guillet, Mill creek, Gainsmor et Hosking).

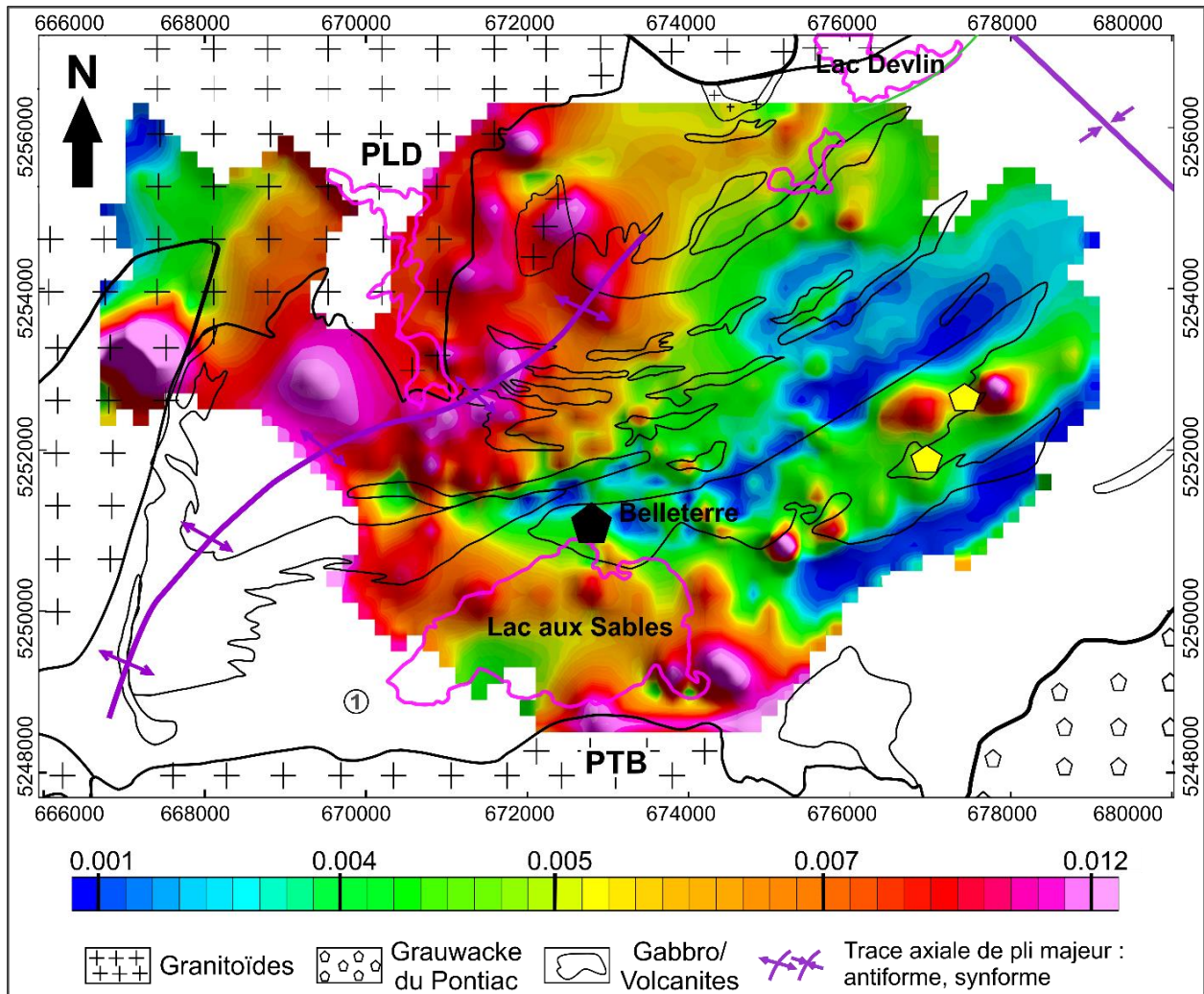


Figure 7-21: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle du signal analytique de l'anomalie de Bouguer complète. PLD: Pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre.

### 7.2.7 Intégration verticale

La technique d'intégration verticale est également utilisée dans le traitement des données gravimétriques afin de mettre en évidence les structures géologiques profondes (ou de basse longueur d'onde) responsables des anomalies gravimétriques. Ainsi, la carte de la figure 7-22 suggère l'existence d'une structure géologique profonde au nord du Lac aux Sables. Noter que

les cartes de l'intégration verticale et des *worms* du champ magnétique total illustrent la même structure géologique profonde (figures 7-6 et 7-10).

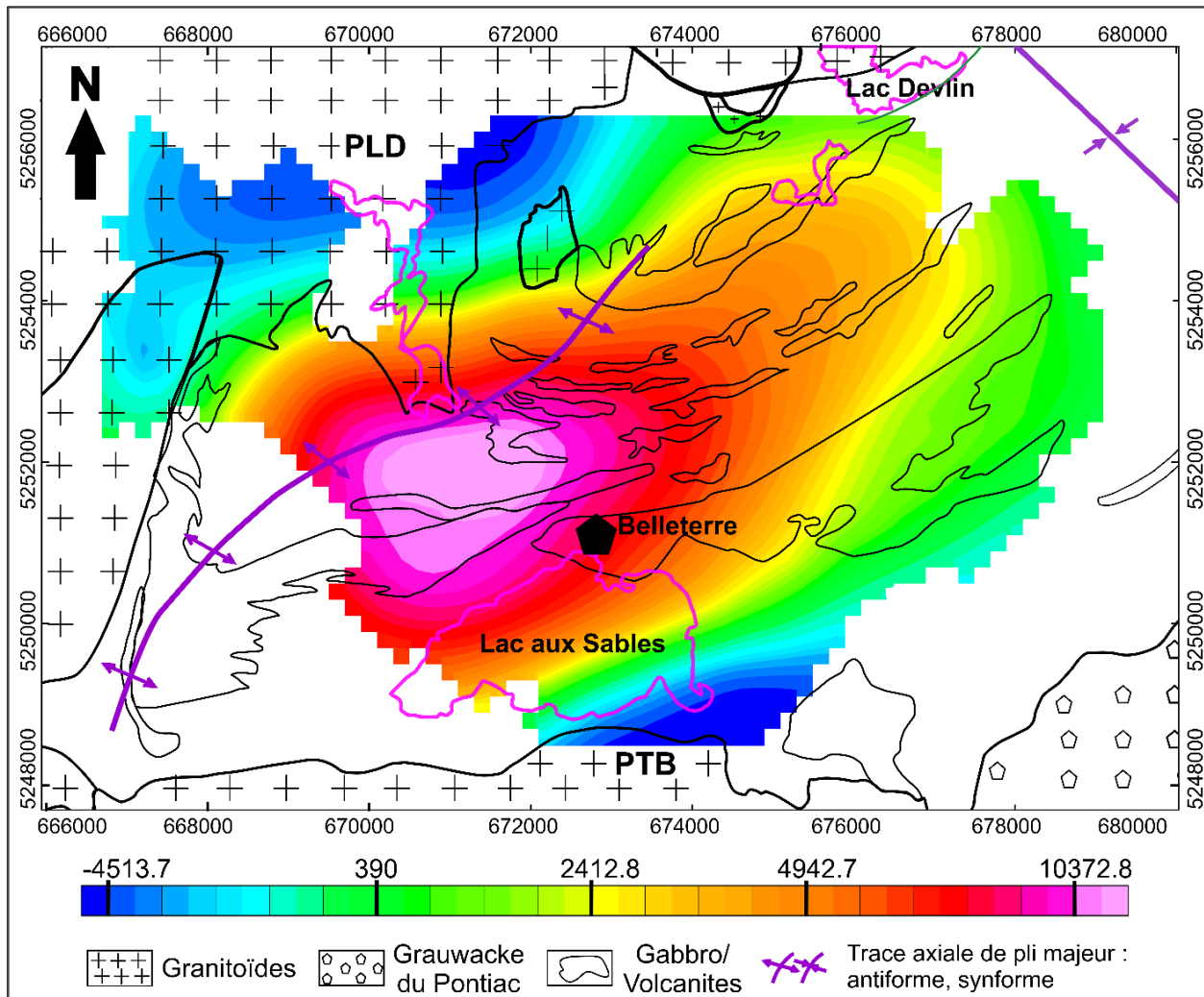


Figure 7-22: Carte lithologique simplifiée superposée sur celle de l'intégration verticale de l'anomalie de Bouguer complète. PLD: Pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre.

### 7.2.8 Estimation des profondeurs par l'analyse spectrale de l'anomalie de Bouguer complète

La profondeur moyenne des sources géologiques responsables des anomalies gravimétriques peut également être estimée par l'analyse spectrale de l'anomalie de Bouguer complète. Il s'agit de la même technique appliquée aux données du champ magnétique total dans la section 7.1.7. Cependant, l'analyse spectrale de l'anomalie de Bouguer complète, réalisée par le logiciel *Oasis Montaj*, montre que la profondeur maximale des sources des anomalies gravimétriques est de deux kilomètres (figure 7-23). La plupart des sources responsables des anomalies gravimétriques se situent à une profondeur maximale d'un kilomètre, ce qui suggère, une fois de

plus, que la ceinture volcanique de Belleterre est peu enracinée et serait allochtone. Le même résultat a été obtenu par l'analyse spectrale du champ magnétique total (figure 7-7).

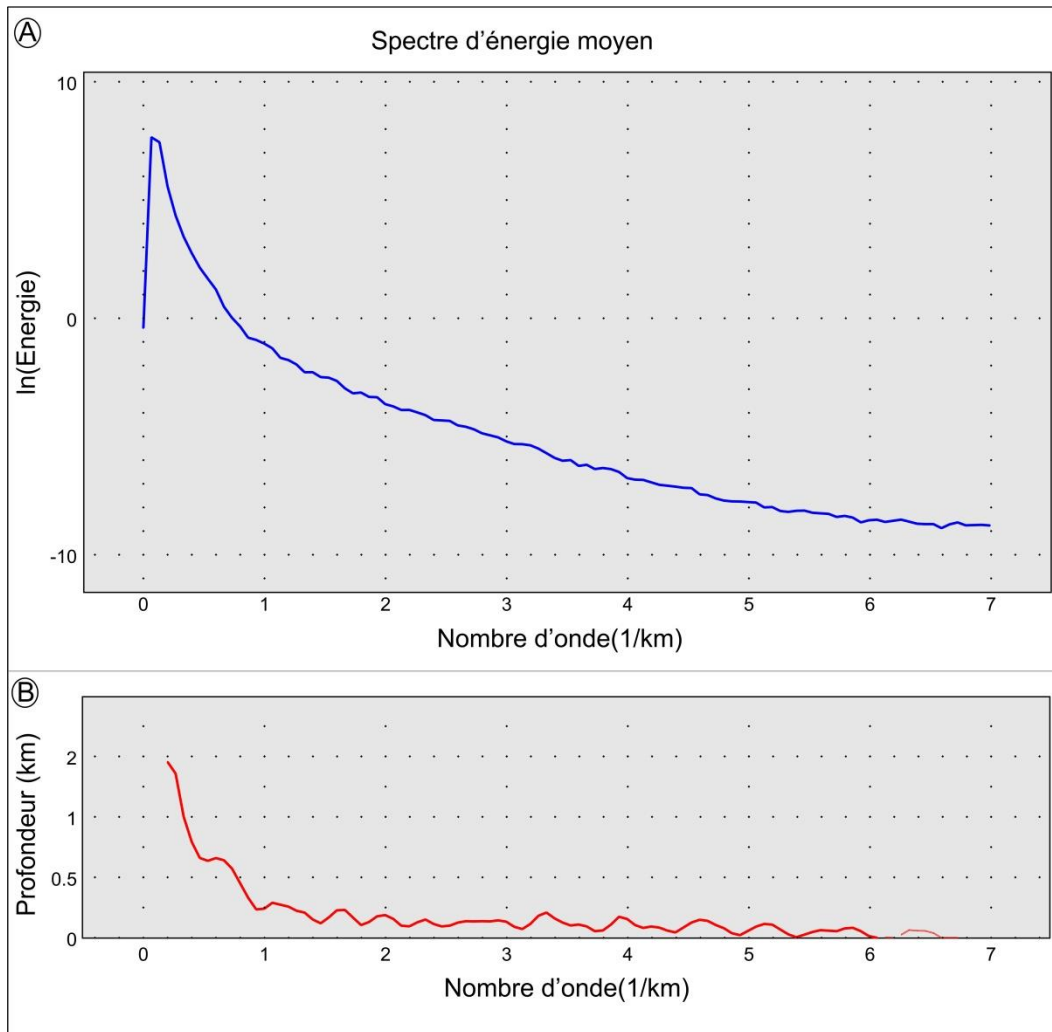


Figure 7-23: Évolution du spectre d'énergie de l'anomalie de Bouguer complète (A) et la profondeur estimée des sources des anomalies gravimétriques (B).

### 7.2.9 Estimation des profondeurs par la méthode de « worms »

Le principe, les objectifs et les avantages de cette technique sont expliqués dans la section 7.1.9. Dans le cas présent, la technique de worming a été effectuée sur les données de l'anomalie de Bouguer complète afin de déterminer la profondeur et le sens du pendage des contacts lithologiques, des failles et des zones de cisaillement. La figure 7-24 présente la carte des worms du secteur couvert par le levé gravimétrique. Cependant, les résultats obtenus par le worming des données gravimétriques sont moins intéressants en comparaison à ceux des données magnétométriques (figure 7-25).

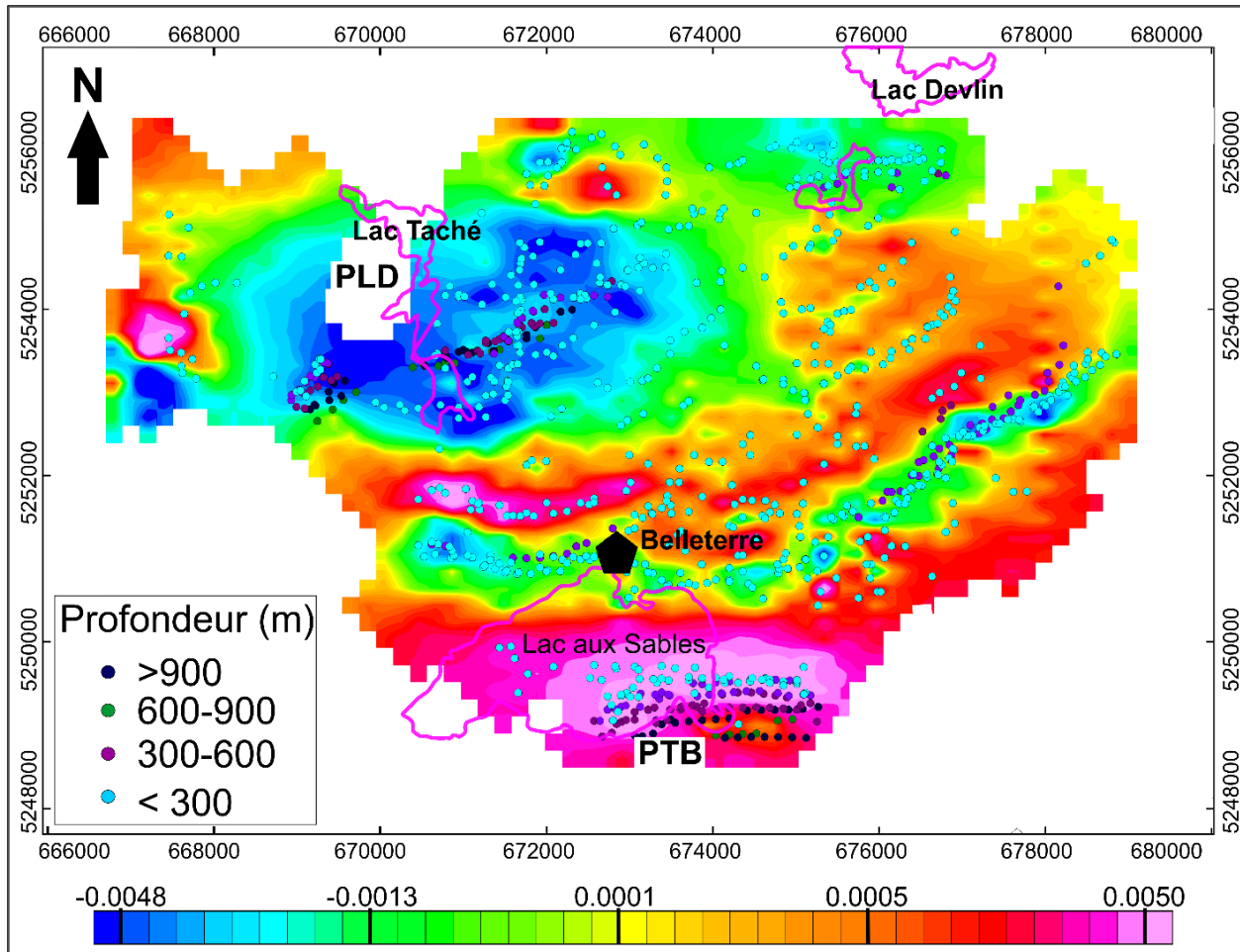


Figure 7-24: Carte des *worms* de l'anomalie de Bouguer complète superposée sur celle de la dérivée horizontale en Y. PLD: Pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre.

Toutefois, les cartes des *worms* des données gravimétriques et magnétométriques sont concordantes. Ainsi, la carte des *worms* de l'anomalie de Bouguer complète confirme le caractère superficiel de la ceinture volcanique de Belleterre puisque les profondeurs des contacts cartographiés sont généralement inférieures à 600 m. Notez que les structures géologiques profondes du secteur d'étude correspondent généralement aux intrusions de type MMGS le long desquelles se développent des zones de cisaillement extensionnel. Ainsi, seules deux principales structures géologiques profondes, W #3 et W #4 (même nomenclature qu'en magnétométrie), sont observées sur la carte de la figure 7-24, particulièrement dans les secteurs de Lac aux Sables et de Lac Taché.

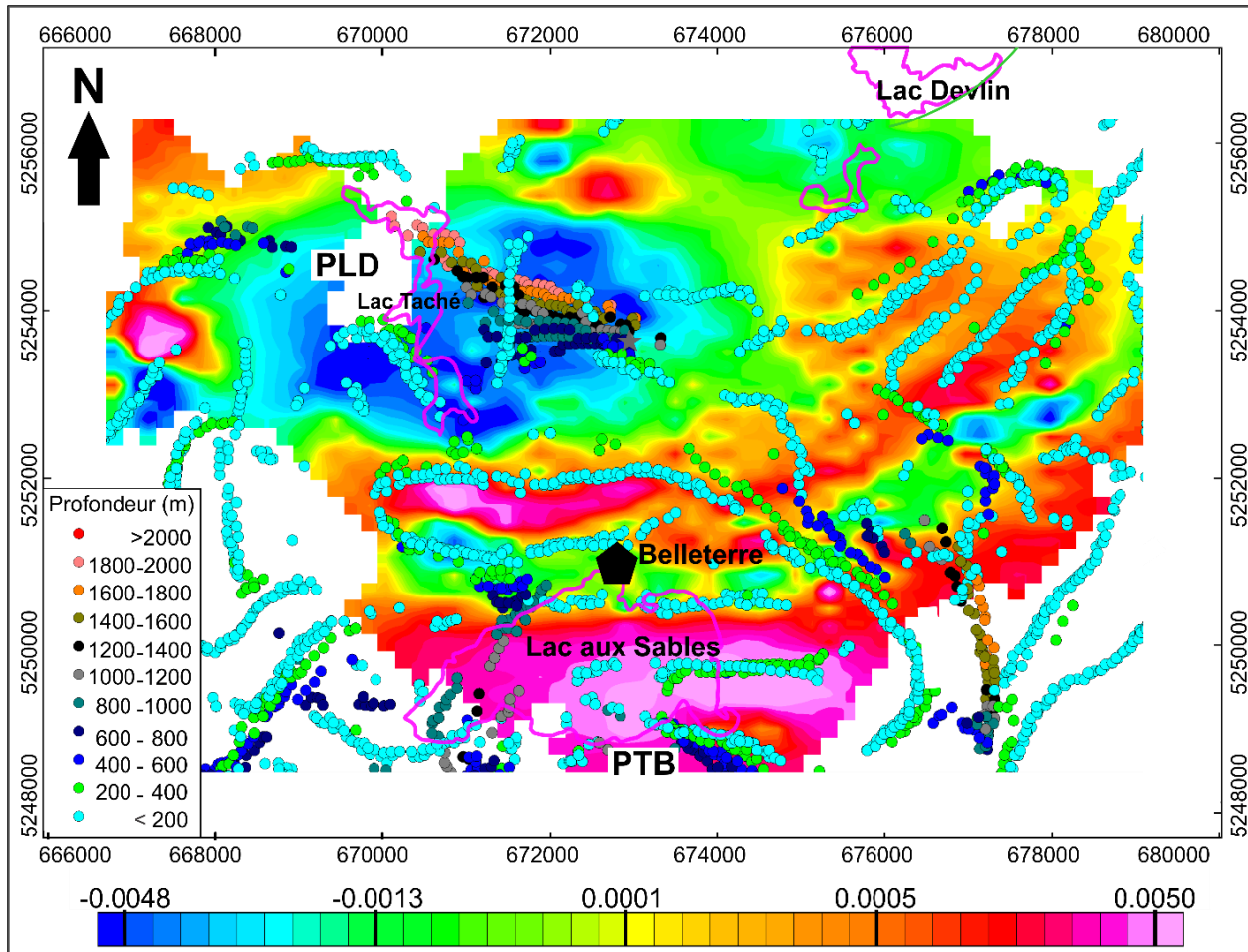
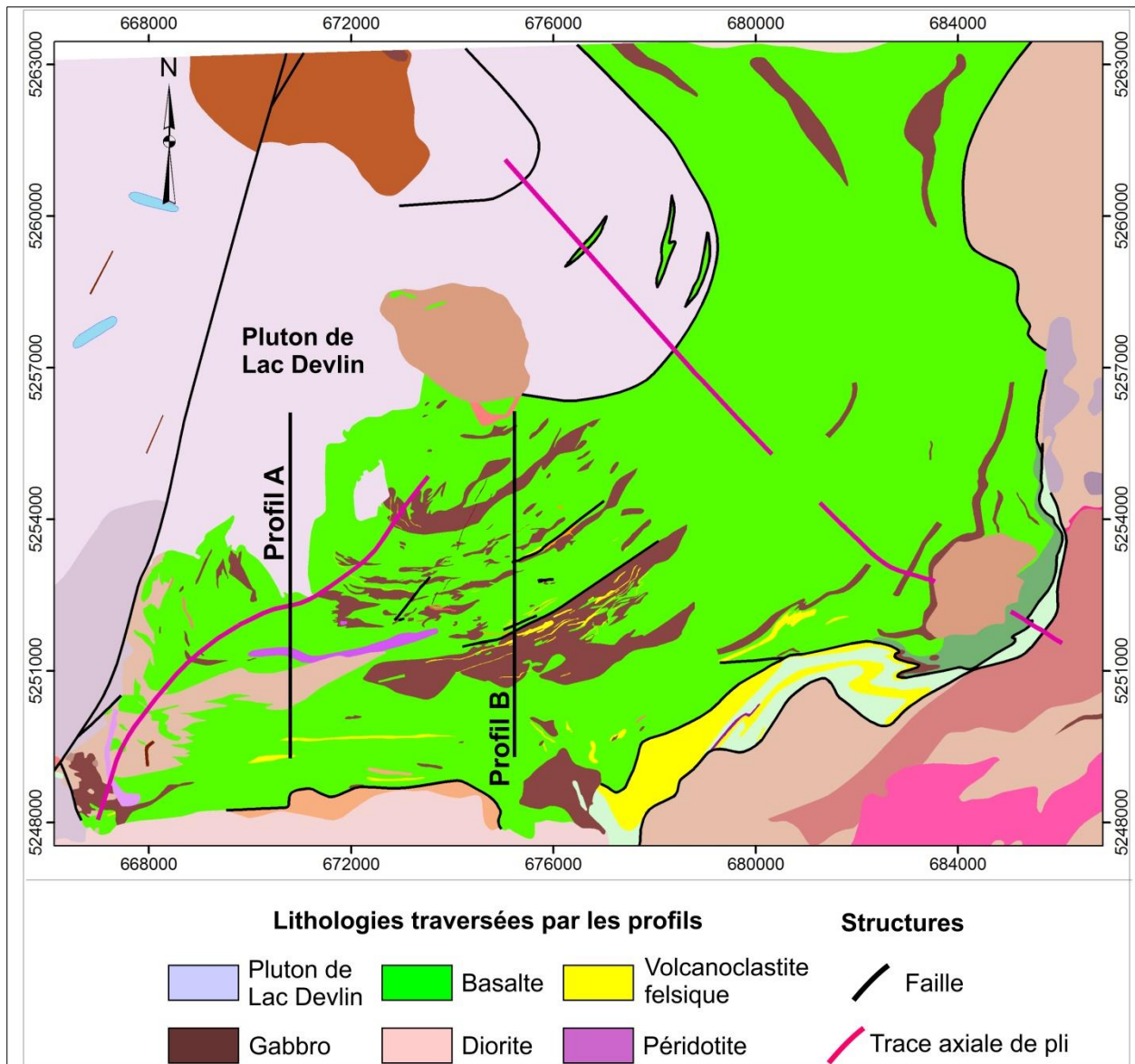


Figure 7-25: Carte des *worms* du champ magnétique total superposée sur celle du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer complète. Notez que la structure géologique la plus profonde (plus de 2000 m) correspond à l'intrusion du pluton de Lac Devlin. PLD: Pluton de Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. Unité en mGal (valeurs décimales).

### 7.2.10 Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète

Une modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète a été réalisée le long des profils A et B de la figure 7-24. La modélisation des deux profils a été opérée par le biais du logiciel d'inversion *IX2D-GM* de la compagnie de logiciels *Interpex*. Les deux profils sont perpendiculaires aux anomalies gravimétriques, mais également au grain tectonique, ce qui a permis l'obtention des coupes transversales traversant les principales lithologies du secteur étudié. Une connaissance des contraintes géologiques et pétrophysiques est préalable à la modélisation 2D.



**Figure 7-26: Localisation des profils A et B sur la carte géologique de Belleterre. Seule la légende des principales lithologies traversées par les profils A et B est présentée.**

Dans le cas de la gravimétrie, la connaissance de la densité des différentes lithologies est indispensable à la réalisation d'un modèle 2D réaliste. De ce fait, la densité des principales lithologies du secteur d'étude a été mesurée au laboratoire à l'INRS (tableau 7-1). Les figures 7-27 et 7-28 présentent les modèles gravimétriques finaux obtenus après inversion. Ces modèles révèlent la présence d'un socle granitique sous les roches volcaniques de Belleterre. La profondeur des roches volcaniques dépasse rarement un kilomètre, ce qui laisse entrevoir que la ceinture volcanique de Belleterre pourrait être allochtone. Les seules formations géologiques profondes sont les granitoïdes. Dans le cas du profil A (figure 7-27), la profondeur du pluton de Lac Devlin dépasse 2,5 km. Il s'agit une intrusion tardive (2695 Ma) qui recoupe le socle

granitique et les roches volcaniques de Belleterre (> 2724 Ma). Une autre formation géologique profonde (intrusion hypothétique) est observée au sud du modèle 2D du profil B. N'ayant aucune information précise sur la nature et la densité de cette intrusion, elle est représentée sur le modèle 2D avec une densité de 3,1 g.cm<sup>-3</sup>.

**Tableau 7-1: Densité des roches (en g.cm-3) recoupées par les profils A et B. \*Données tirées de Giroux et Chouteau (2008).**

Lithologies	Densité (g.cm-3)	Lithologies présentées sur les modèles 2D
Basalte	3,10	Basalte
Gabbro	3,10	Gabbro
Granodiorite	2,68	
Lamprophyre	2,83	
Péridotite altérée	2,48	
Gneiss granitique*	2,58-2,77	Socle granitique
Gneiss granitique à hornblende*	2,66-2,75	
Granodiorite*	2,67-2,79	Pluton de Lac Devlin

### 7.3 Implication tectonique

Selon Kerrich et Feng (1992), la Sous-province du Pontiac serait un bloc d'une croûte exotique archéenne qui aurait percuté et produit un sous-charriage avec la ceinture volcanique de l'Abitibi. De plus, Sawyer et Barnes (1994) suggèrent que la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers serait mise en place sous la forme d'une nappe de charriage à vergence sud, en duplexe, sur une croûte constituée de TTG et de roches sédimentaires; ensuite des zones de cisaillement en extension se développent sur le flanc des structures en dôme (ou antiforme) le long desquelles se mettent en place des roches plutoniques appartenant à la suite MMGS postérieure ou contemporaine à la mise en place des roches volcaniques.

L'analyse spectrale du champ magnétique total et de l'anomalie de Bouguer complète montrent que la plupart des sources géologiques responsables des anomalies gravimétriques et magnétométriques se situent à une profondeur maximale d'un kilomètre. Les cartes des *worms* du champ magnétique total et de l'anomalie de Bouguer complète montrent également que les profondeurs des contacts lithologiques cartographiés sont généralement inférieures à 600 m. Enfin, la modélisation gravimétrique 2D confirme la faible profondeur de cette ceinture volcanique puisque la profondeur des roches volcaniques dépasse rarement un kilomètre sur les modèles 2D réalisés le long des profils A et B (figures 7-27 et 7-28). Toutefois, les seules structures géologiques profondes correspondent aux zones de cisaillement D<sub>2</sub> observées le long des plutons des suites MMGS et TTG (figures 7-9, 7-10, 7-24 et 7-25). Enfin, la carte des *worms*



du champ magnétique total suggère que les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac seraient charriées sur la ceinture volcanique de Belleterre (figure 7-9; W #6), mais cette hypothèse n'était pas vérifiable sur le terrain.

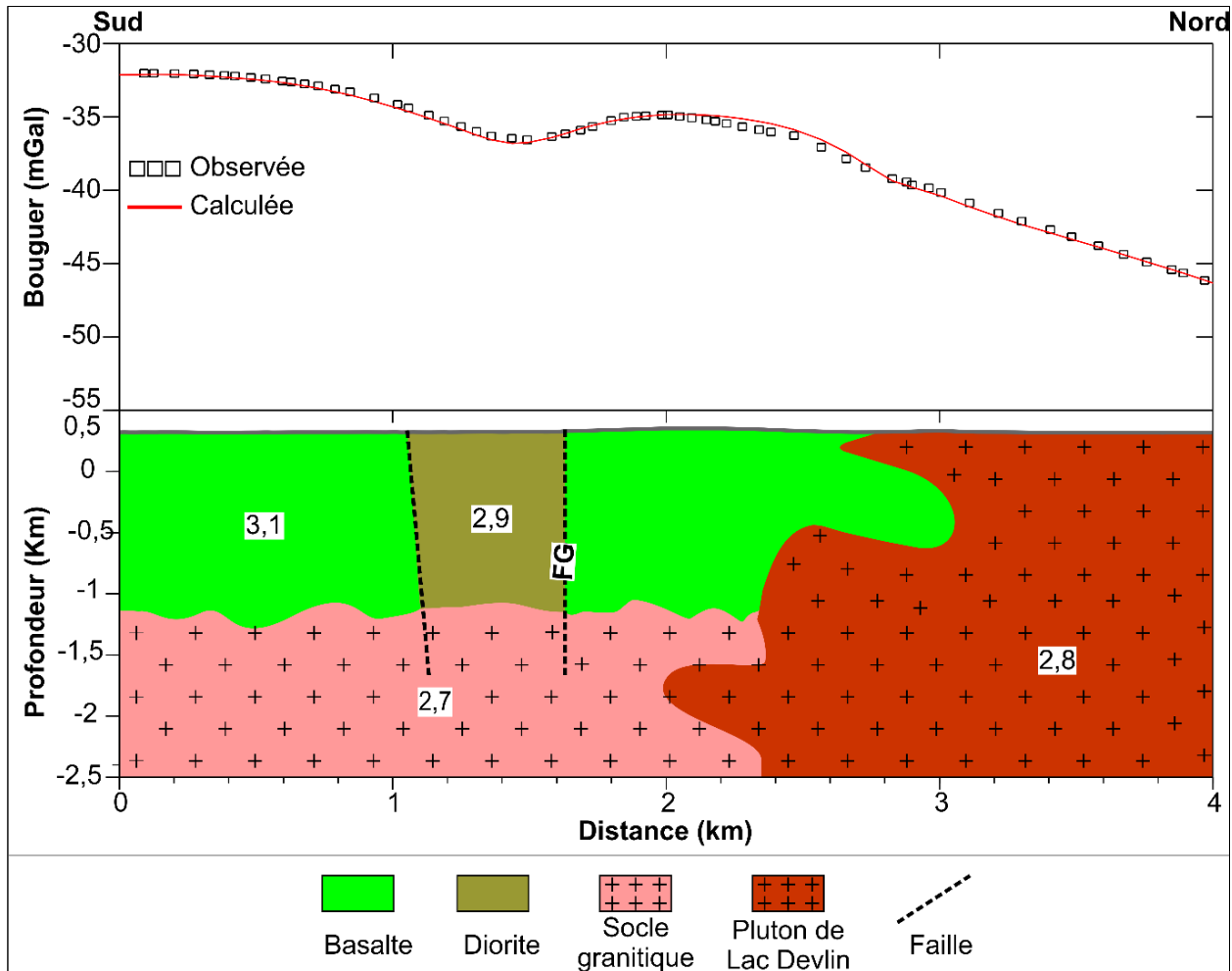


Figure 7-27: Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète le long du profil A. Les chiffres correspondent aux densités des différentes lithologies en g.cm-3. FG: faille Guillet.

## 7.4 Implication métallogénique

Une analyse structurale détaillée de la zone d'étude a déjà été réalisée par Tourigny et al. (1991) et Tourigny (1993). Cette étude a permis une caractérisation du contexte structural des différents indices aurifères. Pour éviter des répétitions inutiles, une telle étude n'était donc pas prévue pour cette thèse. Un résumé de l'analyse structurale de la région de Belleterre est donné à la section 2.2.3. Le traitement et l'interprétation des données de champ potentiel de la région de Belleterre ont été réalisés dans le but de déterminer les lithologies (ex. intrusions) et les structures plus ou moins profondes (failles régionales, failles secondaires, zones de

cisaillement...) associées à la mise en place des minéralisations aurifères, mais aussi de spécifier le contrôle lithologique et structural des minéralisations aurifères. Pour atteindre les objectifs assignés, une carte interprétative a été réalisée sur la base des cartes de la dérivée première verticale, du *tilt derivative*, de l'angle  $\theta$  et des *worms*, obtenues du traitement et de

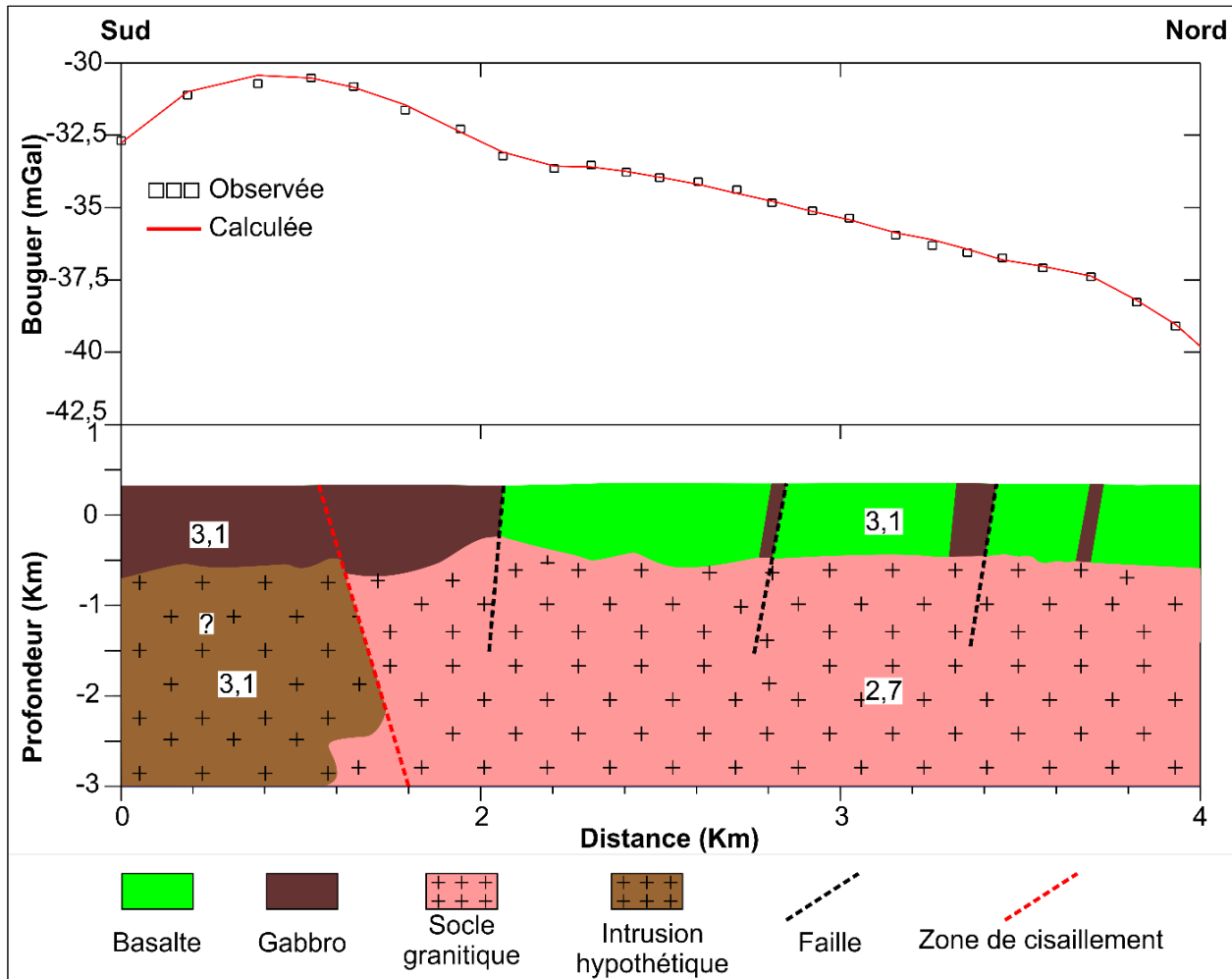


Figure 7-28: Modélisation 2D de l'anomalie de Bouguer complète le long du profil B. Les chiffres correspondent aux densités des différentes lithologies en g.cm-3.

l'interprétation des données magnétométriques et gravimétriques (figures 7-29 et 7-30). La carte interprétative de la figure 7-29 confirme l'efficacité de la méthode appliquée puisque les failles et les zones de cisaillement régionales jadis cartographiées par Tourigny et al. (1991) et Tourigny (1993) ont toutes été mises en évidence. On y remarque, une fois de plus, que le grain tectonique est grossièrement orienté E-O au sud de la ceinture volcanique de Belleterre et devient progressivement N-S au fur et à mesure que l'on se dirige vers le nord de cette dernière. Sur cette carte, trois générations de linéaments correspondant aux failles  $D_1$ , aux zones de cisaillement  $D_2$  et aux failles  $D_3$  sont répertoriées.

#### **7.4.1 Failles D<sub>1</sub>**

Les principales failles régionales observées sont les failles du Lac aux sables, du Lac Guillet, Mill Creek et Gainsmor. Ces failles correspondent à des failles D<sub>1</sub>, ce sont toutes des failles inverses avec un rejet latéral senestre (Tourigny et al., 1991). Le contraste rhéologique entre les gabbros et les basaltes a certainement favorisé le développement de ces failles puisqu'elles sont toutes, à l'exception de la faille du Lac aux Sables, localisées le long des contacts entre les deux lithologies. Ces failles ont une orientation générale ENE-OSO et sont fortement inclinées vers le sud (figure 7-30). Elles recoupent à faible angle la schistosité S<sub>1</sub> régionale, leur genèse a probablement donc eu lieu pendant le paroxysme de l'incrément de déformation D<sub>1</sub>.

La carte de la figure 7-30 montre que la plupart des indices minéralisés sont spatialement associés à ces failles D<sub>1</sub> régionales. Par exemple, les indices minéralisés de l'ancienne mine Belleterre (ex. indices Veine 11, Veine 3, Veine 4, Veine 12, Veine 1...) sont particulièrement associés aux failles Mill Creek et Gainsmor (figure 7-30). Les métaux de ces indices sont contenus dans des veines de quartz-carbonates à remplissage de failles. L'orientation générale de ces veines de quartz est subparallèle à celle des failles D<sub>1</sub>. En somme, les failles D<sub>1</sub> ont servi de drains aux fluides hydrothermaux d'où le contrôle structural de la minéralisation (ex. veines de quartz carbonates syn-D<sub>1</sub>).

#### **7.4.2 Zones de cisaillement**

Les zones de cisaillement associées à l'incrément de déformation D<sub>2</sub> sont de type ductile-fragile. Elles présentent un mouvement horizontal dextre ou senestre (figure 7-30). Elles recoupent la schistosité S<sub>1</sub> qui peut subir une rotation senestre ou dextre. La plupart des zones de cisaillement sont spatialement associées aux plutons des suites TTG et MMGS (figure 7-30). En détail, les zones de cisaillement du secteur d'étude sont prédominantes à l'approche des plutons du Lac Devlin (PLD), de la Tour de Belleterre (PTB) et du Lac Souflet (PLS).

Certaines zones de cisaillement senestres observées à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de Belleterre se sont développées sur le flanc est de l'anticlinal de Belleterre (figure 7-30) dont le développement est étroitement associé à la mise en place du pluton du Lac Devlin. À noter que l'âge du pluton du Lac Devlin est estimé à 2695 Ma (cette étude). Les veines de quartz-carbonates du gîte Aubelle principale et de l'indice Aubelle 2 nord sont contrôlées par ces zones de cisaillement senestres, orientées E-O et présentant un pendage fortement incliné vers le sud (figure 7-30). L'âge des zones de cisaillement senestres contrôlant les veines de quartz-carbonates du gîte Aubelle principale et de l'indice Aubelle 2 nord est compris entre 2695 et

2691 Ma. L'âge de 2691 Ma correspond à l'âge de cristallisation d'un dyke de granodiorite qui recoupe les veines de cisaillement du gîte Aubelle principale.

Par ailleurs, certaines zones de cisaillement dextres observées à l'intérieur de la ceinture volcanique de Belleterre (ex. indice Audrey) se sont développées sur le flanc nord d'une intrusion hypothétique, mise en évidence par les données magnétométriques et gravimétriques dans le secteur du Lac aux Sables (figure 7-30). Cette intrusion hypothétique, correspondant à une structure géologique profonde (W #4; figures 7-9, 7-10, 7-24 et 7-25) dont la profondeur peut atteindre 1800 m, est probablement de type MMGS comme le pluton de la tour de Belleterre qui est localisé dans le même secteur. La veine de quartz-carbonates E-O de l'indice Audrey est contenue dans la partie centrale d'une de ces zones de cisaillement dextres (figure 7-30). À noter qu'une kersantite/GII (2679 Ma) de cet indice est recoupée par ce cisaillement dextre. De plus, d'autres zones de cisaillement observées au sud du Lac aux Sables, probablement de la même génération que celles localisées au nord, se sont développées le long du pluton de la tour de Belleterre, dont l'âge est estimé à 2669 Ma par Machado et al. (1991). Par conséquent, l'âge des zones de cisaillement, développées le long de la bordure de l'intrusion hypothétique du Lac aux Sables, est compris dans l'intervalle des âges des granitoïdes de type MMGS (2686 à 2669 Ma; Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993).

Enfin, il ressort de cette étude que la plupart des zones de cisaillement sont spatialement et temporellement associées aux intrusions des suites TTG et MMGS. Le possible lien génétique entre les veines de quartz-carbonates contenues dans les zones de cisaillement et les granitoïdes est discuté dans les chapitres 9 et 10.

### **7.4.3 Failles D<sub>3</sub>**

Les failles associées à l'incrément de déformation D<sub>3</sub> sont généralement orientées N-S ou NE-SO (figure 7-30). Elles correspondent à des dépressions topographiques et leur cinématique apparente horizontale est dextre. Sur les cartes des figures 7-29 et 7-30, les plus importantes des failles D<sub>3</sub> sont localisées à l'ouest du Lac aux Sables et du Lac Devlin, mais également dans le secteur du Lac Souflot. À noter qu'il n'y a aucune association spatiale notable entre les failles D<sub>3</sub> et les indices aurifères, elles n'ont donc aucun contrôle structural sur les minéralisations de la région de Belleterre.

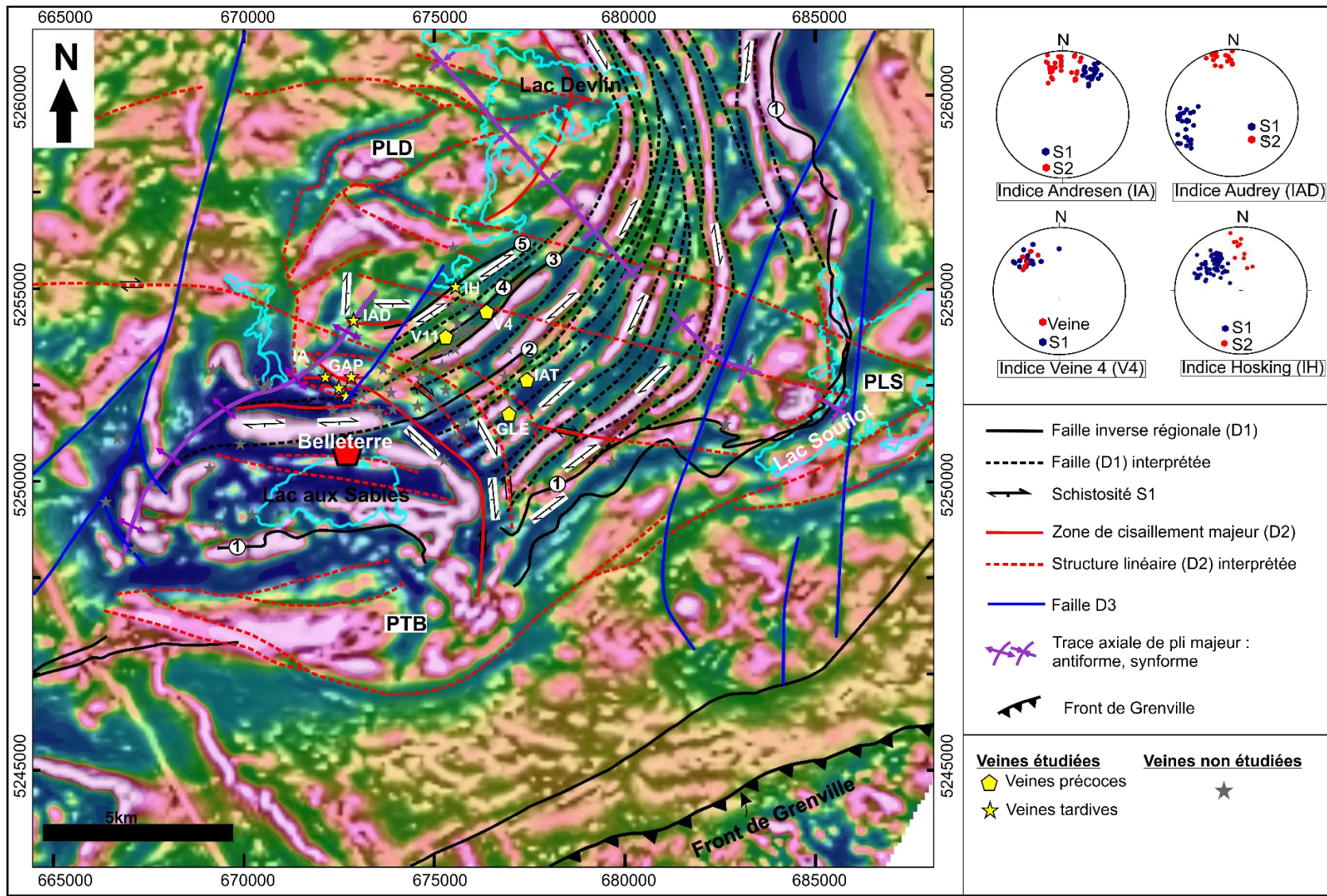


Figure 7-29: Carte du tilt derivative (gris transparent et en relief ombré) superposée sur celle du gradient vertical ayant servi, en partie, de base pour le traçage des linéaments. PLD: Pluton du Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: pluton du Lac Soufflot. 1: faille de Lac aux Sables. 2: faille Guillet. 3: faille Mill Creek. 4: faille Gainsmor. 5: faille Hosking.

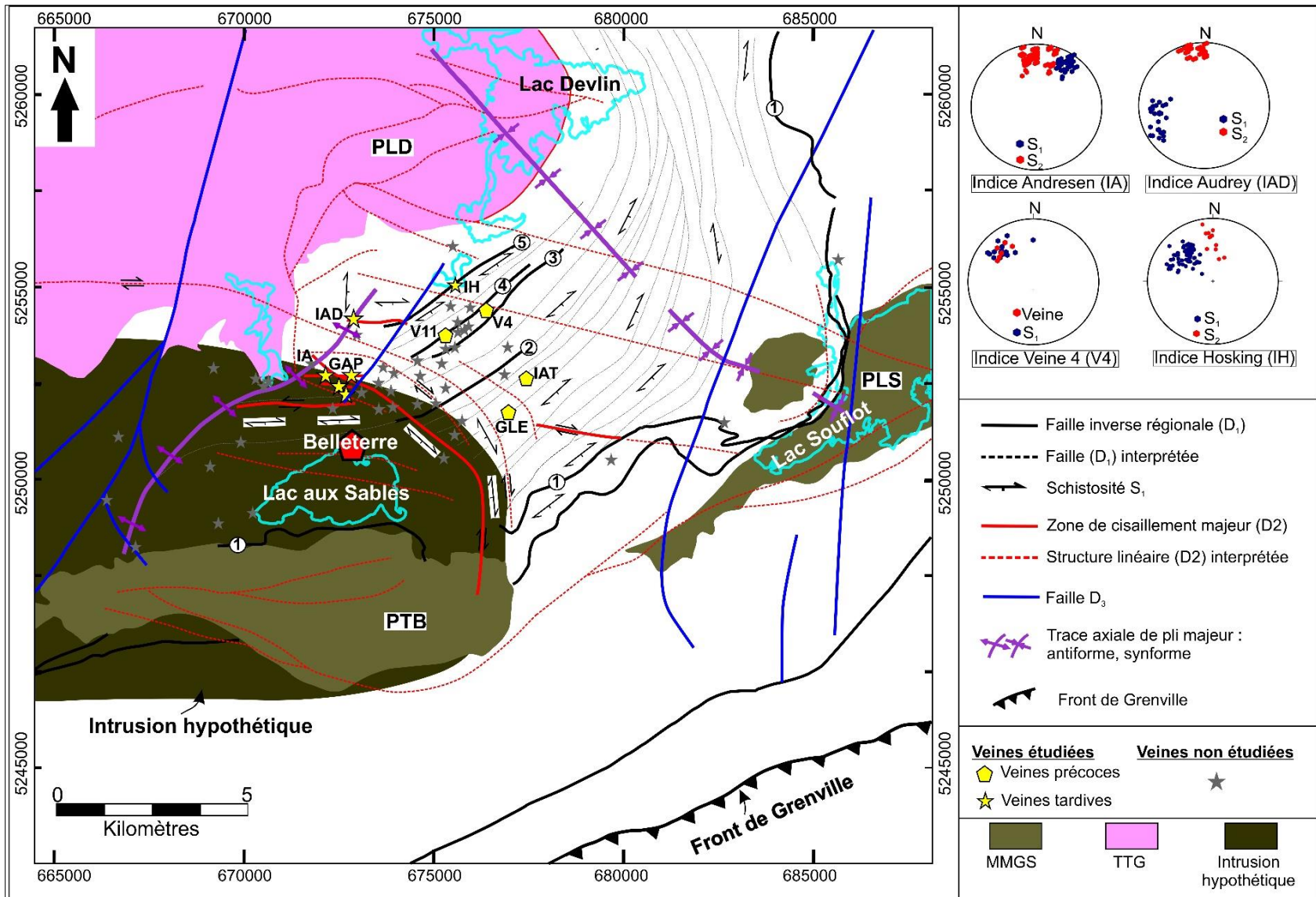


Figure 7-30: Carte interprétative des données magnétométriques et gravimétriques de la région de Belleterre. MMGS: monzonite, monzodiorite, granodiorite et syénite. TTG: tonalite, trondhémite et granodiorite. PLD: pluton du Lac Devlin. PTB: Pluton de la tour de Belleterre. PLS: Pluton du Lac Soufflot. 1: faille de Lac aux Sables. 2: faille Guillet. 3: faille Mill Creek. 4: faille Gainsmor. 5: faille Hosking.

## **8 ANALYSE STRUCTURALE ET MÉTALLOGÉNIQUE DES INDICES MINÉRALISÉS**

Dans ce chapitre, le contrôle structural, la paragenèse métallique, ainsi que l'altération hydrothermale, associés aux différentes générations de veines de quartz de la région seront examinés, et ce, dans l'objectif de discuter leurs origines. La plupart des indices aurifères de la région ont déjà fait l'objet d'une étude exhaustive réalisée par Auger (1952), Tourigny et al. (1991), Tourigny (1993). Afin d'éviter des répétitions inutiles, quelques indices ou gîtes minéralisés représentatifs des différentes générations de veines de quartz ont donc été choisis. Ainsi, la figure 8-1 montre l'emplacement des différents indices ou gîtes minéralisés étudiés. On peut classer les veines de quartz de la région en deux principales générations par rapport à la première phase de déformation régionale  $D_1$ : les veines de quartz précoces (VQP) et les veines de quartz tardives (VQT) (figure 8-1). L'étude minéralogique des VQP et des VQT a permis de spécifier les paragenèses métalliques et les minéraux d'altération qui leur sont associés. L'identification préalable des phases métalliques a été effectuée au microscope optique en lumière réfléchiée et celle des minéraux d'altération au microscope optique en lumière naturelle et polarisée, ainsi qu'à la microsonde. Enfin, une étude approfondie des phases métalliques a été réalisée au microscope électronique à balayage à l'INRS-ETE et au LA-ICP-MS à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQÀC).

### **8.1 Veines de quartz précoces**

Les VQP sont antérieures ou synchrones à la première phase de déformation  $D_1$ . Les indices minéralisés étudiés sont: Lac Expanse, Autanabi, Veine 11, Veine 3 et Veine 4 (Figure 8-1). Le quartz des VQP a généralement un aspect fumé (*smoky quartz*). Les sulfures, de proportion variable, sont fortement concentrés dans les épontes des veines de quartz. Les VQP sont surtout caractérisées par l'abondance de la pyrrhotite, suivi de la pyrite et de la galène, ainsi que la chalcopryrite, la sphalérite et l'or qui est étroitement associé à la galène.

#### **8.1.1 Gîte Lac Expanse**

Le gîte Lac Expanse, d'une superficie de 1 967,85 ha, a été découvert en 1934 en même temps que la veine principale (Veine 12) de l'ancienne mine Belleterre. Ce gîte se situe à environ 3,5 km, à vol d'oiseau, à l'est de la ville de Belleterre (figure 8-1). En 2007, la compagnie minière Vantex Ltée a estimé les ressources mesurées et indiquées des zones aurifères du gîte Lac Expanse à 320 950 t à 2,62 g/t Au. Ce gîte est actuellement (2017) détenu par la compagnie *Aurtois Exploration Inc.*. Pour plus de détails sur l'historique de ce

gîte, se référer aux rapports de Kelly et Gagnon (2007) et Théberge (2012). Selon Kelly et Gagnon (2007), il existe deux types de minéralisation sur la propriété Lac Expansé: (1) les veines de quartz translucide (type QT), de couleur variant du gris au noir (quartz fumé), souvent plissées et/ou boudinées et (2) les veines ou réseaux de veines de quartz-carbonates de couleur variant du gris au brun et présentant par endroits un aspect bréchique. Les zones aurifères sont principalement à l'intérieur d'unités de schiste à chlorite quoique, localement, elles traversent des horizons de basaltes, de volcanoclastites felsiques ou même de gabbros. Kelly et Gagnon (2007) ont répertorié 17 zones aurifères dans le secteur du gîte Lac Expansé (figure 8-2). Les travaux de cette thèse sont essentiellement axés sur les veines de quartz aurifères des zones A, AB et AB1 (figure 8-3A), particulièrement sur les veines de quartz translucide (QT).

#### **8.1.1.1 Analyse structurale**

Les roches volcaniques et gabbros encaissant les VQP du gîte Lac Expansé sont intensément déformés, cisailés et bréchifiés, résultant de la superposition de trois générations de déformation. Les structures  $D_1$  sont représentées par un clivage très discret (schistosité  $S_1$  locale) d'une direction générale N 160° à N 180° avec un pendage subvertical à incliné vers l'ouest (figure 8-3A). Cette schistosité  $S_1$  est coplanaire aux traces axiales des plis  $F_1$  des VQP (figure 8-3D).

Une schistosité de flux pénétrante  $S_2$ , conférant aux roches une anisotropie prononcée, a une orientation générale N 60° et un pendage subvertical incliné fortement vers le sud-est (figure 8-3A). Les veines de quartz aurifères (figures 8-3E, 8-3F et 8-3G) présentent des plis  $F_2$ , dont les traces axiales sont parallèles à l'orientation générale de la schistosité  $S_2$ . Les zones de cisaillement  $D_2$  ductile-fragile recoupent à faible angle la schistosité  $S_2$ ; les zones de cisaillement dextres sont orientées N 20°, alors que leurs contreparties senestres ont une orientation générale variant de N 45° à N 60° (figures 8-2 et 8-3). Enfin, les structures  $D_3$  correspondent à des failles conjuguées dextres (NO-SE et N-S) et senestres (NE-SO).

Les VQP du gîte Lac Expansé proviennent de l'injection des fluides minéralisateurs dans un faciès tuffacé et poreux (figure 8-3). Elles sont généralement boudinées, plissées, déplacées horizontalement par des failles tardives  $D_3$  et montrent des orientations très variables. Les VQP, en particulier celles des zones A, AB et AB1, sont aplaties dans la schistosité  $S_2$  (N 60°) et présentent des pendages subverticaux inclinés fortement vers le sud (figures 8-2 et 8-3A). Toutefois, certaines VQP sont plissées et les traces axiales des plis sont coplanaire à l'orientation générale de la schistosité  $S_2$  (figures 8-3D, 8-3E et 8-3F).



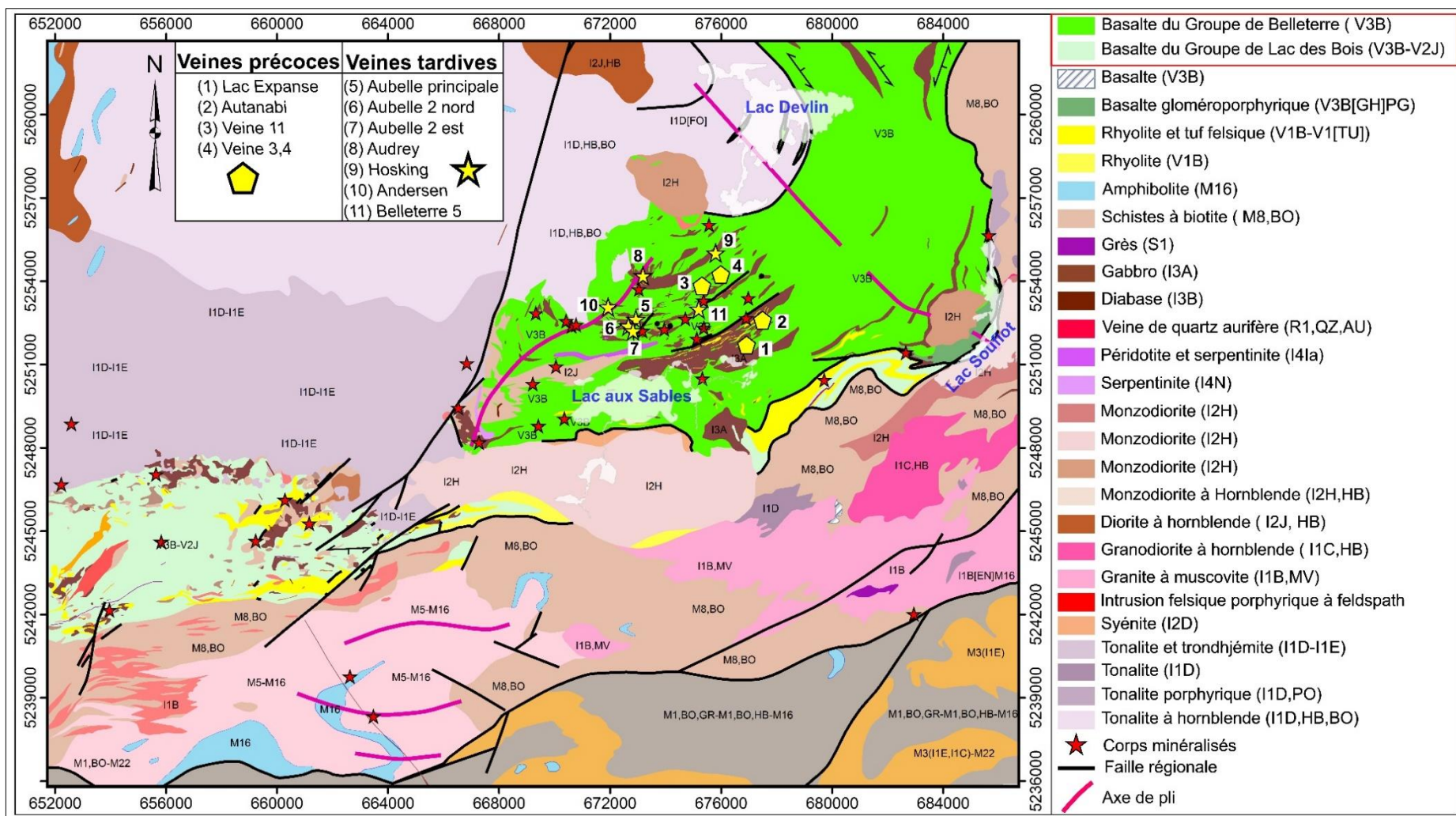


Figure 8-1: Carte géologique du camp minier de Belleterre illustrant la localisation des indices et gîtes minéralisés étudiés. Carte compilée par le MERN.

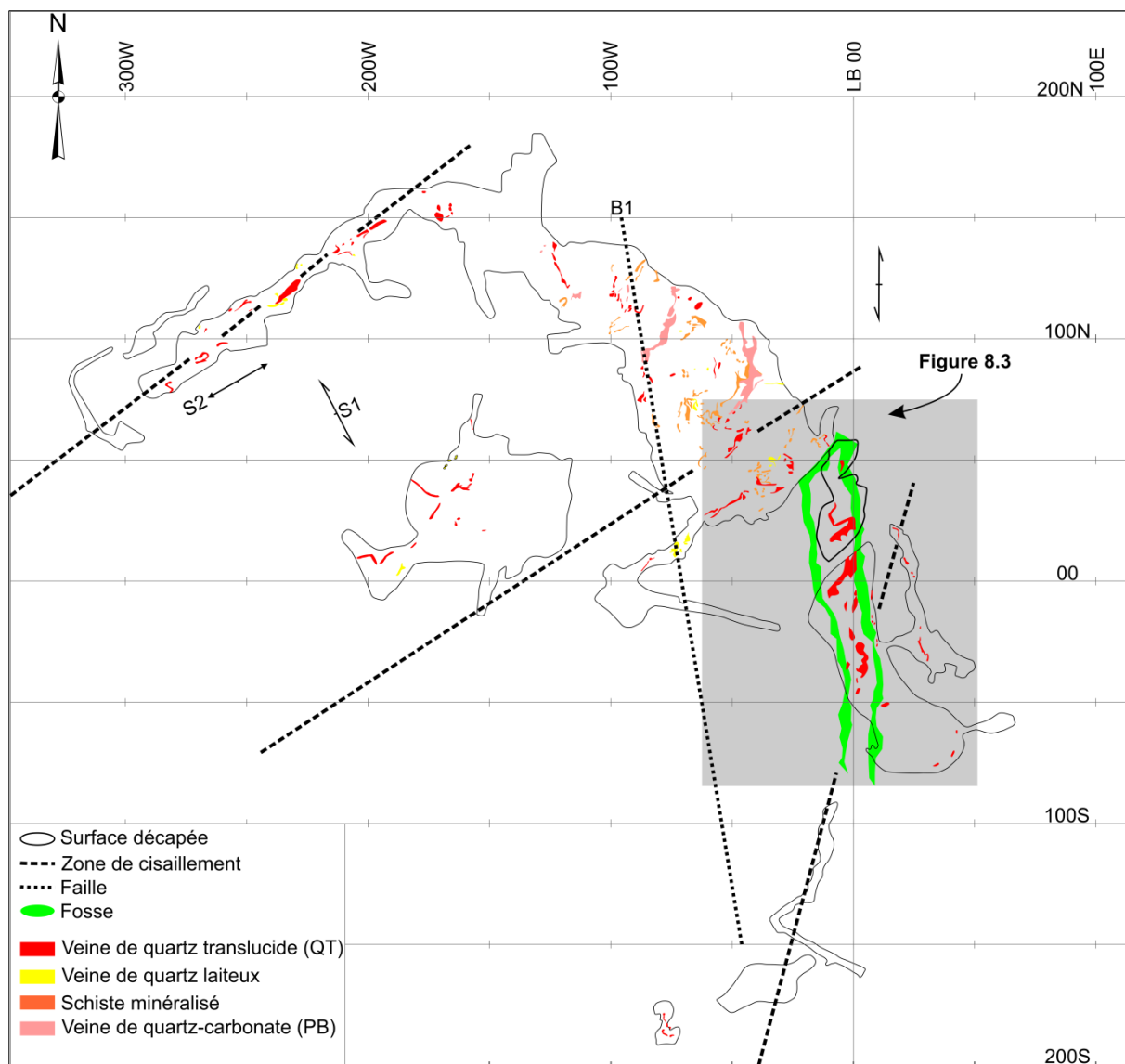
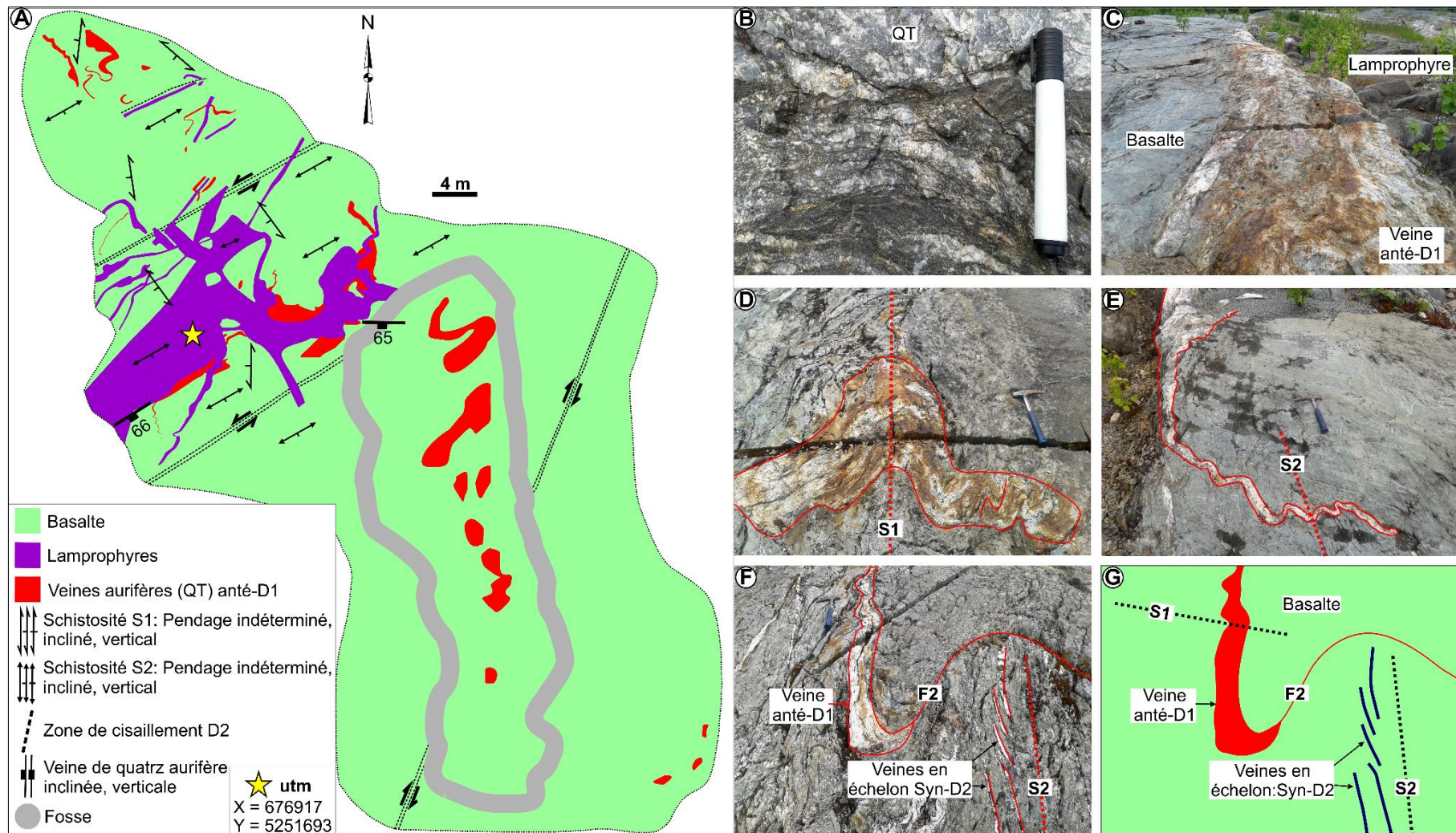


Figure 8-2: Carte synthétique de la propriété Lac Expanse. Modifiée de Kelly et Gagnon (2007).

### 8.1.1.2 Minéralogie et phases métalliques

Les veines de quartz antitaxiales contiennent très souvent des enclaves de roches encaissantes, auxquels est associée une forte concentration de sulfures (figure 8-3B). Cependant, le gîte Lac Expanse est constitué d'une multitude de veines de quartz discontinues. Ainsi, le quartz et la pyrite, plus cassants, ont été cataclasés et polygonisés, alors que les sulfures relativement mous comme la pyrrhotite, la chalcopryrite, la sphalérite et la galène ont été déformés ductilement et injectés dans les fractures des minéraux cassants.



**Figure 8-3: Caractéristique géologique du gîte Lac Expanse. (A) Carte géologique des zones A, AB et AB1 du gîte Lac Expanse. (B) Aspect macroscopique d'une veine de quartz typique du gîte Lac Expanse. À noter l'abondance des sulfures dans l'éponte, ce qui dénote la réaction fluide/roche. (C) Veine de quartz-carbonates encaissées dans un basalte. À noter que la veine est recoupée par un dyke de lamprophyre (kersantite/GI). (D) Veine de quartz plissée par la D<sub>1</sub>. (E) Veine de quartz plissée par la D<sub>2</sub>. (F) et (G) Veine anté-D<sub>1</sub> plissée par la D<sub>2</sub> avec développement des veines de quartz tardives en échelon dont l'orientation est coplanaire au plan axial du pli F<sub>2</sub> et de la schistosité S<sub>2</sub>.**

Les minéraux de gangue sont principalement constitués de quartz, de carbonates, de biotite, de chlorite et de séricite. Il existe trois types de quartz: le quartz1 constitue la première génération de quartz, il s'agit des porphyroblastes de quartz cataclasé et polygonisé. Il contient parfois, en inclusion, de nombreux micas et de petits grains de quartz néoformés. Le quartz2 est issu de la recristallisation du quartz1. Le quartz2 est caractérisé par des cristaux automorphes à subautomorphes généralement dépourvus d'inclusions et ne présente pas de structures internes. Le quartz3 est constitué de grains de dimensions millimétriques à submillimétriques et est étroitement associé aux minéraux d'altération, ainsi qu'aux sulfures.

Les phases métalliques du gîte Lac Expense sont principalement constituées de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcopryrite, de sphalérite, de galène, de marcassite et d'or visible.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus abondante. Elle constitue parfois la seule phase métallique observée dans certains échantillons (figures 8-4A et 8-4B). Elle est fracturée ou bréchifiée dans certains cas. Les fractures entre les grains de pyrite sont très souvent colmatées par les minéraux d'altération (quartz3, chlorite, séricite et carbonates), ainsi que par des sulfures ductiles. Ainsi, la dissémination de la pyrite est antérieure à la mise en place des minéraux d'altération et des sulfures ductiles. En détail, on observe deux types de pyrite dans les VQP du gîte Lac Expense: (1) une première génération de pyrite (Py1), il s'agit du vestige de la pyrite primaire. Elle est caractérisée par une texture spongieuse et très enrichie en inclusions de silicates, de pyrrhotite, de chalcopryrite, de sphalérite et de galène (figures 8-4C et 8-4D) et (2) une seconde génération de pyrite (Py2) qui provient de la recristallisation de la Py1. Toutefois, à la différence de la Py1, la Py2 est limpide et pratiquement dépourvue d'inclusions (figure 8-4E).

La pyrrhotite constitue la deuxième phase métallique la plus abondante. Elle est généralement enrichie en inclusions de silicates (figure 8-4F). Elle est observée dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-4F). De plus, elle est généralement associée aux autres sulfures ductiles (figure 8-4A). Ainsi, on observe fréquemment un moulage de la pyrite et du quartz par des sulfures ductiles comme la pyrrhotite, la chalcopryrite, la sphalérite et la galène d'où la texture de type *durchbewegung* (Vokes, 1969; Marshall et Gilligan, 1989; Craig, 1991a; McCutcheon, 2011).

La chalcopryrite et la sphalérite sont moins abondantes que la pyrrhotite et la pyrite. Elles présentent les mêmes caractéristiques que la pyrrhotite. Du fait de leur ductilité, elles moulent et s'injectent dans les fractures du quartz et de la pyrite (figures 8-4A et 8-4B). Elles sont également observées en inclusions dans la pyrite et la pyrrhotite.

La galène est plus tardive que les autres sulfures précités. Elle est moins abondante, certains échantillons minéralisés en sont complètement dépourvus. Ainsi, du fait de sa forte ductilité par rapport à la plupart des minéraux, elle moule et s'injecte dans les fractures de ces derniers (figures 8-4A à 8-4D).

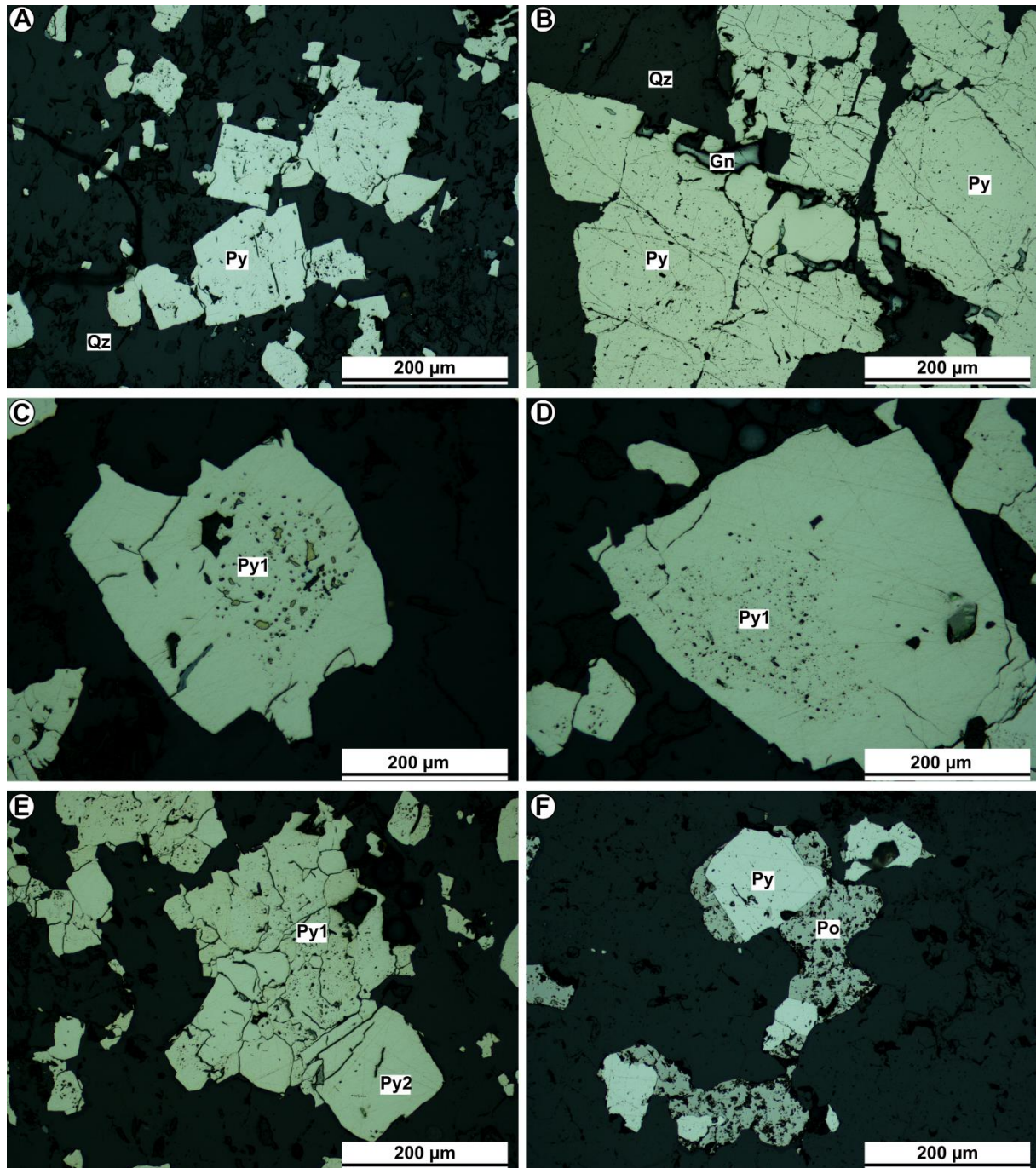


Figure 8-4: Pétrographie des phases métalliques primaires des VQP du gîte Lac Expense. (A) et (B) Microphotographies montrant des cristaux de pyrite cubiques, déformés, recristallisés et cataclasés. (C) Microphotographie d'une pyrite primaire (Py1) caractérisée par un cœur enrichi en inclusions avec une bordure recristallisée et dépourvue d'inclusions. (E) Microphotographie montrant une pyrite Py2 provenant de la recristallisation complète d'une pyrite Py1. (F) Microphotographie montrant des cristaux de pyrite moulés par la pyrrhotite. (A) à (F) Lumière réfléchie.

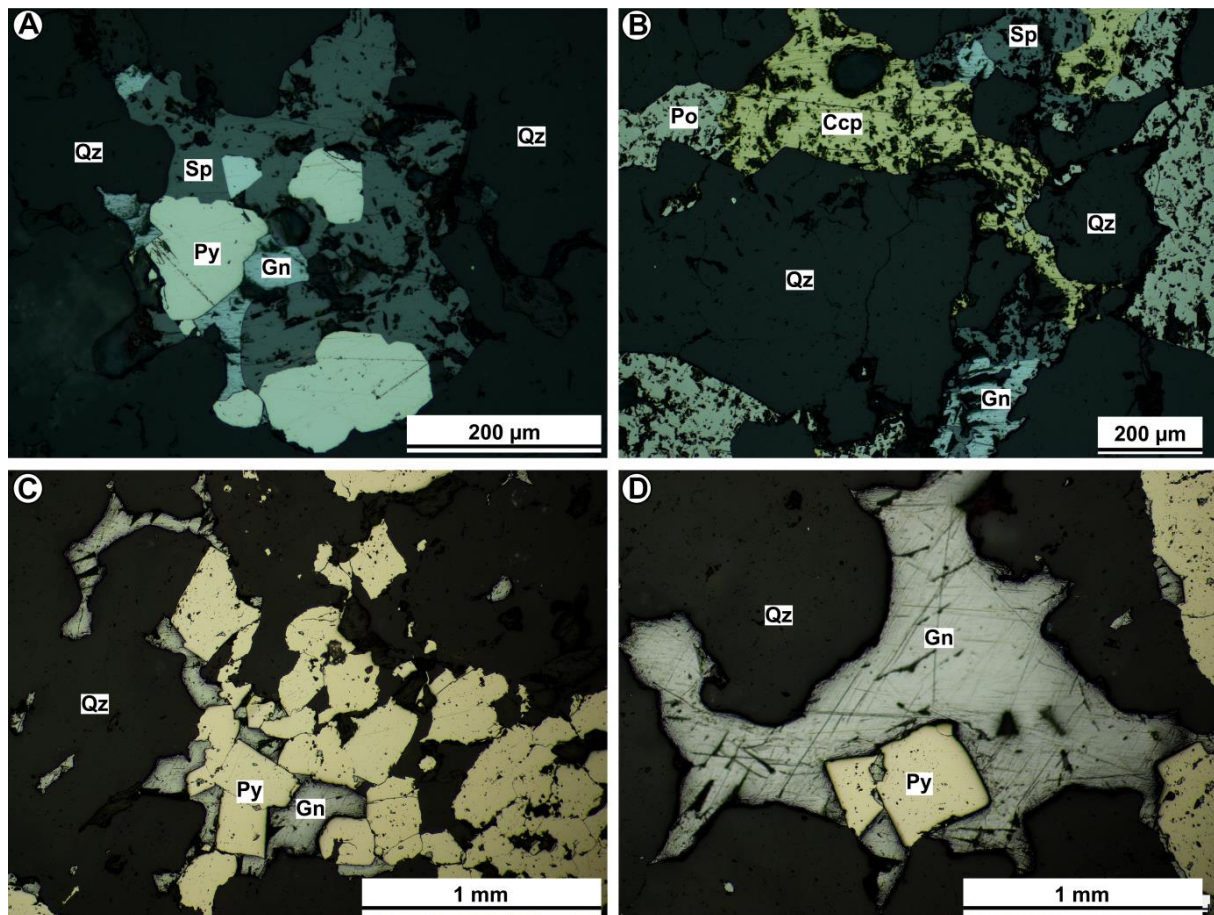


Figure 8-5: Pétrographie des phases métalliques secondaires des VQP du gîte Lac Expense. (A) Microphotographie montrant des cristaux de pyrites moulés par la sphalérite et la galène. (B) Microphotographie montrant l'aspect ductile des phases métalliques secondaires (sphalérite, chalcopryrite et galène) contenues dans les fissures du quartz. (C) et (D) Microphotographies montrant l'aspect très ductile de la galène par rapport aux autres minéraux métalliques, elle moule et s'injecte dans les fractures et fissures des minéraux cassants (pyrite, du quartz). (A) à (D) Lumière réfléchie.

L'or visible semble être le seul type d'or rencontré dans les VQP du gîte Lac Expense puisque l'analyse au LA-ICP-MS de la pyrite et de la pyrrhotite prouve qu'elles sont complètement dépourvues d'or primaire « invisible ». L'or visible est particulièrement observé en inclusions dans les minéraux cassants comme le quartz et la pyrite (figures 8-6A et 8-6B). Sa précipitation est synchrone à celle des autres minéraux ductiles, particulièrement la galène, puisqu'on constate une étroite association entre les deux minéraux (figures 8-6C et 8-6D). Ainsi, l'or du gîte Lac Expense provient du lessivage et de la remobilisation de l'or contenu dans les roches de la ceinture volcanique de Belleterre, et ce, pendant les épisodes de déformation  $D_1$  et  $D_2$ .

En somme, on peut regrouper la paragenèse métallique de la minéralisation du gîte Lac Expense en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite puis de la pyrrhotite et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, suivi de la précipitation de la galène et enfin de l'or visible.

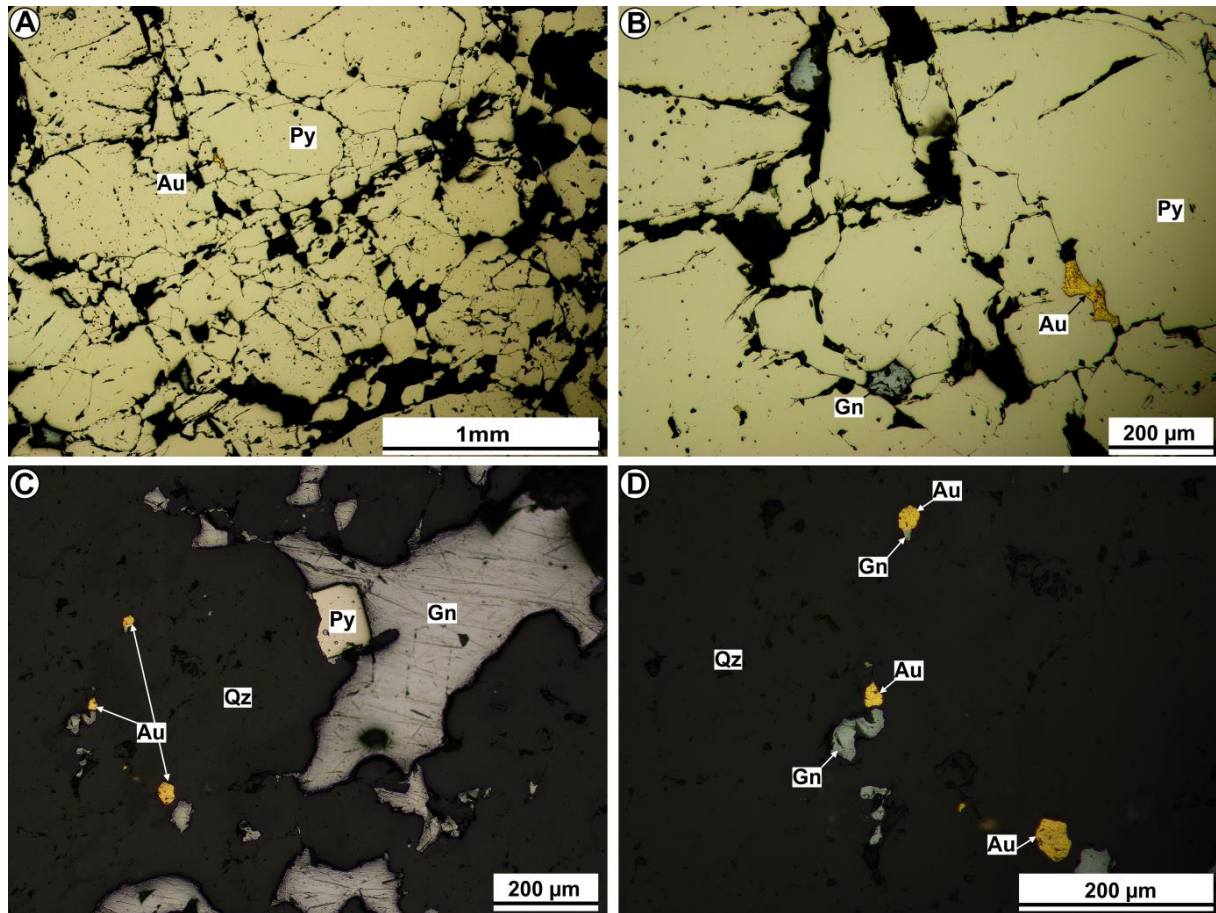


Figure 8-6: Pétrographie de la phase aurifère des VQP du gîte Lac Expansé. (A) et (B) L'or et la galène remobilisés dans les fissures de la pyrite Py2. (C) et (D) Association spatiale entre l'or et la galène. À noter que la précipitation de l'or est synchronisée à celle de la galène. (A) à (D) Lumière réfléchie.

### 8.1.1.3 Altération hydrothermale

Les minéraux d'altération associés au VQP du gîte Lac Expansé sont la chlorite, la séricite, la calcite et le quartz<sup>3</sup>. Ainsi, le faciès d'altération hydrothermale consiste en un assemblage de chlorite-séricite-calcite-quartz<sup>3</sup> (figure 8-7). Ces minéraux d'altération sont particulièrement localisés dans les fractures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. La proportion de la chlorite ou de la séricite est variable d'un échantillon à un autre. Cependant, la séricite est plus importante dans les veines de quartz encaissées dans les unités felsiques, alors que la chlorite est associée aux veines de quartz contenues à l'intérieur des unités mafiques. De plus, les minéraux d'altération sont étroitement associés aux sulfures ductiles remobilisés comme la pyrrhotite, la chalcopryrite, la sphalérite, la galène et l'or.

L'analyse à la microsonde des micas blancs de ce faciès d'altération montre qu'ils ont une composition similaire à celle de la muscovite (Deer et al., 1966). La texture lépidoblastique de ces micas blancs suggère qu'il s'agit de la séricite. La composition chimique des chlorites, déterminée également par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est le principal

type de chlorite de ce faciès d'altération (figure 8-8). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 10 grains de chlorite est de 0,42. À noter que la chlorite provient de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Enfin, les carbonates de ce faciès d'altération réagissent fortement avec du HCL, il s'agit de la calcite et ceci est confirmé par l'analyse à la microsonde de quelques grains de carbonate.

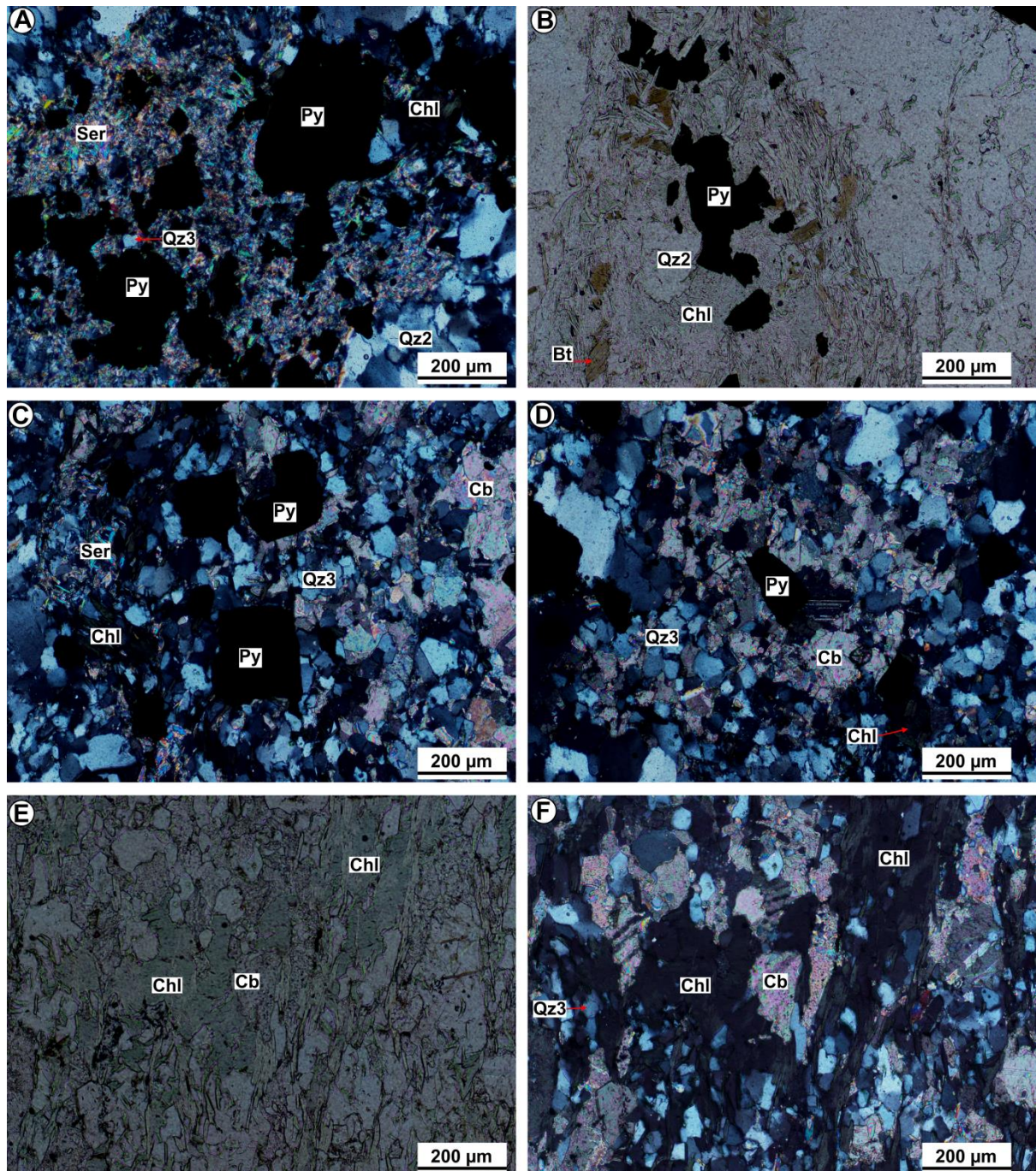


Figure 8-7: Faciès d'altération associé aux VQP du gîte Lac Expansé. (A) Prédominance de la séricite et de la chlorite. Lumière transmise polarisée. (B) Biotite partiellement transformée en chlorite. Lumière transmise naturelle. (C) Calcite associée aux autres minéraux d'altération. Lumière transmise polarisée. (E) et (F) Biotite complètement transformée en chlorite et en étroite association avec la calcite. Lumière transmise naturelle et polarisée.



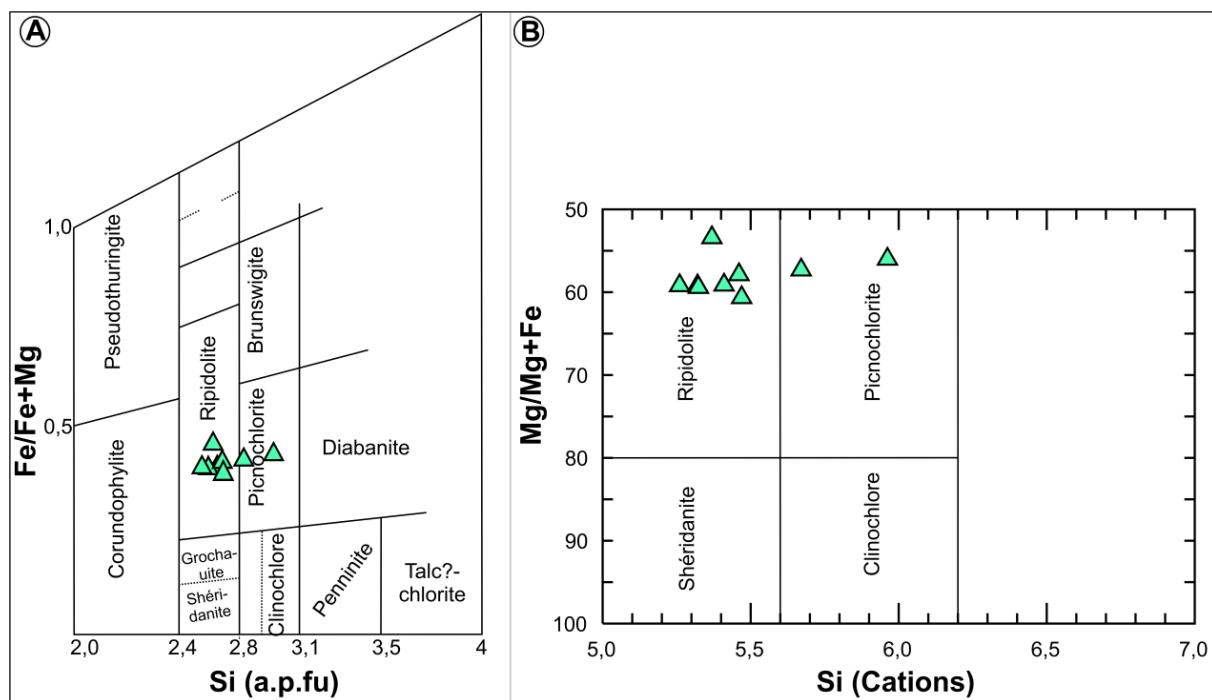


Figure 8-8: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP du gîte Lac Expanse. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement.

### 8.1.2 Indice Autanabi

L'indice Autanabi a également été découvert en 1934. Il se situe à environ 4 km au nord-est de la ville de Belleterre et à 600 m de la rive sud du Lac Guillet (figure 8-1). On peut suivre en surface la zone minéralisée, de direction N 45°, sur une distance de 92 m de longueur et jusqu'à 25 m de largeur. De plus, la structure principale qui contrôle la minéralisation a été mise en évidence par un levé magnétométrique sur une longueur de 800 m (Théberge, 2010). Pour plus de détails sur cet indice minéralisé, se référer aux rapports de Munger (1997), de Théberge (2010 et 2012) et de Pronost (2012).

Les zones minéralisées consistent en des veines de quartz-carbonates et en des zones de silicification intense encaissées principalement dans des basaltes. En affleurement, les veines de quartz sont contenues dans des zones de cisaillement orientées NE-SO, qui sont recoupées par des dykes de lamprophyre (Munger, 1997).

Les minéraux opaques des veines de quartz sont constitués de 1 à 8 % de pyrite, jusqu'à 3 % de pyrrhotite et des traces de chalcopryrite, de sphalérite, de galène, de magnétite et d'or visible (Théberge, 2010). Un échantillonnage de surface réalisé par Pronost (2012) a donné des teneurs variant entre 1,59 g/t Au et 18 g/t Au. L'échantillonnage effectué en 1997 par ressources Autanabi du décapage 3, situé à environ 110 m au sud-ouest de l'indice Autanabi, a donné une teneur de 82,77 g/t (Munger, 1997).

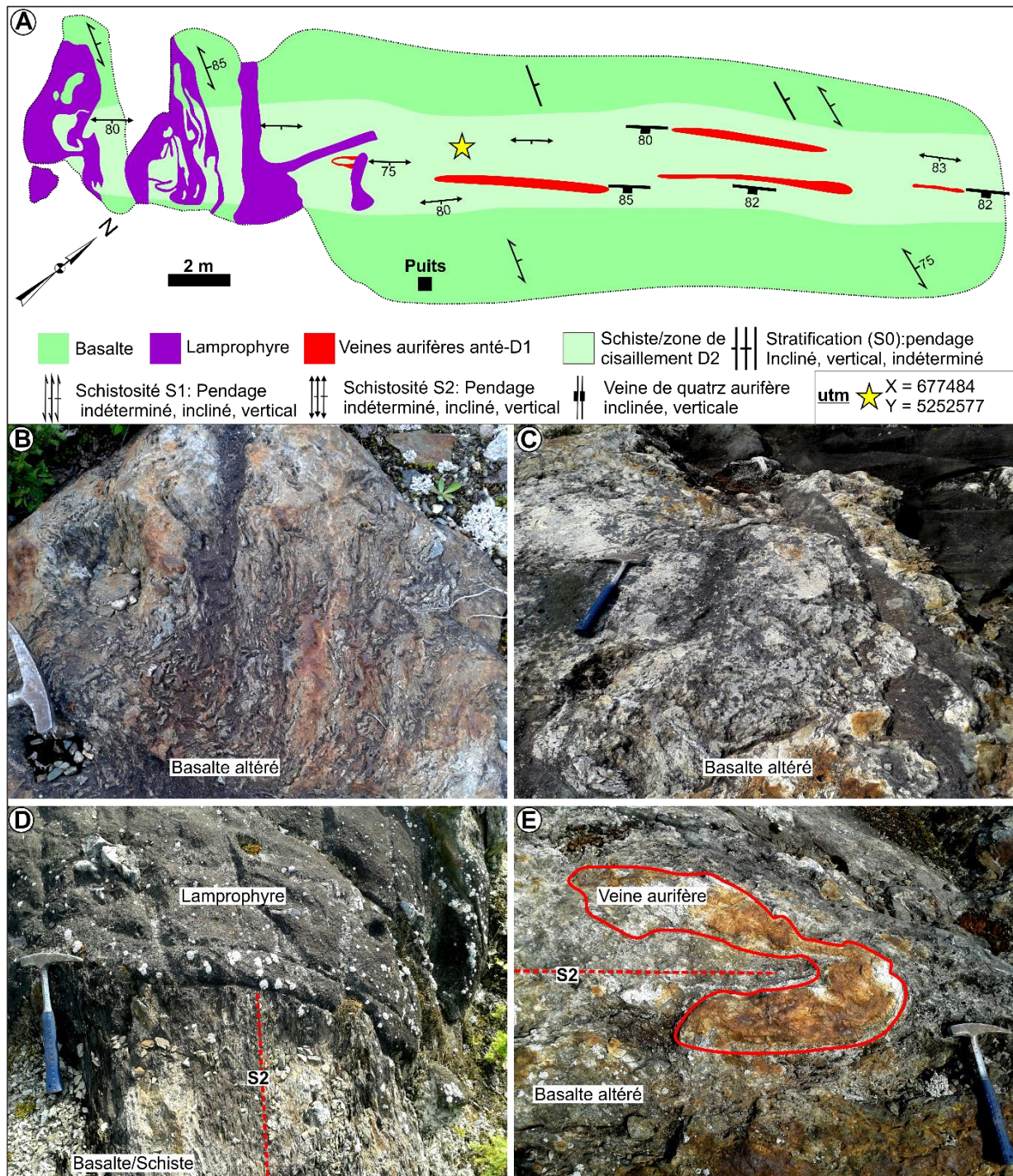


Figure 8-9: Caractéristiques géologiques de l'indice Autanabi. (A) Carte géologique. (B) et (C) Aspect du basalte encaissant les VQP. (D) Zone de cisaillement D<sub>2</sub> recoupée par un dyke de lamprophyre (kersantite/Gil). (E) Veine de quartz plissée par la D<sub>2</sub>. À noter que la trace axiale du pli est coplanaire à la schistosité S<sub>2</sub>.

### 8.1.2.1 Analyse structurale

La stratification S<sub>0</sub>, orientée NNO avec un pendage subvertical incliné vers l'est, est définie par des structures ellipsoïdales (coussins) qui sont généralement bien conservées sur la partie est de l'affleurement. La schistosité S<sub>1</sub> (relativement discrète) est orientée NNO et présente un pendage subvertical incliné vers le NE (figure 8-9A). La schistosité de flux

pénétrante  $S_2$  conférant aux roches une anisotropie prononcée, est orientée NNE et présente un pendage subvertical fortement incliné vers l'est (figures 8-9A et 8-9D).

Les zones de cisaillement  $D_2$  ductile-fragiles ont une orientation générale NNE et recoupent à faible angle la schistosité  $S_2$  (figures 8-9A et 8-9D). Aucun indicateur cinématique permettant de déterminer le sens du mouvement des zones de cisaillement aurifères n'a été observé. Les VQP (figure 8-9E) sont plissés par la  $D_2$ ; leurs traces axiales sont parallèles à l'orientation générale de la schistosité  $S_2$ . Ceci prouve que la  $D_2$ , responsable du développement des zones de cisaillement  $D_2$ , est postérieure à la mise en place des VQP. Ainsi, les VQP de l'indice Autanabi ont subi la  $D_1$ , mais aussi la  $D_2$  d'où leur classification dans la catégorie des « veines anté- $D_1$  ». Cependant, les observations pétrographiques montrent que l'or a été fortement remobilisé pendant le développement des zones de cisaillement  $D_2$ . Tout comme les VQP du gîte Lac Expense, celles de l'indice Autanabi proviennent de l'injection des fluides minéralisateurs dans un faciès tuffacé et poreux (figures 8-9B et 8-9C).

#### 8.1.2.2 Minéralogie et phases métalliques

L'or de l'indice Autanabi est contenu dans des VQP, ainsi que dans des zones de cisaillement  $D_2$  silicifiées. Les minéraux de gangue sont principalement composés de trois générations de quartz, de chlorite, d'épidote, de séricite et de carbonates. D'un autre côté, les minéraux métalliques de l'indice Autanabi sont constitués de pyrite, ainsi que des traces de pyrrhotite, de chalcopryrite, de sphalérite, de galène et d'or visible.

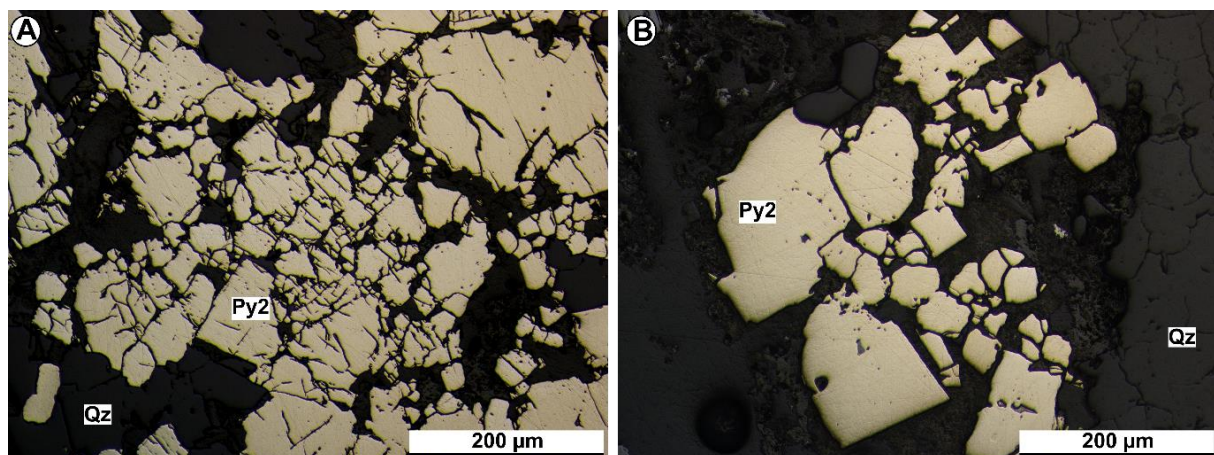


Figure 8-10: Pétrographie des phases métalliques primaires des VQP de l'indice Autanabi. (A) Pyrite déformée et complètement recristallisée. (B) Pyrite cubique intensément cataclasée. (A) et (B) Lumière réfléchie.

La pyrite constitue pratiquement 90 % des sulfures de certains échantillons. Seule la pyrite recristallisée (Py2) est présente; elle est intensément déformée, cataclasée et bréchifiée (figures 8-10A et 8-10B). La chalcopryrite et la pyrrhotite sont peu abondantes, voire

inexistantes. Elles sont généralement observées en inclusions dans la pyrite. La chalcopryrite est observée en remplissage des fractures du quartz et de la pyrite (figures 8-11A, 8-12C et 8-12D). La sphalérite est la deuxième phase métallique la plus abondante après la pyrite. Elle a les mêmes caractéristiques que la chalcopryrite (figures 8-11A et 8-11B). La sphalérite présente généralement une texture de type « *chalcopryrite disease* » (figure 8-11A) témoignant ainsi de la présence du cuivre en exsolution dans la sphalérite pendant sa formation (Barton et Bethke, 1987). La galène est le sulfure caractéristique de l'indice Autanabi. Elle constitue au moins 5 % des sulfures contenus dans les VQP. Sa proportion est semblable à celle de la sphalérite. Cependant, du fait de sa forte ductilité, elle moule et s'injecte dans les fractures des minéraux cassants (figures 8-11C et 8-11D). D'après les observations pétrographiques, la galène constitue le sulfure le plus tardif des VQP de l'indice Autanabi.

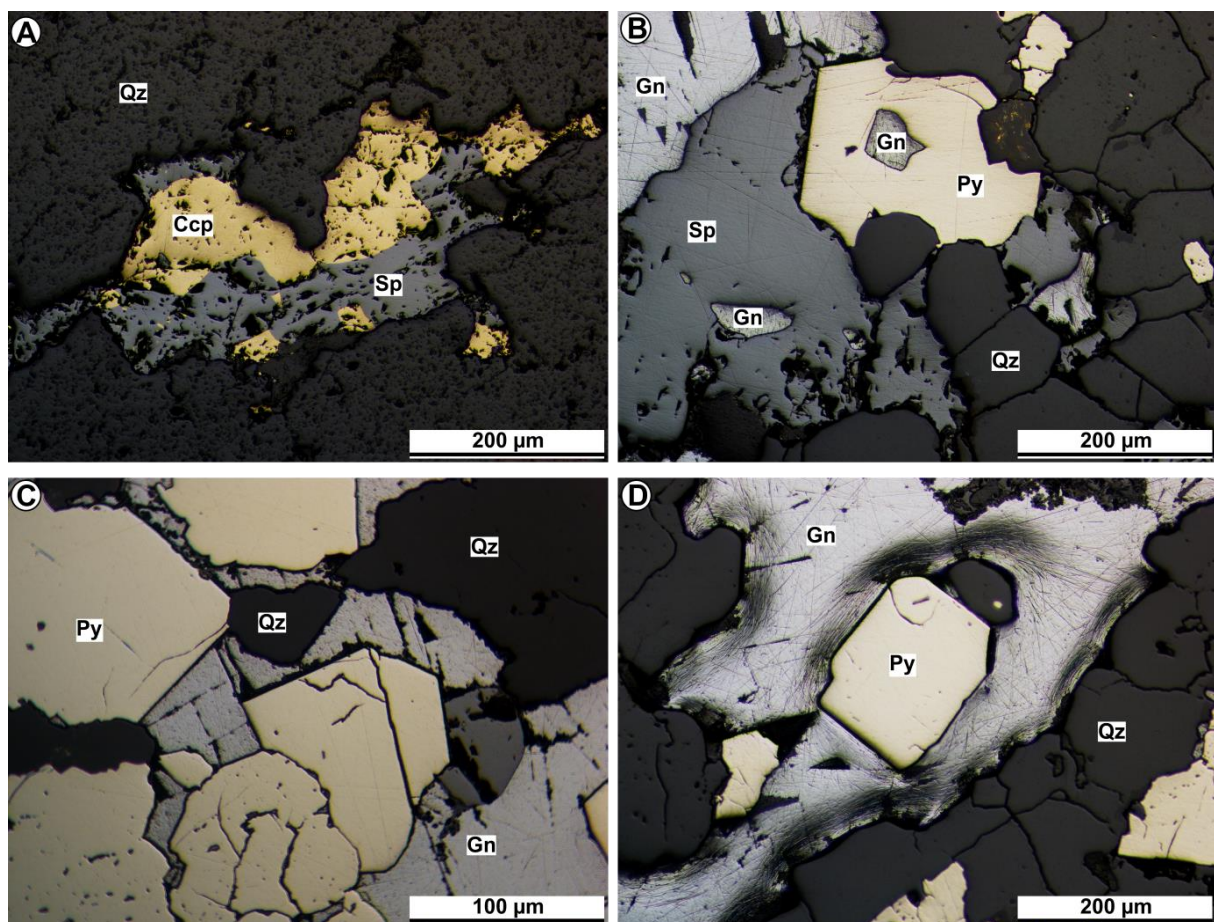


Figure 8-11: Pétrographie des phases métalliques secondaires des VQP de l'indice Autanabi. (A) Chalcopryrite et sphalérite en remplissage des fractures du quartz. (B) et (C) Sphalérite et galène en remplissage des fractures du quartz et de la pyrite. (D) Galène moulant complètement une pyrite. (A) à (G) Lumière réfléchie.

L'or visible, observé dans les points triples et les fractures de la pyrite et du quartz (figure 8-12), est le seul type d'or des VQP de l'indice Autanabi. Il s'agit de l'or remobilisé pendant le développement des zones de cisaillement  $D_2$ , sa mise en place est synchrone à celle des

sulfures ductiles. L'or visible est essentiellement de type électrum (figure 8-12). Ainsi, la concentration approximative en Ag de l'or est de 24 % (figure 8-13).

En résumé, on peut regrouper les paragenèses métalliques des minéralisations de l'indice Autanabi en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite puis de la pyrrhotite et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcoppyrite, de la sphalérite, suivi de la précipitation de la galène et enfin de l'or visible.

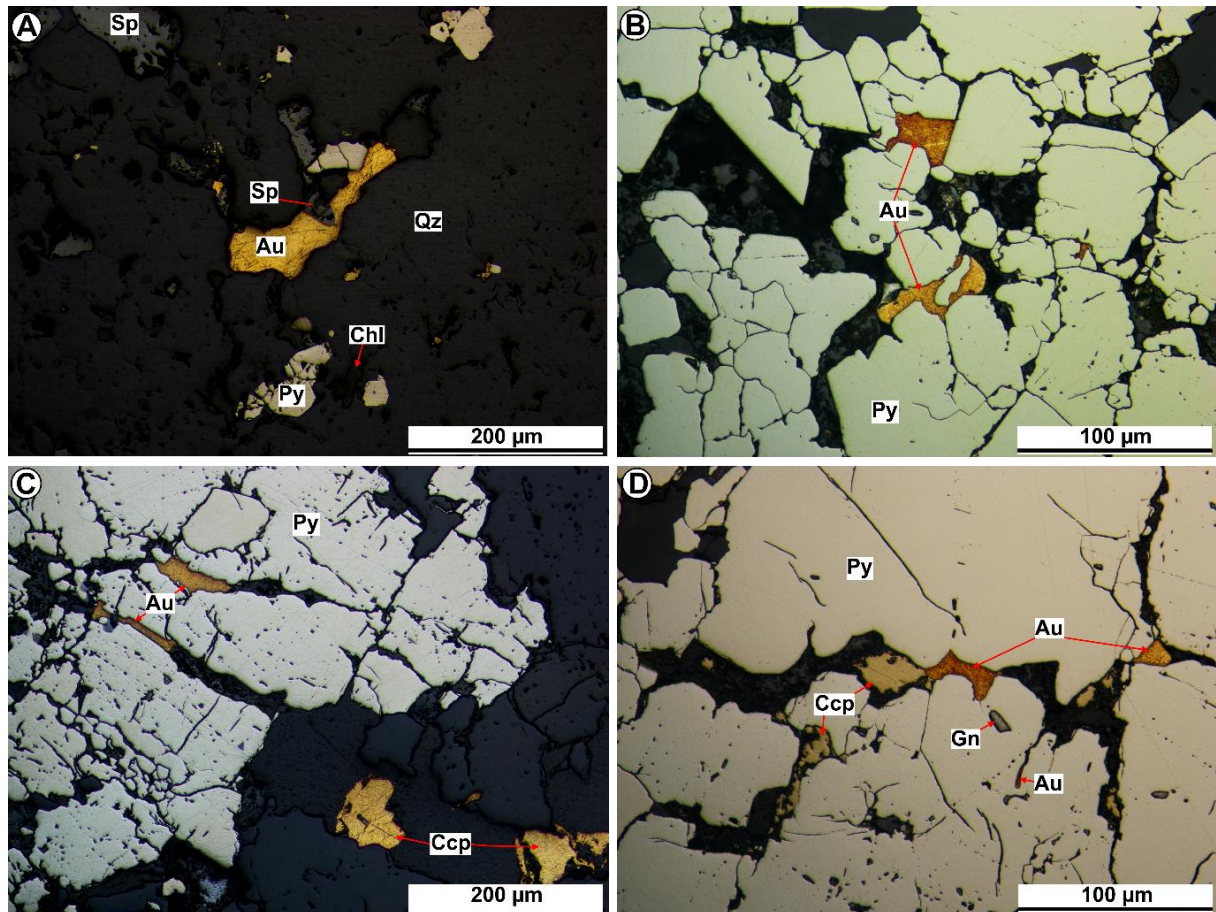


Figure 8-12: Pétrographie de la phase aurifère de la minéralisation de l'indice Autanabi. (A) à (D) Or visible en remplissage des fractures et des points triples du quartz et de la pyrite. Lumière réfléchie.

### 8.1.2.3 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associée aux VQP de l'indice Autanabi consiste en un assemblage de chlorite-épidote-séricite-calcite-quartz<sup>3</sup>. Ce faciès d'altération se concentre en général dans les fractures, en bordure et au cœur de la pyrite et du quartz (figure 8-14). La proportion de l'épidote et de la séricite est très faible, voire nulle, par contre celle de la chlorite et de la calcite est variable d'un échantillon à un autre. Toutefois, la chloritisation est le processus d'altération caractéristique de cet indice minéralisé (Figure 8-14).

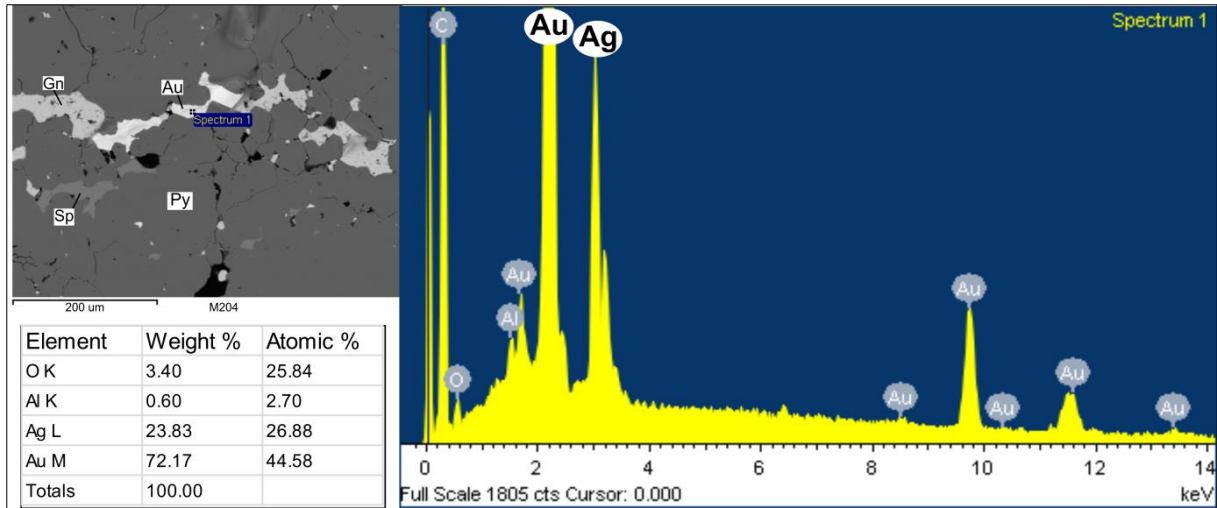


Figure 8-13: Nature de l'or remobilisé dans les fractures et points triples de la pyrite de l'indice Autanabi. L'analyse de quelques minéraux d'or au MEB prouve que l'or est de type électrum.

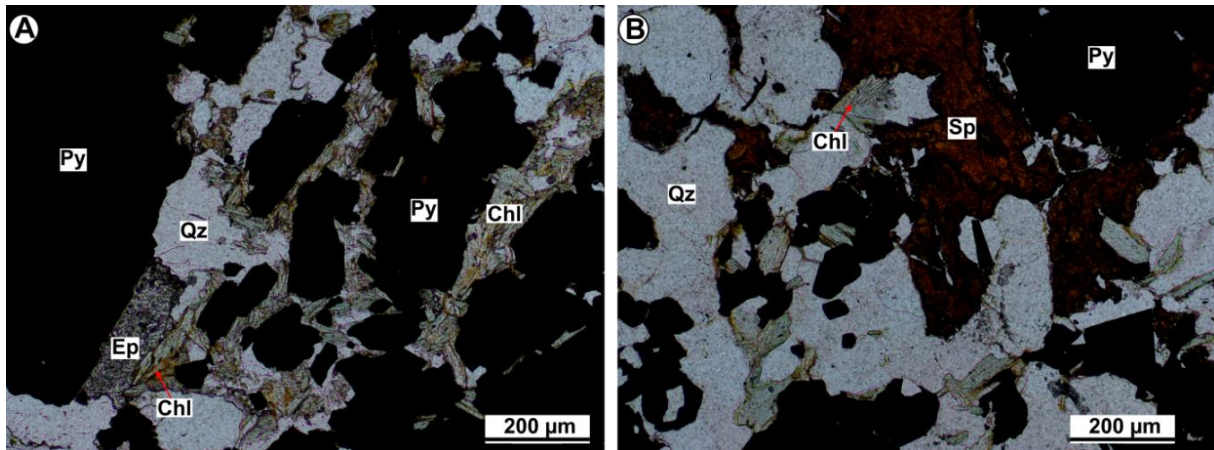


Figure 8-14: Faciès d'altération associé aux VQP de l'indice Autanabi. (A) et (B) Prédominance de la chlorite et de l'épidote en remplissage des fractures du quartz et de la pyrite. Lumière transmise naturelle.

La composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est le principal type de chlorite de ce faciès d'altération (figure 8-15). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 29 grains de chlorite est de 0,43. À noter que la chlorite de ce faciès d'altération provient essentiellement de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Enfin, la calcite semble être le seul carbonate présent puisque tous les échantillons minéralisés réagissent fortement avec le HCL.

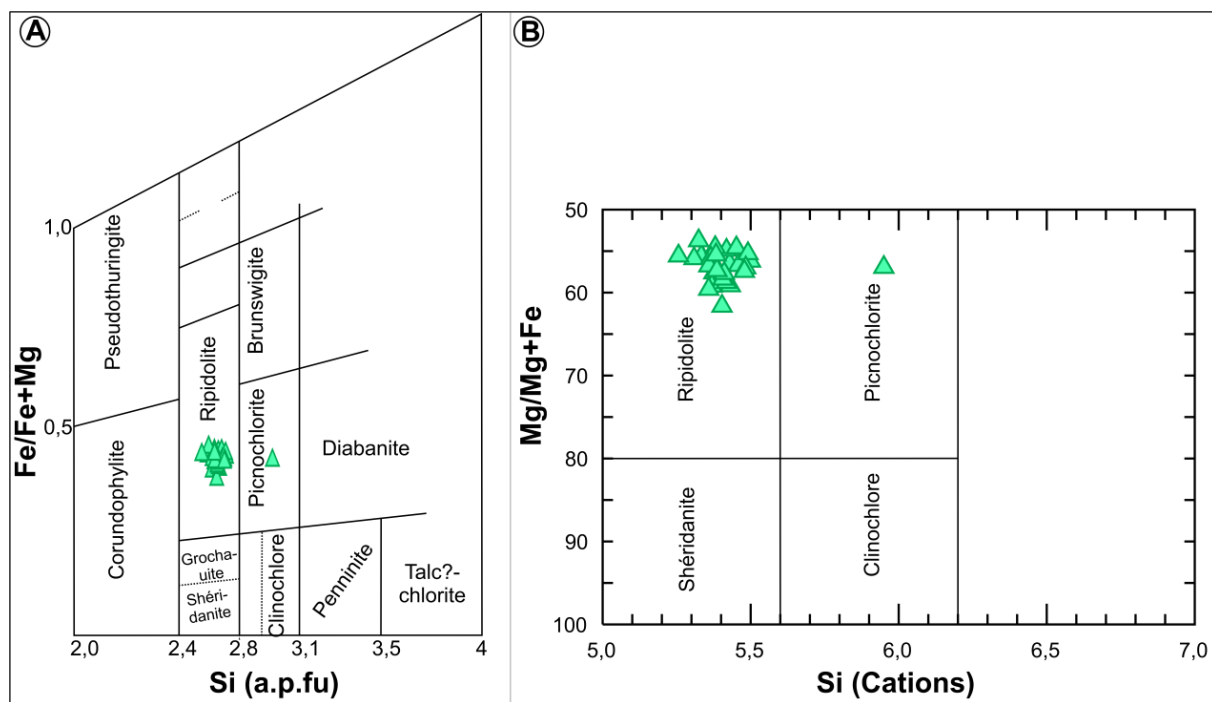


Figure 8-15: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP de l'indice Autanabi. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement.

### 8.1.3 Indice Veine 11

L'indice Veine 11, également connu sous le nom de Veine McDonald, est situé à environ 2,5 km au nord-est de la ville de Belleterre (figure 8-1). Il est situé aux environs du puits n° 2 de l'ancienne mine Belleterre et pourrait correspondre à la continuité occidentale de la veine n°1. Pour plus de détails sur cet indice, se référer au rapport de Beauregard et Gaudreault (2009). Selon Tourigny et al. (1991), l'or de cet indice est contenu à l'intérieur des veines de quartz blanc à grisâtre encaissées dans des basaltes chloritisés et carbonatés (figure 8-16). Des dykes de lamprophyre et de syénite recoupent les veines de quartz aurifères. En surface, l'orientation des veines de quartz est parallèle à celle de la schistosité régionale  $S_1$ , soit une direction ENE avec un pendage abrupt vers le sud (Tourigny et al., 1991).

Selon Tourigny et al. (1991), toutes ces veines de quartz contiennent 3 à 10 % de sulfures disséminés. Les principaux minéraux opaques observés sont la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopryrite, la sphalérite, la galène et l'or; tous ces minéraux opaques sont contenus dans une gangue constituée de plus de 95 % de quartz recristallisé, de chlorite, de muscovite et de carbonates. Un échantillonnage de surface, à partir d'éclats ou rainurage, a donné des teneurs variant entre 5,25 g/t et 36 g/t (Beauregard et Gaudreault, 2009).

#### 8.1.3.1 Analyse structurale

Les principaux caractères structuraux observés sur l'indice Veine 11 coïncident avec la schistosité régionale  $S_1$ , définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux de chlorite.

Les veines de quartz de l'indice Veine 11 sont orientées ENE et s'inclinent fortement vers le sud (figure 8-16). Tourigny et al. (1991) décrivent les veines de quartz comme étant de type cisaillement. Certes, la schistosité  $S_1$  s'intensifie à l'approche des veines de quartz, mais aucun indicateur cinématique interne à ces zones de cisaillement n'a été observé. Cependant, l'orientation des veines de quartz-carbonates étant parallèle au plan de la schistosité régionale  $S_1$  (figure 8-16), on peut les classer comme étant des veines à remplissage de failles, mise en place pendant le paroxysme de la  $D_1$ .

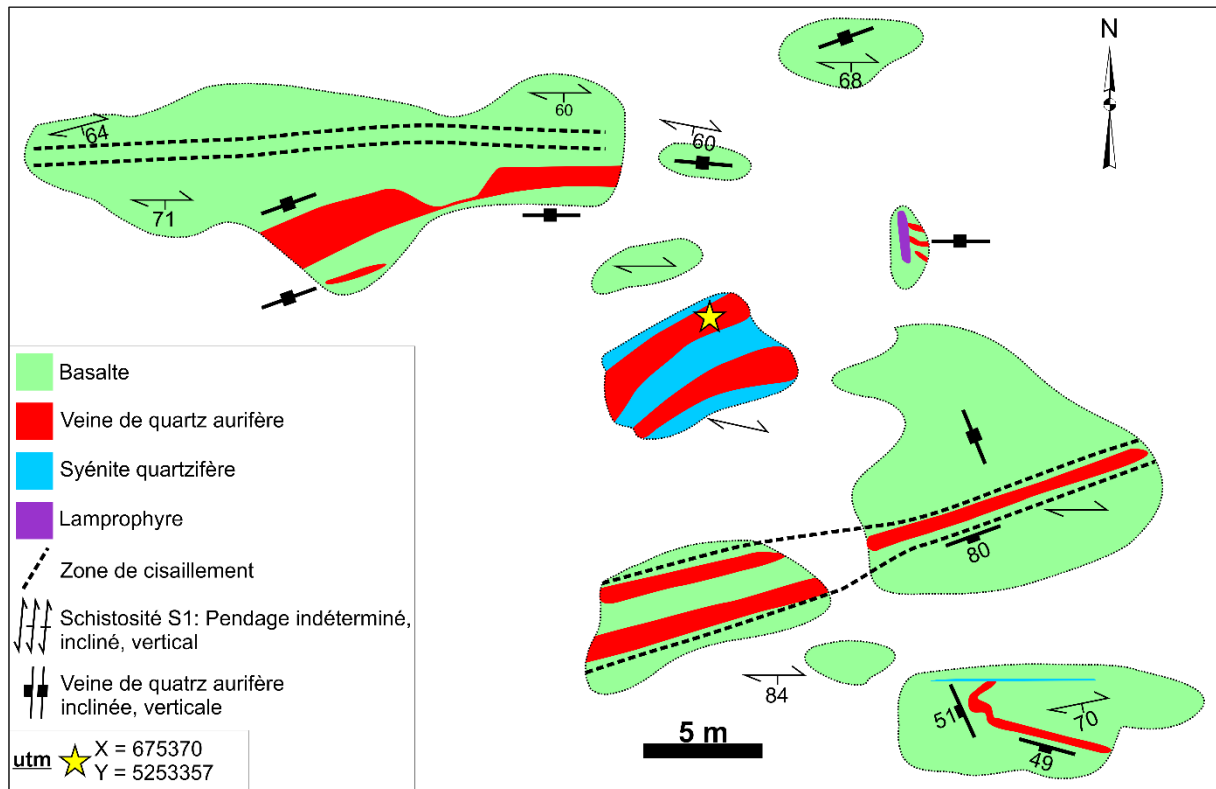


Figure 8-16: Carte géologique de l'indice Veine 11. Modifiée de Tourigny et al. (1991).

### 8.1.3.2 Minéralogie et phases métalliques

Les minéraux de gangue sont essentiellement constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de chlorite, de séricite et de carbonates. Tout comme les VQP des autres indices minéralisés, trois générations de quartz sont également observées dans les VQP de l'indice Veine 11 (Figure 8-17). Par ailleurs, les phases métalliques observées sont essentiellement constituées de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcopryrite, de sphalérite, de galène, de marcassite et d'or natif.

La pyrite est le sulfure le plus abondant. Seule la pyrite recristallisée (Py2) est présente (figures 8-18A, 8-18B et 8-18C). La pyrrhotite, associée à la chalcopryrite, constitue la deuxième phase métallique la plus abondante. Elle est observée en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-18). Elle est



généralement associée à la chalcopryrite. La chalcopryrite et la sphalérite sont relativement moins abondantes que la pyrite et la pyrrhotite. Toutefois, elles présentent les mêmes caractéristiques que la pyrrhotite. Du fait de leur ductilité, elles moulent et s'injectent dans les fractures de la pyrite et du quartz (figure 8-18). La galène, plus tardive que les autres sulfures précités, est le sulfure le moins abondant. Ainsi, du fait de sa forte ductilité par rapport à la plupart des minéraux, elle moule et s'injecte dans les fractures et fissures de la pyrite, du quartz, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et de la sphalérite (figure 8-19A).

L'or visible est le seul type d'or rencontré puisque l'analyse au LA-ICP-MS de la pyrite prouve qu'elle est dépourvue d'or primaire « invisible » (section 8.3). L'or visible est particulièrement observé en inclusions dans le quartz et la pyrite (figure 8-19). Sa précipitation est synchrone à celle des minéraux ductiles, particulièrement la galène (figure 8-19A).

En somme, on peut regrouper la paragenèse métallique de VQP de l'indice Veine 11 en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite puis de la pyrrhotite et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, suivi de la précipitation de la galène et enfin de l'or visible.

### **8.1.3.3 Altération hydrothermale**

Le faciès d'altération hydrothermale associée aux VQP de l'indice Veine 11 consiste en un assemblage de chlorite-séricite-calcite-quartz<sup>3</sup>. Ce faciès d'altération est observé dans les fractures, en bordure et au cœur de la pyrite et du quartz (figure 8-20). La proportion de la séricite est très faible, voire nulle. Par contre, celle de la chlorite ou de la calcite est variable d'un échantillon à un autre. Toutefois, la chloritisation est la phase d'altération caractéristique des VQP de cet indice. La composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est le principal type de chlorite de ce faciès d'altération (figure 8-21). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 9 grains de chlorite est de 0,33. Enfin les carbonates de ce faciès d'altération réagissent fortement avec du HCL, il s'agit de la calcite.

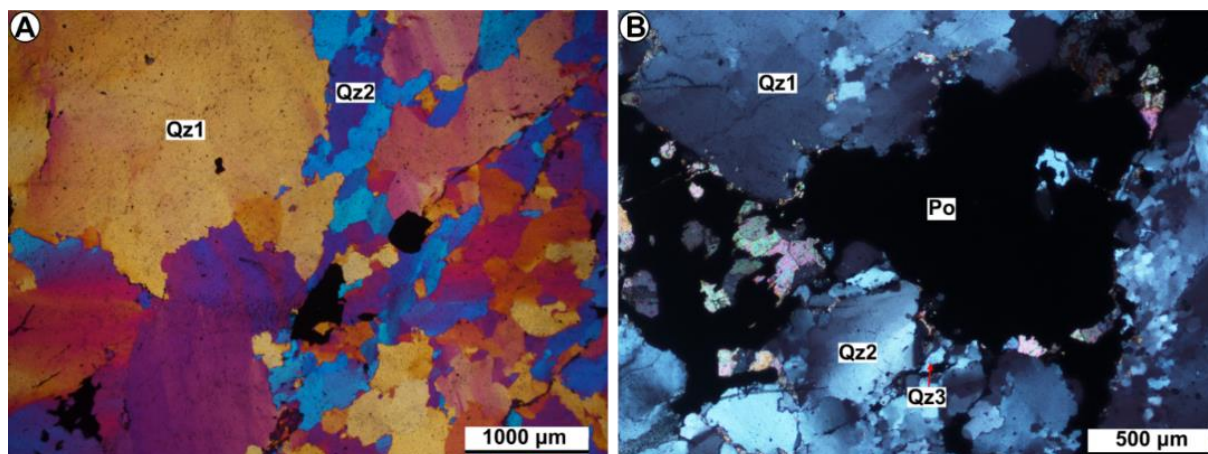


Figure 8-17: Types de quartz contenus dans les VQP de l'indice Veine 11. (A) et (B) Trois générations de quartz observées dans les veines de quartz. Lumière transmise naturelle (A) et polarisée (B).

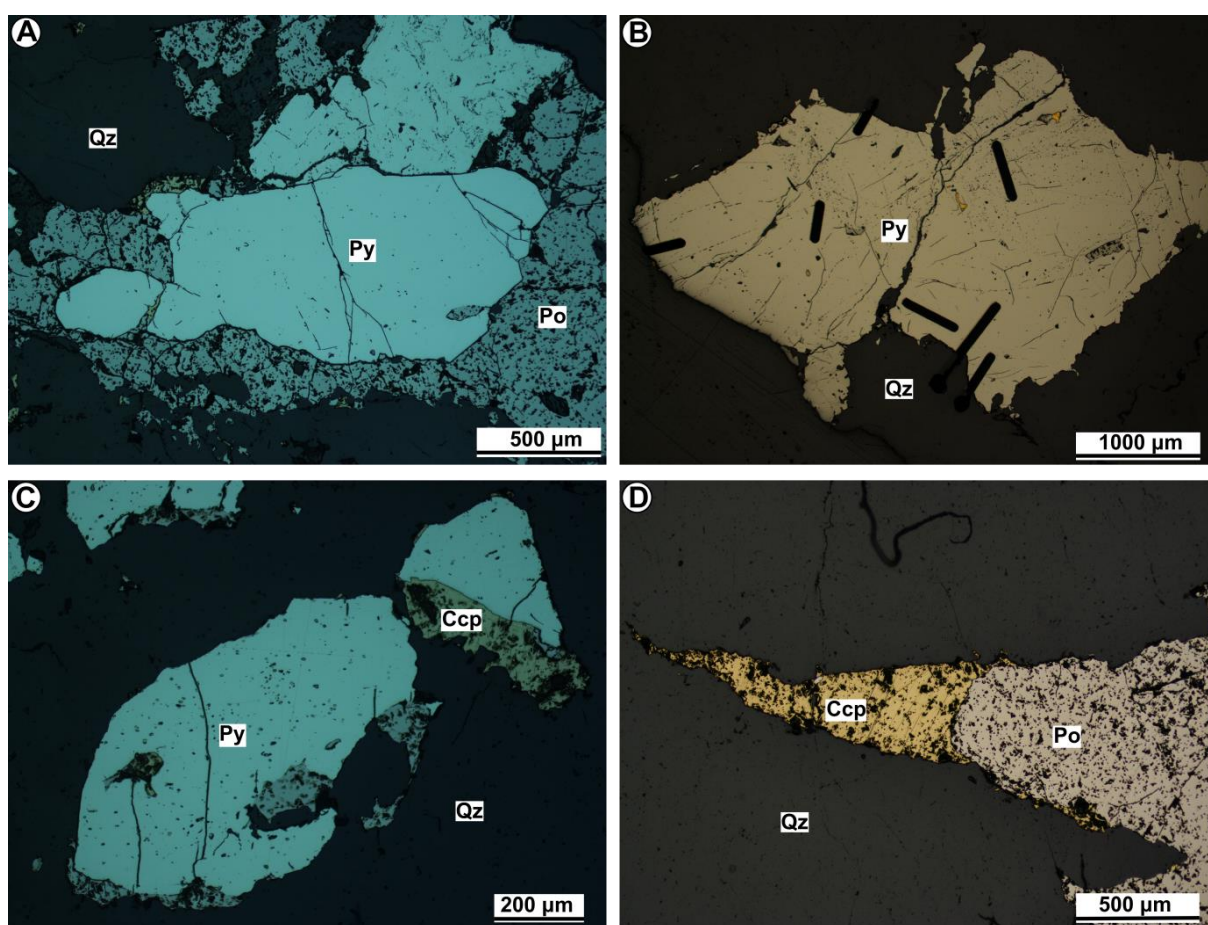


Figure 8-18: Pétrographie des phases métalliques primaires et secondaires des VQP de l'indice Veine 11. (A) Pyrite moulée par la pyrrhotite. (B) Pyrite contenant des inclusions de pyrrhotite et d'or. (C) Pyrite moulée par la pyrrhotite et la chalcoppyrite. (D) Association entre la pyrrhotite et la chalcoppyrite. (A) à (D) Lumière réfléchie.

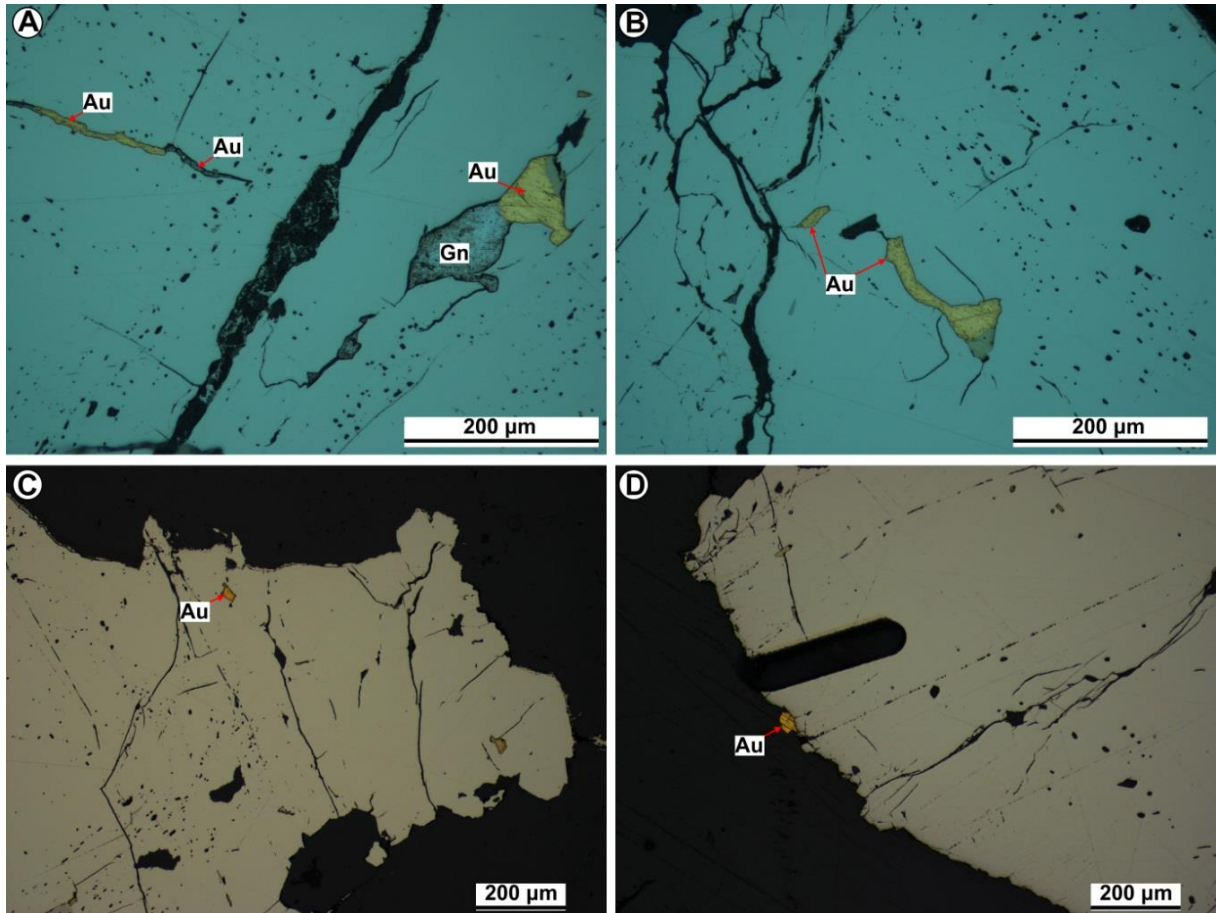


Figure 8-19: Pétrographie de la phase aurifère des VQP de l'indice Veine 11. (A) et (B) Or remobilisé avec de la galène dans les fractures de la pyrite. (C) Or en inclusions dans la pyrite. (D) Or au contact de la pyrite. (A) à (D) Lumière réfléchie.

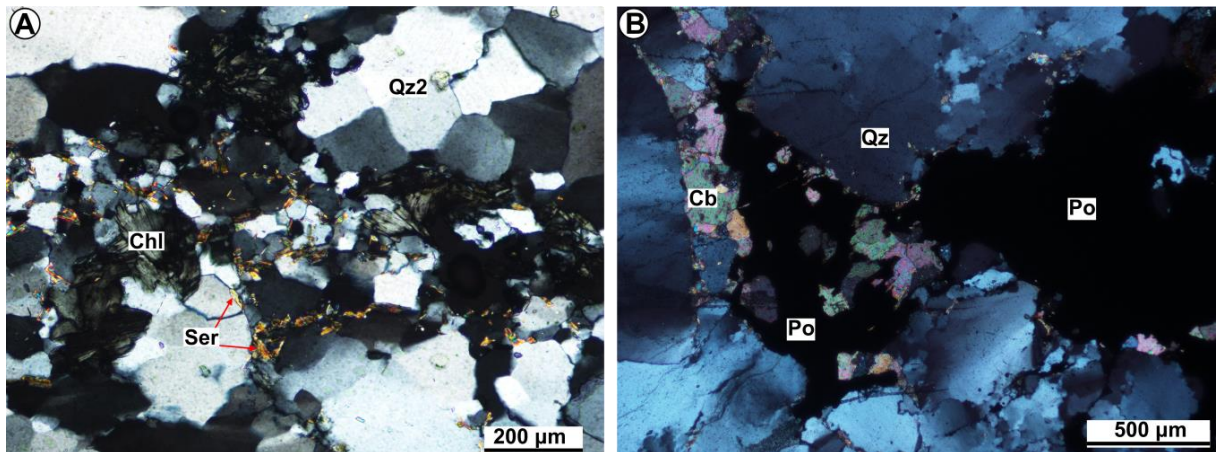


Figure 8-20: Faciès d'altération associé aux VQP de l'indice Veine 11. (A) Prédominance de la chlorite et de la séricite en remplissage des fractures du quartz. Lumière transmise polarisée. (B) Calcite et pyrrhotite en remplissage des fractures du quartz. Lumière transmise polarisée.

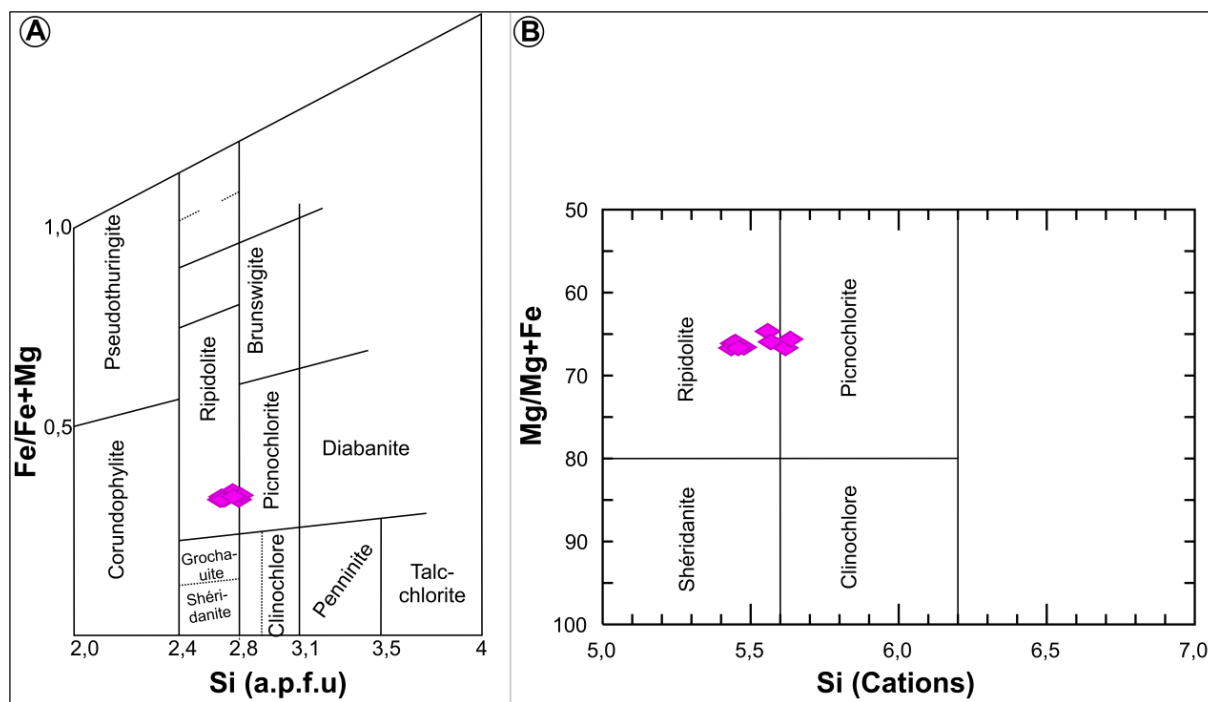


Figure 8-21: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP de l'indice Veine 11. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement.

### 8.1.4 Indices Veine 3 et Veine 4

Les indices Veine 3 et Veine 4 sont situés à 3,5 km au nord-est de la ville de Belleterre, aux environs du puits n° 1 de la propriété Mine Belleterre (figures 8-1, 8-22 et 8-23). Dans certains rapports, ces deux indices correspondent respectivement aux indices Veine 28 et 29. Pour plus de détails sur ces indices, se référer au rapport de Beaugard et Gaudreault (2009). À noter que leur potentiel économique reste à définir; les teneurs en Au y varient de quelques ppb à plus de 7,6 g/t (Beaugard et Gaudreault, 2009).

#### 8.1.4.1 Analyse structurale

La stratification  $S_0$ , orientée NNE, est illustrée par le rubanement des tufs chertoux ou des formations de fer (figure 8-23B). La schistosité  $S_1$ , très prononcée en proximité des veines de quartz, est définie par l'orientation préférentielle des feuillettes de chlorite et de séricite. Elle a une orientation générale NNE et un pendage subvertical incliné fortement vers le sud. Les plis  $F_1$  correspondent à des plis serrés à isoclinaux développés dans les formations de fer. La trace axiale des plis  $F_1$  est coplanaire à la schistosité  $S_1$ . Les structures associées à  $D_2$  sont peu développées sur les indices Veine 3 et Veine 4. Par ailleurs, les structures  $D_3$  sont représentées par les failles NS et NO à rejet directionnel dextre (figure 8-23A). Les VQP de ces indices minéralisés ont une orientation générale NNE et présentent un pendage subvertical incliné vers le sud. Les VQP recoupent la schistosité  $S_1$  à très faible angle (figures 8-22A et 8-23A). Ce sont des veines à remplissage de failles.

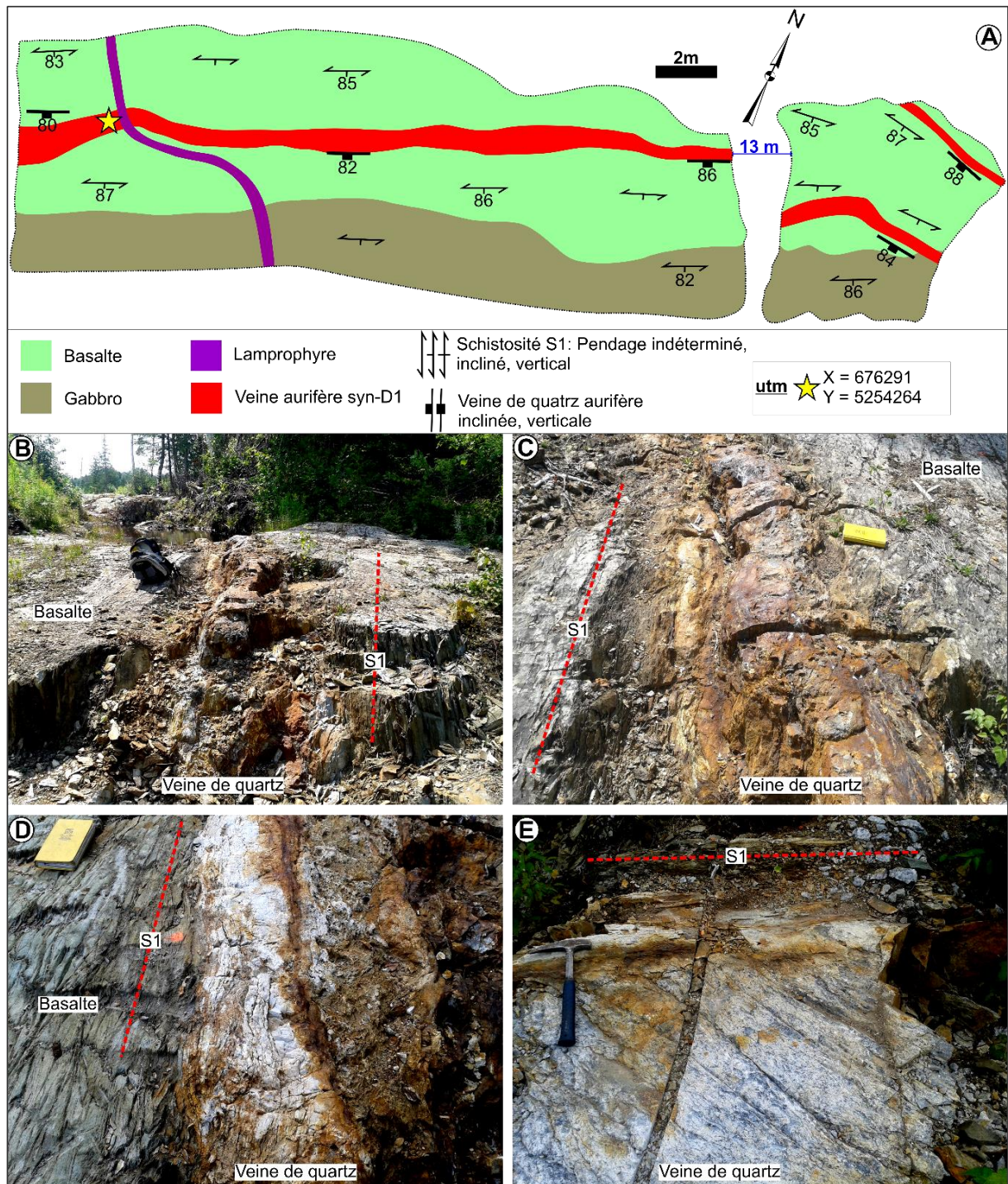


Figure 8-22: Caractéristiques géologiques de l'indice Veine 3. (A) Carte géologique de l'indice Veine 3. (B) et (C) Veine principale de l'indice Veine 3. Notez l'augmentation du gradient de déformation à l'approche de la veine. (D) Veine de quartz subparallèle à la schistosité S<sub>1</sub>. (E) Aspect fumé du quartz des VQP de l'indice Veine 3.

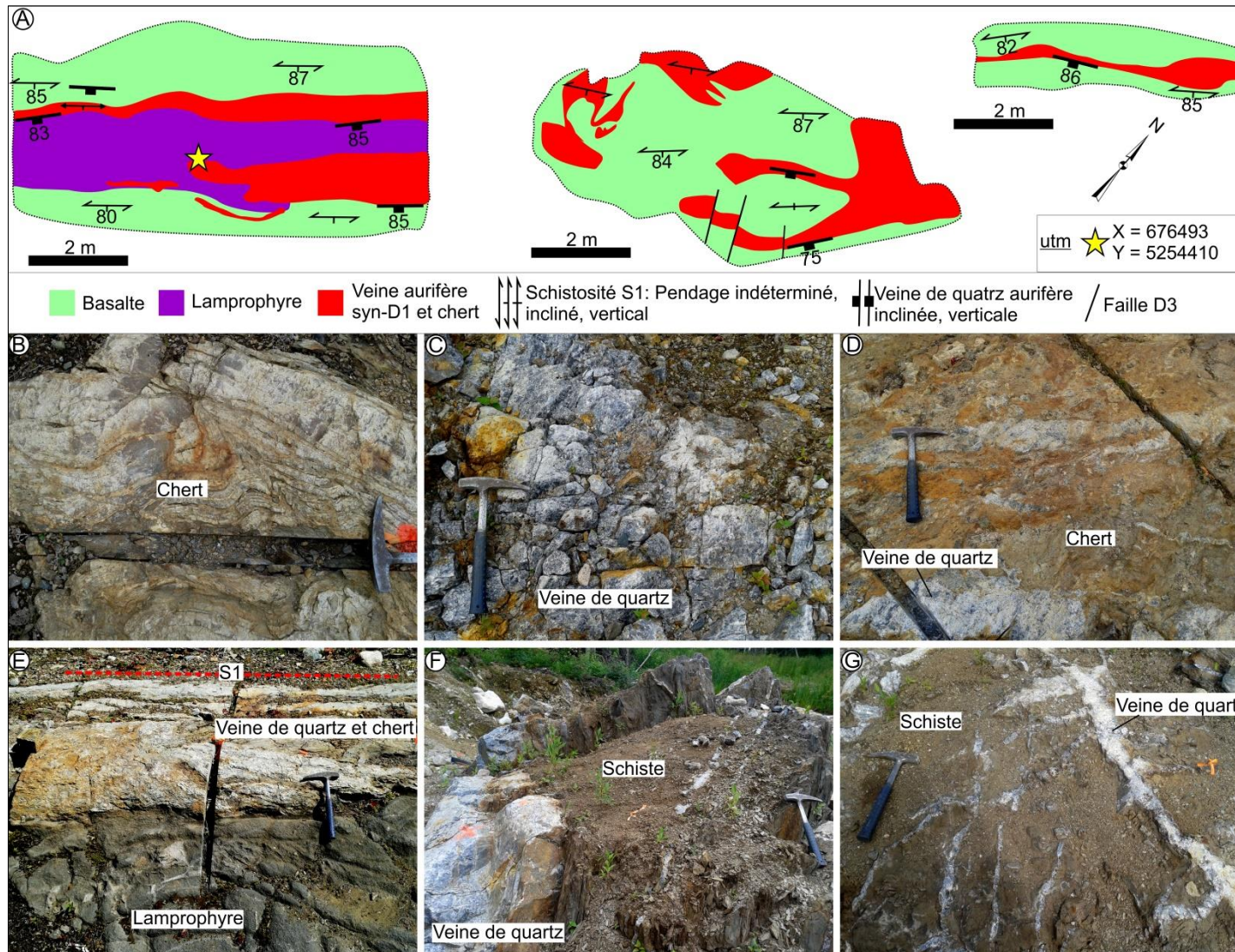


Figure 8-23: Caractéristiques géologiques de l'indice Veine 4. (A) Carte géologique. (B) Unité de chert rubanée. (C) Aspect du quartz fumé. (D) Unité de chert recoupée par une veine de quartz fumé. (E) Veine principale recoupée par un dyke de lamprophyre. (F) et (G) Veinules de quartz fumé dans un basalte complètement transformé en schiste.

#### 8.1.4.2 Minéralogie et phases métalliques

L'or est contenu dans des veines de quartz-carbonates qui sont subparallèles à la schistosité  $S_1$ . Le quartz est caractérisé par son aspect fumé et translucide (figures 8-22E et 8-23C). Les minéraux de gangue sont constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de chlorite, de séricite et de carbonates. Par ailleurs, les phases métalliques sont essentiellement constituées de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcopryrite, de sphalérite, de marcassite et de galène.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est le sulfure le plus abondant. Elle constitue parfois la seule phase métallique observée dans certains échantillons. La pyrite primaire (Py1) et recristallisée (Py2) sont toutes les deux présentes (figures 8-24A à 8-24E). La pyrrhotite, riche en inclusions de silicates, constitue la deuxième phase métallique la plus abondante. Elle est observée en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-24B). À noter que la pyrrhotite est partiellement ou complètement transformée en marcassite sous l'effet du métamorphisme rétrograde ou de l'altération supergène (figure 8-24C). La chalcopryrite et la sphalérite sont moins abondantes que la pyrrhotite et la pyrite. Elles sont pratiquement inexistantes dans certains échantillons. Toutefois, elles présentent les mêmes caractéristiques que la pyrrhotite (figures 8-24D, 8-24E et 8-24F). La galène est très peu abondante, voire inexistante. D'ailleurs, certains échantillons en sont complètement dépourvus. Elle a les mêmes caractéristiques que les autres sulfures ductiles (figure 8-24F).

L'or visible n'a pas été observé pendant l'étude pétrographique. De plus, l'analyse au LA-ICP-MS (section 8.3) de la pyrite prouve qu'elle est dépourvue d'or « invisible ». Sachant que l'or visible est étroitement associé à la galène dans la plupart des veines de quartz aurifères de la région, la faible proportion de la galène et des autres sulfures ductiles (chalcopryrite et sphalérite) dans les VQP, des indices Veine 3 et Veine 4, est un indicateur de son caractère sub-économique.

En résumé, les paragenèses métalliques de la minéralisation des indices Veine 3 et Veine 4 peuvent être regroupées en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite et de la pyrrhotite, et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, suivie de la précipitation de la galène et possiblement de l'or visible.

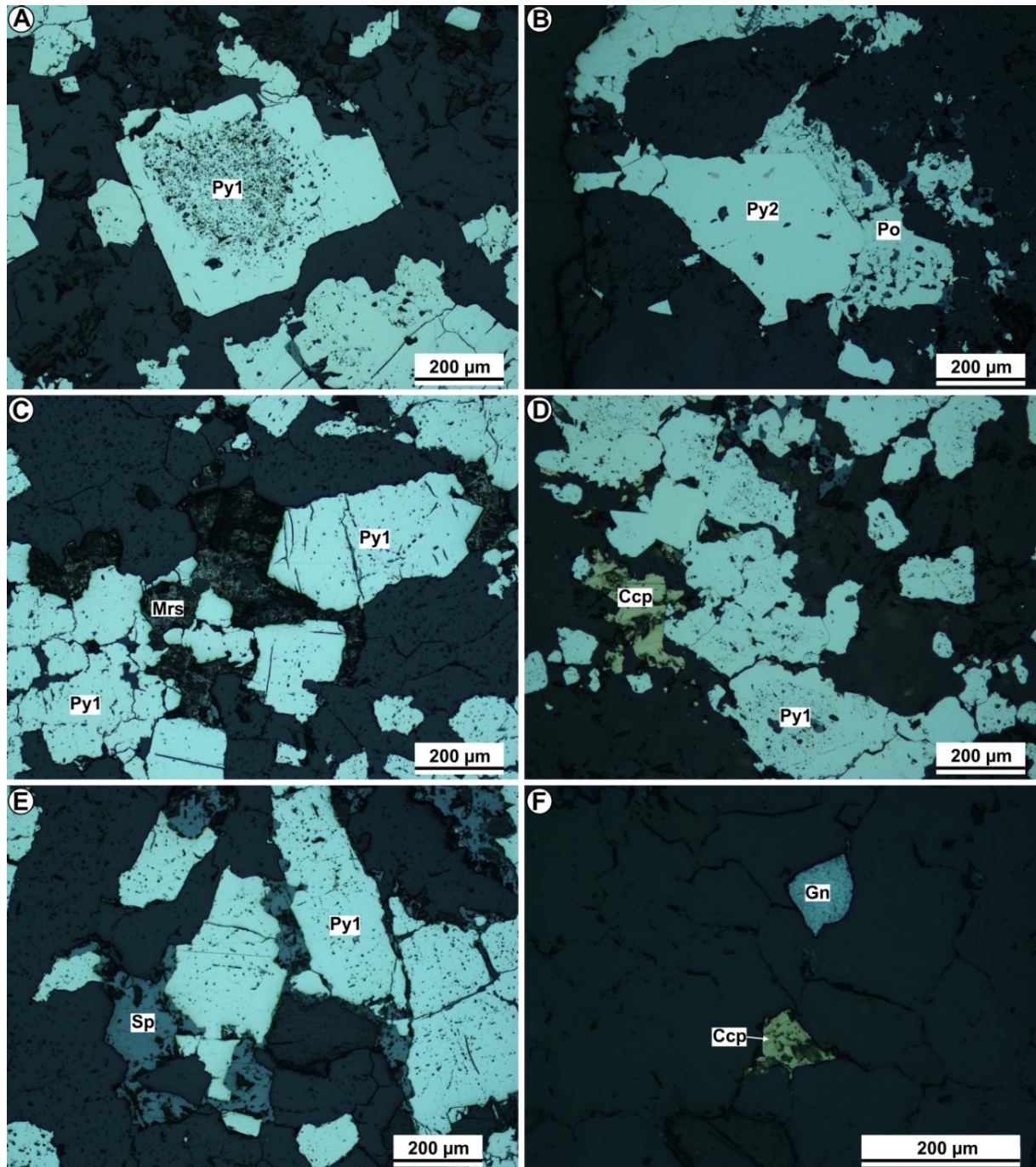


Figure 8-24: Pétrographie des phases métalliques primaires et secondaires des VQP des indices Veine 3 et Veine 4. (A) Pyrite enrichie en inclusions. (B) Pyrite moulée par la pyrrhotite. (C) Présence de marcasite, issue de la transformation de la pyrrhotite, en remplissage des fractures de la pyrite. (D) Chalcocite en remplissage des fractures de la pyrite. (E) Sphalérite en remplissage des fractures de la pyrite. (F) Chalcocite et de la galène en remplissage des fractures du quartz. (A) à (F) Lumière réfléchie.

#### 8.1.4.3 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associée aux VQP des indices Veine 3 et Veine 4 consiste en un assemblage de séricite-chlorite-calcite-quartz<sup>3</sup> (figure 8-25). La séricite et la chlorite sont généralement orientées parallèlement la schistosité  $S_1$ . La séricite est le plus



abondant des minéraux d'altération, suivie de la chlorite. La proportion des carbonates est très faible, voire nulle dans certains échantillons.

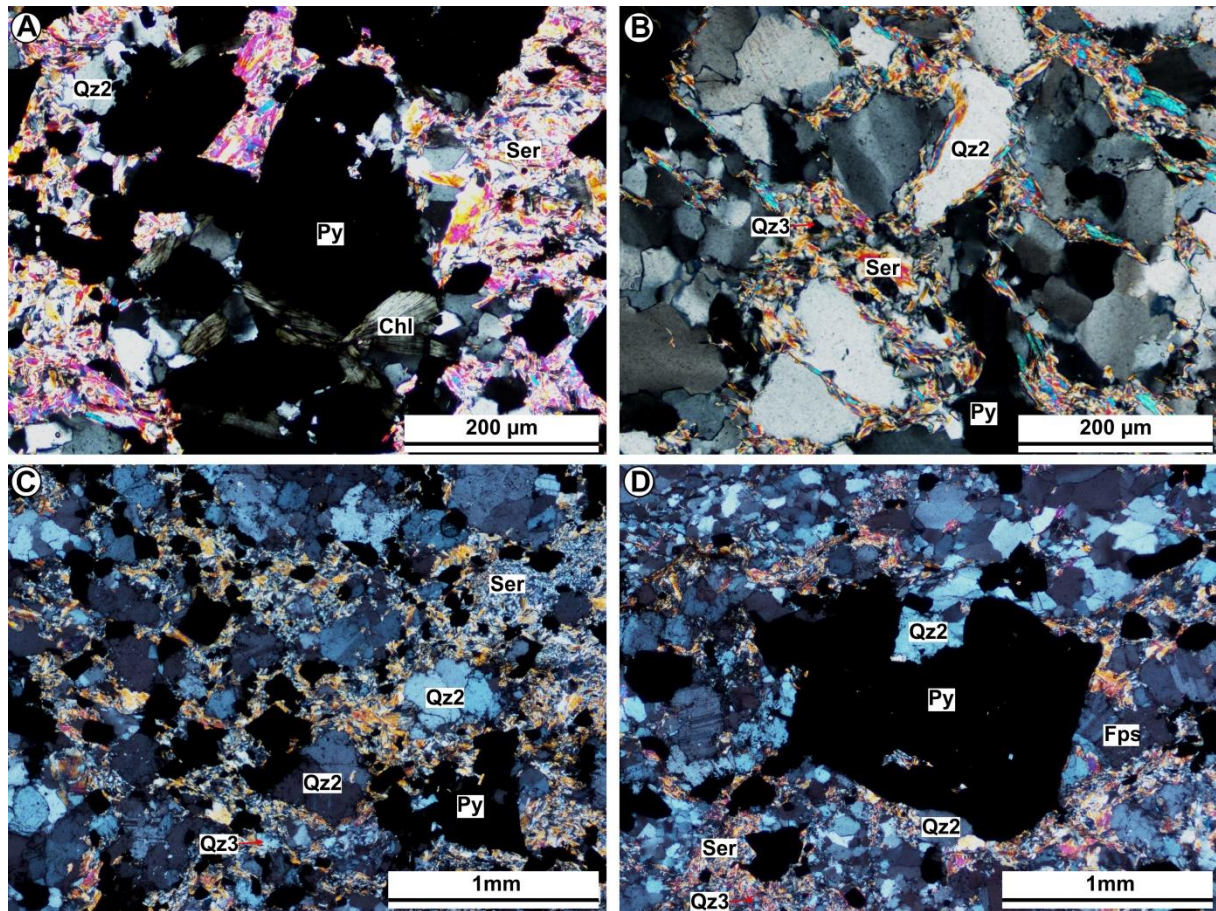


Figure 8-25: Faciès d'altération associé aux VQP des indices Veines 3 et 4. (A) Séricite et chlorite en remplissage des fractures de la pyrite. (B), (C) et (D) Séricite et quartz3 en remplissage des fractures de la pyrite du quartz2. (A) à (D) Lumière transmise polarisée.

L'analyse à la microsonde des micas blancs montre qu'ils ont une composition similaire à celle de la muscovite (Deer et al., 1966). Leur texture lépidoblastique suggère qu'il s'agit de la séricite. La composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est le principal type de chlorite de ce faciès d'altération (figure 8-26). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 12 grains de chlorite est de 0,33. La chlorite de ce faciès est primaire, elle ne provient pas de la transformation de la biotite (figure 8-25A). La calcite est le seul carbonate présent puisque tous les échantillons minéralisés réagissent fortement avec du HCL.

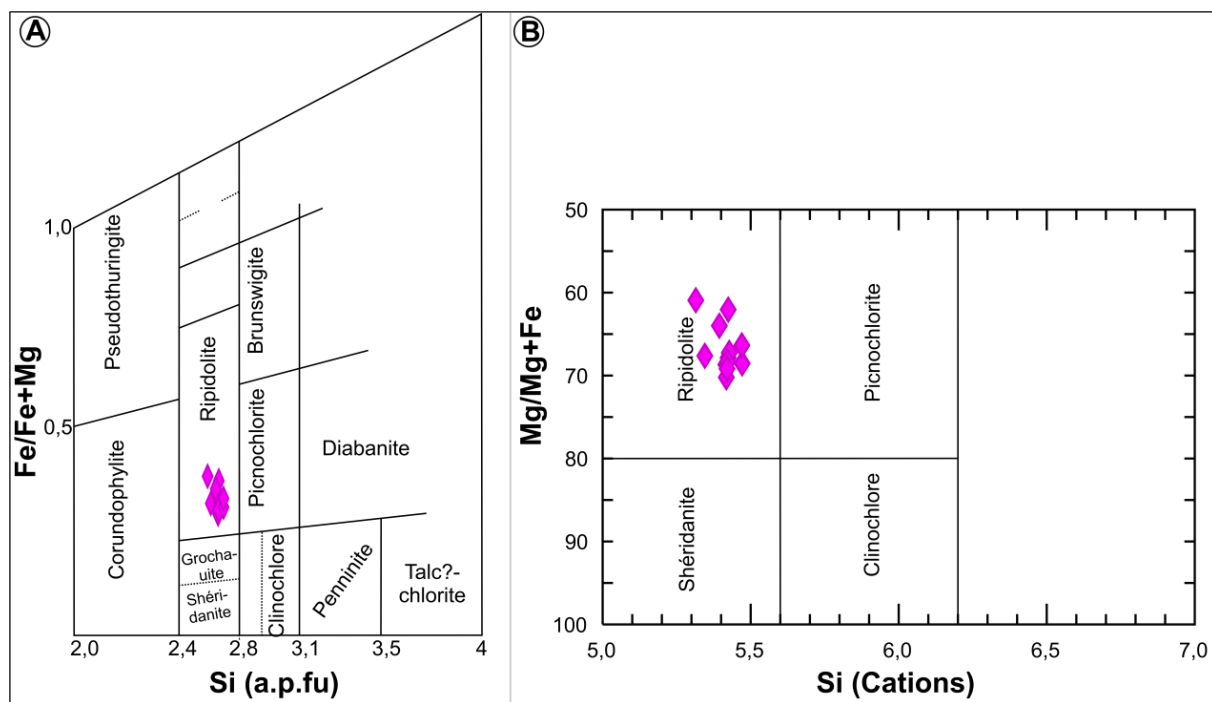


Figure 8-26: Minéralogie de la chlorite associée aux VQP des indices Veine 3 et Veine 4. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954).

## 8.2 Veines de quartz tardives

La mise en place des veines de quartz tardives (VQT) est postérieure à la déformation  $D_1$ . Elles sont essentiellement constituées de veines de cisaillement  $D_2$  et de veines syn- à post- $D_2$  associées aux intrusifs felsiques. Les VQT étudiées dans le cadre de cette thèse sont situées sur les indices ou gîtes minéralisés suivants: Aubelle principale, Aubelle 2 nord, Audrey, Hosking et Aubelle 2 est (figure 8-1).

### 8.2.1 Gîte Aubelle principale

En matière de tonnage, le gîte Aubelle principale constitue le plus important gîte minéralisé inexploité de la région de Belleterre. Les travaux d'exploration réalisés par Mines JAG Ltée sur la veine n° 1 et subsidiaires du gîte Aubelle principale ont permis d'évaluer des réserves prouvées et probables à 87 000 t/m avec une teneur de 3,91 g/t Au jusqu'à une profondeur de 190,5 m (Pelletier, 1989). Le gîte Aubelle principale est situé à environ 1,5 km de la ville de Belleterre sur le flanc sud de l'anticlinal de Belleterre dans la propriété minière de Mines JAG Ltée. Il est constitué de plusieurs veines de quartz-carbonates aurifères, de largeurs centimétriques à métriques, réparties le long d'une zone de déformation intense orientée E-O, que l'on peut suivre de façon continue sur une distance de 700 m. Pour plus de détails sur l'historique de ce gîte, se référer aux rapports suivants: Auger (1952), Tourigny et al. (1991) et Taner (2007, 2008, 2009 et 2014).

Les roches encaissantes des VQT du gîte Aubelle principale sont essentiellement constituées de basaltes, de gabbros et de volcanoclastites felsiques, lesquelles lithologies sont recoupées par des dykes de lamprophyre et de granodiorite.

Tourigny et al. (1991) a répertorié trois types de veines sur le gîte Aubelle: les veines V1, les plus anciennes, possèdent une composition quartzo-feldspathique. Elles se sont probablement formées durant le développement initial de la schistosité régionale  $S_1$ . Elles montrent une direction générale NNE-SSO à N-S avec un pendage de  $69^\circ$  à  $80^\circ$  vers l'est et sont recoupées par les zones de cisaillement E-O dextres et senestres. Les veines V2, volumétriquement plus importantes, correspondent aux veines principales qui occupent la partie centrale des zones de cisaillement  $D_2$  et montrent une direction générale E-O avec un pendage subvertical, fortement incliné vers le sud. Les principaux minéraux opaques de ces veines sont la pyrite et la chalcopryrite avec des quantités subsidiaires de pyrrhotite, de sphalérite, de galène et d'or. Tous ces minéraux opaques sont contenus dans une gangue constituée principalement de quartz recristallisé, qui s'accompagne de faibles quantités de chlorite, de biotite, de séricite, de plagioclase et de carbonates. Les veines V3, plus tardives et non aurifères, recoupent obliquement la schistosité  $S_1$  et les zones de cisaillement  $D_2$ . Elles correspondent aux veinules de tension développées à l'intérieur des volcanoclastites felsiques. Elles ne montrent aucune évidence de déformation interne. Le tableau 8-1 présente les résultats d'une campagne de rainurage réalisée sur le gîte Aubelle principale pour le compte de Mines JAG Ltée en 2013. Notez la forte teneur en molybdène des veines de quartz. Enfin, seules les veines V2 (veines de cisaillement  $D_2$ ) et les veines de tension associées aux granodiorites sont étudiées dans le cadre cette thèse.

**Tableau 8-1: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure du gîte Aubelle principale. Valeurs négatives = inférieures à la limite de détection.**

Variables	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
Ag (ppm)	13	-0,500	18,100	2,869	4,949
Bi	13	-2,000	109,000	26,769	31,987
Cd	13	-0,500	16,300	3,846	5,469
Cu	13	18,000	916,000	327,615	315,923
Fe	13	1,420	11,500	4,408	2,841
Mo	13	4,000	142,000	43,385	37,968
Pb	13	-2,000	32,000	3,538	8,875
S	13	0,810	6,330	2,149	1,507
Zn	13	30,000	2080,000	573,769	623,631
Au	13	0,030	9,740	1,008	2,635

### 8.2.1.1 Analyse structurale des veines de cisaillement

La stratification  $S_0$ , illustrée par des structures ellipsoïdales (coussins) aplaties et plissées par  $D_1$ , est généralement bien conservée sur les affleurements. Elle présente une orientation générale E-O et un pendage subvertical fortement incliné vers le sud.

Les éléments structuraux associés à l'incrément de déformation  $D_1$  sont illustrés par une schistosité  $S_1$  pénétrante et par des plis  $F_1$ . Les plis  $F_1$ , présentant des surfaces axiales coplanaires à la schistosité  $S_1$ , correspondent à des flexures mineures, symétriques ou asymétriques, qui replissent la stratification  $S_0$  et les veines de quartz « anté- $D_1$  » (figure 8-27A). La schistosité  $S_1$  a également une orientation générale E-O (N 90° à N 140°) et un pendage subvertical fortement incliné vers le sud. Elle est illustrée par une schistosité de flux dans les roches volcaniques mafiques et un clivage de pression-dissolution dans les volcanoclastites felsiques. Elle s'intensifie en bordure des veines de quartz et dans la partie centrale des zones de cisaillement  $D_2$ .

Le clivage de crénulation  $S_2$ , les zones de cisaillement  $D_2$  et les plis  $F_2$  constituent les principaux éléments structuraux associés à  $D_2$ . Le clivage de crénulation  $S_2$ , orientée E-O avec un pendage subvertical incliné vers le sud, correspond à une schistosité de crénulation dans les volcanites mafiques et à un clivage de pression-dissolution dans les lithologies felsiques. Les zones de cisaillement  $D_2$  dextres et senestres observées sont de type ductile-fragile et présentent une orientation générale E-O. Elles recoupent la schistosité  $S_1$  à des angles variant de 0 à 50°. Ces zones de cisaillement dextres et senestres observées sont subparallèles et ne montrent pas de relations de recoupement notables qui supposeraient un réseau conjugué. Les plis  $F_2$  correspondent à des plis intrafoliaux, symétriques et dont les traces axiales sont subparallèles à l'orientation générale des zones de cisaillement  $D_2$  (figure 8-28C). En outre, on observe des plis dextres entre deux zones de cisaillement senestres. Ce phénomène est dû au fait que le sens de rotation d'un corps situé entre deux zones de cisaillement de même cinématique est opposé à celui du cisaillement. Ceci indiquerait que la formation des plis  $F_2$  est synchrone au développement des zones de cisaillement  $D_2$ . Les veines  $V_2$  sont principalement contenues dans les zones de cisaillement E-O (figure 8-27A et 8-28A). Il s'agit des veines de quartz orientées E-O avec un pendage subvertical fortement incliné vers le sud. Tourigny et al. (1991) a observé lors d'une visite souterraine du gîte Aubelle principale des stries plongeant de 62° à 70° vers le sud et le sud-est, ce qui dénote un mouvement vertical dominant et une composante de mouvement horizontal mineure.

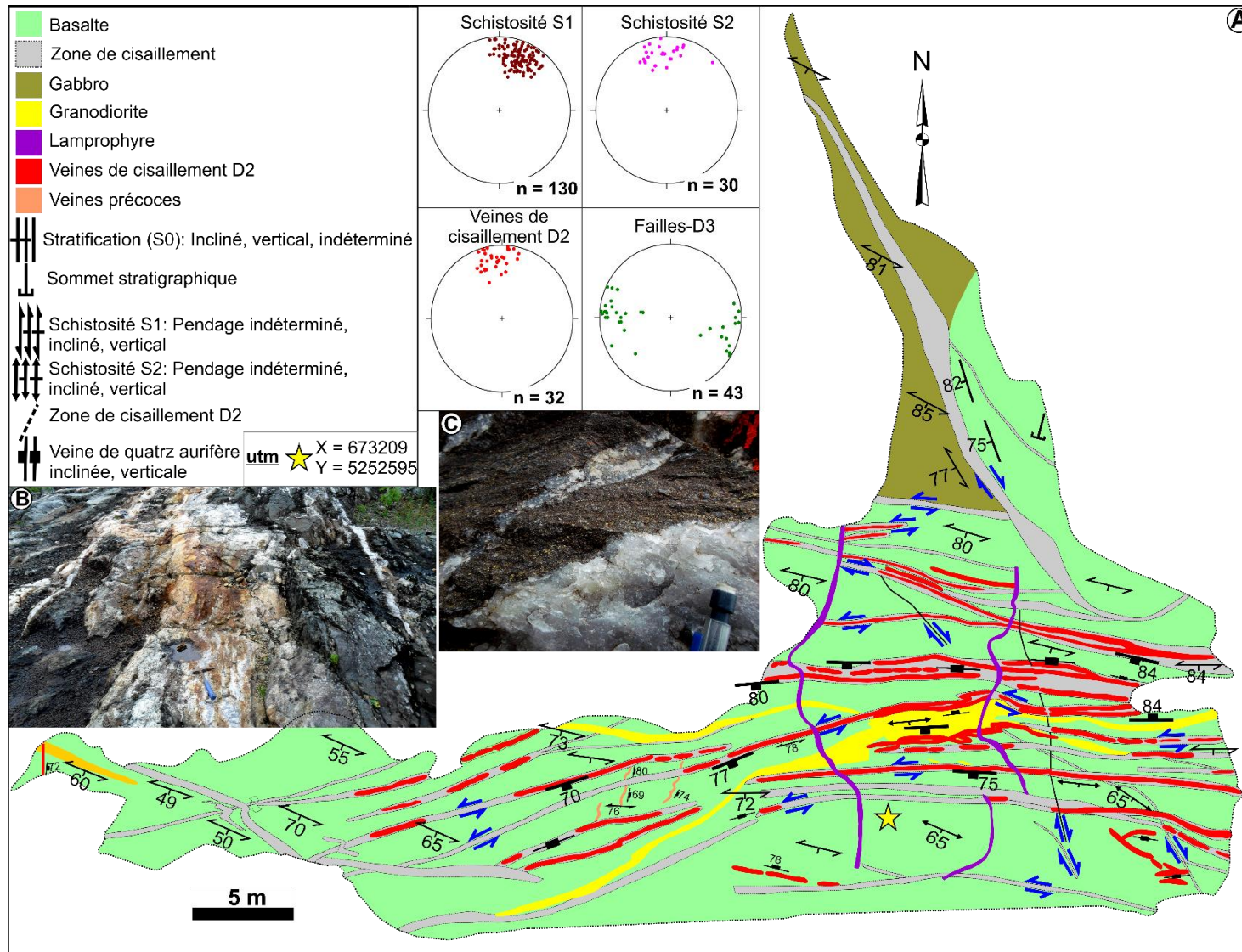
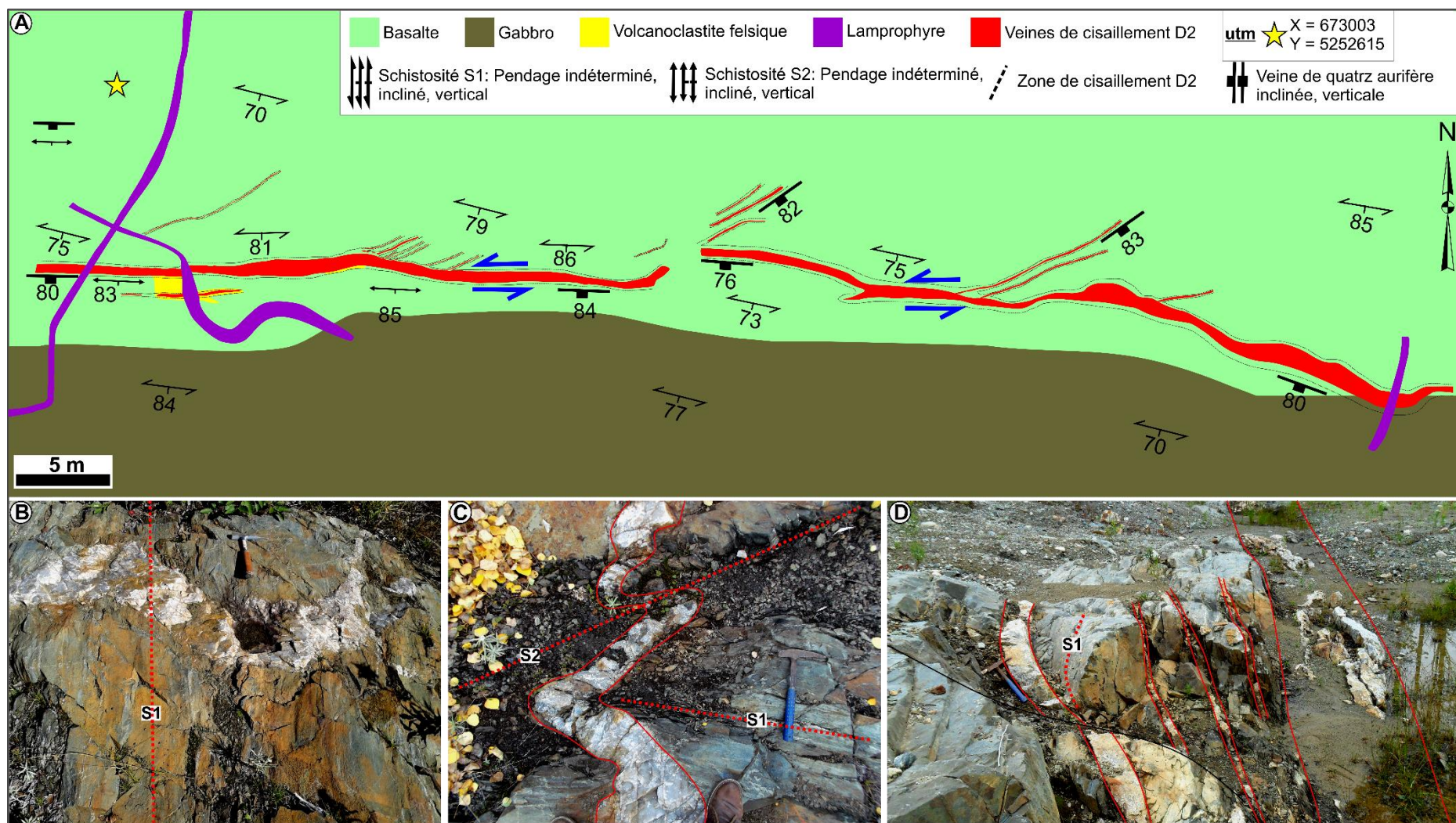


Figure 8-27: Géologie du gîte Aubelle principale. (A) Carte géologique de la partie ouest. Modifiée de Tourigny et al. (1991). (B) Aspect d'une partie de l'affleurement présentant un réseau de veines de quartz. (C) Aspect de la veine de quartz.



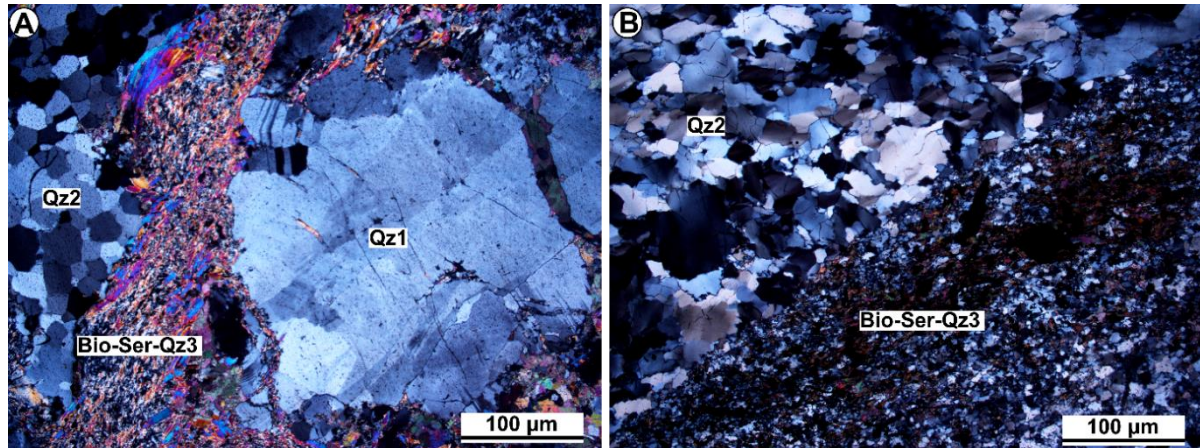


Figure 8-29: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans les veines de cisaillement. (A) et (B) Microphotographies montrant l'étroite association entre le Qz3 et les minéraux d'altérations (biotite et séricite), et ce, en remplissage des fractures des Qz1 et Qz2. Lumière transmise polarisée.

### 8.2.1.2 Minéralogie et phases métalliques des veines de cisaillement

Les minéraux de gangue des VQT sont essentiellement constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de biotite, de chlorite, de séricite, d'albite et de calcite. Tout comme les autres gîtes et indices étudiés ci-dessus, trois types de quartz sont également observés (figure 8-29). Par ailleurs, les phases métalliques des VQT sont principalement constituées de pyrite, de chalcopryrite et de sphalérite, ainsi que des traces de pyrrhotite, de galène, de molybdénite, de tellurures, d'argent natif et d'or.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus précoce et dominante. En détail, on a pu observer la pyrite primaire (Py1) enrichie en inclusions et la pyrite secondaire (Py2) provenant de la recristallisation de la pyrite primaire (figure 8-30). La chalcopryrite, observée dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci, constitue la deuxième phase métallique la plus abondante (figure 8-31). La sphalérite a les mêmes caractéristiques que la chalcopryrite. La pyrrhotite est généralement observée en micro-inclusions dans la pyrite. Sa proportion est très faible, voire inexistante. La galène est peu abondante, certains échantillons en sont complètement dépourvus. Elle se présente essentiellement sous la forme de micro-inclusions dans les minéraux cassants (pyrite et quartz). Les tellurures sont également observés en inclusions dans les sulfures, ainsi que dans le quartz. Le tableau 8-2 présente la composition chimique de quelques tellurures analysés au MEB. Les plus importants sont le tellure d'or, le volynskite ( $\text{AgBiTe}_2$ ), la hésite ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) et l'altaïte ( $\text{PbTe}$ ). Enfin, l'or se présente sous deux formes: l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite et l'or natif visible. L'or natif est essentiellement observé dans les points triples et les fractures de la pyrite, ainsi qu'en micro-inclusions dans la pyrite et le quartz (figure 8-32). Sa précipitation est probablement synchrone à celle des sulfures ductiles, vu son étroite association spatiale avec ces derniers

(figure 8-32). Ainsi, pendant la recristallisation de la pyrite, l'or primaire « invisible » est remobilisé et injecté dans les points triples, les fractures et la bordure de la pyrite. La concentration en Ag de l'or natif du gîte Aubelle est estimée à environ de 10 %.

En résumé, on peut regrouper les phases métalliques des VQT du gîte Aubelle en une première phase, qui consiste en la précipitation de la pyrite, et une seconde, qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la galène, des tellurures, de l'argent natif et de l'or natif.

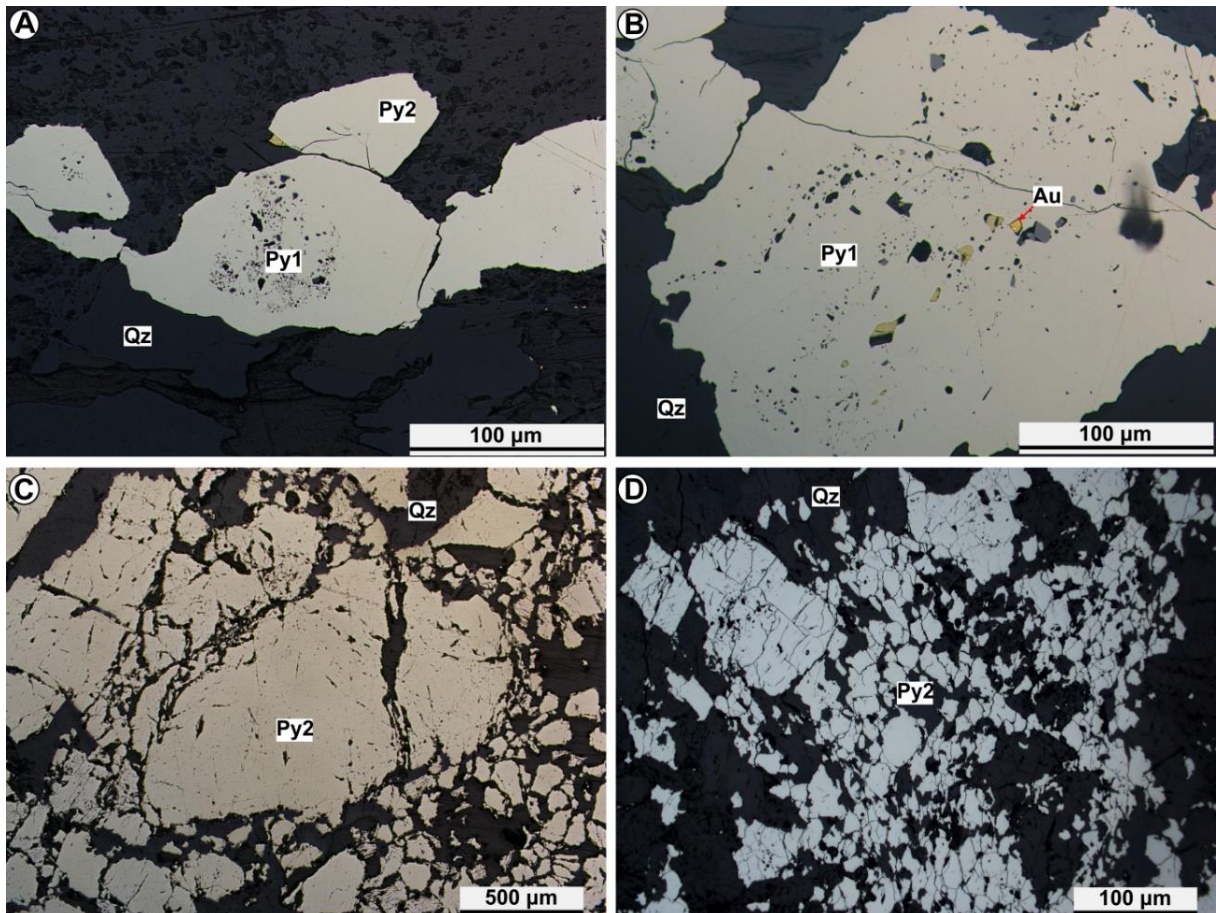


Figure 8-30: Pétrographie des phases métalliques primaires des veines de cisaillement. (A) Pyrite primaire (Py1) présentant un cœur riche en inclusions et une bordure complètement recristallisée et dépourvue d'inclusions. (B) Pyrite primaire (Py1) contenant des inclusions de chalcopryrite et d'or. (C) et (D) Pyrite (Py2) provenant de la recristallisation complète de la Py1. (A) à (D) Lumière réfléchie.



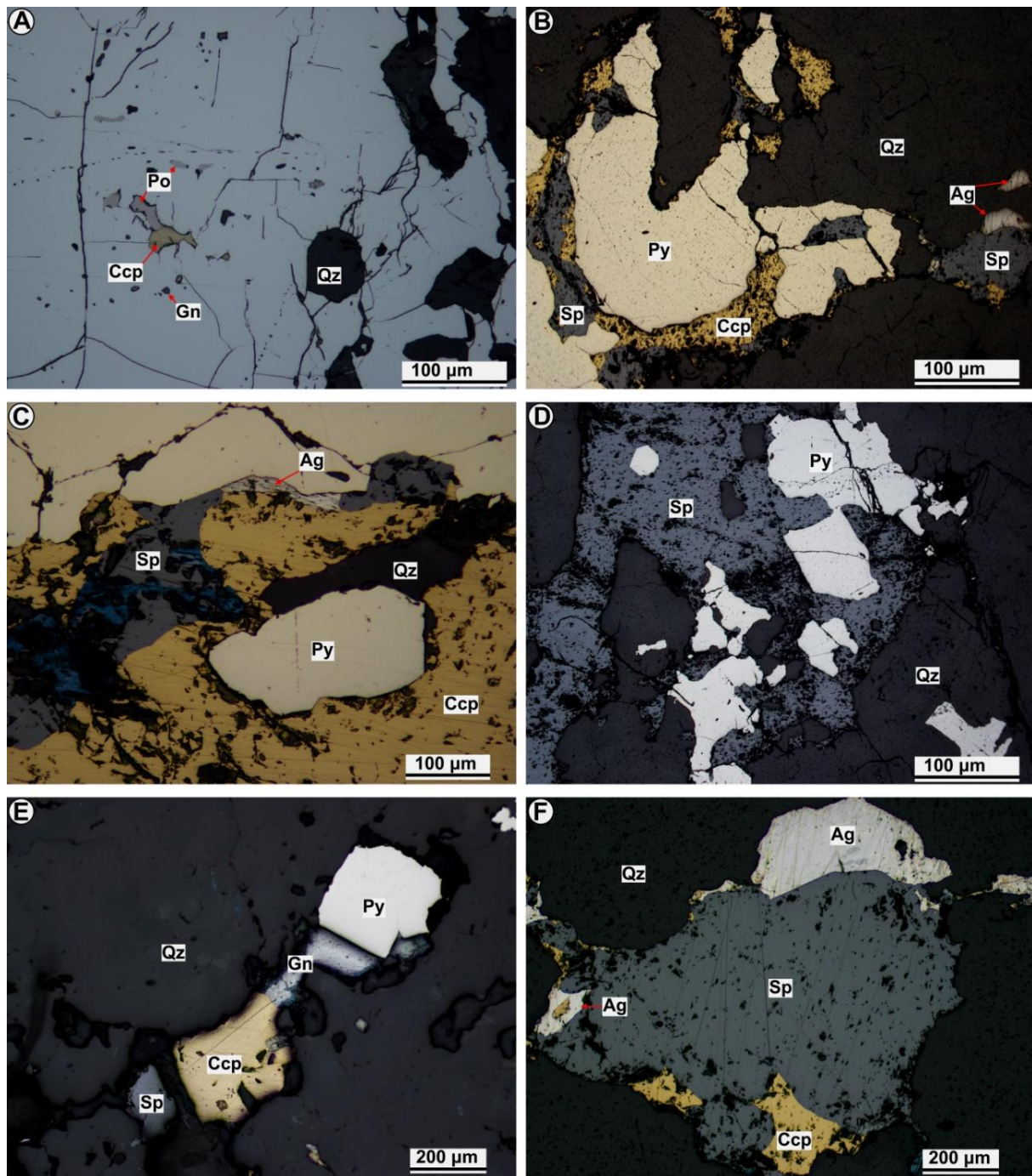


Figure 8-31: Pétrographie des phases métalliques secondaires des veines de cisaillement. (A) Pyrite enrichie en inclusions de pyrrhotite, de chalcopyrite et de galène. (B) et (C) Présence de chalcopyrite, de sphalérite et d'argent natif en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz. (D) Prédominance de la sphalérite en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz. (E) et (F) Association entre la chalcopyrite, la sphalérite, la galène et l'argent natif en remplissage des fractures du quartz. Ces minéraux correspondent à la phase métallique tardive et remobilisée dans les fractures des minéraux cassants (pyrite et quartz). (A) à (F) Lumière réfléchie.

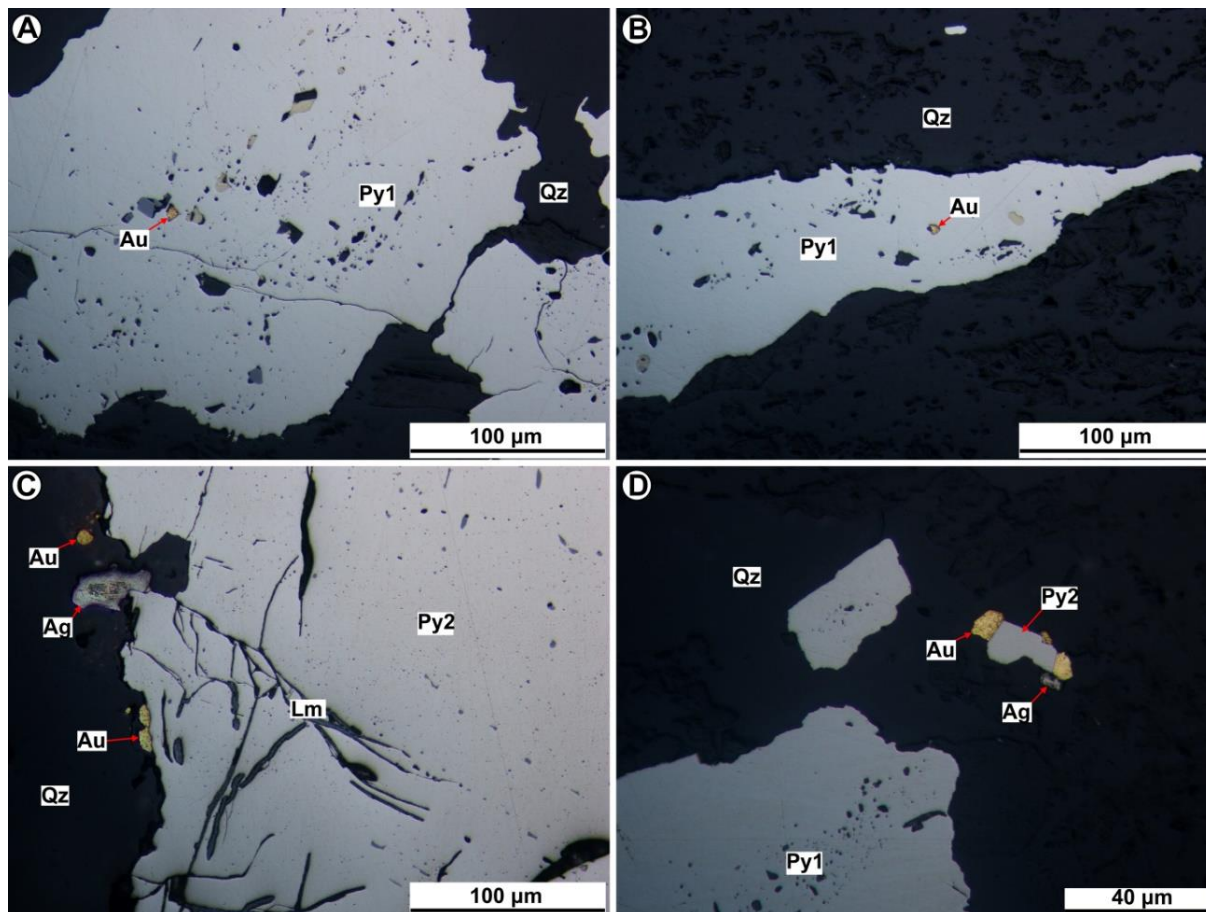


Figure 8-32: Pétrographie des phases aurifères des veines de cisaillement. (A) et (B) Pyrite primaire (Py1) contenant de l'or primaire en inclusions. (C) et (D) Or remobilisé en compagnie de l'argent natif, et ce, au contact de la pyrite et du quartz. (A) à (D) Lumière réfléchie.

Tableau 8-2: Composition chimique des inclusions de tellures dans la pyrite des veines de cisaillement D<sub>2</sub> du gîte Aubelle principale. Analyses effectuées au MEB. Unité en %.

Echantillon	Fe (%)	S	O	Ru	Mo	Ag	Te	Au	Pb	Bi	Total	Nom du minéral
1			2,12		18,24		18,88	18,35	33,88	8,53	100	Tellure d'or
2		8,64					21,16	19,24	35,32	15,64	100	Tellure d'or
3	1,07	8,86	2,11				20,67	18,66	33,24	15,4	100	Tellure d'or
4	1,07	8,86	2,11				20,67	18,66	33,24	15,4	100	Tellure d'or
5	1,07	8,86	2,11				20,67	18,66	33,24	15,4	100	Tellure d'or
6		8,64					21,16	19,24	35,32	15,64	100	Tellure d'or
7			2,12		18,24		18,88	18,35	33,88	8,53	100	Tellure d'or
8	18,58	24,77	2,77			10,17	23,8			19,9	100	volynskite (AgBiTe <sub>2</sub> )
9	4,67		3,96	2,01	11,77	13,89	33,68		5,14	21,51	100	volynskite (AgBiTe <sub>2</sub> )
10	1,04	1,19	1,99			60,67	35,11				100	Hessite (Ag <sub>2</sub> Te)
11	2,69	2,56	2,29			58,25	34,22				100	Hessite (Ag <sub>2</sub> Te)
12	5,42	10,84	3,36				30,43		49,95		100	Altaïte (PbTe)

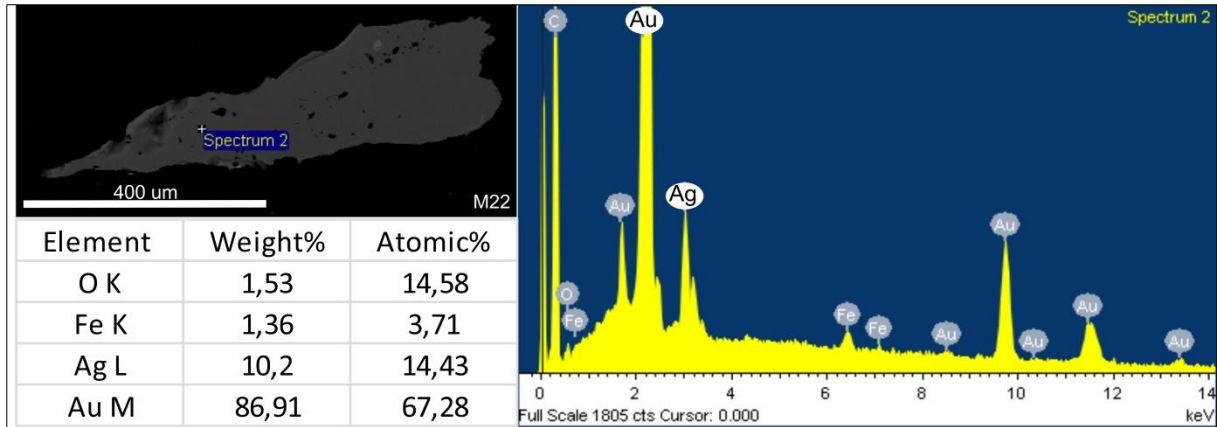


Figure 8-33: Détermination de la nature de l'or en inclusions dans la pyrite des veines de cisaillement. L'analyse de quelques minéraux d'or au MEB prouve que l'or contient peu d'Ag (~10 %).

### 8.2.1.3 Altération hydrothermale associée aux veines de cisaillement

Les VQT encaissées dans des unités mafiques sont caractérisées par un faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-albite-calcite quartz3 (figure 8-34), alors que celles contenues dans les unités felsiques présentent un faciès d'altération à séricite-biotite-chlorite-albite-calcite quartz3 (figure 8-35). Ces faciès d'altération se localisent dans les fractures et la bordure de la pyrite et du quartz. La biotite, la chlorite et la séricite sont généralement orientées parallèlement au plan de la schistosité  $S_2$  et du cisaillement  $D_2$ . La chlorite et la séricite proviennent de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Ainsi, la biotite est le minéral d'altération caractéristique des veines de cisaillement du gîte Aubelle principale.

La composition chimique de la biotite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la biotite magnésienne est le principal type de biotite du faciès d'altération à séricite-biotite-chlorite-albite-calcite quartz3, alors que la biotite ferrifère est prédominante dans le faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-albite-calcite quartz3 (figures 8-36A et 8-36B). La composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est la seule chlorite présente dans les veines de cisaillement (figures 8-36C et 8-36D). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 12 grains de chlorite est de 0,43. L'analyse à la microsonde des micas blancs des deux faciès d'altération montre qu'ils ont une composition similaire à celle de la muscovite (Deer et al., 1966), la texture lépidoblastique de ces micas blancs suggère qu'il s'agit de la séricite. En outre, La composition de la séricite est influencée par le type de lithologie encaissant les VQT (figures 8-36E et 8-36F). Enfin, les carbonates des deux faciès d'altération réagissent fortement avec du HCL, ceci a été confirmé par l'analyse à la microsonde de quelques grains de carbonates.

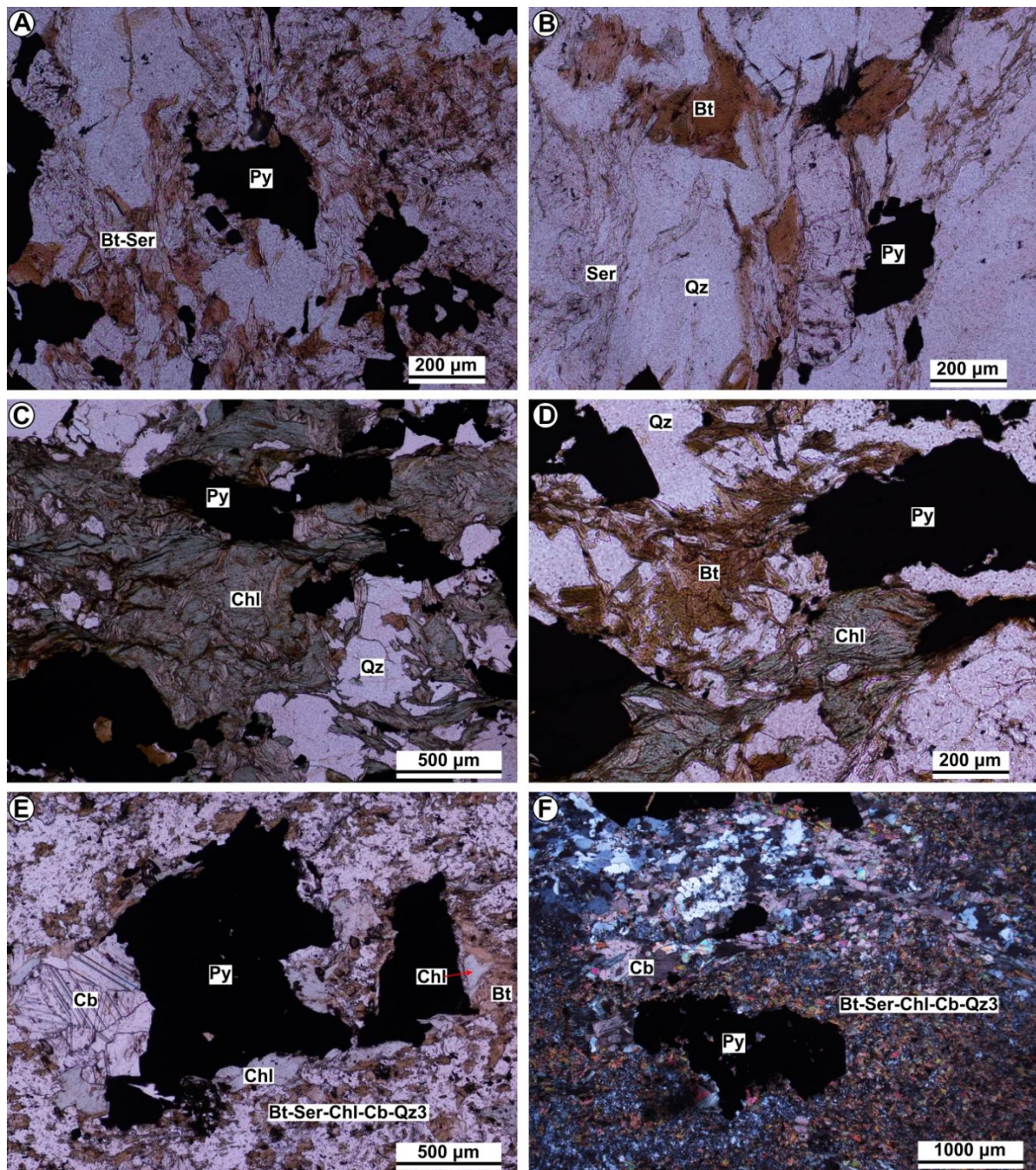


Figure 8-34: Faciès d'altération à Chl-Bt-Ser-Ab-Cb-Qz3 associées aux veines de cisaillement. (A) à (B) Biotite rétrogradée en chlorite, et ce, en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz. Lumière transmise naturelle. (C) et (D) Faciès d'altération à Chl-Bt-Ser-Ab-Cb-Qz3 mouvant une pyrite. Lumière transmise naturelle et polarisée.

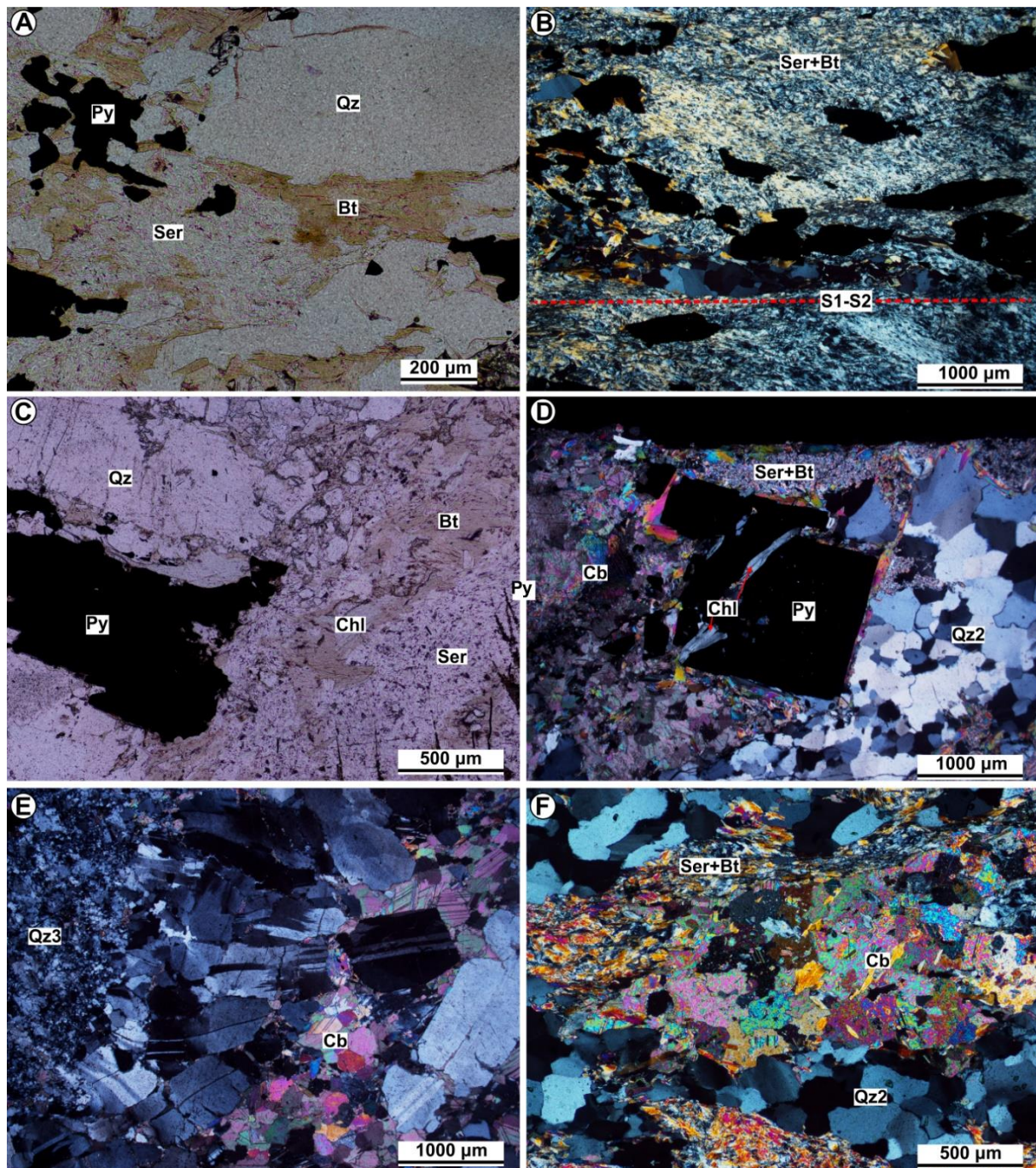


Figure 8-35: Faciès d'altération à Ser-Bt-Chl-Ab-Cb-Qz3 associé aux veines de cisaillement. (A) Biotite rétrogradée en séricite. Lumière transmise naturelle. (B) Prédominance de la biotite et de la séricite. Lumière transmise polarisée. (C) Biotite rétrogradée en séricite, ainsi qu'en chlorite au contact d'une pyrite. Lumière transmise naturelle. (D) Présence des minéraux d'altération (Ser-Bt-Chl-Ab-Cb-Qz3) en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz (Qz2). Lumière transmise polarisée. (E) Prédominance de la calcite, du quartz3, de l'albite associés aux VQT. Lumière transmise polarisée. (F) Prédominance de la calcite, de la biotite et de la séricite en remplissage des fractures du quartz (Qz2). Lumière transmise polarisée.

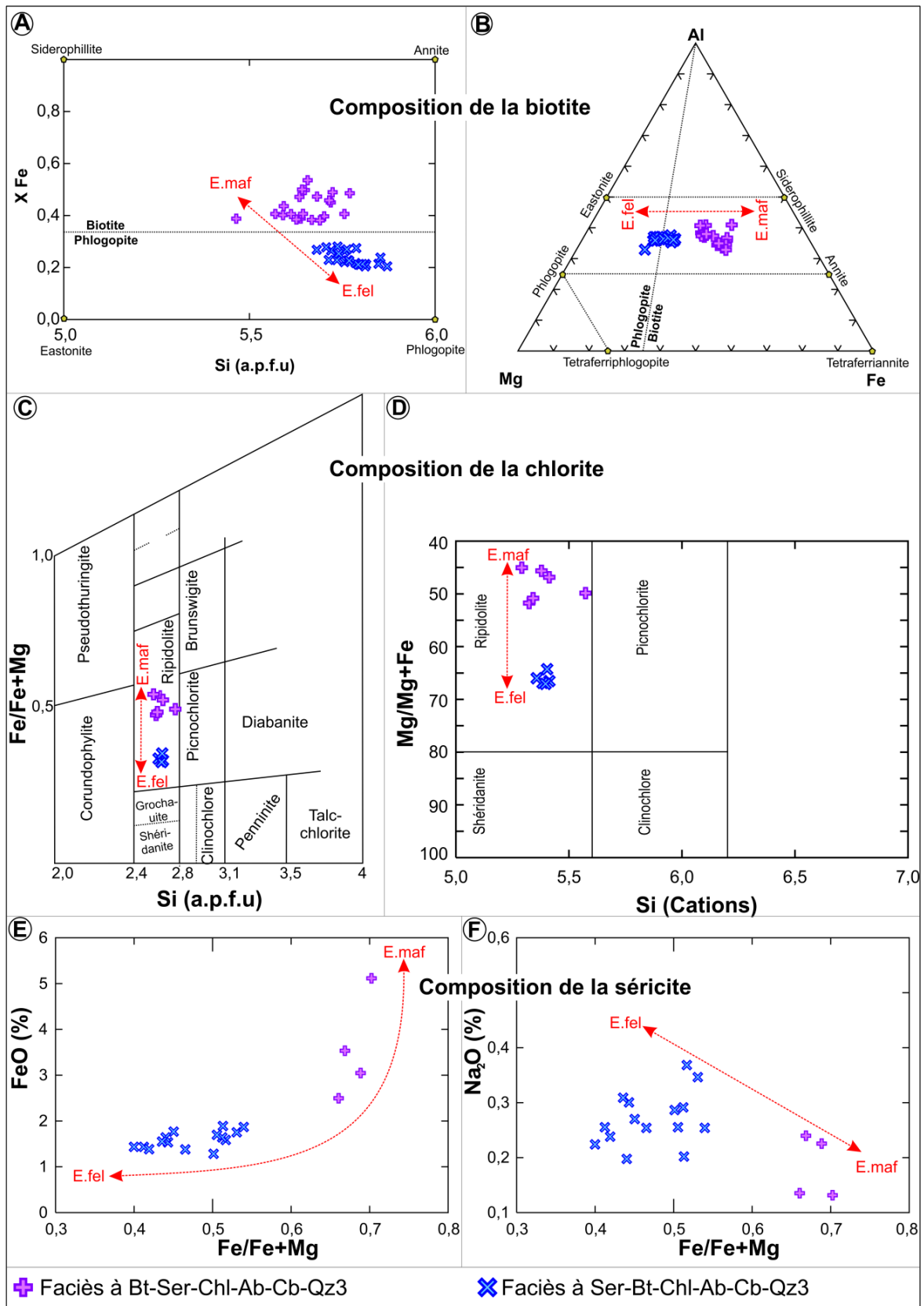


Figure 8-36: Minéralogie de la biotite, de la chlorite et de la séricite associées aux veines de cisaillement. (A) Diagramme de classification des biotites selon Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015). (C) et (D) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement. E.fel = encaissants felsiques. E.maf = encaissant mafique. (E) Diagramme Fe/Fe+Mg vs FeO de caractérisation des séricites associées aux veines de cisaillement. (F) Diagramme Fe/Fe+Mg vs Na<sub>2</sub>O de caractérisation des séricites associées aux veines de cisaillement.

## 8.2.2 Veines associées aux granodiorites

Les roches intrusives felsiques sont intercalées dans les séquences volcaniques et gabbroïques du gîte Aubelle principale (figure 8-37A). Ces intrusifs felsiques sont principalement composés de feldspath (~70 %), de quartz (~30 %) et de séricite. Selon leur composition géochimique, ces roches intrusives felsiques sont définies comme étant des granodiorites (annexe III).

L'épaisseur de ces granodiorites varie de 1 à 25 m. La granulométrie de leurs phénocristaux varie de millimétrique à centimétrique d'où la présence de granodiorites à texture variable. Les phénocristaux, constitués de Quartz1, de Quartz2 et de feldspaths, baignent dans une matrice composée de séricite, de biotite, de calcite et de quartz microcristallin (Qz3) (figure 8-38).

Les campagnes d'exploration réalisées par Mines JAG Ltée ont démontré le potentiel aurifère des veines de quartz-carbonates encaissées dans des granodiorites. Les teneurs des échantillons analysés sont comprises entre 0,01 et 4,27 g/t Au (Taner, 2007, 2008 et 2009).

### 8.2.2.1 Analyse structurale

Les veines de cisaillement  $D_2$ , orientées E-O, du gîte Aubelle principale sont spatialement associées aux granodiorites. Toutefois, la présence d'une granodiorite, orientée N-S avec un pendage subvertical, recoupant orthogonalement la  $S_1$  et une zone de cisaillement  $D_2$ , prouve que les granodiorites sont des dykes plutôt que des sills. En outre, ces dykes de granodiorite ne montrent aucune structure  $D_1$ . Par exemple, un dyke de granodiorite de l'indice Aubelle 4 recoupant une zone de cisaillement  $D_2$  présente un pli  $F_2$  dont la trace axiale est coplanaire à l'orientation générale du plan de cisaillement (figure 8-38). Ce qui laisse entrevoir que la mise en place des dykes de granodiorite est tardi- $D_2$ .

Auger (1952) a également observé, lors d'une visite souterraine du gîte Aubelle principale, des dykes de granodiorite recoupant les zones de cisaillement  $D_2$ , ce qui témoigne de leur caractère tardi-tectonique. Les veinules de quartz-carbonates associées aux dykes de granodiorite sont de type extensionnel et leur orientation varie de E-O (figure 8-37B) à N-S (figure 8-37C).

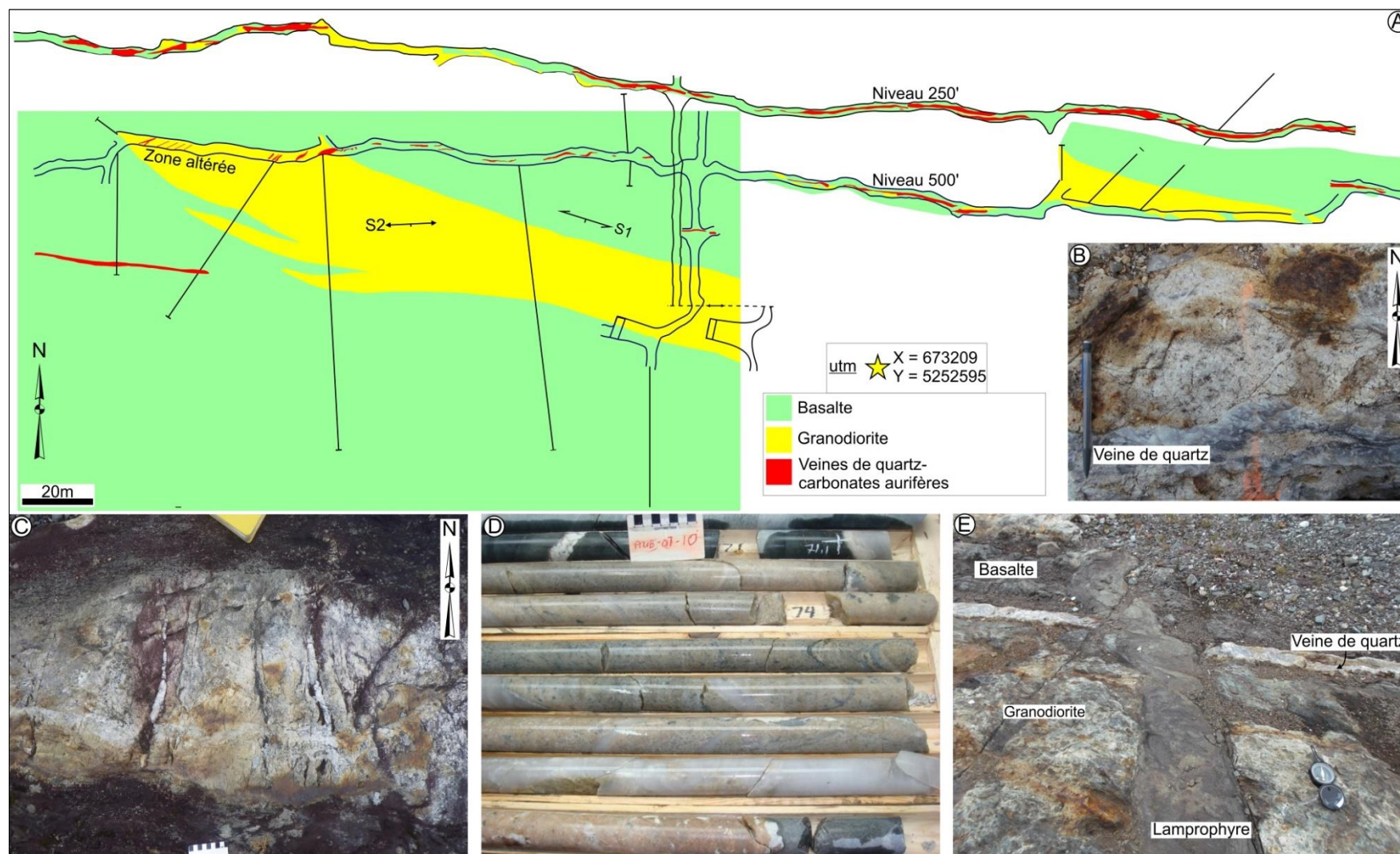


Figure 8-37: Caractéristiques géologiques de gîte Aubelle principale. (A) Carte géologique des galeries souterraines du gîte Aubelle principale, modifiée d'Auger (1952). Notez l'association spatiale entre les veines de quartz et les dykes de granodiorite. (B) Veinules de quartz contenues dans un dyke de granodiorite. (C) Veinules de tension N-S contenues dans un dyke de granodiorite E-O. (D) Granodiorites silicifiées. (E) Dyke de granodiorite recoupé par un lamprophyre (kersantite/GII).



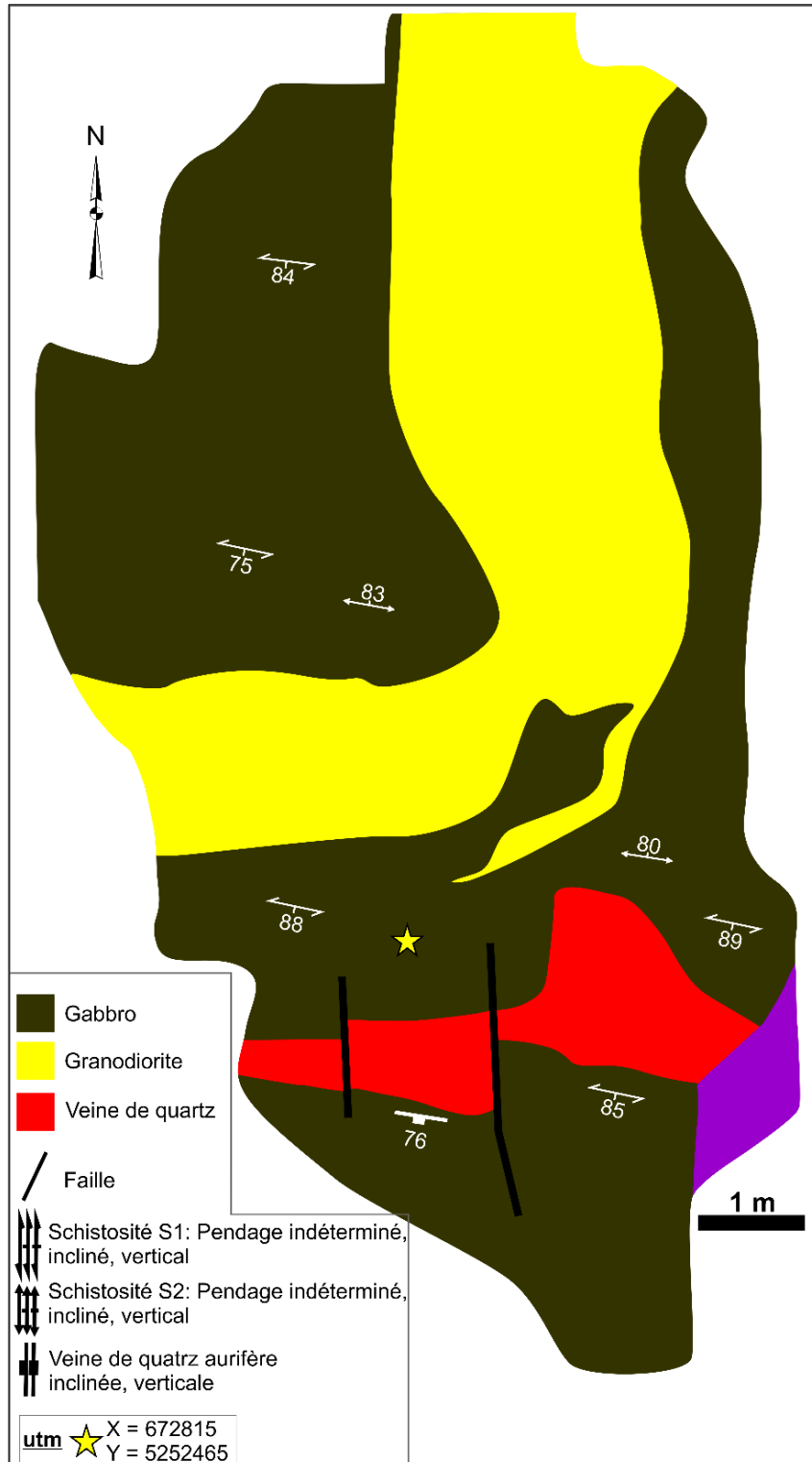


Figure 8-38: Carte géologique de l'indice Aubelle 4. Dyke de granodiorite plissé par la D<sub>2</sub>.

### 8.2.2.2 Minéralogie et phases métalliques

La minéralisation aurifère associée aux granodiorites est contenue dans des veinules de quartz-carbonates. Le quartz est caractérisé par son aspect laiteux (figure 8-37C). Les minéraux de gangue sont constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de biotite, de

séricite, de feldspath et de calcite. Tout comme dans les veines de cisaillement D<sub>2</sub>, trois types de quartz sont également observés (figure 8-39). La séricite est abondante, elle constitue le principal minéral d'altération des feldspaths (figure 8-39). Les phases métalliques des veines associées aux dykes de granodiorite sont constituées de pyrite et de chalcopryrite, ainsi que des traces de sphalérite, de molybdénite, de tellurures et d'or.

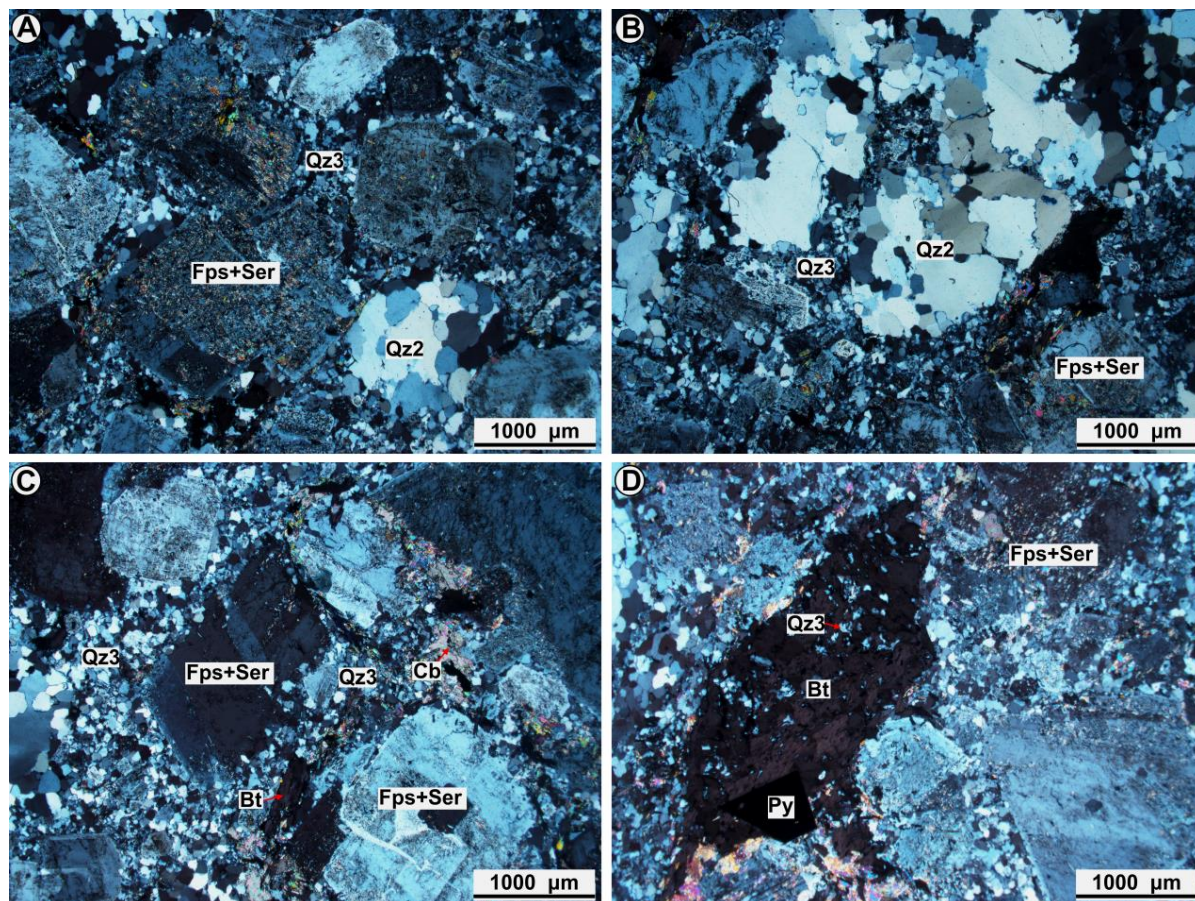


Figure 8-39: Pétrographie de la granodiorite du gîte Aubelle principale. (A) et (B) Prédominance des minéraux d'altération à séricite et Qz3 en remplacement des porphyroblastes de K-feldspath et de Qz2. Lumière transmise polarisée. (C) et (D) Présence de la biotite, de la séricite, de la calcite et du Qz3 en remplissage des fractures du K-feldspath et du Qz2. Lumière transmise polarisée.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus dominante (figures 8-40A et 8-40B). La chalcopryrite et la sphalérite sont observées dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figures 8-40C et 8-40D). La molybdénite et les tellurures sont les minéraux caractéristiques des veines associées aux dykes de granodiorite, ils sont observés en inclusions dans le quartz et la pyrite (figures 8-40E et 4-40F). Enfin, l'or se présente sous deux formes: l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite et l'or natif visible. L'or natif est essentiellement observé dans les points triples et les fractures de la pyrite, ainsi qu'en micro-inclusions dans la pyrite et le quartz (figure 8-41). La précipitation de l'or natif est synchrone à celle de la molybdénite et des tellurures, vu son étroite association spatiale avec ces derniers (figure 8-41).

En résumé, on peut regrouper les phases métalliques de la minéralisation associée aux dykes de granodiorite en une première phase, qui consiste en la précipitation de la pyrite, et une seconde phase, qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la molybdénite, des tellurures et enfin de l'or.

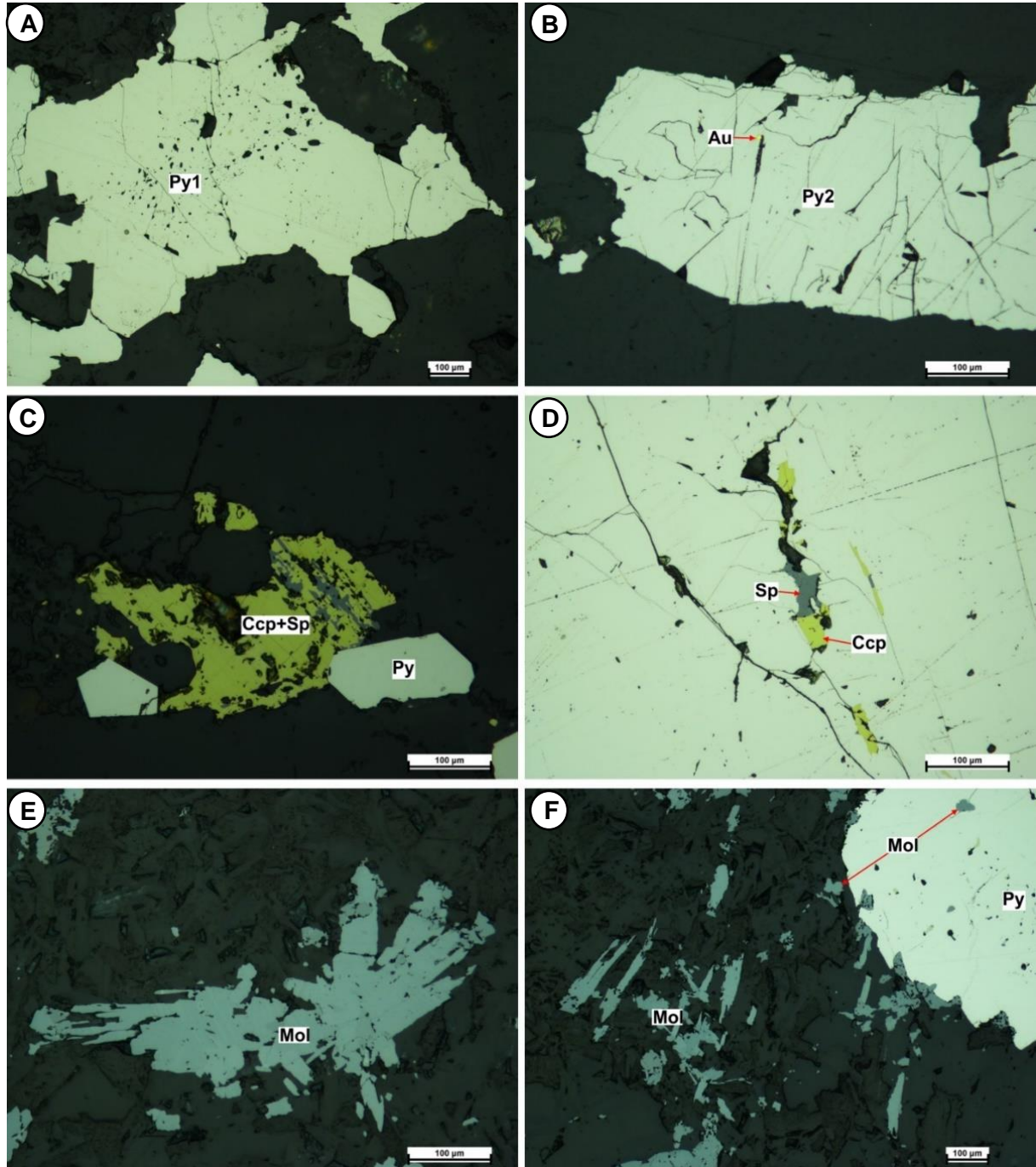


Figure 8-40: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz associées aux dykes de granodiorite. (A) Pyrite primaire (Py1) présentant un cœur enrichi en inclusions et une bordure limpide. (B) Pyrite (Py2) provenant de la recristallisation complète de la Py1. (C) et (D) Chalcopyrite et sphalérite en remplissage des fractures du quartz. (E) Prédominance de la molybdénite dans des veines de quartz-carbonates associées aux dykes de granodiorite. (F) Présence de la molybdénite en inclusions dans une pyrite Py1, ainsi que dans le quartz. (A) à (F) Lumière réfléchie.

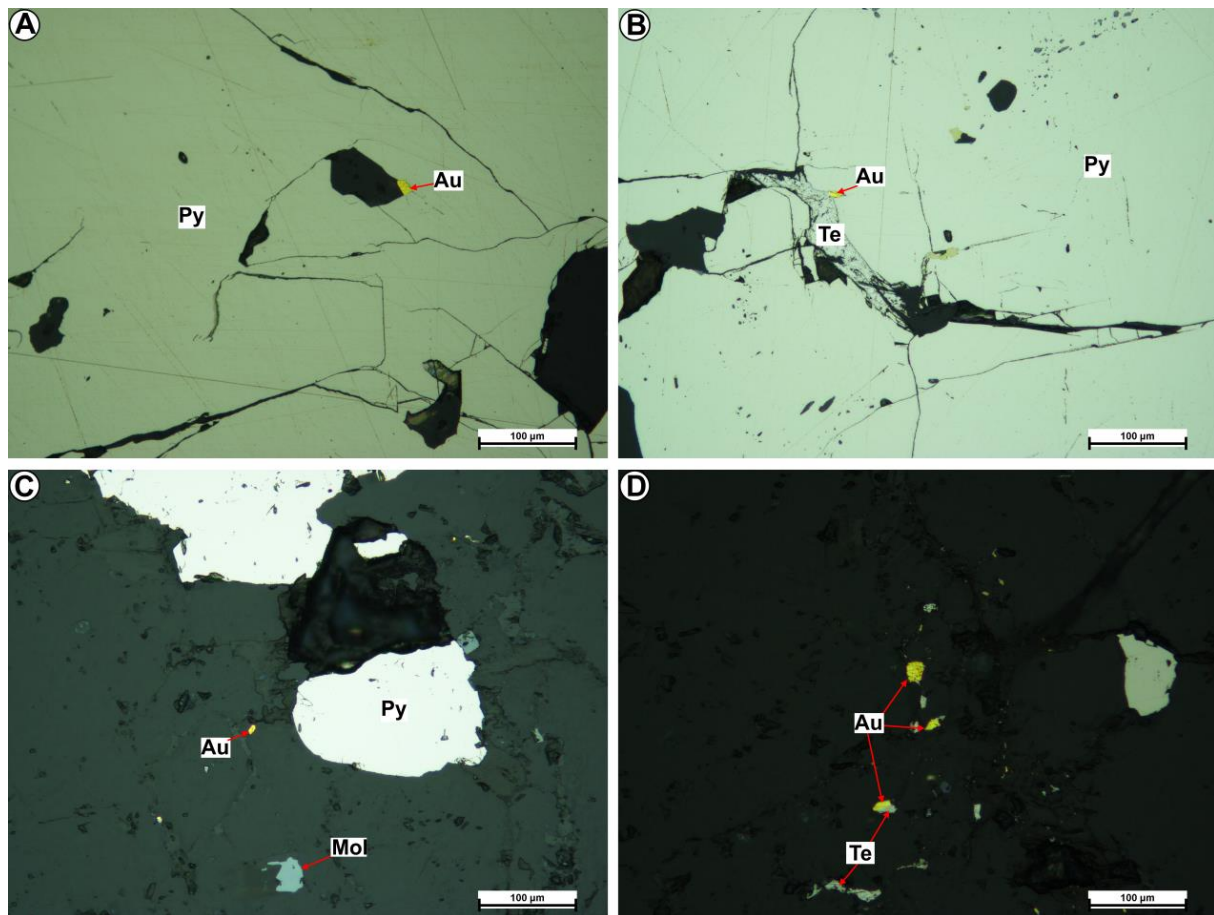


Figure 8-41: Pétrographie des phases aurifères des veines de quartz associées aux dykes de granodiorite. (A) Or en inclusions dans la Py2. (B) Or et tellurures en remplissage des fractures de la pyrite. (C) et (D) Or, molybdénite et tellurures en inclusions dans le quartz. (A) à (D) Lumière réfléchie.

### 8.2.2.3 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associé aux veines de quartz associées aux dykes de granodiorite consiste en un assemblage de séricite-biotite-chlorite-K-feldspath-calcite quartz3 (figure 8-42). Ce faciès d'altération se localise en général dans les fractures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. Taner (2009) a également observé de l'hématite accompagnant les minéraux d'altération dans plusieurs carottes de forages.

L'analyse à la microsonde des micas blancs montre qu'ils ont une composition similaire à celle de la muscovite (Deer et al., 1966), la texture lépidoblastique de ces micas blancs suggère qu'il s'agit de la séricite. La composition chimique de la biotite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la biotite magnésienne (le phlogopite) est le principal type de biotite de ce faciès d'altération (figure 8-43). À noter que la chlorite provient essentiellement de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Enfin, la calcite est le seul type de carbonate observé.

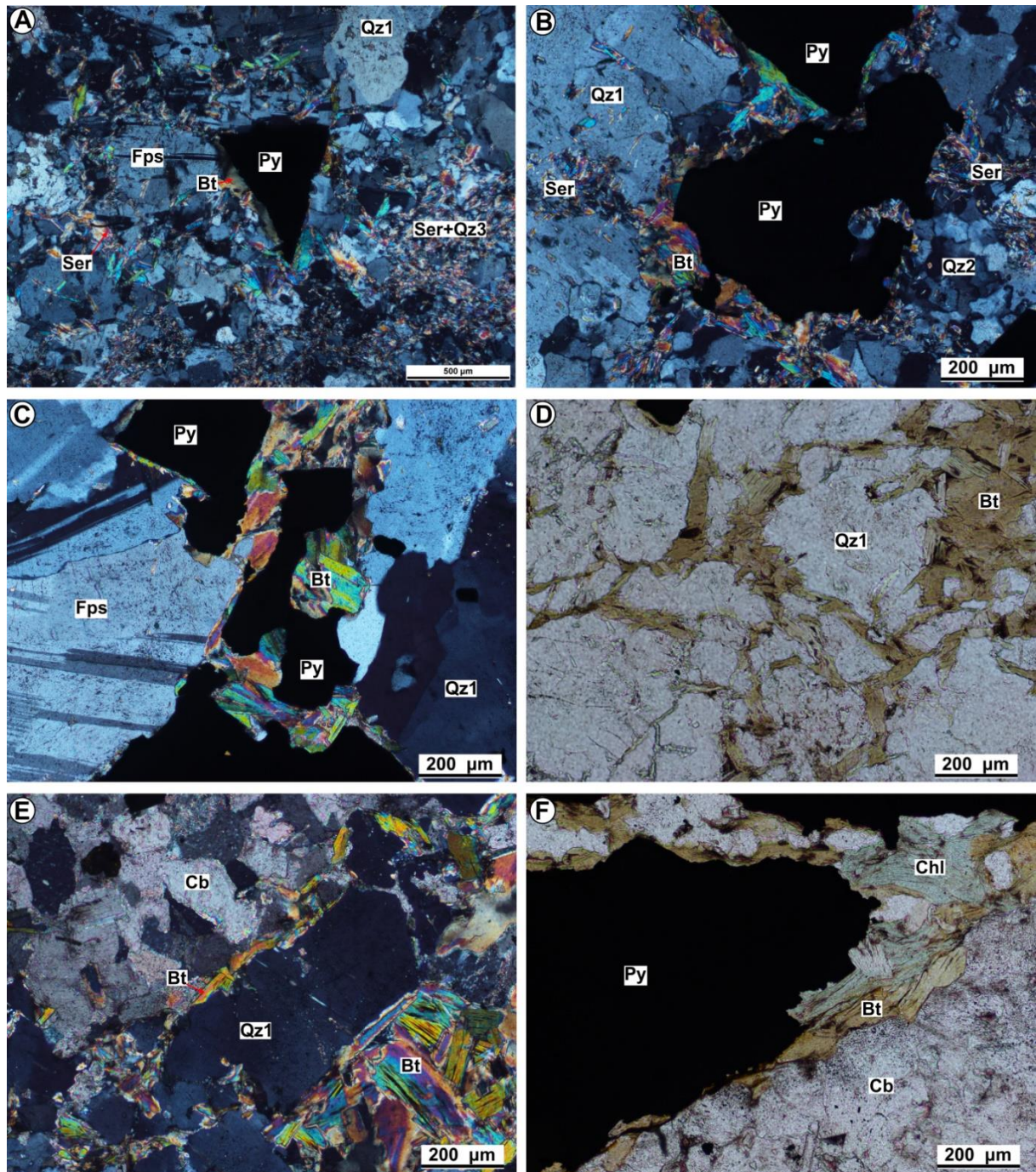


Figure 8-42: Faciès d'altération à Ser-Bt-Chl-Cb-Qz3 associée aux veines de quartz contenues dans des dykes de granodiorite. (A) et (B) Prédominance de la séricite, de la biotite et du quartz3, et ce, dans les fractures des minéraux cassants (Qz1, feldspaths et pyrite). Lumière transmise polarisée. (C) Prédominance de la biotite au contact de la pyrite. La biotite est généralement observée en moulage des grains de pyrite. À noter que la genèse de la pyrite et de la biotite est postérieure à celle de la séricite. Lumière transmise polarisée. (D) Présence de la biotite en remplissage des fractures du Qz1. Lumière transmise naturelle. (E) Calcite et biotite en remplissage des fractures du Qz1. Lumière transmise polarisée. (F) Biotite rétrogradée en chlorite en moulage d'une pyrite et le tout baignant dans une matrice riche en calcite.

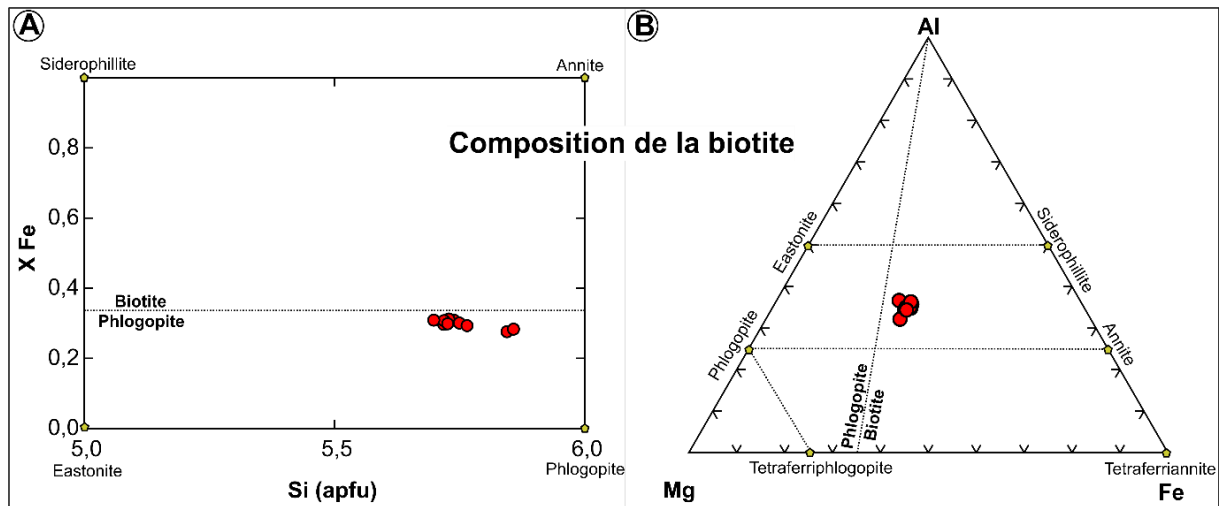


Figure 8-43: Composition de la biotite contenue dans des veines de quartz-carbonates associées aux dykes de granodiorite. (A) Diagramme de classification des biotites de Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015).

### 8.2.3 Indice Aubelle 2 Nord

L'indice Aubelle 2 Nord, situé à environ 1,2 km au nord de la ville de Belleterre, a été découvert en 1934 tout comme la plupart des indices minéralisés de la région (figure 8-1). On peut suivre la zone minéralisée sur une distance de 100 m en décapage. Pour plus de détails sur cet indice, se référer aux rapports de Taner (2007, 2008, 2009 et 2014). Le minerai de l'indice Aubelle 2 Nord se localise à l'intérieur des veines de quartz-carbonates contrôlées par des zones de cisaillement  $D_2$  ductile-fragile de direction E-O.

Les veines de quartz-carbonates sont encaissées dans des roches basaltiques et gabbroïques. De plus, les forages implantés sur cet indice ont recoupé plusieurs dykes de granodiorite et de lamprophyres. Toutefois, la mise en place des dykes de lamprophyre est postérieure à celle des veines de quartz-carbonates.

Les veines de quartz-carbonates sont constituées de quartz laiteux avec 2 à 20 % de pyrite et de chalcopyrite, ainsi que des traces de pyrrhotite, de sphalérite, de tellurures et d'or (Taner, 2009). Les teneurs obtenues sur 12 échantillons de rainure ont donné des valeurs variant de 0,1 à 3,5 g/t Au (tableau 8-3). Enfin, l'échantillonnage des forages AUB-09-40 et AUB-09-44 recoupant les zones minéralisées a donné des teneurs variant de 0,1 à 17,7 g/t Au (Taner, 2009).

#### 8.2.3.1 Analyse structurale

La stratification  $S_0$ , illustrée par des structures ellipsoïdales (coussins) qui sont aplaties et plissées par  $D_1$ , est moins bien conservée sur les affleurements de cet indice. La  $S_0$  présente une orientation générale E-O et un pendage subvertical fortement incliné vers le sud. Les éléments structuraux associés à  $D_1$  sont représentés par la schistosité  $S_1$  régionale qui

possède une direction générale E-O (N 110°) et s'incline fortement vers le sud (figure 8-44A). La schistosité  $S_1$  est illustrée par une schistosité de flux dans les roches volcaniques mafiques et s'intensifie en bordure des veines de quartz et dans la partie centrale des zones de cisaillement  $D_2$ .

Par ailleurs, les éléments structuraux associés à  $D_2$  sont illustrés par le clivage de crénulation  $S_2$  (N 80° à 90°), les plis intrafoliaux  $F_2$  et les zones de cisaillement  $D_2$ .  $S_2$  est orientée E-O avec un pendage subvertical fortement incliné vers le nord. Elle correspond à une schistosité de crénulation dans les roches basaltiques et gabbroïques. Les zones de cisaillement  $D_2$  senestres sont de type ductile-fragile et présentent également une orientation générale E-O. Elles recoupent la schistosité  $S_1$  à faible angle. Les veines aurifères de l'indice Aubelle 2 nord sont principalement contenues dans les zones de cisaillement  $D_2$  E-O (figure 8-44A).

**Tableau 8-3: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Aubelle 2 nord. Notez la forte concentration en molybdène des échantillons. Valeurs négatives = inférieures à la limite de détection.**

Variables	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
Ag (ppm)	12	0,600	8,100	2,608	2,065
Bi	12	-2,000	2,000	-1,333	1,557
Cd	12	-0,500	0,500	-0,417	0,289
Cu	12	23,000	2690,000	691,333	753,323
Fe	12	0,590	6,110	2,657	1,813
Mo	12	-1,000	17,000	6,417	6,829
Pb	12	-2,000	3,000	0,167	2,290
S	12	0,130	3,300	0,796	0,905
Zn	12	2,000	114,000	37,333	34,365
Au	12	0,040	3,470	0,810	1,175

### 8.2.3.1 Minéralogie et phases métalliques

Le quartz de cet indice est caractérisé par son aspect laiteux et limpide (figure 8-44B). Les minéraux de gangue sont essentiellement constitués de plus de 90 % de quartz (trois générations) recristallisé (figure 8-45), de biotite, de chlorite, de séricite et de calcite. Par ailleurs, les phases métalliques de l'indice Aubelle 2 nord sont essentiellement constituées de pyrite et de chalcopryrite, ainsi que des traces de pyrrhotite, de sphalérite, de galène et d'or. La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus dominante. Sa précipitation est précoce par rapport à la mise en place des minéraux d'altération et des autres sulfures.

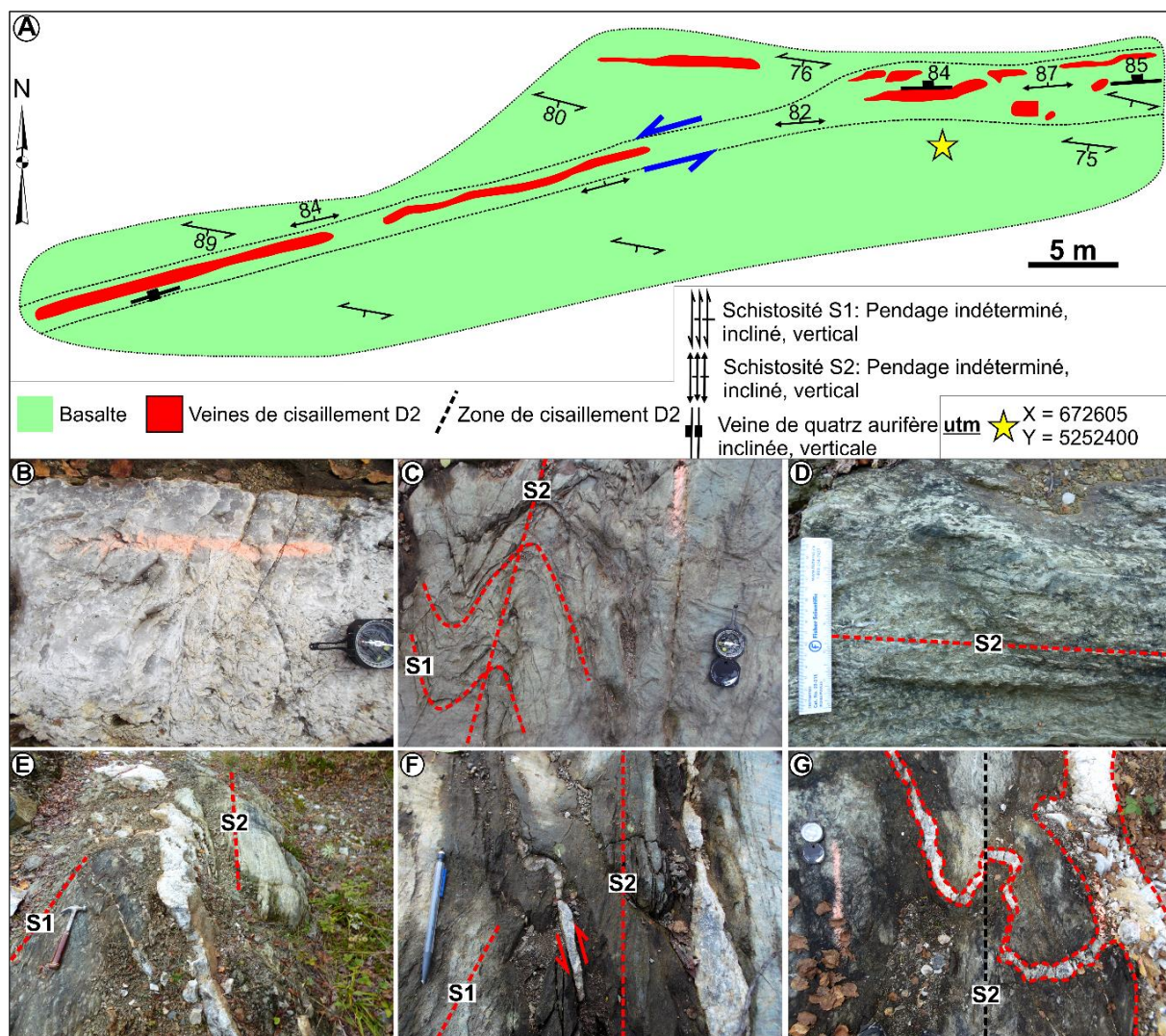


Figure 8-44: Géologie de l'indice Aubelle 2 nord. (A) Carte géologique. (B) Aspect laiteux du quartz des veines. (C) Schistosité S<sub>1</sub> plissée par la D<sub>2</sub>. (D) Basalte mylonitisé contenu dans une zone de cisaillement D<sub>2</sub>. (E) Veine de quartz contenue dans une zone de cisaillement D<sub>2</sub>. (F) Veinule de quartz présentant un pli Z dans une zone de cisaillement D<sub>2</sub> senestre. (G) Veine de quartz plissée par le cisaillement D<sub>2</sub>.

La pyrite primaire (Py1) et recristallisée (Py2) sont toutes les deux observées (figure 8-46). La chalcopyrite, généralement riche en inclusions de silicates, constitue la deuxième phase métallique la plus abondante. Elle est observée dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci. La sphalérite a les mêmes caractéristiques que la chalcopyrite (figure 8-46D). La pyrrhotite et la galène, de proportion très faible, voire inexistante, sont généralement observées en micro-inclusions dans la pyrite.

L'or se présente sous deux formes: l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite et l'or natif visible. Même si aucun grain d'or n'a été observé pendant l'étude pétrographique, l'or de cet indice minéralisé aurait les mêmes caractéristiques que celui des veines de cisaillement D<sub>2</sub> du gîte Aubelle principale. De plus, l'étroite corrélation positive entre l'Au et les métaux de base (Cu, Zn) (tableau 8-4) suggère que la précipitation de l'or est synchrone à celle des sulfures ductiles (chalcopyrite, sphalérite et galène).



En résumé, on peut regrouper les phases métalliques de la minéralisation de l'indice Aubelle 2 nord en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la pyrrhotite, de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la galène et de l'or natif visible.

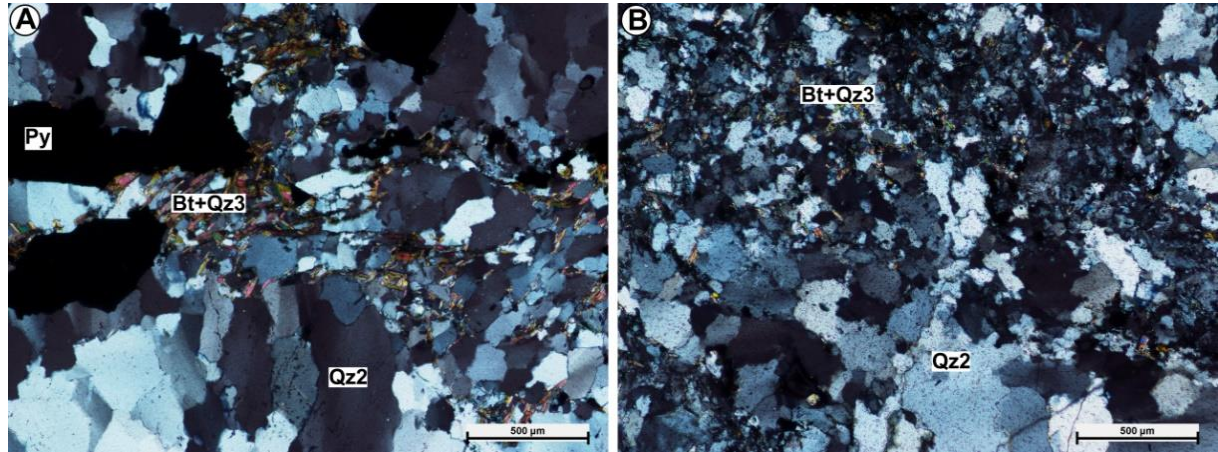


Figure 8-45: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans la veine de quartz aurifère de l'indice Aubelle 2 nord. (A) et (B) Présence du Qz3 et de la biotite en remplissage des fractures du Qz2. Lumière transmise polarisée.

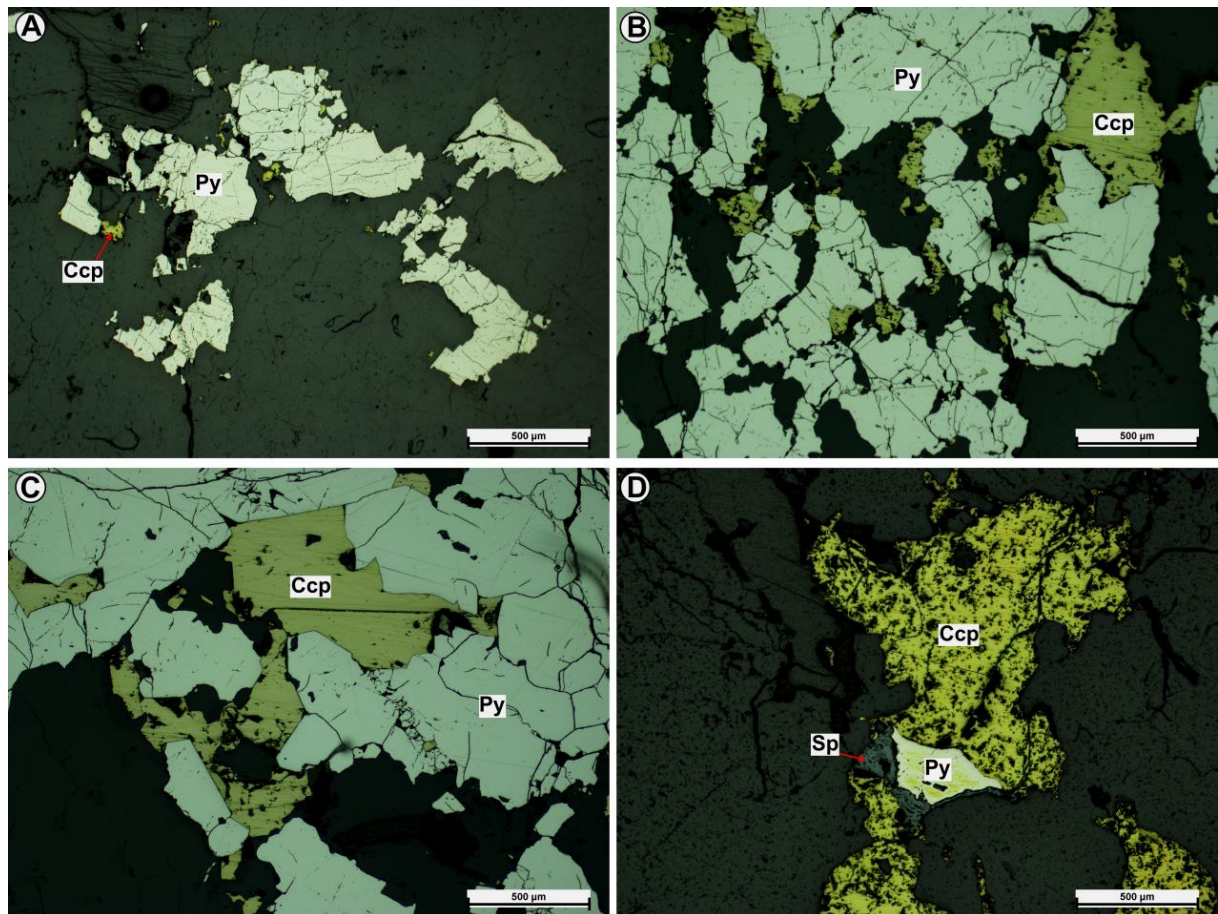


Figure 8-46: Pétrographie des phases métalliques de l'indice Aubelle 2 nord. (A) Aspect très recristallisé de la pyrite. (B) et (C) Chalcopryrite dans les fractures de la pyrite et du quartz. (D) Chalcopryrite et sphalérite en remplissage des fractures du quartz. (A) à (D) Lumière réfléchie.

Tableau 8-4: Matrice de corrélation de quelques éléments métalliques des veines de quartz de l'indice Aubelle de nord. Données obtenues à partir d'analyses d'échantillon de roche totale. Notez la forte corrélation positive entre l'Au et les éléments S, Fe, Zn, et Ag. L'Ag présente une forte corrélation positive avec les éléments Bi, Mo et Au.

Variables	Ag	Bi	Cd	Cu	Fe	Mo	Pb	S	Zn	Au
Ag	1	0,666	0,090	0,144	0,375	0,538	0,169	0,163	0,359	0,658
Bi		1	-0,135	-0,215	-0,017	0,211	-0,034	-0,147	0,023	0,415
Cd			1	-0,126	0,600	-0,342	0,390	0,871	0,703	0,713
Cu				1	-0,021	0,484	0,351	0,004	-0,094	-0,267
Fe					1	-0,064	0,494	0,807	0,985	0,537
Mo						1	-0,057	-0,170	-0,140	0,031
Pb							1	0,460	0,506	0,192
S								1	0,839	0,666
Zn									1	0,609
Au										1

### 8.2.3.1 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associé aux veines de l'indice Aubelle 2 nord consiste en un assemblage de chlorite-biotite-séricite-albite-calcite quartz<sup>3</sup> (figure 8-47). Ce faciès d'altération se localise dans les fractures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. La biotite et la chlorite sont les minéraux d'altération prédominants.

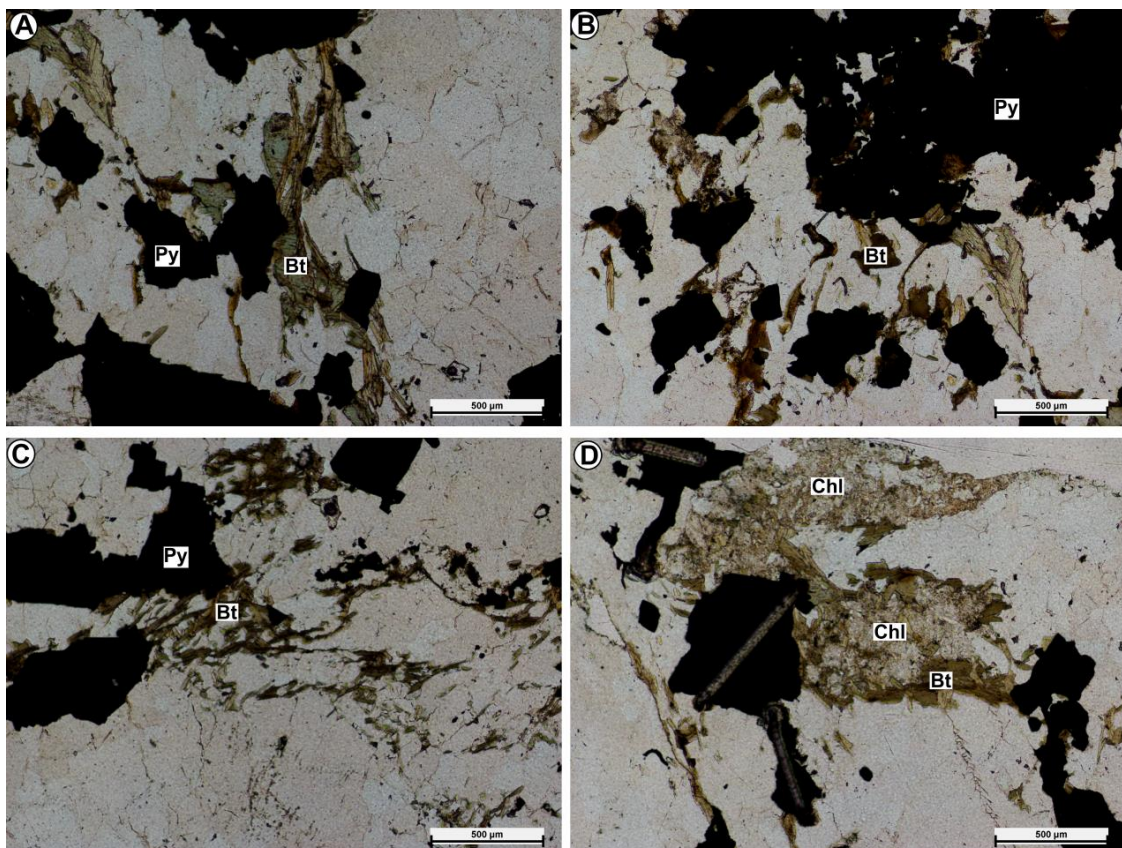


Figure 8-47: Faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-albite-calcite quartz<sup>3</sup> associé aux veines de quartz de l'indice Aubelle 2 nord. (A) à (D) Présence de la biotite rétrogradée en chlorite en remplissage des fractures du quartz et de la pyrite. Lumière transmise naturelle.

La composition chimique de la biotite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la biotite ferrifère est le principal type de biotite de ce faciès d'altération (figure 8-48A et 8-48B). À noter que la chlorite provient essentiellement de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. La composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite et la picnochlorite sont les deux types de chlorite observés dans ce faciès d'altération (figure 8-48C et 8-48D). Le ratio  $Fe/(Fe+Mg)$  moyen de 8 grains de chlorite est de 0,30. Enfin les carbonates de ce faciès d'altération réagissent fortement avec du HCL, il s'agit de la calcite.

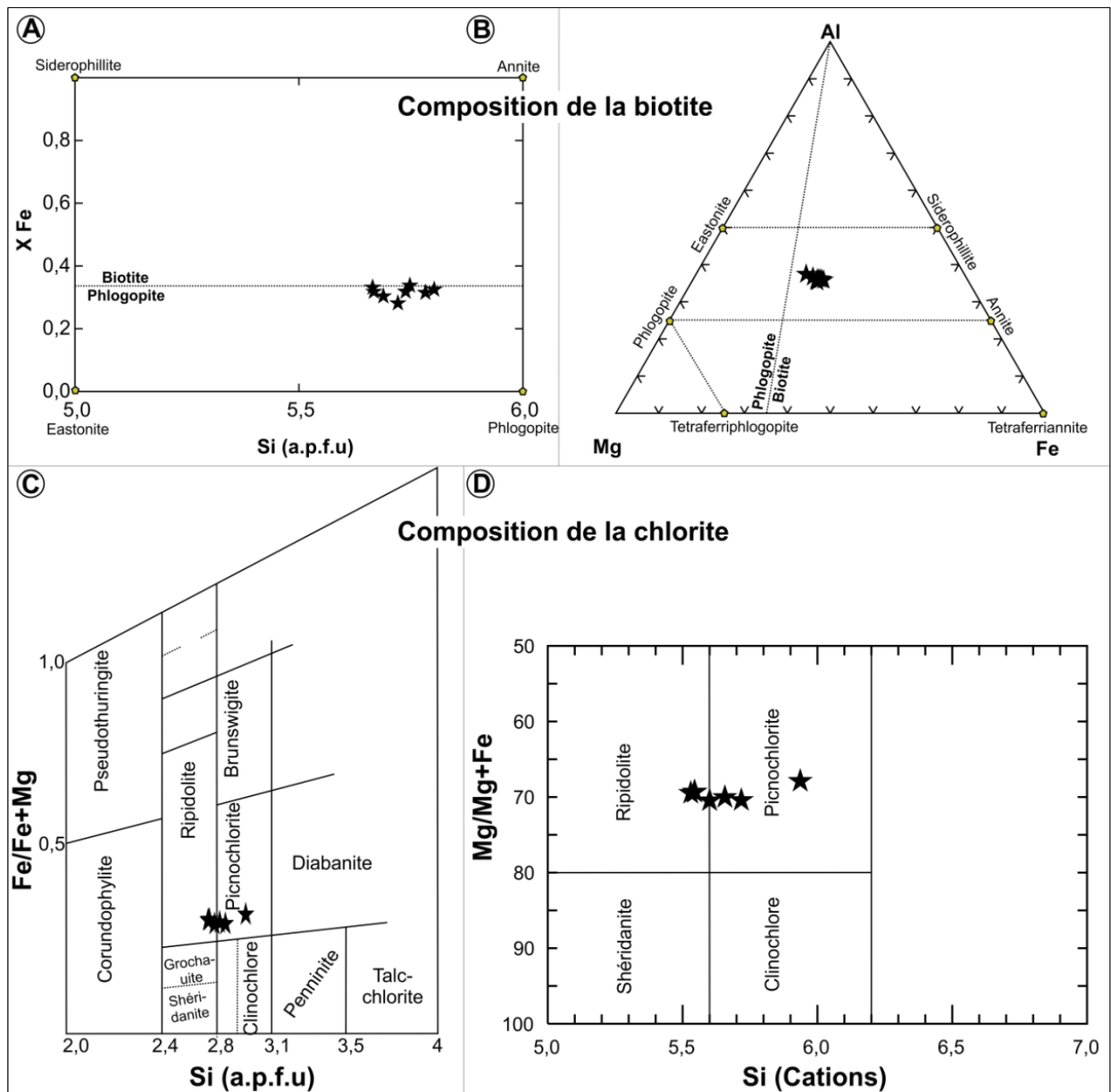


Figure 8-48: Composition de la biotite et de la chlorite associées aux veines de quartz de l'indice Aubelle 2 nord. (A) Diagramme de classification des biotites de Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015). (C) et (D) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement.

#### **8.2.4 Indice Audrey**

L'indice Audrey, connue également sous le nom de l'indice Ortona, a été découvert en 1944 et mis en valeur en 1988 par ressources Audrey au cours d'une campagne d'exploration régionale (Tourigny et al., 1991). Cet indice se situe sur le rang X du canton de Guillet à environ 1,5 Km au nord du gîte Aubelle principale particulièrement à 2,5 km du Lac Taché sur la zone charnière de l'anticlinal de Belleterre (figure 8-1). On peut suivre cette zone minéralisée, orientée E-O, sur une distance de 180 m de longueur. Pour plus de détails sur cet indice, se référer aux rapports suivants: Ingham et McLeod (1944), Ingham (1945), Ross (1945), Laurin (1988) et Tourigny et al. (1991).

La minéralisation aurifère de l'indice Audrey se localise à l'intérieur d'une veine de quartz-carbonates orientée E-O. La veine de quartz aurifère est contrôlée par une zone de cisaillement  $D_2$  ductile-fragile qui recoupe une unité de gabbro isotrope, de volcanoclastites felsiques, de basaltes et de formations de fer au faciès oxydé (Tourigny et al., 1991). Toutes ces lithologies sont recoupées par plusieurs dykes de lamprophyre tarditectoniques (Tourigny et al., 1991).

Les principaux minéraux opaques observés dans la minéralisation de l'indice Audrey sont essentiellement la pyrite et la chalcopyrite avec des quantités subsidiaires de sphalérite, de galène, de tellurures et d'or. Ces minéraux opaques sont contenus dans une gangue constituée principalement de 95 % de quartz recristallisé qui s'accompagne de faible quantité de chlorite, de séricite, de carbonate et d'épidote (Tourigny et al., 1993). Une section de la veine échantillonnée par Ingham (1945) sur une longueur de 21 m a donné des teneurs variant de 5,88 à 48,98 g/t Au. Les teneurs obtenues sur trois échantillons sont de 270 g/t, 7,4 g/t et 2,9 g/t (Tourigny et al., 1991). En somme, la teneur moyenne de l'indice Audrey obtenue sur un échantillonnage en Vrac de 982 kg de minerai est de 4,24 g/t (Laurin, 1988).

##### **8.2.4.1 Analyse structurale**

La stratification  $S_0$  est représentée par le rubanement des formations de fer (figure 8-49D). Les éléments structuraux associés à  $D_1$  sont illustrés par la schistosité  $S_1$  et les plis  $F_1$  dont les traces axiales sont parallèles à l'orientation de  $S_1$  (figure 8-49D). La stratification  $S_0$  et la schistosité  $S_1$  ont une orientation générale NNE-SSE avec un pendage subvertical incliné vers l'est. Les plis  $F_1$  correspondent à des plis serrés à isoclinaux développés dans les volcanoclastites et les formations de fer. Par ailleurs, les structures reliées à  $D_2$  sont représentées par le clivage de crénulation  $S_2$ , les plis  $F_2$  et les zones de cisaillement  $D_2$  aurifères. La  $D_2$  est responsable de la réorientation de la stratification  $S_0$  et de la schistosité  $S_1$ . Le clivage de crénulation  $S_2$  a une orientation générale ENE-OSO à E-O avec un

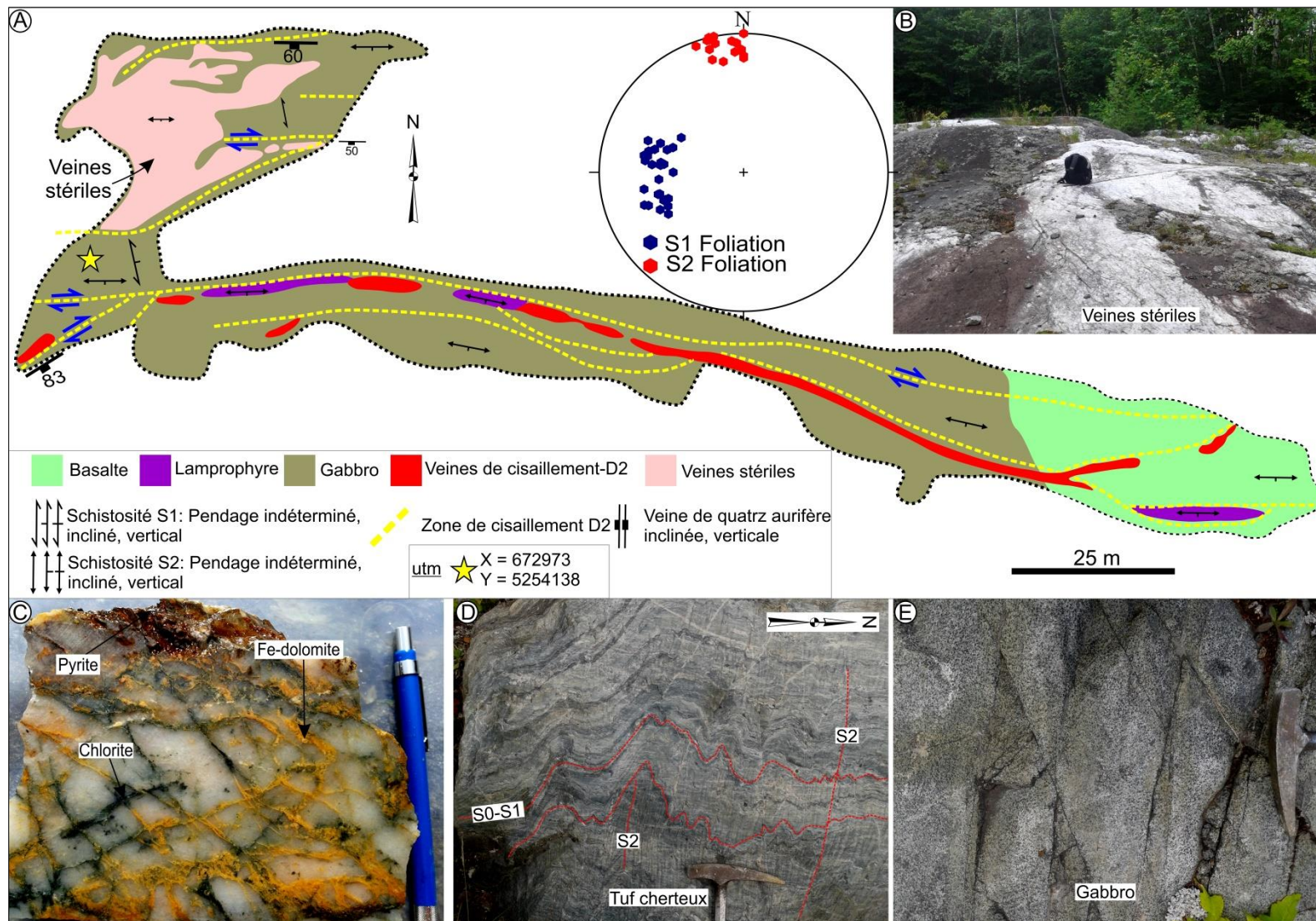


Figure 8-49: Caractéristiques géologiques de l'indice Audrey. (A) Carte géologique, modifiée de Tourigny et al. (1991). (B) Aspect limpide du quartz de la veine stérile de l'indice Audrey. (C) Aspect laiteux de la veine de quartz principale aurifère. (D) Photo montrant la S<sub>0</sub> et S<sub>1</sub> plissée par la D<sub>2</sub> dans un tuf cherteux. (E) Aspect massif du gabbro encaissant la veine de quartz aurifère.

pendage subvertical incliné fortement vers le sud. Ceci montre que la crénulation  $S_2$  recoupe orthogonalement la stratification  $S_0$  et la schistosité  $S_1$  (figure 8-49D). Les plis  $F_2$  sont des flexures mineures et symétriques dont la surface enveloppante s'oriente N-S avec un pendage subvertical incliné vers l'est. Les zones de cisaillement  $D_2$  aurifères sont de type ductile fragile. Elles sont illustrées par une diminution abrupte de la granulométrie des gabbros, qui se transforment en mylonites où on observe une texture S-C. Toutefois, selon Tourigny et al. (1991), la relation angulaire existante entre le plan S et suggère un mouvement normal vertical dominant à l'intérieur des cisaillements  $D_2$  dextres. En conclusion, la veine de quartz aurifère de l'indice Audrey est de type « veine à remplissage de failles » contenue dans une zone de cisaillement  $D_2$  dextre.

#### **8.2.4.2 Minéralogie et phases métalliques**

Le quartz de l'indice Audrey est caractérisé par son aspect laiteux et limpide (figure 8-49B). Tout comme les autres indices de Belleterre, trois types de quartz sont observés dans la minéralisation de cet indice. La pyrite et la chalcopryrite sont les sulfures dominants, alors que les minéraux de gangue sont constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de biotite, de chlorite, de séricite, d'épidote et de carbonates.

Les phases métalliques de l'indice Audrey sont constituées de pyrite et de chalcopryrite, ainsi que des traces de pyrrhotite, de sphalérite, de galène et de l'or. La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus dominante. La pyrite primaire (Py1) enrichie en inclusions et la pyrite recristallisée (Py2) sont toutes les deux présentes dans la minéralisation de cet indice (figure 8-50). La chalcopryrite constitue la deuxième phase métallique la plus abondante. Elle est généralement enrichie en inclusions de silicates et est observée dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-50C à 8-50D). La sphalérite a les mêmes caractéristiques que la chalcopryrite. La pyrrhotite et la galène sont généralement observées en micro-inclusions dans la pyrite et le quartz. Leur proportion est très faible, voire inexistante.

L'or se présente sous deux formes: l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite et de l'or natif visible. L'or natif est essentiellement observé dans les points triples et les fractures de la pyrite, ainsi qu'en micro-inclusions dans la pyrite et le quartz (figure 8-51). La mise en place de l'or natif est synchrone à celle des sulfures ductiles vu son étroite association spatiale avec ces dernières (figure 8-51). L'or natif proviendrait, en partie, de la remobilisation de l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite. En effet, pendant la recristallisation de la pyrite, l'or primaire « invisible » est lessivé et injecté dans les points triples, les fractures et la bordure de la pyrite. Selon l'analyse au MEB, la concentration en Ag de l'or natif de l'indice Audrey est de 15 % (figure 8-52).

En résumé, on peut regrouper les phases métalliques de la minéralisation du gîte Aubelle en une première phase, qui consiste en la précipitation de la pyrite, et une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la galène, du tellurure, de l'argent natif et enfin de l'or.

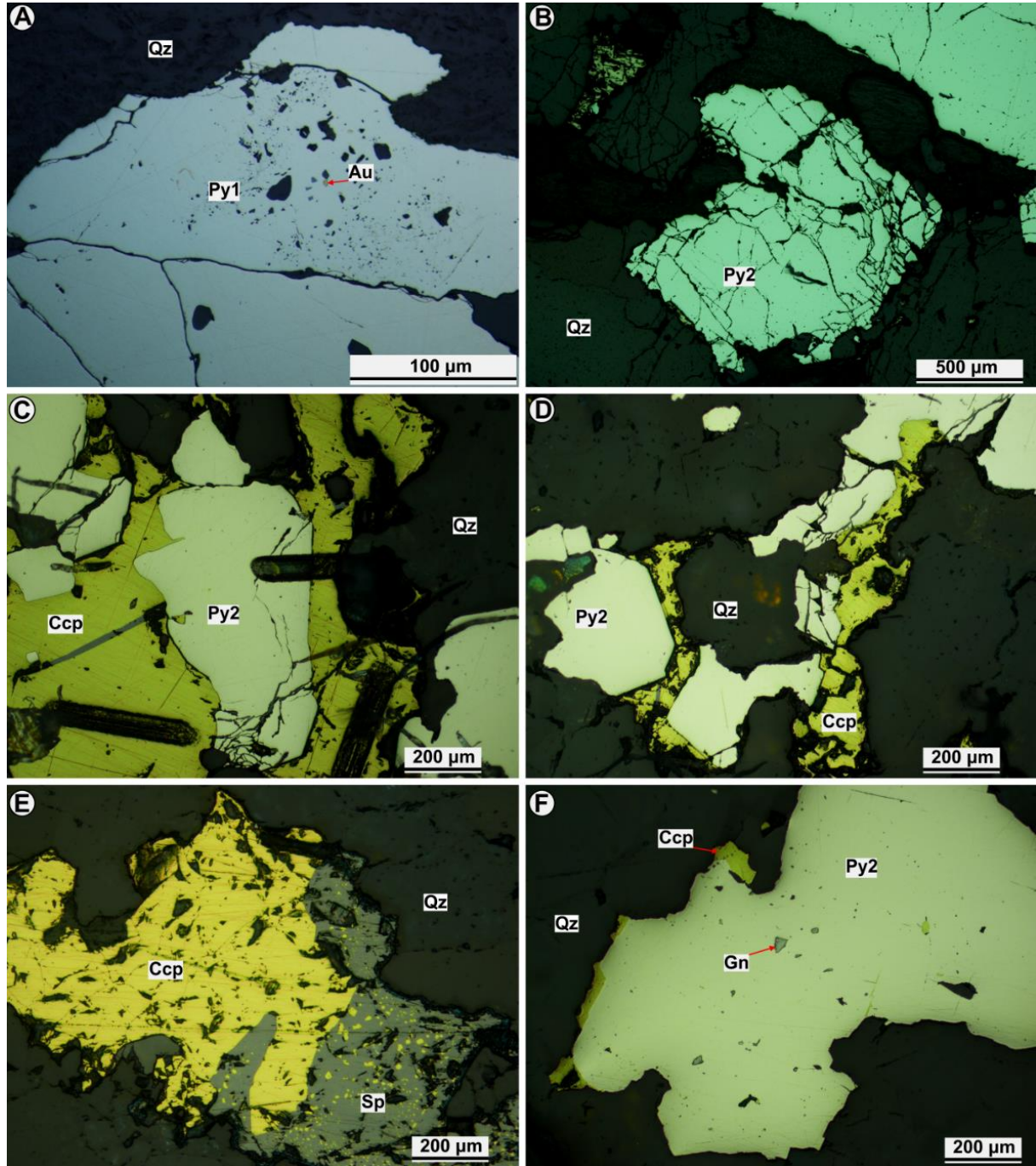


Figure 8-50: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz aurifères de l'indice Audrey. (A) Pyrite (Py1) avec un cœur enrichi en inclusions et en or. (B) Pyrite (Py2) provenant de la recristallisation de la Py1. (C) et (D) Chalcopryrite dans les fractures de la pyrite et du quartz. (E) Chalcopryrite et sphalérite en remplissage des fractures du quartz. À noter la texture de type *chalcopryrite disease* de la sphalérite témoignant ainsi la présence du cuivre en solution pendant sa formation. (F) Présence de la galène et de la chalcopryrite en inclusions et au contact de la pyrite Py2. (A) à (F) Lumière réfléchie.

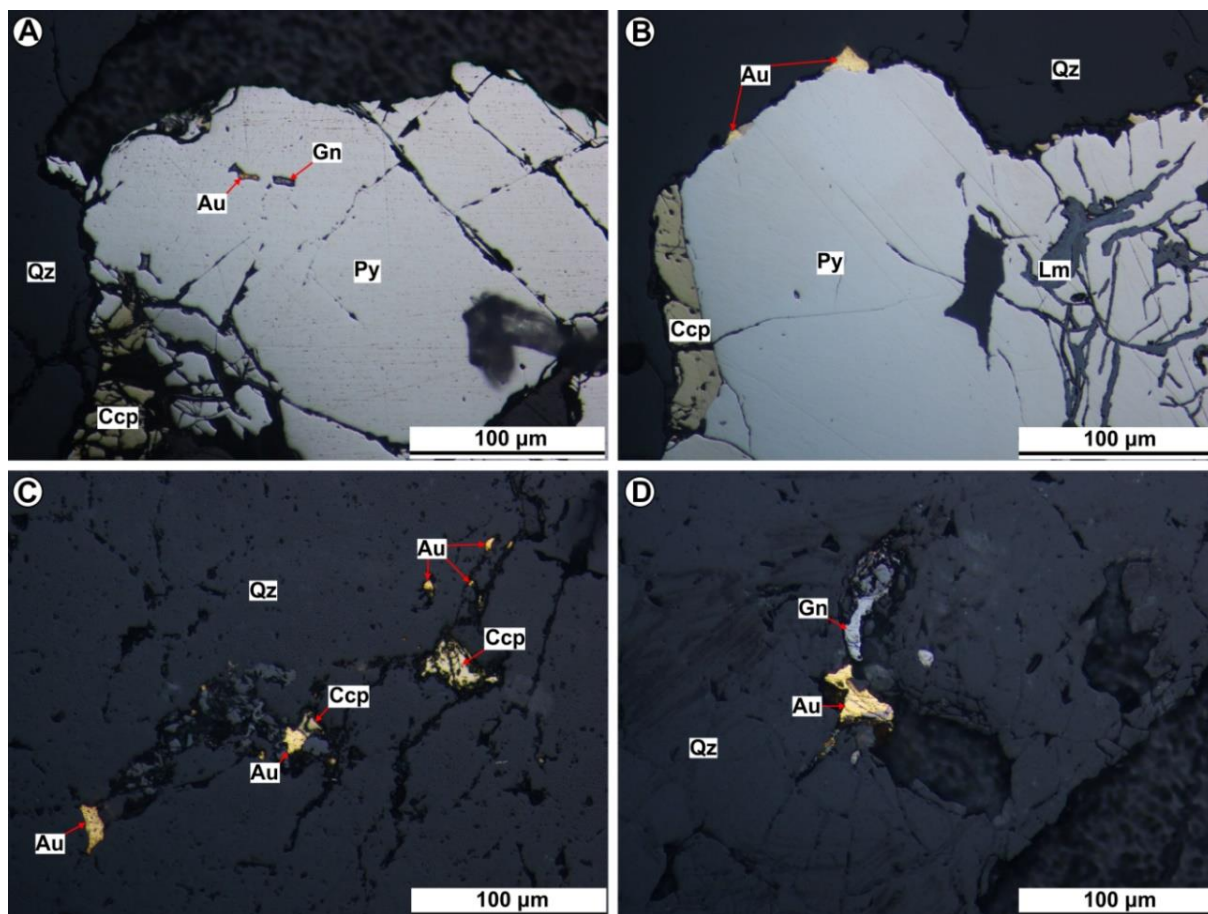


Figure 8-51: Pétrographie des phases aurifères associées aux veines de quartz de l'indice Audrey. (A) Or en inclusions dans la pyrite (Py2). (B) Or au contact de la Py2. (C) et (D) Or en compagnie de la chalcopryite et de la galène en remplissage des fractures du quartz. À noter que l'or dans le cas présent est remobilisé en même temps que la chalcopryite et la galène. (A) à (D) Lumière réfléchie.

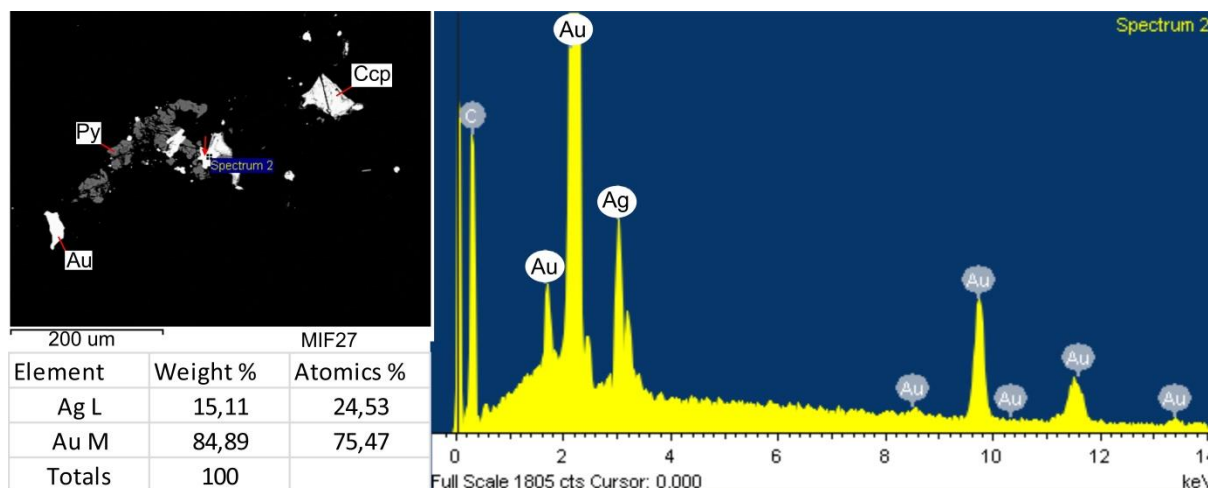


Figure 8-52: Détermination de la nature de l'or natif contenu dans les fractures de la pyrite de l'indice Audrey. L'analyse de quelques minéraux d'or au MEB prouve que l'or contient peu d'Ag (~15 %).

### 8.2.4.1 Altération hydrothermale

Les faciès d'altération hydrothermale associés à la minéralisation de l'indice Audrey consistent en un assemblage de chlorite-biotite-séricite-épidote-calcite-quartz<sup>3</sup>. Ce faciès



d'altération se localise en général dans les fractures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. Ce faciès semble réagir de la même façon que les sulfures ductiles remobilisés comme la pyrrotite, la chalcopryrite, la sphalérite et la galène. La biotite et la chlorite sont les minéraux d'altération caractéristiques de cet indice minéralisé. Toutefois, la chlorite provient de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde.

### 8.2.5 Indice Hosking

L'indice Hosking est localisé à environ 100 m au sud du Lac Harding (figure 8-1). Les premiers travaux géologiques sur cet indice remontent à 1944 par Ingham (1944). La zone d'intérêt est constituée de plusieurs veinules de quartz contenues à l'intérieur d'une zone de cisaillement D<sub>2</sub> exposée sur une distance de 120 m (Ingham, 1944). Cette zone de cisaillement D<sub>2</sub> a une direction N 50° et recoupe principalement des unités de basaltes/gabbros (figure 8-53A et 8-53C à 8-53I) et de tufs siliceux (Ingham, 1944). Selon Ingham (1944), les veines de quartz sont principalement constituées de sulfures disséminés et d'or. Les teneurs obtenues sur deux échantillons sont de 1,29 et 6,71 g/t Ingham (1944). Les teneurs obtenues sur 5 échantillons de rainure ont donné des valeurs variant de 0,1 à 3,6 g/t Au (tableau 8-5). Pour plus de détails sur cet indice, se référer au rapport de Ingham (1944).

**Tableau 8-5: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Hosking. Valeurs négatives = inférieures à la limite de détection.**

Variables	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
Ag (ppm)	5	0,300	7,900	3,460	3,062
As	5	-2,000	3,000	0,000	2,739
Bi	5	-2,000	9,000	4,200	4,494
Cd	5	-0,500	0,900	-0,020	0,672
Cu	5	38,000	209,000	115,000	67,882
Fe	5	1,960	12,100	7,984	4,350
Mo	5	-1,000	1,000	0,200	1,095
Pb	5	-2,000	10,000	3,400	5,367
S	5	0,710	10,000	6,018	4,784
Zn	5	7,000	125,000	61,000	42,632
Au	5	0,190	3,650	1,342	1,384

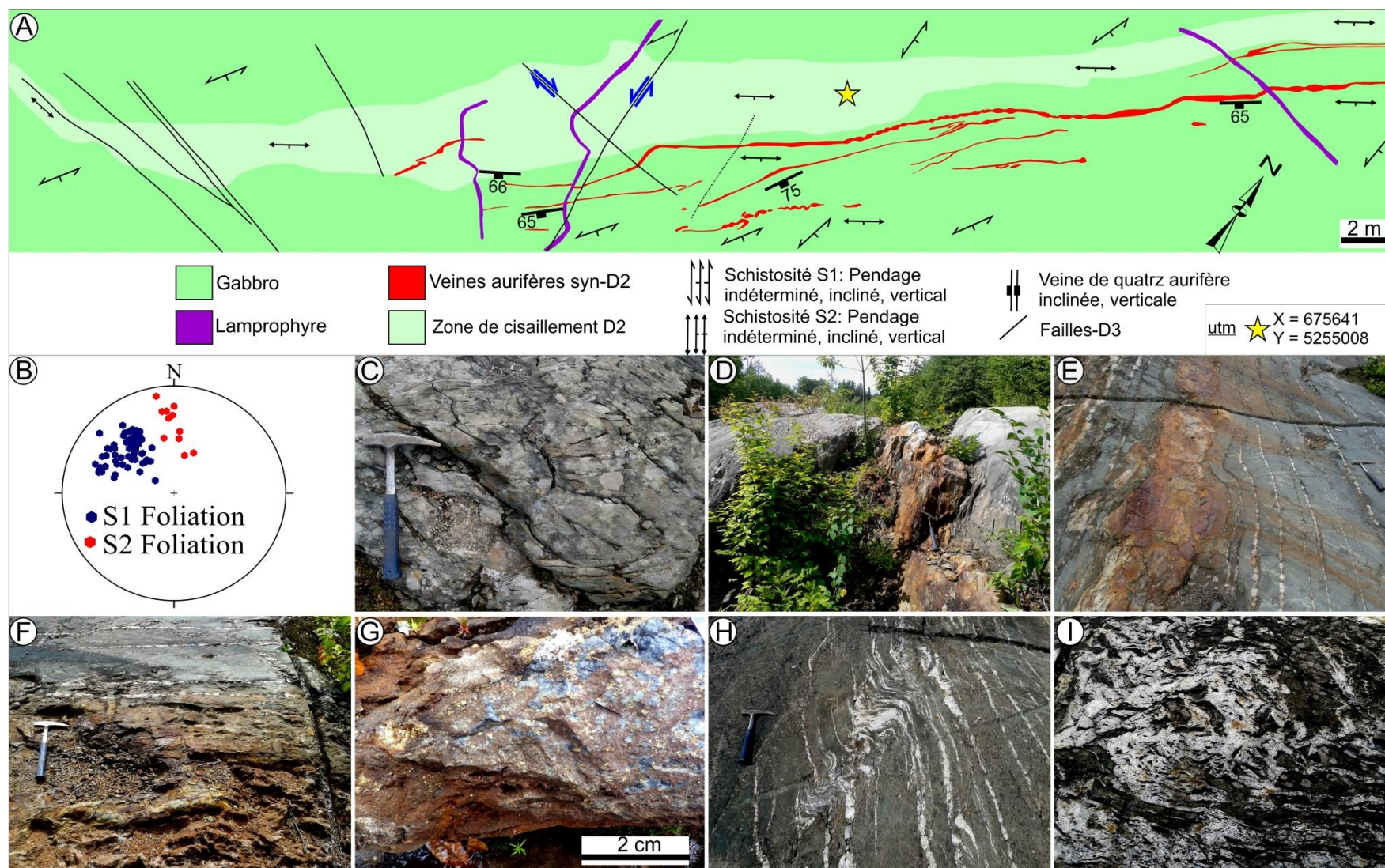


Figure 8-53: Caractéristiques géologiques de l'indice Hosking. (A) Carte géologique. (B) et (C) Gabbro encaissant la minéralisation. (D) et (E) Veines à remplissage de failles, son orientation est subparallèle celle de la schistosité S<sub>1</sub>. (F) et (G) Aspect de la zone de cisaillement aurifère, sulfures disséminés dans le gabbro d'où l'aspect oxydé. (H) Veinules de quartz aurifères en sigmoïde contenues dans une zone de cisaillement senestre. (I) Brèche hydrothermale de l'indice Hosking.

### 8.2.5.1 Analyse structurale

La stratification  $S_0$  n'est pas observée sur cet indice. Par ailleurs, la schistosité  $S_1$  et les plis  $F_1$  sont les principaux éléments structuraux associés à  $D_1$ . La schistosité  $S_1$ , illustrée par une schistosité de flux, a une orientation générale N 50° et un pendage subvertical fortement incliné vers le sud (figure 8-53B). Elle s'intensifie en bordure des veines de quartz et de la zone de cisaillement  $D_2$  principale. Les plis  $F_1$ , présentant des traces axiales coplanaires à l'orientation générale de la schistosité  $S_1$ , correspondent à des flexures mineures, symétriques ou asymétriques, qui replissent les veines de quartz « anté- $D_1$  ». La schistosité de crénulation  $S_2$ , très discrète, est subparallèle à la schistosité  $S_1$ . Elle a une orientation variant de N 50° à N 100° et un pendage subvertical incliné vers le sud.

Les zones de cisaillement  $D_2$  senestres ductile-fragiles ont une orientation variant de N 50° à N 100° et recoupent la schistosité  $S_1$  à des angles variant de 0 à 50°. Les veines de quartz en sigmoïde sont plissées par  $D_2$ , les traces axiales des plis  $F_2$  sont subparallèles à l'orientation générale des zones de cisaillement  $D_2$  (figure 8-53H). Par conséquent, la formation des plis  $F_2$  est synchrone au développement des zones de cisaillement  $D_2$  E-O.

Les brèches constituées de fragments de gabbro, en proportions variables dans une matrice finement cristalline constituée de chlorite, qui exhibe fréquemment des textures d'écoulement (figures 8-54A à 8-54F), sont les structures les plus jeunes de cet indice. Les brèches ont été formées par l'injection de pseudotachylites, déclenchées pendant la réactivation de la faille Hosking.

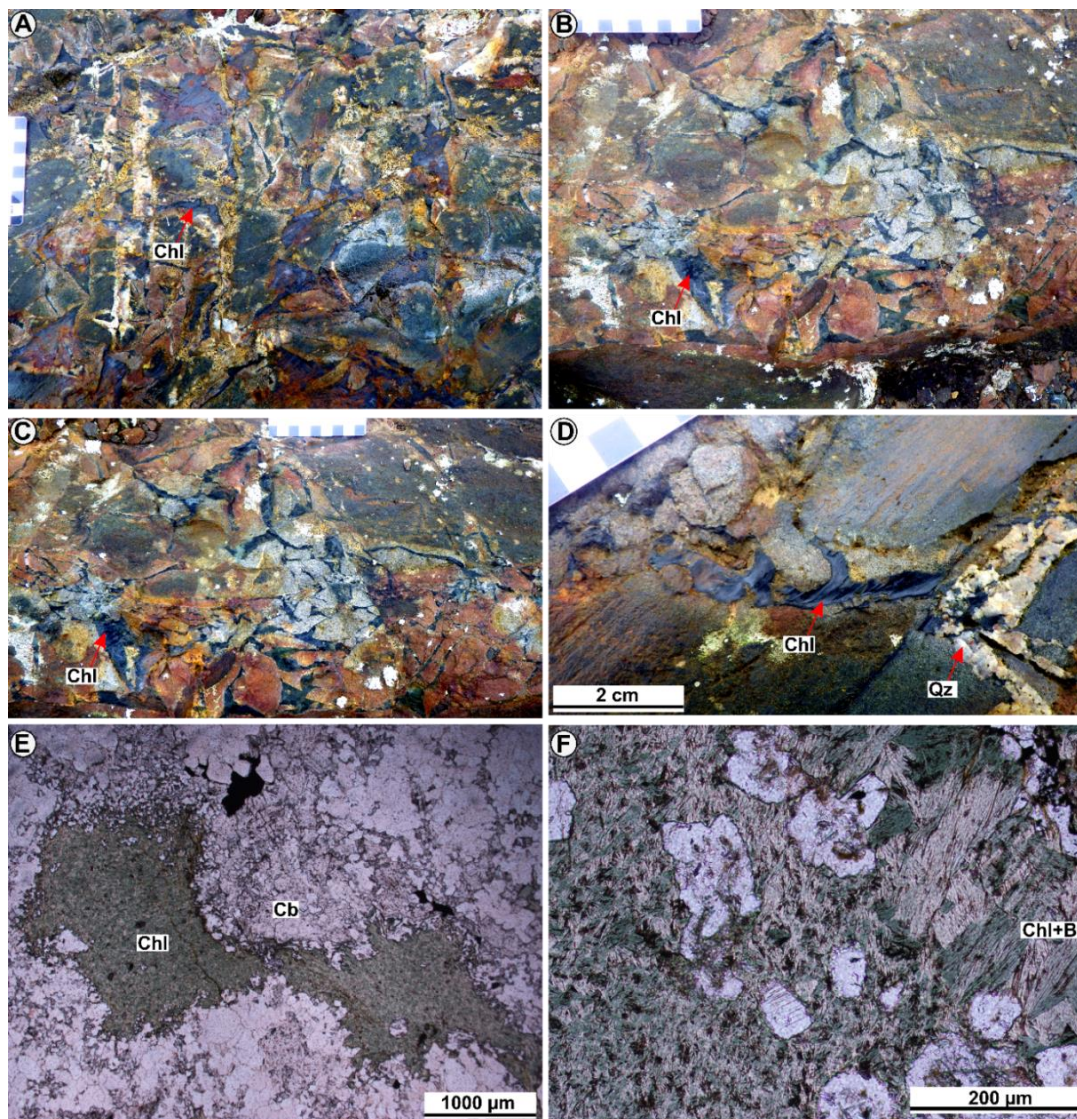
Enfin, le minerai de l'indice Hosking est principalement contenu dans des zones de cisaillement  $D_2$  oxydées (figures 8-53F et 8-53G), ainsi que dans des veines de quartz-carbonates à remplissage de failles (figures 8-53 D et 8-53E), mais également dans des veines de quartz bréchifiées (figure 8-53I). Toutefois, seules les zones de cisaillement  $D_2$  présentent un potentiel économique. À noter que la mise en place des veines de quartz et celle des dykes de lamprophyre sont pénécontemporaines (figures 8-55A et 8-55B). La bréchification et la formation des pseudotachylites sont antérieures à la mise en place des veines de quartz et des dykes de lamprophyre (figure 8-55C).

### 8.2.5.2 Minéralogie et phases métalliques

La pyrite et la pyrrhotite sont les sulfures dominants, alors que les minéraux de gangue sont essentiellement constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de biotite, de chlorite, de séricite et de carbonates. Trois générations de quartz sont également observées dans les minéralisations de l'indice Hosking (figure 8-56). Les phases métalliques sont

essentiellement constituées de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcopryrite et de sphalérite.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la phase métallique la plus dominante. En général, elle est quasiment recristallisée, cataclasée ou bréchifiée dans certains cas. Les fractures entre les grains de pyrite sont très souvent colmatées par les minéraux d'altérations (quartz, biotite, chlorite, séricite et carbonates), ainsi que par des minéraux ductiles comme la chalcopryrite et la sphalérite. La pyrite primaire (Py1) et recristallisée (Py2) sont toutes les deux observées (figure 8-57). La pyrrhotite est généralement observée en micro-inclusions dans la pyrite et en remplissage de fractures de celle-ci (figure 8-57). La chalcopryrite et la sphalérite sont observées dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-57).



**Figure 8-54: Pseudotachylite de l'indice Hosking. (A) et (B) Pseudotachylite formant la matrice entre les fragments de brèche. Le verre provient de la fusion de la roche encaissante. Ce verre est essentiellement constitué de chlorite. (C), (D), (E) et (F) Aspect microscopique des pseudotachylites. Notez la présence de veinule de verre chloritisée dans les roches préexistantes. (C), (E) et (F) Lumière transmise naturelle. (D) Lumière transmise polarisée.**

L'or natif n'a pas été observé pendant l'étude pétrographique des phases métalliques. De plus, selon l'étude au LA-ICP-MS (section 8.3), les sulfures (pyrite et pyrrhotite) sont dépourvus d'or primaire « invisible ».

En résumé, on peut regrouper la paragenèse métallique des minéralisations de l'indice Hosking en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite et de la pyrrhotite puis la seconde phase consiste en la coprécipitation de la chalcopyrite, de la sphalérite et enfin de l'or.

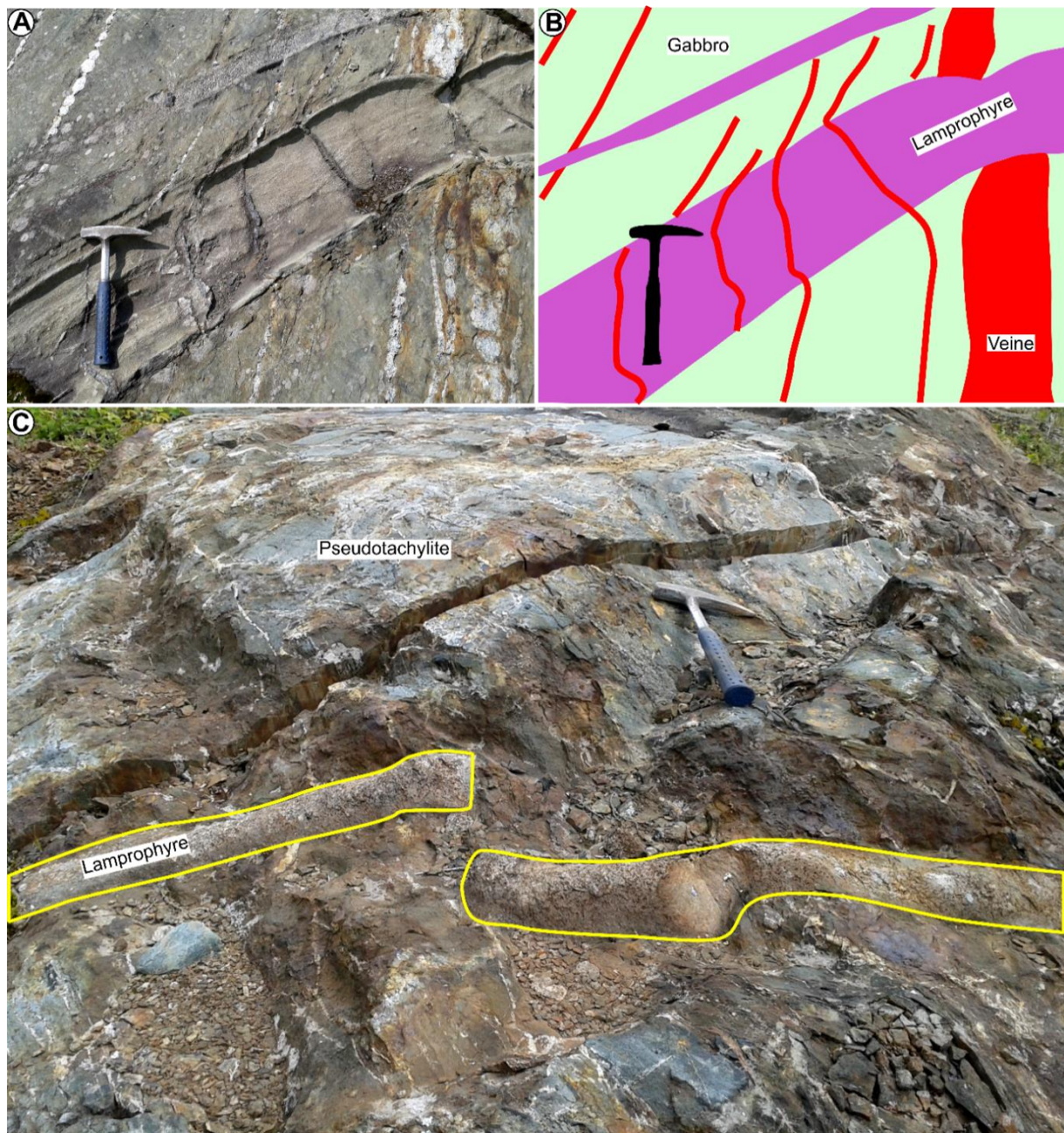


Figure 8-55: Chronologie des événements géologiques de l'indice Hosking. (A) et (B) Photos montrant le caractère contemporain des veines de quartz tardives par rapport aux dykes de lamprophyre. (C) Dyke de lamprophyre (kersantites/GII) bréchifié.

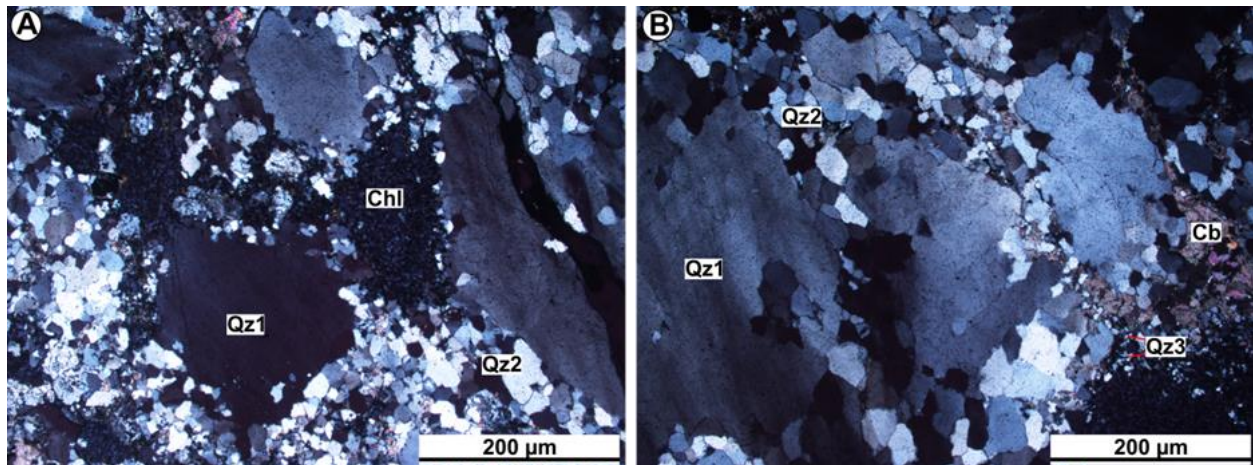


Figure 8-56: Pétrographie des différents types de quartz contenus dans les veines de quartz de l'indice Hosking. (A) et (B) Qz3, carbonates et chlorites en remplissage des fractures du Qz1 et du Qz2. Lumière transmise polarisée.

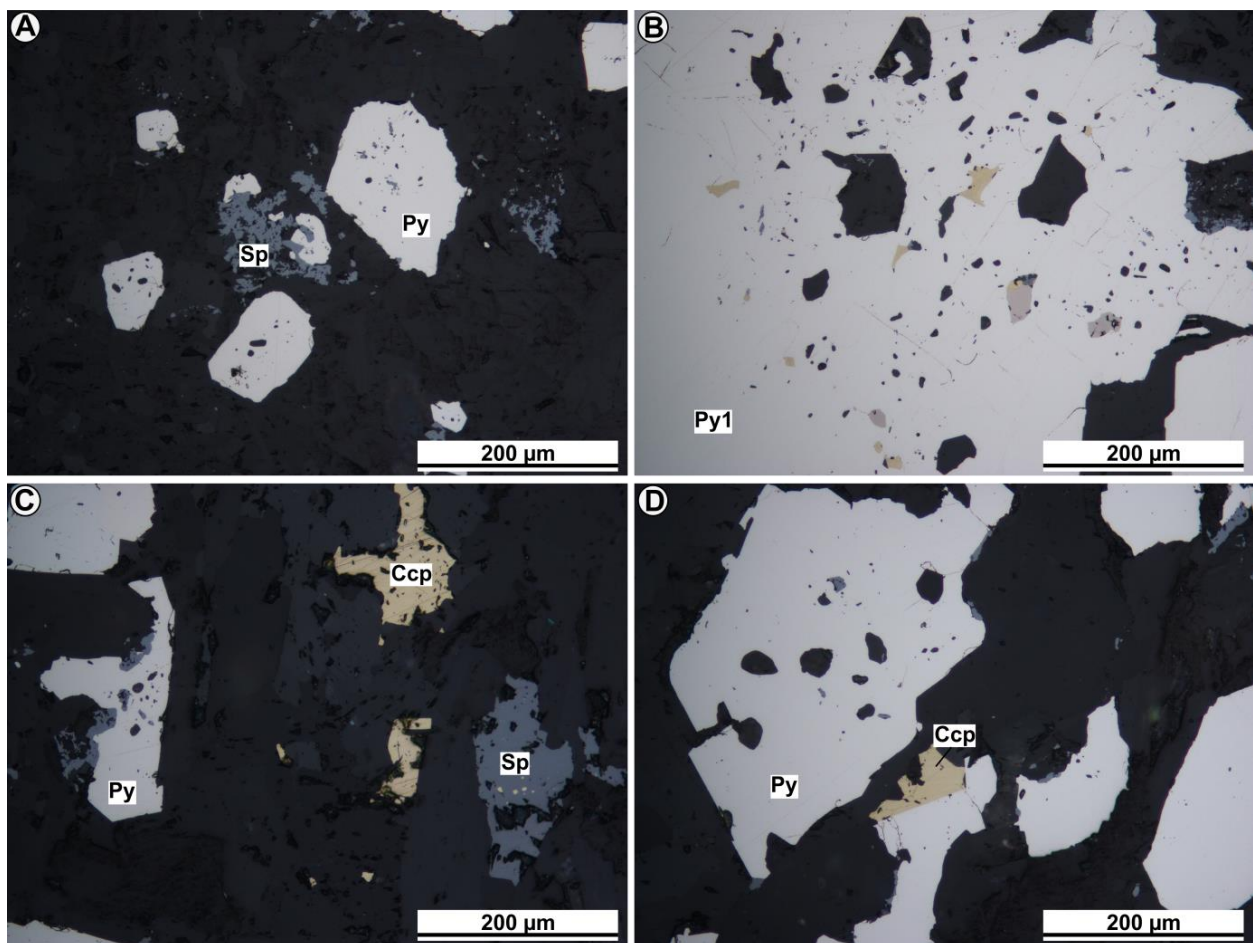


Figure 8-57: Pétrographie des phases métalliques des veines de quartz de l'indice Hosking. (A) et (B) Pyrite (Py1) avec un cœur riche en inclusions de pyrrhotite, de chalcopryrite et de sphalérite. (C) et (D) Chalcopryrite et sphalérite dans les fractures de la pyrite et du quartz.

### 8.2.5.3 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associé aux veines de quartz de l'indice Hosking consiste en un assemblage de chlorite-biotite-séricite-carbonates-quartz<sup>3</sup> (figure 8-58). Ce faciès d'altération se localise en dans les microfissures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. Les phyllosilicates, à savoir la biotite, la chlorite et la séricite sont généralement orientées parallèlement au plan de la schistosité  $S_2$  et du cisaillement  $D_2$ .

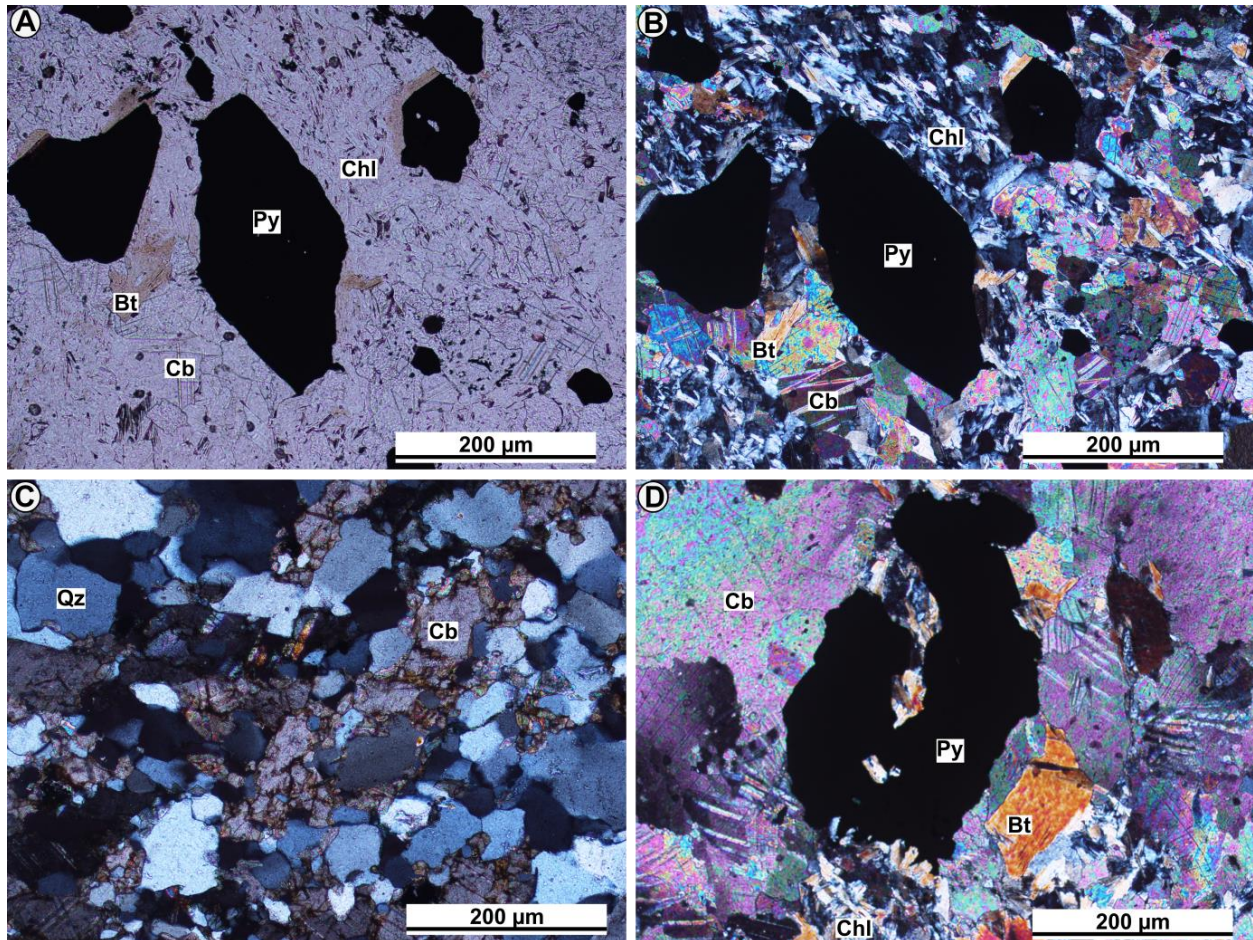


Figure 8-58: Faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-carbonates-quartz<sup>3</sup> associé aux veines de quartz de l'indice Hosking. (A) et (B) Biotite rétrogradée en chlorite, et ce, en remplissage des fractures du quartz et de la pyrite. Lumière transmise naturelle. (C) et (D) Carbonates, biotite, chlorite et Qz<sup>3</sup> en remplissage des fractures du Qz<sup>2</sup> et de la pyrite. Lumière transmise naturelle.

### 8.2.6 Indice Aubelle 2 est

L'indice Aubelle 2 est, découvert en 1934 et mis en valeur en 1995, est le deuxième indice minéralisé le plus important de la propriété de Mines JAG Ltée. Il est localisé à environ 1,2 km au NNO de la ville de Belleterre (figure 8-1). La zone minéralisée mesure 305 m de longueur avec une largeur variant entre 2 et 3 m. La minéralisation est contenue à l'intérieur des veines

de quartz-carbonates qui sont orientées E-O, lesquelles sont encaissées dans un gabbro schisteux ou dans un basalte silicifié. La veine est constituée de quartz bleuté à grisâtre avec 5 à 25 % de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que des traces de chalcoppyrite, de sphalérite, de graphite et d'or (Hallé, 1995). Les teneurs obtenues sur cinq échantillons choisis sont de 11,86 gt, 17,2 g/t, 1,02 g/t, 425,9 g/t et 218 g/t Au (Hallé, 1995). Les teneurs obtenues sur 16 échantillons de rainure ont donné des valeurs variant de 0,5 à 4,7 g/t Au (tableau 8-6). Pour plus de détails sur cet indice, se référer à Hallé (1995) et Taner (2014).

**Tableau 8-6: Statistique descriptive de la composition chimique de quelques échantillons de rainure de l'indice Aubelle 2 est. Valeurs négatives = inférieures à la limite de détection.**

Variabes	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Écart-type
Ag (ppm)	16	1,000	22,200	6,481	5,992
Bi	16	-2,000	31,000	3,250	8,963
Cd	16	-0,500	9,700	4,525	3,119
Cu	16	97,000	1865,000	572,313	445,354
Fe	16	1,180	14,950	7,964	3,183
Mo	16	-1,000	17,000	7,063	5,118
Pb	16	7,000	2850,000	366,000	838,518
S	16	0,710	6,670	4,096	1,947
Zn	16	125,000	2670,000	1192,250	822,264
Au	16	0,500	4,750	1,689	1,335

### 8.2.6.1 Analyse structurale

Le mauvais état des affleurements de l'indice Aubelle 2 est ne permet pas une analyse structurale détaillée des structures contrôlant les veines de quartz-carbonates aurifères. Toutefois, les veines aurifères sont contenues dans un grand couloir de déformation de direction E-O. Les veines de quartz-carbonates échantillonnées dans le cadre de cette thèse ont une orientation générale E-O et sont subparallèle à la schistosité  $S_1$ . Les structures de déformation sont discrètes sur cet indice; aucune zone de cisaillement n'a été observée. Par conséquent, en dépit du mauvais état des affleurements, les veines de quartz-carbonates de cet indice seraient de type veine de quartz à remplissage de failles. À noter que les veines de quartz aurifères sont essentiellement encaissées dans les formations de fer. Par conséquent, les veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est peuvent être classifiées comme étant de type *Homestake ou BIF-hosted vein* (Poulsen et al., 2000).



### 8.2.6.2 Minéralogie et phases métalliques

Les minéraux de gangue sont constitués de plus de 90 % de quartz recristallisé, de séricite, d'épidote, de biotite, de chlorite et de carbonates. D'un autre côté, les phases métalliques de l'indice Aubelle 2 sont principalement constituées de pyrrhotite, de pyrite, ainsi que de traces de chalcopryrite, de marcassite, de sphalérite, de galène, de bismuth et d'or.

La pyrite, de dimension millimétrique à centimétrique, est la plus précoce des sulfures de cet indice. La pyrrhotite, riche en inclusions de silicates, est la phase métallique la plus abondante. Elle est partiellement ou complètement transformée en marcassite sous l'effet du métamorphisme rétrograde ou de l'altération supergène (figure 8-59). Elle est observée en remplissage des fractures de la pyrite et du quartz, ainsi qu'en moulage de ceux-ci (figure 8-59) d'où la texture de type *durchbewegung* (Vokes, 1969; Marshall et Gilligan, 1989; Craig, 1991a; McCutcheon, 2011). La chalcopryrite et la sphalérite, également riches en inclusions de silicates, sont observées dans les fractures des grains de pyrite et de quartz ou en inclusions dans ceux-ci (figure 8-60). La galène est très abondante et demeure le sulfure caractéristique de cet indice minéralisé. Elle présente les mêmes caractéristiques que les autres sulfures ductiles. Le bismuth, observé en inclusions dans la galène et la pyrrhotite, est étroitement associé à la galène. En outre, la forte corrélation positive entre le Bi et le Pb corrobore cette assertion (tableau 8-7).

L'or est essentiellement de type électrum (figure 8-61). Ainsi, la concentration approximative en Ag de l'or est de 32 % (figure 8-62). L'analyse au LA-ICP-MS a montré que la pyrite et la pyrrhotite sont dépourvues d'or en solution. L'électrum, remobilisé probablement pendant l'épisode de déformation  $D_2$ , est observé dans les points triples et les fractures de la pyrite et du quartz. Sa précipitation est synchrone à celle des sulfures ductiles d'où la forte corrélation positive entre l'Au et les éléments Cu, Zn et moindrement Pb (tableau 8-7).

En somme, on peut regrouper les phases métalliques des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 en une première phase qui consiste en la précipitation de la pyrite et de la pyrrhotite et en une seconde phase qui consiste en la coprécipitation de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la galène, du bismuth et enfin de l'électrum.

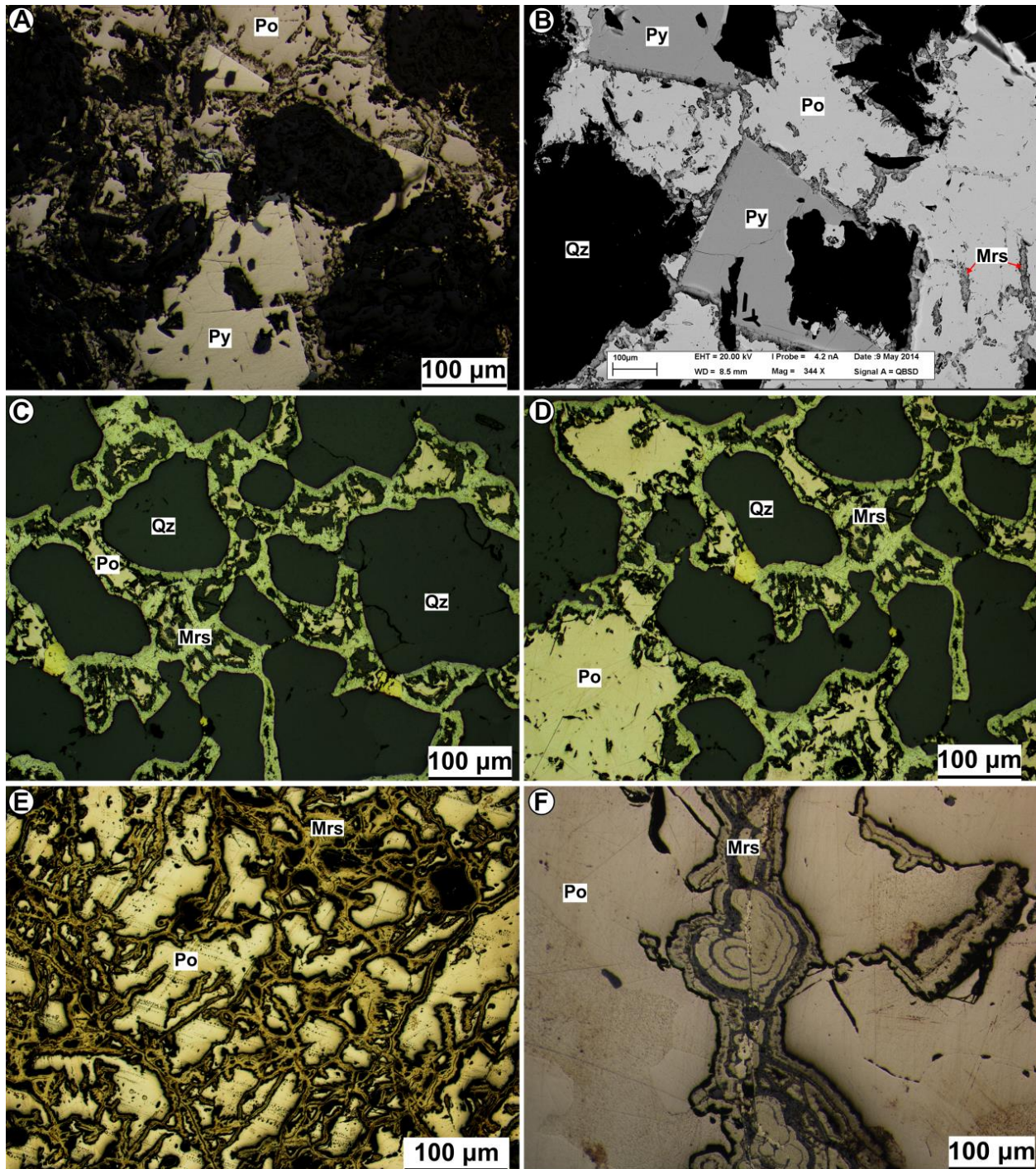


Figure 8-59: Pétrographie des phases métalliques primaires des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. (A) et (B) Pyrite moulée par la pyrrhotite. (C) et (D) Pyrrhotite entre les contacts intergranulaires des cristaux de quartz d'où la texture de *durchbewegung*. À noter la présence de la marcassite provenant de la transformation de la pyrrhotite pendant le métamorphisme rétrograde ou l'altération supergène. (E) Pyrrhotite partiellement transformée en marcassite. (F) Marcassite provenant de la transformation de la pyrrhotite.

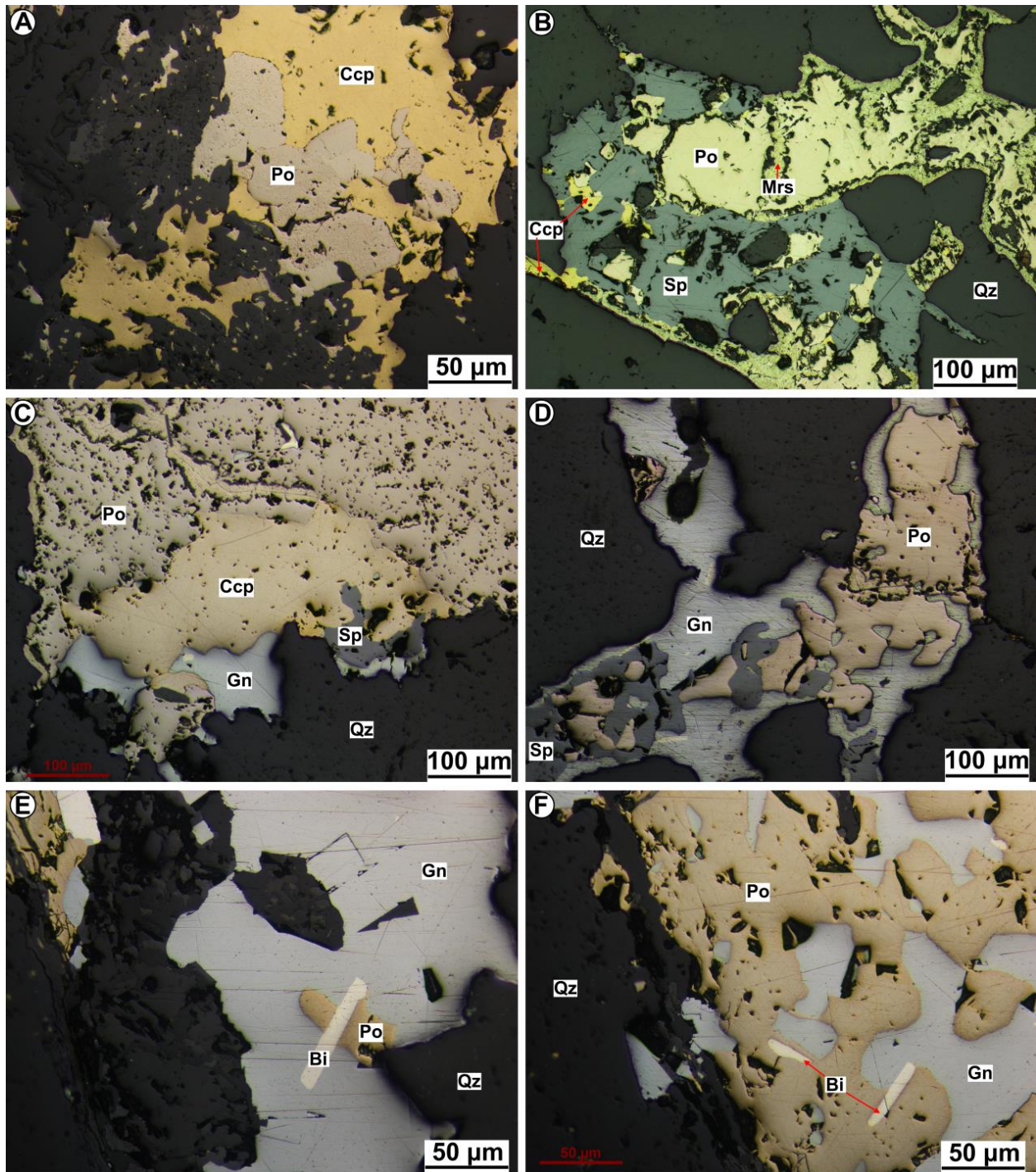


Figure 8-60: Pétrographie des phases métalliques secondaires des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. (A) Pyrrhotite moulée par la chalcopyrite. (B) Pyrrhotite et sphalérite en remplissage des fractures du quartz. (C) et (D) Sphalérite, chalcopyrite et galène en remplissage des fractures du quartz. (E) et (F) Bismuth en inclusions dans la pyrrhotite et la galène, le bismuth constitue la dernière phase métallique et est étroitement associé à la galène. (A) et (F) Lumière réfléchie.

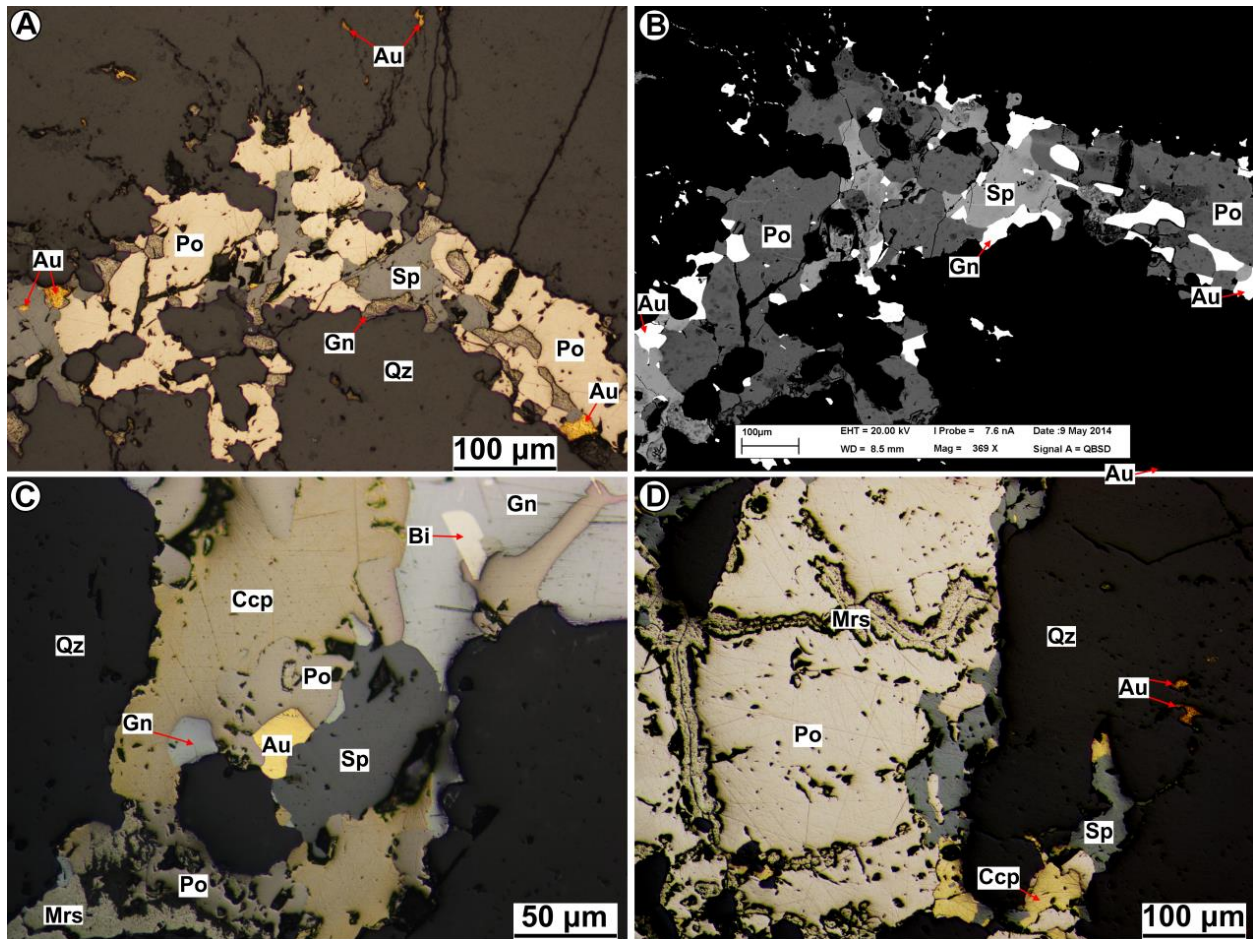


Figure 8-61: Pétrographie de la phase aurifère des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. (A) et (B) Or, sphalérite et galène en remplissage des fractures du quartz. (A) Lumière réfléchie. (B) Photo prise au MEB. (C) Or en inclusions dans la pyrrhotite. À noter que l'or est remobilisé en même temps que la chalcopyrrite, la sphalérite, la galène et le bismuth. (D) Or, chalcopyrrite, sphalérite et galène remobilisés dans les fractures du quartz. (C) et (D) Lumière réfléchie.

Tableau 8-7: Matrice de corrélation de quelques éléments métalliques des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. Données obtenues de l'analyse des roches totales. Notez la forte corrélation positive entre l'Au et les éléments Ag, Bi, Cu et Zn. L'Ag est corrélé avec les éléments Bi, Cd, Cu, Mo, Pb, Zn et Au.

Variables	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Fe	Mo	Pb	S	Zn	Au
Ag	1	0,204	0,939	0,577	0,722	0,012	0,522	0,757	0,225	0,559	0,865
As		1	0,080	0,076	0,130	-0,021	-0,129	-0,085	0,202	0,050	0,432
Bi			1	0,638	0,746	0,038	0,600	0,794	0,280	0,615	0,750
Cd				1	0,465	0,046	0,611	0,366	0,559	0,956	0,489
Cu					1	0,461	0,461	0,394	0,596	0,479	0,686
Fe						1	-0,122	-0,317	0,476	0,135	0,128
Mo							1	0,723	0,265	0,477	0,162
Pb								1	-0,150	0,247	0,386
S									1	0,611	0,362
Zn										1	0,515
Au											1

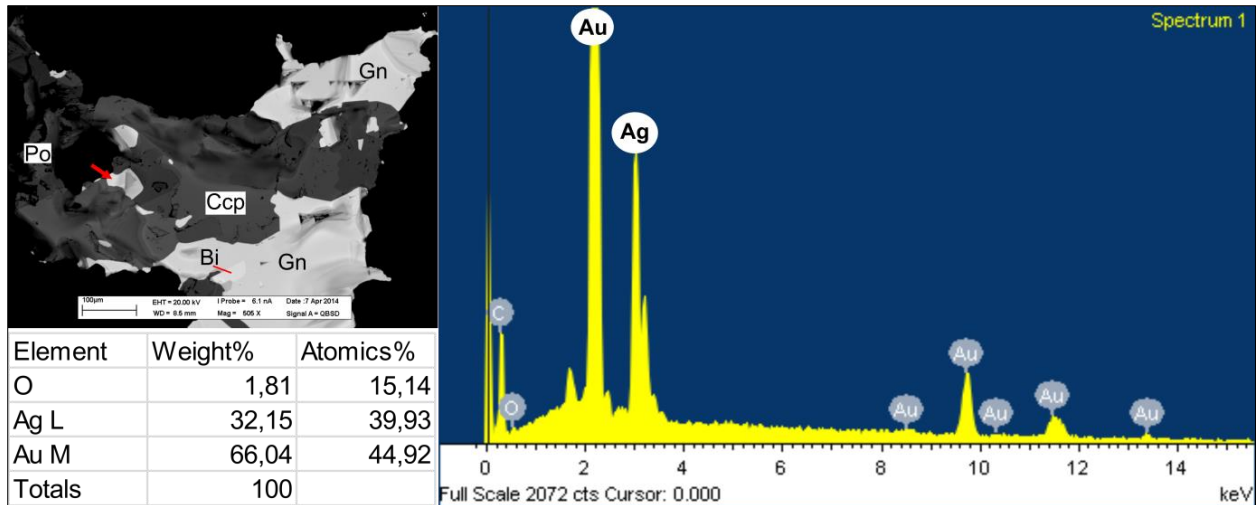


Figure 8-62: Détermination de la nature de l'or remobilisé dans les fractures de la pyrite de l'indice Aubelle 2 est. L'analyse au MEB de quelques grains d'or prouve que l'or de l'indice Aubelle 2 est de type électrum.

### 8.2.6.1 Altération hydrothermale

Le faciès d'altération hydrothermale associé à la minéralisation de l'indice Aubelle 2 est constitué d'un assemblage d'épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz pour la phase métallique précoce à pyrite-pyrrhotite (figure 8-63). Par contre, la phase métallique aurifère est caractérisée par un faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-calcite quartz<sup>3</sup> (figure 8-64). Ces faciès d'altération se localisent en général dans les fractures, en bordure et au cœur des minéraux cassants comme la pyrite et le quartz. L'épidotisation est le faciès d'altération caractéristique de la phase métallique non aurifère, alors que la biotisation est étroitement associée à la phase métallique aurifère.

La composition chimique de la biotite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la biotite ferrifère est le principal type de biotite du faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-calcite quartz<sup>3</sup> (figures 8-65A et 8-65B). La chlorite de ce faciès d'altération est secondaire et provient essentiellement de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde, alors que celle associée au faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz est primaire. Cependant, la composition chimique de la chlorite, déterminée par l'analyse à la microsonde, montre que la ripidolite est le principal type de chlorite du faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-calcite quartz<sup>3</sup>, alors que la shéridanite est le type de chlorite associée au faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz (figures 8-65C et 8-65D). Enfin, la calcite est associée au faciès d'altération à chlorite-biotite-séricite-calcite quartz<sup>3</sup>, alors que la sidérite est caractéristique du faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz (figure 8-65E).

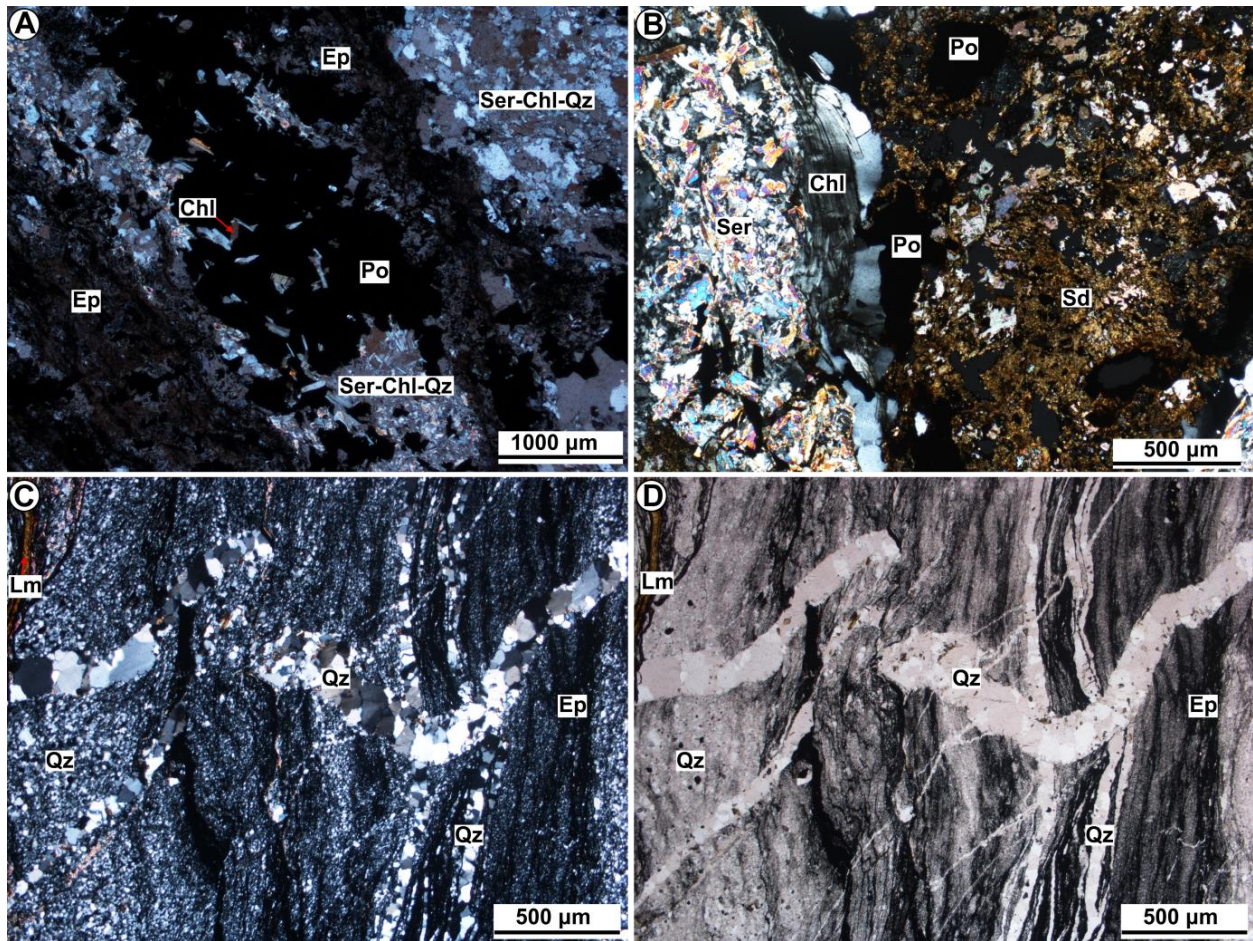


Figure 8-63: Faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz associées à la phase métallique non aurifère de l'indice Aubelle 2 est. (A) Épidote, séricite, chlorite et quartz microcristallin associés à la pyrrhotite. (B) Séricite associée à la phase métallique non aurifère. (C) et (D) Quartz microcristallin et épidote, associés à la phase métallique non aurifère. (C) Lumière transmise polarisée. (D) Lumière transmise naturelle.

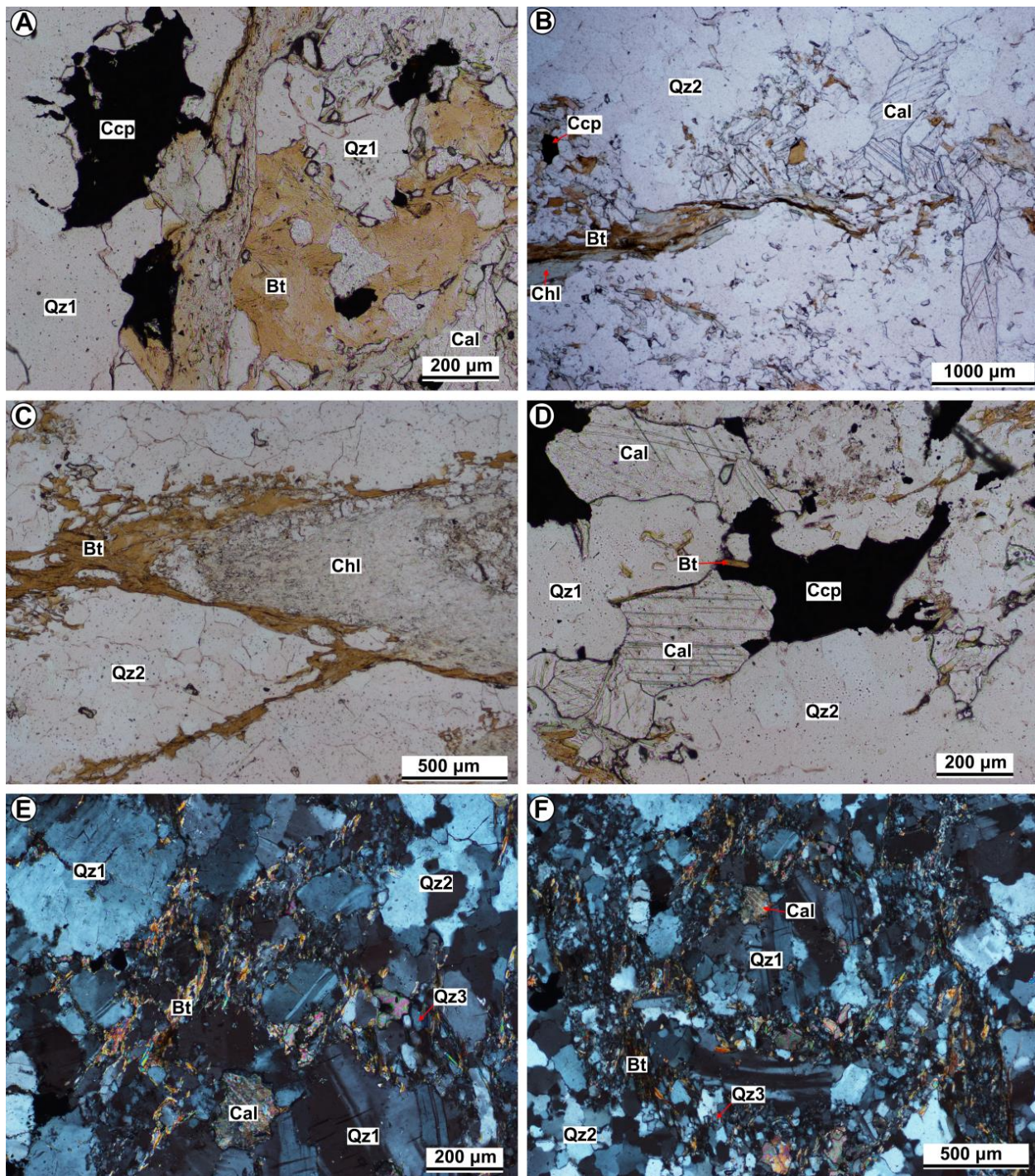


Figure 8-64: Faciès d'altération à biotite-séricite-calcite±chlorite-quartz3 associé à la phase métallique aurifère de l'indice Aubelle 2 est. (A) Biotite et chalcopryrite en remplissage des fractures du quartz. Lumière transmise naturelle. (B) Biotite et calcite en remplissage des fractures du quartz. Lumière transmise naturelle. (C) Biotite rétrogradée en chlorite sous l'effet du métamorphisme rétrograde. Lumière transmise naturelle. (D) Biotite, calcite et chalcopryrite en remplissages des fractures du quartz. Lumière transmise naturelle. (E) et (F) Prédominance des minéraux d'altération en remplissage des fractures du quartz. Lumière transmise polarisée.

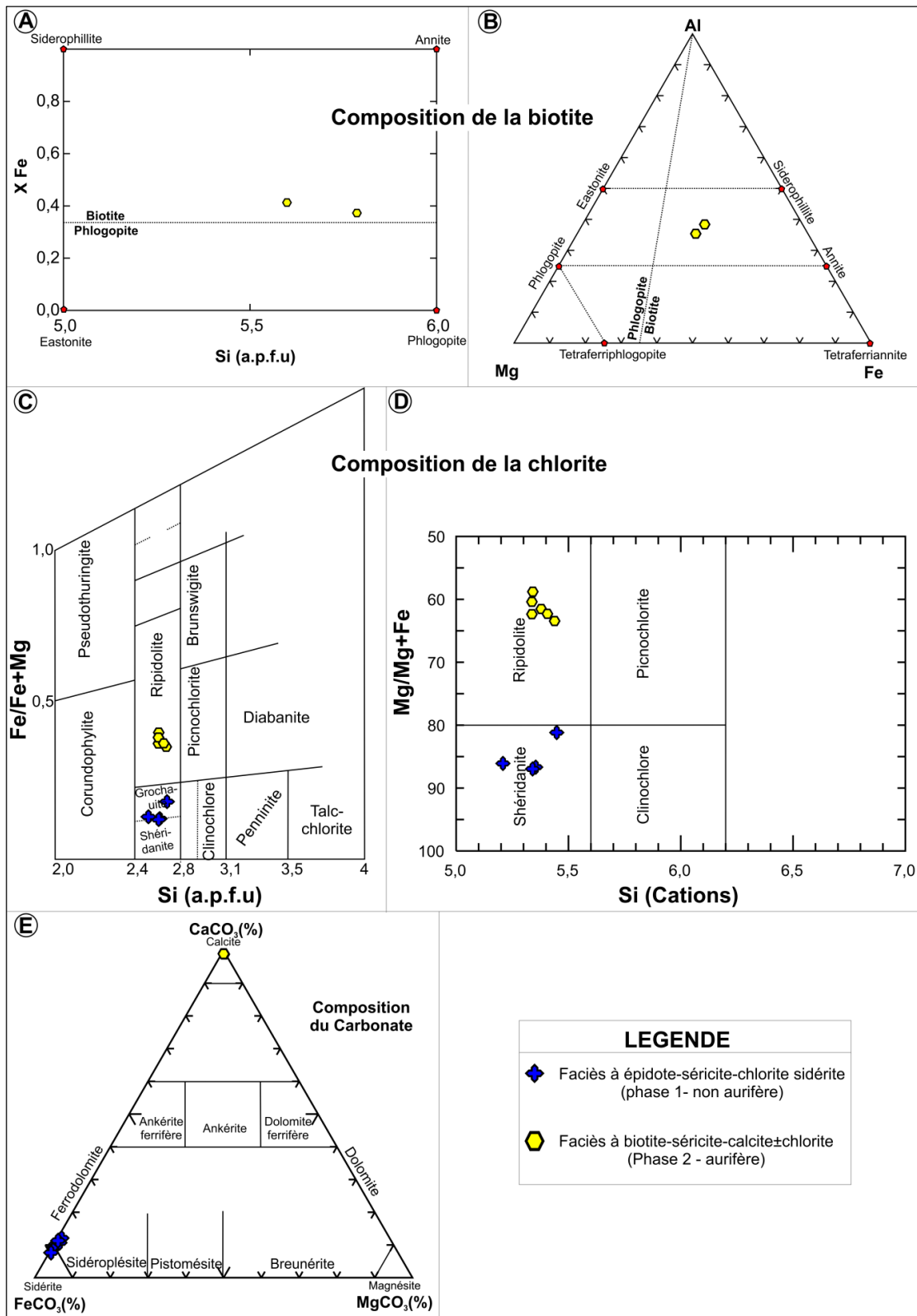


Figure 8-65: Composition de la biotite, la chlorite et des carbonates des veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est. (A) Diagramme de classification des biotites selon Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015). (C) et (D) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement. (E) Diagramme de classification des carbonates tiré de Yergeau (2015).



### 8.3 Analyse par LA-ICP-MS de la pyrite des veines de quartz aurifères

La composition de la pyrite des veines de quartz précoces et tardives a été déterminée à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma induit couplée à l'ablation laser (LA-ICP-MS) au Laboratoire des Matériaux Terrestres (LabMater) de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Les étapes de la technique LA-ICP-MS sont les suivantes (source LabMater): 1- L'échantillon solide est placé dans une petite cellule; 2- L'ablation laser utilise des rayons UV avec une longueur d'onde de 193 nm; 3- Une vapeur de petites particules (<2 µm) du minéral est produite; 4- Cette vapeur est transportée par un gaz (hélium) jusqu'au spectromètre de masse; 5- Les particules sont ionisées dans un plasma-Ar (~ 6000 °K). Un diamètre de 10 ou 20 µm a été choisi pour réaliser la cartographie élémentaire des grains de pyrite. Cependant, pour l'analyse systématique de la concentration des éléments de la pyrite, un diamètre de 73 µm fut utilisé pour effectuer les profils en surface des grains. Les standards utilisés pour la calibration des éléments sont *MASS1*, *MASS5* et *LAFLAM*. Le standard *GSE1* (verre volcanique) est utilisé pour la calibration du LA-ICP-MS. Les données brutes obtenues après l'analyse au LA-ICP-MS ont été traitées par le biais du logiciel *Iolite* et les concentrations sont données en ppm.

#### 8.3.1 Analyse par LA-ICP-MS de la pyrite des VQP

Les pyrites primaires (Py1) et recristallisées (Py2) des indices Veine 3, Veine 4 et Veine 11 ont été analysées dans le cadre de cette étude. La cartographie élémentaire d'une pyrite primaire (Py1) de l'indice Veine 3 (figure 8-66) a été réalisée. Les parties riches en inclusions, particulièrement le cœur de la pyrite, sont toujours enrichies en Se, Zn, Cu, Pb, Bi, Sb, Mo, Te, Ag, et Au comparativement aux parties limpides qui sont dépourvues d'inclusions. Quant aux parties limpides, elles sont enrichies en As, Co et Ni, ce qui prouve que ces éléments se trouvent exclusivement dans la structure cristalline de la pyrite. En termes de concentration absolue, les parties riches en inclusions sont toujours les plus enrichies en métaux comparativement aux parties limpides (tableau 8-8). Notez que la pyrite recristallisée (Py2) a les mêmes caractéristiques que les parties limpides de la pyrite primaire (Py1). Elle est moins enrichie en métaux. La concentration en Au et autres éléments métalliques étant très faible dans les pyrites des indices Veine 3, Veine 4 et Veine 11, les matrices de corrélation de Pearson n'ont donc pas été réalisées par souci de concision.

**Tableau 8-8: Comparaison de la concentration moyenne de quelques éléments traces des Py1 et Py2 de l'indice Veine 3. La couleur jaune indique les valeurs les plus élevées.**

	Py1 Veine 3	Py2 Veine 3
Variables	Moyenne (n= 48)	Moyenne (n= 45)
Au (ppm)	0,836	0,088
V	5,258	0,880
Co	326,657	394,527
Se	12,024	8,448
Mo	3,944	0,556
Ag	5,718	0,394
Cd	2,520	0,131
Sn	0,451	0,079
Sb	0,900	0,100
W	1,641	0,102
Pb	75,832	6,635
Bi	52,610	4,905
Cu	564,519	22,606
Zn	605,665	21,411
As	1846,935	1008,686
Tl	0,099	0,013
Mn	1879,456	1856,931
Ni	620,822	519,870
Te	20,763	2,489

### 8.3.2 Analyse par LA-ICP-MS de la pyrite des VQT

La figure 8-67 présente une cartographie élémentaire d'une pyrite primaire (Py1) du gîte Aubelle principale. Les parties riches en inclusions, particulièrement le cœur de la pyrite, présentent les plus fortes concentrations en Se, Cu, Pb, Bi, Mo, Te, Ag, et Au comparativement aux parties limpides et recristallisées. En ce qui concerne les pyrites limpides, elles sont enrichies en As, Co et Ni. Ce qui prouve que ces éléments se trouvent exclusivement dans la structure cristalline de la pyrite. L'or dans le cas présent est étroitement associé au cœur, c'est-à-dire aux inclusions. En terme d'association entre métaux, l'Au contenu dans le cœur de la Py1 du gîte Aubelle principale présente une corrélation positive avec les éléments Co, Mo, Ag, Pb, Bi, As, Tl, et Te (tableau 8-9).

La cartographie élémentaire d'une pyrite recristallisée (Py2) du gîte Aubelle principale (figure 8-68) a également été effectuée. Tous les éléments métalliques sont remobilisés, expulsés et concentrés dans des fissures tardives et des interstices de recristallisation, ainsi qu'au niveau de

la bordure de la Py2. Par conséquent, le cœur de la Py2 est appauvri et sa bordure est enrichie en métaux, et ce, comparativement à la Py1. En terme d'association entre métaux, l'Au contenu dans le cœur de la Py2 du gîte Aubelle principale présente une corrélation positive avec les éléments Cu, Ag et Te (tableau 8-9). Dans le cas de l'indice Audrey, l'Au contenu dans la bordure de la Py2, présente une forte corrélation positive avec les éléments Sn, W, Mo, Sb, Tl, Bi, Cu et Pb (tableau 8-9). À noter que l'indice Audrey présente une forte composante magmatique qui est témoignée par la forte corrélation positive entre les éléments Sn, W, Mo, Sb, Tl et l'Au (tableau 8-10 et figure 8-69).

**Tableau 8-9: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py1 du gîte Aubelle principale.**

Variables	Au	V	Cr	Co	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	W	Pb	Bi	Cu	Zn	As	Tl	S	Mn	Ni	Te	
Au	1,0																					
V	0,4	1,0																				
Cr	0,1	-0,1	1,0																			
Co	0,6	0,7	-0,1	1,0																		
Se	0,4	0,8	0,0	0,9	1,0																	
Mo	1,0	0,4	0,0	0,6	0,4	1,0																
Ag	1,0	0,4	0,1	0,6	0,5	1,0	1,0															
Cd	-0,2	-0,3	-0,5	-0,3	-0,3	-0,1	-0,2	1,0														
Sn	0,0	0,0	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	1,0													
Sb	0,2	0,4	-0,3	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1	0,4	1,0												
W	-0,2	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	-0,2	0,3	-0,1	-0,2	1,0											
Pb	0,7	0,8	-0,2	0,8	0,8	0,6	0,7	0,0	0,3	0,7	-0,4	1,0										
Bi	0,0	0,3	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,5	-0,2	0,4	1,0									
Cu	-0,1	0,6	-0,3	0,4	0,6	0,0	0,0	0,3	0,3	0,2	-0,1	0,5	0,4	1,0								
Zn	-0,1	-0,3	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	1,0	0,7	0,1	0,2	0,0	0,4	0,3	1,0							
As	0,6	0,8	-0,1	1,0	0,9	0,6	0,6	-0,3	0,0	0,5	-0,4	0,9	0,1	0,6	-0,3	1,0						
Tl	0,6	0,6	0,1	0,8	0,8	0,6	0,6	-0,2	0,0	0,5	-0,4	0,8	0,0	0,4	-0,2	0,9	1,0					
S	0,3	0,4	0,4	0,3	0,5	0,3	0,3	-0,4	-0,4	-0,2	-0,3	0,2	-0,3	0,0	-0,4	0,3	0,3	1,0				
Mn	0,0	-0,1	0,5	-0,2	0,0	0,0	-0,1	-0,3	-0,3	-0,4	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	0,6	1,0			
Ni	0,0	-0,1	0,6	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,5	-0,4	-0,2	0,2	-0,2	-0,2	-0,4	-0,5	-0,2	-0,1	0,1	0,0	1,0		
Te	0,7	0,7	0,2	0,7	0,6	0,6	0,7	-0,2	0,3	0,5	-0,4	0,9	0,5	0,3	-0,2	0,7	0,6	0,3	-0,1	0,1	1,0	

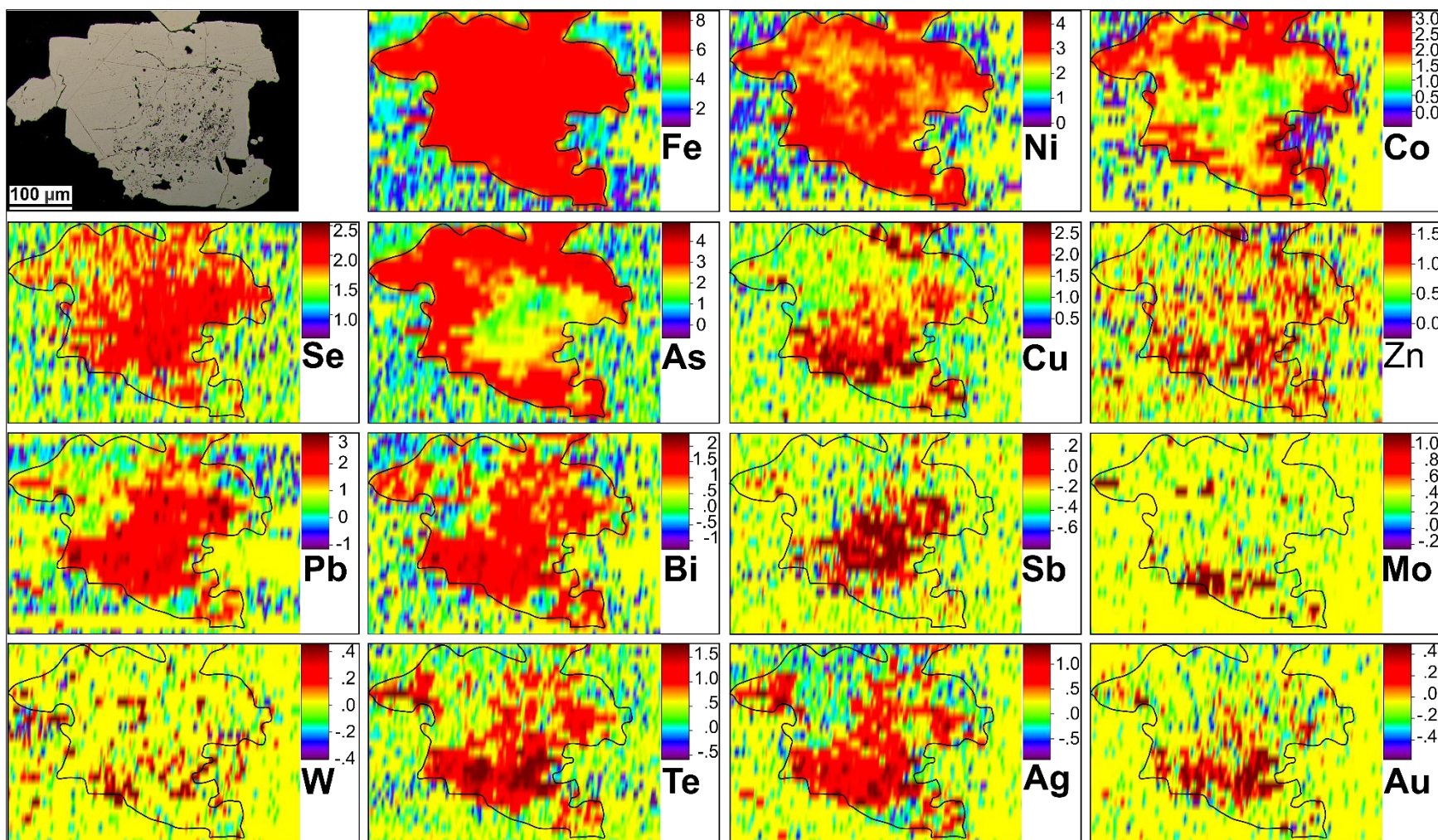


Figure 8-66: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en  $\text{Log}_{10}$ ) d'une pyrite primaire (Py1). Notez la concentration des éléments, dans les parties riches en inclusions, à l'exception des éléments Ni, Co, Se et As. Ces derniers éléments réfractaires associés à la structure cristalline de la pyrite. Lamme mince polie M188LP, Indice Veine 3.Échelle logarithmique.

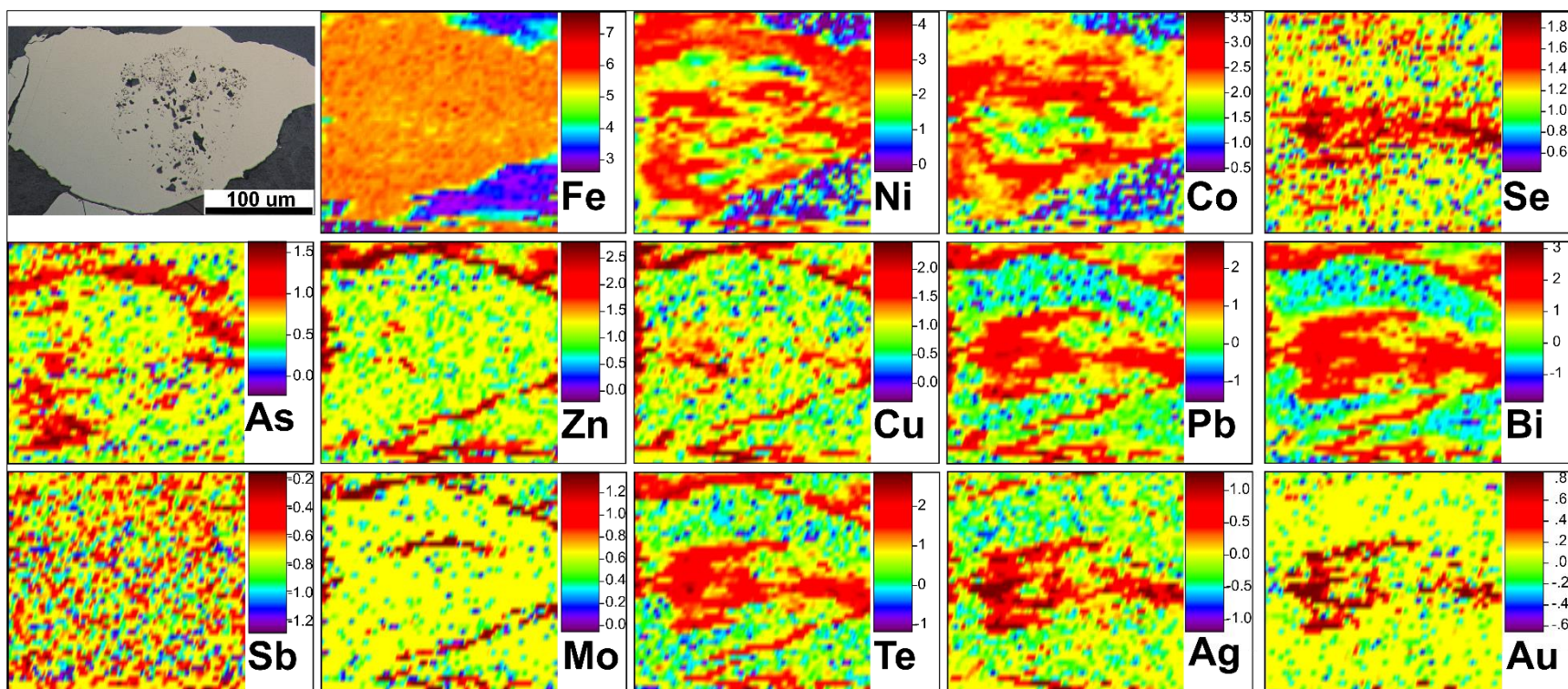


Figure 8-67: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en  $\text{Log}_{10}$ ) d'une pyrite primaire (Py1). Notez la concentration des éléments dans les parties riches en inclusions, à l'exception des éléments Ni, Co, Se et As. Ces derniers éléments réfractaires sont associés à la structure cristalline de la pyrite. Lame mince polie M22, gîte Aubelle principale. Échelle logarithmique.

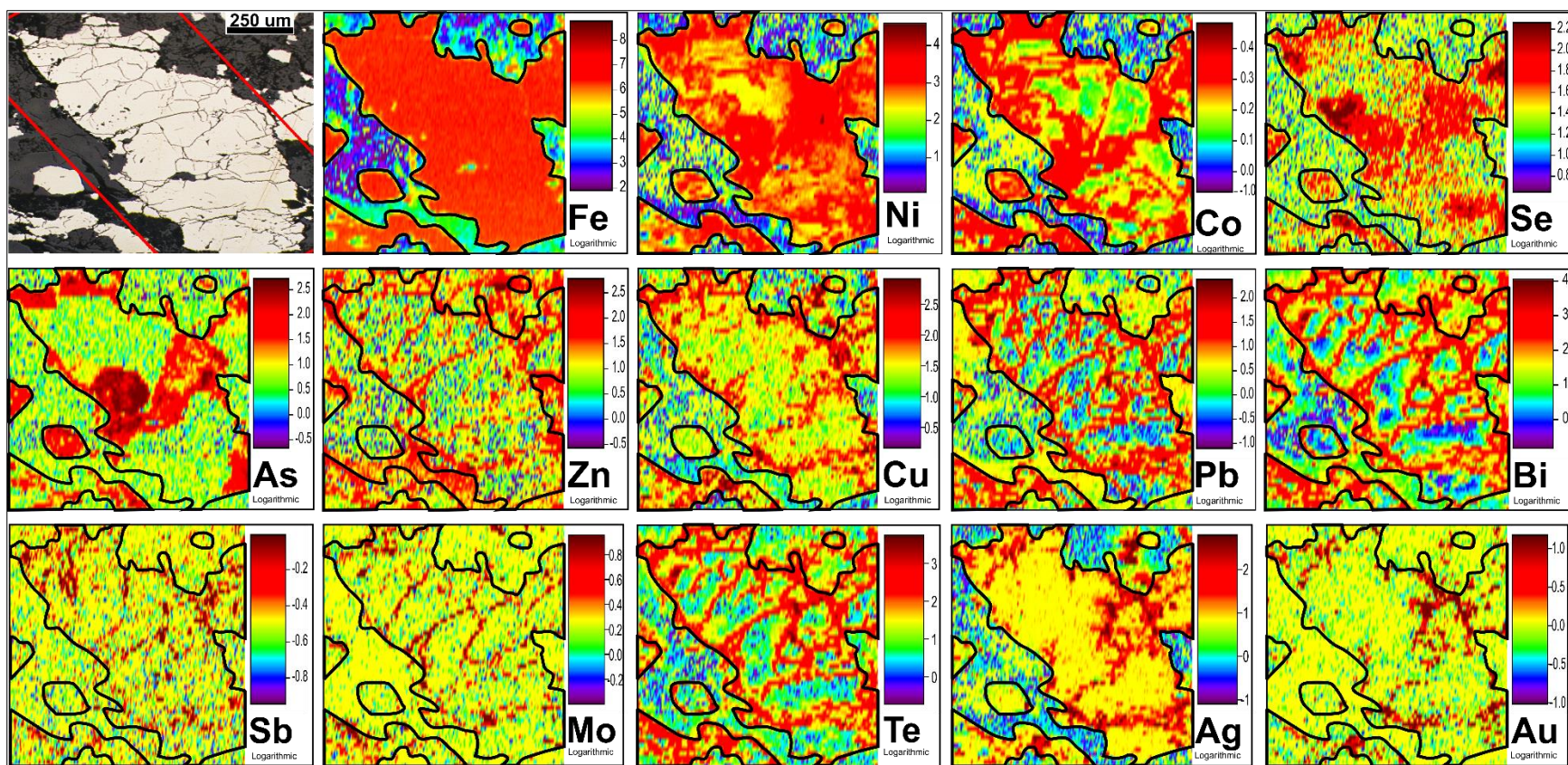


Figure 8-68: Cartes de distribution de quelques éléments en traces (en Log10) d'une pyrite recristallisée (Py2). Notez qu'à l'exception des éléments réfractaires Fe, Ni, Co, Se et  $\pm$  As, tous les autres éléments sont concentrés à la bordure, dans les factures, mais aussi aux interstices de recristallisation de la pyrite Source: Lame mince polie M8B, gîte Aubelle principale. Cette redistribution des éléments a lieu pendant la recristallisation de la pyrite. Échelle logarithmique.

**Tableau 8-10: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py2 du gîte Aubelle principale.**

Variables	Au	V	Co	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	W	Pb	Bi	Cu	Zn	As	Tl	S	Mn	Ni	Te
Au	1,0																			
V	-0,1	1,0																		
Co	-0,1	-0,1	1,0																	
Se	0,3	0,0	0,0	1,0																
Mo	-0,1	0,0	0,1	-0,3	1,0															
Ag	0,9	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	1,0														
Cd	0,2	0,4	0,0	0,0	-0,1	0,3	1,0													
Sn	0,0	0,3	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,6	1,0												
Sb	0,2	0,0	0,3	0,2	-0,1	0,2	0,1	0,2	1,0											
W	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	-0,1	-0,1	0,1	-0,1	1,0										
Pb	0,0	0,2	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	-0,1	0,0	0,0	1,0									
Bi	0,5	0,1	-0,2	0,1	-0,1	0,4	0,2	-0,1	0,2	-0,1	0,7	1,0								
Cu	0,8	0,0	-0,1	0,2	-0,1	0,7	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,6	1,0							
Zn	0,1	0,5	-0,1	0,0	-0,1	0,0	0,7	0,2	0,1	0,0	0,2	0,4	0,1	1,0						
As	-0,1	0,4	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,0					
Tl	0,0	0,2	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,1	-0,1	0,3	-0,1	0,9	0,7	0,0	0,2	0,0	1,0				
S	-0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,7	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	-0,1	0,0	1,0			
Mn	0,1	-0,2	0,2	0,1	0,2	0,0	-0,5	-0,5	-0,1	0,5	0,0	0,1	0,1	-0,2	-0,1	0,0	0,5	1,0		
Ni	-0,1	0,1	-0,3	-0,3	0,0	0,0	0,2	0,0	-0,2	-0,1	0,4	0,3	-0,1	0,2	0,3	0,3	-0,2	-0,3	1,0	
Te	0,8	-0,1	0,0	0,5	-0,2	0,7	0,2	-0,1	0,4	-0,1	0,1	0,6	0,8	0,2	-0,1	0,1	-0,1	0,2	-0,2	1,0

**Tableau 8-11: Matrice de corrélation de Pearson de quelques éléments métalliques contenus dans la Py2 de l'indice Audrey.**

Variables	Au	V	Co	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	W	Pb	Bi	Cu	Zn	As	Tl	S	Mn	Ni	Te
Au	1,0																			
V	0,3	1,0																		
Co	0,4	0,5	1,0																	
Se	0,3	0,4	0,1	1,0																
Mo	0,8	0,4	0,3	0,3	1,0															
Ag	0,3	-0,1	-0,1	0,1	0,2	1,0														
Cd	0,5	0,1	0,3	0,3	0,4	0,1	1,0													
Sn	0,6	0,4	0,1	0,3	0,4	0,0	0,1	1,0												
Sb	0,6	0,2	0,2	0,4	0,6	0,9	0,2	0,3	1,0											
W	0,8	0,4	0,6	0,2	0,7	0,2	0,5	0,1	0,4	1,0										
Pb	0,7	0,3	0,8	0,3	0,6	0,2	0,6	0,3	0,4	0,7	1,0									
Bi	0,6	0,4	0,3	0,5	0,6	0,0	0,7	0,3	0,3	0,6	0,5	1,0								
Cu	0,8	0,5	0,6	0,5	0,7	0,0	0,6	0,6	0,5	0,6	0,9	0,6	1,0							
Zn	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	-0,1	-0,2	0,0	-0,1	-0,2	-0,1	1,0						
As	0,3	0,4	0,3	0,6	0,2	-0,2	-0,3	0,5	0,1	0,1	0,2	0,0	0,3	-0,2	1,0					
Tl	0,8	0,4	0,8	0,4	0,6	0,1	0,5	0,4	0,5	0,7	1,0	0,5	0,9	-0,2	0,3	1,0				
S	0,4	0,3	0,0	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	-0,4	0,4	0,2	1,0			
Mn	0,4	0,4	-0,2	-0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	-0,1	0,4	0,0	-0,1	-0,2	-0,1	0,5	1,0		
Ni	0,3	0,3	0,0	0,4	0,5	-0,1	-0,2	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,6	0,1	0,2	-0,1	1,0	
Te	0,4	0,0	0,1	0,2	0,5	1,0	0,2	0,1	1,0	0,3	0,3	0,2	0,3	-0,2	-0,1	0,3	0,1	0,2	0,0	1,0

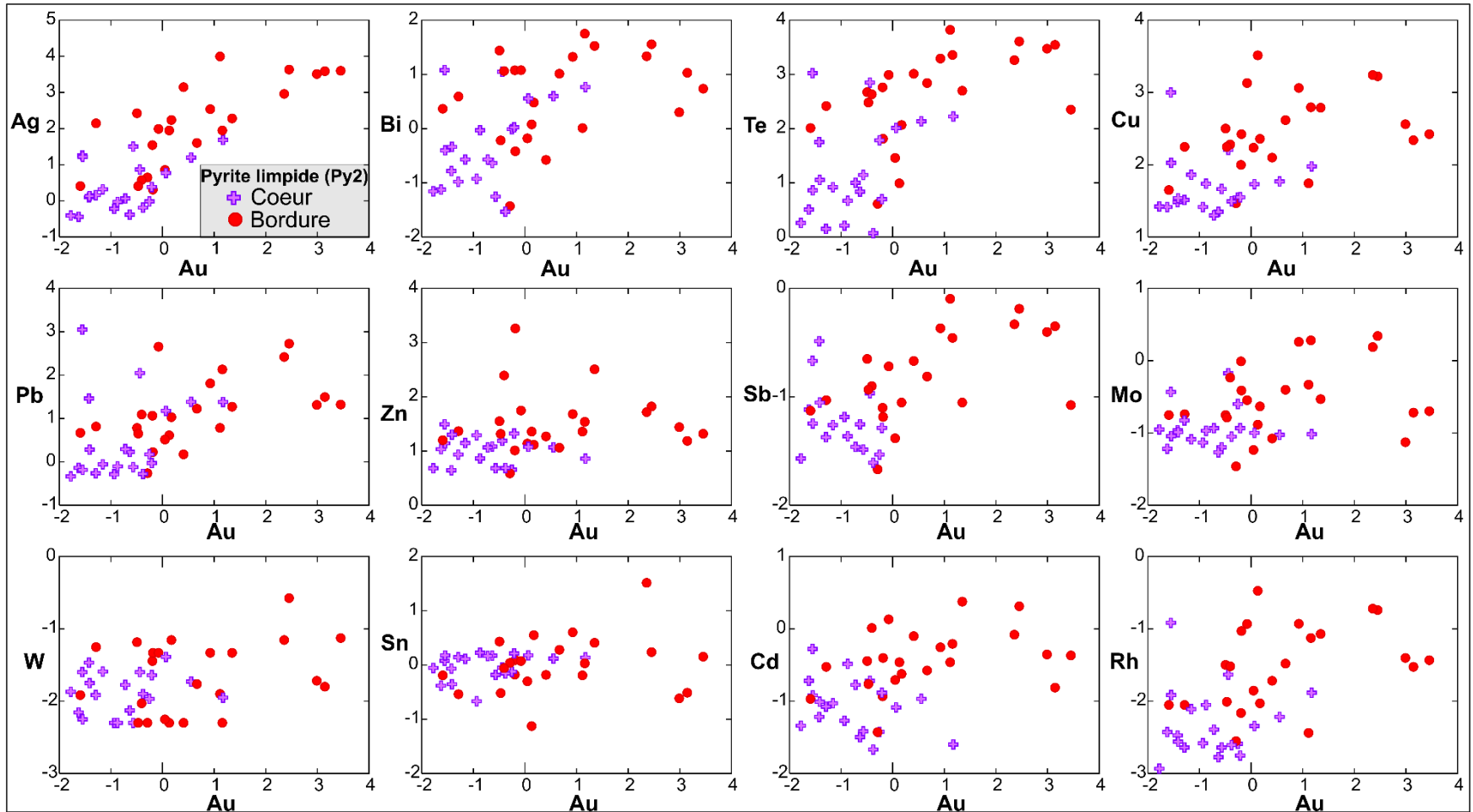


Figure 8-69: Diagrammes  $\text{Log}_{10}$  vs  $\text{Log}_{10}$  de distribution des éléments métalliques en fonction de Au des pyrites limpides (Py2) de l'indice Audrey. Notez que la bordure des Py2 est plus enrichie en éléments métalliques par rapport au cœur. Ceci résulte de l'expulsion des éléments du cœur vers la bordure pendant la recristallisation de la pyrite.



### 8.3.3 Comparaison entre les pyrites des VQP et VQT

Les pyrites des deux types de veine de quartz aurifères ont les mêmes caractéristiques géométriques. La pyrite primaire (Py1) présente un cœur enrichi en inclusions et une bordure limpide, alors que la pyrite recristallisée (Py2) est limpide et complètement dépourvue d'inclusions. La différence majeure entre les pyrites des deux générations de veines de quartz réside dans la disparité de leurs concentrations en éléments traces. Le tableau 8-11, présentant une comparaison de la concentration moyenne de quelques éléments traces des Py2 des VQP et des VQT, illustre la forte proportion des éléments dans les pyrites des VQT par rapport à celles des VQP, à l'exception des éléments réfractaires Co, As et Ni. Les pyrites des VQP sont plus cobaltifères et arsenicales en comparaison à celles des VQT (figure 8-70A).

**Tableau 8-12: Comparaison de la concentration moyenne de quelques éléments traces des Py2 des VQP et des VQT.**

Variables	Moyenne VQP	Moyenne VQT
Au (ppm)	0,083	0,832
Ag	0,768	43,750
Te	19,155	114,850
Bi	14,183	30,360
Pb	7,017	21,816
Cu	60,784	124,710
V	0,867	1,160
Mo	0,322	6,126
W	0,134	0,173
Tl	0,094	0,227
Cr	612,506	603,414
Co	3826,194	228,368
Ni	378,315	224,926
As	463,436	4,611
Se	12,249	5,141
Cd	0,189	0,142
Sn	12,845	1,395
Sb	0,619	0,094
Zn	33,216	30,288

De plus, l'analyse en composantes principales (ACP), des pyrites des deux générations de veine de quartz, montre une forte corrélation positive entre les pyrites des VQP et les éléments Co, As, Se et Mn (figures 8-70B et 8-70C), alors que celles des VQT sont corrélées positivement aux éléments Au, Te, Ag, Cu, Pb, Bi, Tl et Cd (figures 8-70B et 8-70D).

Pour ce qui est de l'Au, sa concentration varie de 0,005 à 1,117 ppm (n = 102) dans la Py2 des VQP, alors qu'elle varie de 0,005 à 22,324 ppm (n = 365) dans la Py2 des VQT. En plus d'être présent sous la forme de micro-inclusions, l'or est également contenu dans la structure cristalline des Py1 et des Py2 associées aux VQT, alors qu'il est surtout épigénétique par rapport à la précipitation des Py1 et des Py2 associées aux VQP.

Finalement, cette disparité de composition chimique entre les pyrites des VQP et des VQT résulte, en grande partie, de la différence entre la composition initiale des fluides hydrothermaux de chaque génération de veines de quartz. Ce volet est largement abordé dans les chapitres 9 et 10.

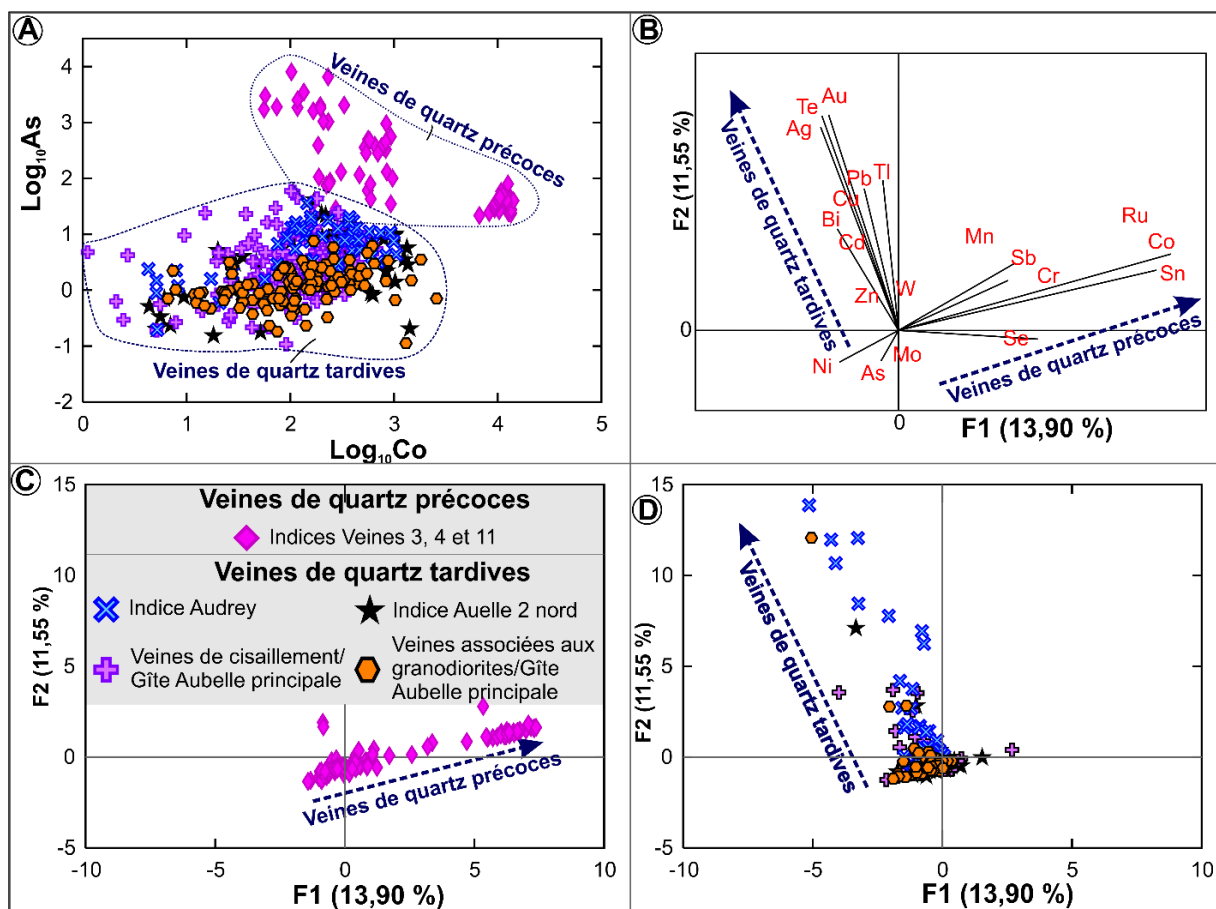


Figure 8-70: Diagrammes illustrant la disparité chimique entre les pyrites recrystallisées des VQP et celles des VQT. (A) Diagrammes  $\text{Log}_{10}\text{Co}$  vs  $\text{Log}_{10}\text{As}$ . (B) Diagramme (ACP) montrant la corrélation des éléments entre eux. Au présente une forte corrélation positive avec les éléments Ag, Te et moins avec les éléments Bi, Pb, Cu et Tl. Le Co définit un pôle à part et est fortement corrélé avec les éléments Ru et Sn. (C) et (D) Analyse en composantes principales (ACP) de la composition chimique des Py2 des VQP et des VQT, respectivement. F1 et F2 représentent les axes des composantes 1 et 2.

## 9 GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU SOUFRE ET DU PLOMB

### 9.1 Géochimie isotopique du soufre

Cette étude isotopique a pour but principal la détermination des sources du soufre et du plomb et implicitement celui de l'or observé dans les différentes générations de minéralisations de la région de Belleterre. Nous présenterons dans cette section des analyses isotopiques du soufre réalisées sur des concentrés de pyrite, de pyrrhotite, de chalcopryrite, de sphalérite et de galène extraits de 88 échantillons de veines de quartz-carbonates aurifères, de formations de fer rubanées (BIF), d'argilites et de lamprophyres. Ces résultats sont par la suite comparés à ceux de la mine Malartic (Helt et al., 2014). Une telle étude permet de contraindre ou de discuter de différentes hypothèses génétiques de mise en place des minéralisations.

#### 9.1.1 Rappels théoriques sur les isotopes de soufre

Il existe 24 isotopes de soufre, mais seulement quatre d'entre eux sont stables. Ces derniers ont des abondances moyennes respectives de :  $^{32}\text{S}$  (95,02 %),  $^{33}\text{S}$  (0,75 %),  $^{34}\text{S}$  (4,21 %) et  $^{36}\text{S}$  (0,02 %). Le  $^{35}\text{S}$  est un radio-isotope provenant de l'interaction du rayonnement cosmique et de l'argon atmosphérique ( $^{40}\text{Ar}$ ). Il est présent en traces dans la nature et est parfois utilisé pour caractériser des processus hydrogéologiques récents. Sa demi-vie de 87 jours limite beaucoup son utilisation en sciences de la Terre.

Les données isotopiques du soufre, par convention internationale, sont couramment présentées sous la forme d'un rapport entre les deux principaux isotopes stables du soufre, le  $^{34}\text{S}$  et le  $^{32}\text{S}$ . Le rapport  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  permet la caractérisation du degré de fractionnement isotopique du soufre des sulfures et des sulfates des roches, ainsi que celle des fluides hydrothermaux minéralisateurs. Étant donné que le fractionnement isotopique est généralement très faible, les données isotopiques sont normalisées en fonction de celles du standard international, la troïlite provenant de la météorite de canyon Diablo (CDT) dont le ratio  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,22$ . Les données isotopiques du S sont présentées sous la forme du ratio  $\delta^{34}\text{S}$ . L'équation suivante donne la méthode de calcul du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$ :

$$\delta^{34}\text{S} (\text{‰}) = \left\{ \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{échantillon}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{standard}}} - 1 \right\} \times 1000$$

Il est important de souligner que la dynamique de fractionnement isotopique du soufre est probablement plus complexe à l'Archéen que durant le Phanérozoïque (Johnston, 2011). De plus en plus d'études démontrent que des processus photochimiques impliquant le rayonnement UV solaire ont provoqué des fractionnements indépendants de la masse (MIF) (Farquhar et al., 2013; Claire et al., 2014). Selon ces chercheurs, l'interaction du rayonnement UV et de molécules de gaz de composés sulfurés de provenance volcanique est reflétée par le fractionnement du rapport  $^{33}\text{S}/^{34}\text{S}$  ( $\delta^{33}\text{S}$ ) et surtout par l'écart entre les rapports  $\delta^{33}\text{S}$  et  $\delta^{34}\text{S}$ .

Pour l'étude isotopique des sulfures de roches sédimentaires archéennes, ces processus devraient être tenus en compte. D'un autre côté, dans le cas des indices aurifères comme ceux de Belleterre, encaissés dans des roches basaltiques, gabbroïques ou volcanoclastiques de dérivation mantellique (juvénile), le fractionnement isotopique relié au processus de photolyse peut être considéré comme négligeable, car le réservoir de soufre est nettement dominé par des sulfures primaires et secondaires hydrothermaux présents dans les roches volcaniques ou intrusives (gabbros, tonalites, lamprophyres).

De nombreux travaux ont montré que les valeurs isotopiques du soufre des gisements aurifères de type orogénique varient largement non seulement d'un gisement à un autre (même district), mais aussi dans le même gisement, ce qui dénote la présence de plusieurs réservoirs de soufre (Rollinson, 1993). Il est rapporté dans la littérature trois réservoirs distincts du  $\delta^{34}\text{S}$ :

(1) Le matériel igné de dérivation mantellique dont le  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  est de  $0 \pm 3 \text{ ‰}$  (Chaussidon et Lorand, 1990). Le ratio  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des tholéiites et des komatiites archéennes est compris entre la valeur du manteau primitif terrestre ( $0,5 \text{ ‰}$ ; Chaussidon et al., 1989) et celle des tholéiites intraplaques océaniques modernes ( $0,3 \pm 0,5 \text{ ‰}$ ; Sakai et al., 1984),

(2) L'eau de mer avec un  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  estimé et à  $+2 \text{ ‰}$  à l'Archéen (Ohmoto, 1986) et à  $+20 \text{ ‰}$  de nos jours (Kerridge et al., 1983; Chambers, 1982). Cette grande variation du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  de l'eau de mer est principalement attribuable à la forte oxygénation des océans modernes par rapport aux océans archéens (Claypool et al., 1980),

(3) les roches sédimentaires. Il s'agit principalement du soufre réduit par l'activité bactérienne diagénétique. Les roches sédimentaires phanérozoïques sont caractérisées par des valeurs de  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  très négatives et peuvent atteindre  $-56 \text{ ‰}$  (Rollinson, 1993), alors que le  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des sédiments marins modernes varie de  $+20$  à  $-56 \text{ ‰}$ . Les valeurs isotopiques du soufre nettement négatives résulteraient de la réduction bactérienne des

sulfates en sulfures à des températures inférieures à 50 °C (Rollinson, 1993). Toutefois, la réduction bactérienne des sulfates n'aurait pas été aussi importante durant l'Archéen (Hattori et al., 1983). Selon Strauss (1986), la valeur du  $\delta^{34}\text{S}_{\text{(CDT)}}$  des roches sédimentaires archéennes de l'Abitibi est estimée à environ +2 ‰, ce qui exclut l'hypothèse d'une réduction bactérienne précoce des sulfates en sulfures pendant la diagenèse des sédiments précurseurs de ces roches. Cependant, il est pratiquement impossible de distinguer le soufre d'origine volcanique de celui d'origine sédimentaire dans les ceintures de roches vertes archéennes comme celles de la Province du Supérieur.

La composition isotopique du soufre des sulfures et sulfates hydrothermaux est contrôlée par la nature de la source du soufre, la température, l'abondance relative du soufre réduit ou oxydé ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ) dans le fluide minéralisateur, laquelle abondance est à son tour fonction de la température, du potentiel d'oxydo-réduction (Eh) et du pH du fluide minéralisateur pendant la mise en place des sulfures (Rollinson, 1993; Ohmoto, 1996). Le soufre est généralement présent sous forme de molécules de  $\text{H}_2\text{S}$  ou de  $\text{SO}_4$  dans les fluides hydrothermaux. Lorsque la température des fluides est inférieure à 350 °C, et sous l'action des facteurs physico-chimiques, le Eh et le pH, il se produit des fractionnements isotopiques du soufre. Lorsque le système hydrothermal aurifère est riche en carbonates (ex: fluides des veines de quartz-carbonates de Belleterre), le pH est généralement tamponné (pH 6-7) par les carbonates à des valeurs proches de la neutralité (Mikucki et Ridley, 1993). De ce fait, le Eh serait donc le facteur déterminant lors de la précipitation des sulfures et du fractionnement isotopique du soufre dans les minéralisations de type veine de quartz-carbonates.

D'une façon générale, les gîtes d'or orogénique ont des compositions isotopiques en soufre s'échelonnant de 0 à + 9 ‰ (McCuaig et Kerrich, 1998). Ces gîtes aurifères proviendraient de la précipitation de fluides réducteurs caractérisés par une composition isotopique homogène. Le fluide transportant l'or est considéré comme étant aqueux, riche en  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  et Au. Dans un tel contexte réducteur, lorsque le soufre dans le fluide est dominé par le  $\text{H}_2\text{S}$ , les valeurs observées en  $\delta^{34}\text{S}$  des précipités de sulfures (ex. pyrite) reflètent les caractéristiques isotopiques en soufre du fluide. Dans certains gîtes aurifères, le fractionnement des isotopes du soufre et parfois la présence de certains minéraux d'altération (ex. hématite) impliquent des processus d'oxydation des fluides qui peuvent favoriser la précipitation de l'or (Robert, 1987). Ces processus s'accompagnent d'un fractionnement du rapport  $\delta^{34}\text{S}$  qui est démontré par la présence de sulfures montrant des valeurs négatives en  $\delta^{34}\text{S}$ .

Les sulfures présents dans les fluides orogéniques aurifères peuvent provenir de sulfures préexistants contenus dans les roches volcaniques et intrusives des ceintures vertes, de la croûte océanique subductée, de fluides magmatiques riches en S (Cameron et Hattori, 1987) et de soufre provenant de l'eau de mer. Il n'est pas possible de discerner l'importance de ces différents réservoirs seulement sur la base du fractionnement des isotopes du soufre (Hodkiewicz et al., 2009). Toutefois, pour des magmas oxydants, les valeurs en  $\delta^{34}\text{S}$  des précipités de sulfures seront le plus souvent négatives, ce qui pourrait permettre de préciser l'importance du magmatisme dans le processus de minéralisation aurifère. Dans un contexte archéen, l'importance de fluides magmatiques oxydants serait possiblement moindre, car plusieurs systèmes magmatiques intrusifs sont naturellement réducteurs ou peu oxydants ( $f\text{O}_2 = \text{QFM}$ ), donc ne pouvant générer de quantités significatives de fluides oxydants. Ceci semble être le cas pour les suites de TTG archéennes (Beakhouse, 2007). Toutefois, une population restreinte de corps intrusifs tardifs, provenant de la fusion partielle d'une source mantellique métasomatisée, possède des caractéristiques suffisamment oxydantes pour influencer l'état d'oxydation de fluides hydrothermaux. Ces corps intrusifs sont présents dans la région de Kirkland-Lake en Ontario, dans le nord de la région de Rouyn-Noranda (ex. syénite ultrapotassique de Cléricky). Selon Beakhouse (2007) et Fayol et al. (2016), ces corps intrusifs peuvent être facilement repérés sur le terrain grâce à leurs fortes valeurs de susceptibilité magnétique se traduisant par une forte expression magnétique reflétant la présence d'une proportion importante de magnétite. La contribution magmatique oxydante peut se faire par transfert direct du fluide de dérivation magmatique ou par des processus de mélange. Dans le cas d'un transfert direct, le fluide doit pouvoir conserver ses propriétés oxydantes, et ce, malgré un transport kilométrique à travers des roches souvent réductrices. Certains chercheurs, comme Ridley et Diamond (2000), suggèrent que les fluides minéralisateurs aurifères orogéniques ne peuvent conserver leur composition initiale en raison de nombreuses interactions avec les roches encaissantes. Ces interactions entre fluide et minéraux vont contrôler la composition du fluide et minimiser l'effet oxydant des fluides magmatiques générés en profondeur.

Une synthèse de Hodkiewicz et al. (2009) portant sur les gîtes aurifères orogéniques du *Eastern Goldfields*, Province du Yilgarn en Australie, montre que plusieurs autres processus peuvent produire des sulfures avec des valeurs négatives en  $\delta^{34}\text{S}$ . Par exemple, la présence d'épontes riches en fer comme des basaltes tholéiitiques, des gabbros et des formations de fer peuvent contenir de la magnétite (source de  $\text{Fe}^{3+}$ ) pouvant réagir (sulfuration) avec les fluides réducteurs (oxydation partielle du  $\text{H}_2\text{S}$ ) en précipitant des sulfures isotopiquement appauvris en  $\delta^{34}\text{S}$ . Un autre mécanisme, probablement plus fréquent, pouvant fractionner le

$\delta^{34}\text{S}$  du fluide et produire des valeurs négatives en  $\delta^{34}\text{S}$  des sulfures consiste en la précipitation de carbonates de fer dans les épontes des zones aurifères suite à la réaction entre le  $\text{CO}_2$  du fluide et le  $\text{Fe}^{+3}$  contenu dans la roche encaissante. Ce processus, produisant des fluides oxydants (Palin, 2001), est favorisé dans le cas d'épontes riches en  $\text{CaO}$  et/ou  $\text{MgO}$  comme les basaltes et les gabbros. À l'échelle des zones aurifères, le style structural et le mode de mise en place des veines aurifères semblent contrôler l'évolution du  $\delta^{34}\text{S}$ . Les veines associées à des zones de cisaillement de type fragile-ductile montrent souvent de plus grandes variations du  $\delta^{34}\text{S}$  et des valeurs souvent négatives en raison de processus de dilatation et de focalisation des fluides plus efficaces dans ce type de structure (Hodkiewicz et al., 2009). À l'opposé, en régime de raccourcissement horizontal, les structures de cisaillement sub-verticales sont des sites de compression ou de transpression avec un écoulement intermittent des fluides (Hodkiewicz et al., 2009). Dans un contexte de cisaillement fragile-ductile, avec formation de structures de dilatation et de focalisation des fluides, les chutes de pression des fluides peuvent induire un phénomène de séparation de phases dans le fluide minéralisateur (Rye, 1993). Ce processus se traduit par la libération d'une phase vapeur enrichie en  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  et la formation d'un fluide résiduel oxydé, enrichi en  $\text{SO}_4^{2-}$  et appauvri en  $\text{H}_2\text{S}$ . Ce processus qui se fait dans un contexte dominé par le fluide hydrothermal, peut induire un fort fractionnement des isotopes du S (Hodkiewicz et al., 2009). À l'opposé, pour les structures de cisaillement sub-verticales en compression ou transpression le milieu est généralement dominé par les interactions avec les épontes (système tamponné par les roches encaissantes) ce qui limite la variabilité du fractionnement des isotopes du S (Hodkiewicz et al., 2009).

### 9.1.2 Méthodologie analytique

Les échantillons minéralisés ont subi une première phase de préparation aux laboratoires de l'INRS à Québec où ils ont été finement concassés jusqu'à atteindre la maille de libération des sulfures. Les sulfures ont été ensuite séparés de leur gangue silicatée et carbonatée par une liqueur dense de type diiodométhane (ou iodure de méthylène, 99 % réactif). Ensuite, à l'aide d'un microscope binoculaire, les différents types de sulfures (pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopryrite et galène) ont été séparés manuellement. La pyrrhotite, étant magnétique, a été séparée des autres types de sulfures à l'aide d'un aimant avant d'être triée proprement au microscope binoculaire. Enfin, les échantillons de sulfures triés ont été finement broyés par un petit mortier et pilon en agate avant d'être envoyés au laboratoire d'isotopes stables G.G. Hatch à Ottawa. La méthode d'analyse du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  est la suivante: les échantillons de sulfures, ainsi que les standards internes, sont pesés dans une capsule

d'étain. Environ 100 µg de soufre sont nécessaires pour l'analyse. Une analyse élémentaire est requise si jamais la concentration du soufre est méconnue. Le SO<sub>2</sub> libéré pendant l'analyse est absorbé par un piège chimique fait d'un composé sodocalcique. Le *VarioEL III* (Elementar, Allemagne) permet l'analyse d'échantillons ayant des concentrations en soufre aussi faibles que 0,1 %. L'analyse isotopique du soufre débute par la combustion du SO<sub>2</sub> par un analyseur élémentaire Flash, suivie d'une séparation chromatographique des phases gazeuses. Les gaz séparés sont amenés directement par flux continu au *ConFlo IV* couplé à un spectromètre de masse *DeltaPlusXP*. La précision analytique est de +/- 0,2 ‰.

### 9.1.3 Présentation des résultats

Les résultats des analyses isotopiques du soufre de 88 échantillons de concentrés de sulfures extraits des indices aurifères (n = 64), des formations de fer (n = 9), des argilites (n = 8) et des lamprophyres (n = 7) de Belleterre sont présentés au tableau 9-1 et illustrés à la figure 9-1. La composition isotopique du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  a été calculée en utilisant les équations de fractionnement isotopique d'Ohmoto et Rye (1979) pour les couples pyrite-H<sub>2</sub>S, pyrrhotite-H<sub>2</sub>S et sphalérite-H<sub>2</sub>S, et de Li et Liu (2006) pour les couples chalcopyrite-H<sub>2</sub>S et galène-H<sub>2</sub>S à partir d'une température d'équilibre isotopique de 350°C. Notez que la température des fluides minéralisateurs des veines de quartz-carbonates aurifères est généralement estimée à 350 °C (Goldfarb et al., 2005). Ces conditions de températures sont compatibles avec les assemblages de minéraux métamorphiques, du faciès schistes verts et amphibolites inférieures, observés en bordure des veines de quartz.

Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des 64 échantillons minéralisés en sulfures varient de -5,1 à +5,2 ‰, avec 90 % des valeurs comprises entre -3 et +3 ‰. Ces valeurs ressemblent particulièrement à celles rapportées pour les sulfures magmatiques primaires par Ohmoto (1986). De plus, elles concordent avec les valeurs attendues (0 à 10 ‰) pour les minéralisations de type veines de quartz-carbonates (Goldfarb et al., 2005).

Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  des minéralisations aurifères de Belleterre présentent une distribution bimodale (figure 9-1), et ce, en dépit des variations des rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  intrinsèques aux différentes générations de veines de quartz-carbonates (figure 9-2). Ces variations isotopiques intra-minéralisation sont imputables au fractionnement isotopique entre différentes espèces minérales, lequel est fonction de la température, du potentiel d'oxydo-réduction, de la fugacité de l'oxygène et du pH (Ohmoto, 1996). Ainsi, cette étude isotopique du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  suggère la présence de deux réservoirs distincts de soufre pour des veines de quartz-carbonates aurifères de Belleterre: le réservoir de soufre des veines de



quartz précoces (VQP) (veines anté-D<sub>1</sub> et syn-D<sub>1</sub>) et celui des veines de quartz tardives (veines de cisaillement D<sub>2</sub> et veines associées aux granodiorites).

**Tableau 9-1: Rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  des concentrés de sulfures extraits des veines de quartz-carbonates aurifères, des formations de fer, des argilites et des lamprophyres de Belleterre. Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  sont donnés en ‰; les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  ont été calculés en fonction des équations de fractionnement d'Ohmoto et Rye (1979) et Li et Liu (2006).**

Échantillons	Nom du site	Lithologie	Type de sulfure	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluide}}$
M204	Autanabi	Veine Anté-D1	Pyrite	1,71	0,71
M203	Autanabi	Veine Anté-D1	Pyrite	2,07	1,07
M204-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	Pyrite	2,2	1,2
M204-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sphalérite	0,8	0,5
M203B-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sphalérite	1,2	0,9
M40-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sphalérite	1,2	0,9
M213-PY	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrite	2,7	1,7
M213-PY QCD	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrite	2,8	1,8
LP300B-PY	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrite	3	2
LP300A-PY	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrite	3,2	2,2
LP300B-POT	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrrhotite	2,8	2,5
LP300A-POT	Lac expanse	Veine Anté-D1	Pyrrhotite	2,9	2,6
Moyenne		Veine Anté-D1		2,2	1,5
IF41-PY	Veine 11	Veine syn-D1	Pyrite	5,2	4,2
IF42-PY	Veine 11	Veine syn-D1	Pyrite	3,9	2,9
IF42	Veine 11	Veine syn-D1	Pyrite	3,53	2,53
IF46-PY	Veine 3	Veine syn-D1	Pyrite	3,4	2,4
M188	Veine 3	Veine syn-D1	Pyrite	2,83	1,83
M188B-PY	Veine 3	Veine syn-D1	Pyrite	2,5	1,5
M188-Gn	Veine 3	Veine syn-D1	Galène	3,07	4,67
IF47B-PY	Veine 4	Veine syn-D1	Pyrite	3	2
IF47	Veine 4	Veine syn-D1	Pyrite	2,34	1,34
IF47-Gn	Veine 4	Veine syn-D1	Galène	2,35	3,95
Moyenne		Veine syn-D1		3,212	2,732
E2C-POT	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	2,6	2,3
E3-POT	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	1,4	1,1
E21-POT	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	1,3	1
E3-POT QCD	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	1,2	0,9
E6-POT	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	1	0,7
E1B-POT	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Pyrrhotite	0,6	0,3
E21-CHL	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Chalcopryrite	1,8	1,7
E7-CHL	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Chalcopryrite	0	-0,1
E6-sph	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Sphalérite	-5,1	-5,4
E7-CHL QCD	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Chalcopryrite	-0,3	-0,4
E5-CHL	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Chalcopryrite	-1,6	-1,7
E6-CHL	Aubelle 2 est	Veine syn-D2	Chalcopryrite	-3,3	-3,4
Moyenne		Veine syn-D2		0,0	-0,3
M304	JAG-3	Veine/QFP	Pyrite	-0,07	-1,07
M305	JAG-3	Veine/QFP	Pyrite	-0,1	-1,1
AUB-1	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,12	-1,12
AUB-1 DUP	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,26	-1,26
B/35/12	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,66	-1,66
IF23	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,72	-1,72
B/84/7	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,73	-1,73
AUB-09-49	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,89	-1,89
IF70	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-0,97	-1,97
AUB-07-17EST	Aubelle principale	Veine/QFP	Pyrite	-1	-2
Moyenne		Veine/QFP		-0,6	-1,6

**Tableau 9-1 Suite: Rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  des concentrés de sulfures extraits des veines de quartz-carbonates aurifères, des formations de fer, des argilites et des lamprophyres de Belleterre. Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  et  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  sont donnés en ‰; les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  ont été calculés en fonction des équations de fractionnement d'Ohmoto et Rye (1979) et Li et Liu (2006).**

Échantillons	Nom du site	Lithologie	Type de sulfure	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluide}}$
IF27C-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-1,6	-2,6
IF27B-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-1,1	-2,1
IF27	Audrey	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,88	-1,88
M4	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,29	-1,29
ENO5	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,24	-1,24
IF13	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,12	-1,12
M4-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sphalérite	-1,8	-2,1
M4-sph QCD	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sphalérite	-1,7	-2
ENO5-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sphalérite	-1,6	-1,9
ENO1-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sphalérite	-1,4	-1,7
IF13-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sphalérite	-1,1	-1,4
IF6-PY	Aubelle 2 nord	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,1	-1,1
IF6B-PY	Aubelle 2 nord	Veine/cisaillement D2	Pyrite	-0,1	-1,1
IF7-CHL	Aubelle 2 nord	Veine/cisaillement D2	Chacopyrite	-4,2	-4,3
ENO1	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Pyrite	0,12	-0,88
M183	Belleterre 5	Veine/cisaillement D2	Pyrite	0,42	-0,58
M181	Belleterre 5	Veine/cisaillement D2	Pyrite	0,47	-0,53
IF28B-PY	Andersen	Veine/cisaillement D2	Pyrite	0,7	-0,3
IF28A-PY	Andersen	Veine/cisaillement D2	Pyrite	0,7	-0,3
Moyenne		Veine/cisaillement D2		-0,8	-1,6
K259B-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	2,2	1,9
M198B-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	1	0,7
K232A-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	0,7	0,4
K259A-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	0,5	0,2
K232B-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	0,3	0
K103-POT	Aubelle principale	Formation de fer	Pyrrhotite	0	-0,3
FF15-POT	Mine Belleterre	Formation de fer	Pyrrhotite	-0,3	-0,6
FF15B-POT	Mine Belleterre	Formation de fer	Pyrrhotite	-0,3	-0,6
M198	Mine Belleterre	Formation de fer	Pyrrhotite	1,1	0,8
Moyenne		Formation de fer		0,5	0,2
C747A	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrite	3,38	2,38
C752 DUP	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrite	3,78	2,78
C752	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrite	3,8	2,8
C753	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrite	5,46	4,46
C748	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrrhotite	3,24	2,94
C747	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrrhotite	3,58	3,28
C749	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrrhotite	3,82	3,52
C754	Lac Gainsmoor	Argilite	Pyrrhotite	7,07	6,77
Moyenne		Argilite		4,3	3,6
C739		Lamprophyre	Pyrite	2,37	1,37
C782		Lamprophyre	Pyrite	2,56	1,56
C736		Lamprophyre	Pyrite	2,88	1,88
C781		Lamprophyre	Pyrite	3,76	2,76
A10		Lamprophyre	Pyrite	4,62	3,62
C741		Lamprophyre	Pyrite	5,78	4,78
C727		Lamprophyre	Pyrite	6,24	5,24
Moyenne		Lamprophyre		4,0	3,0

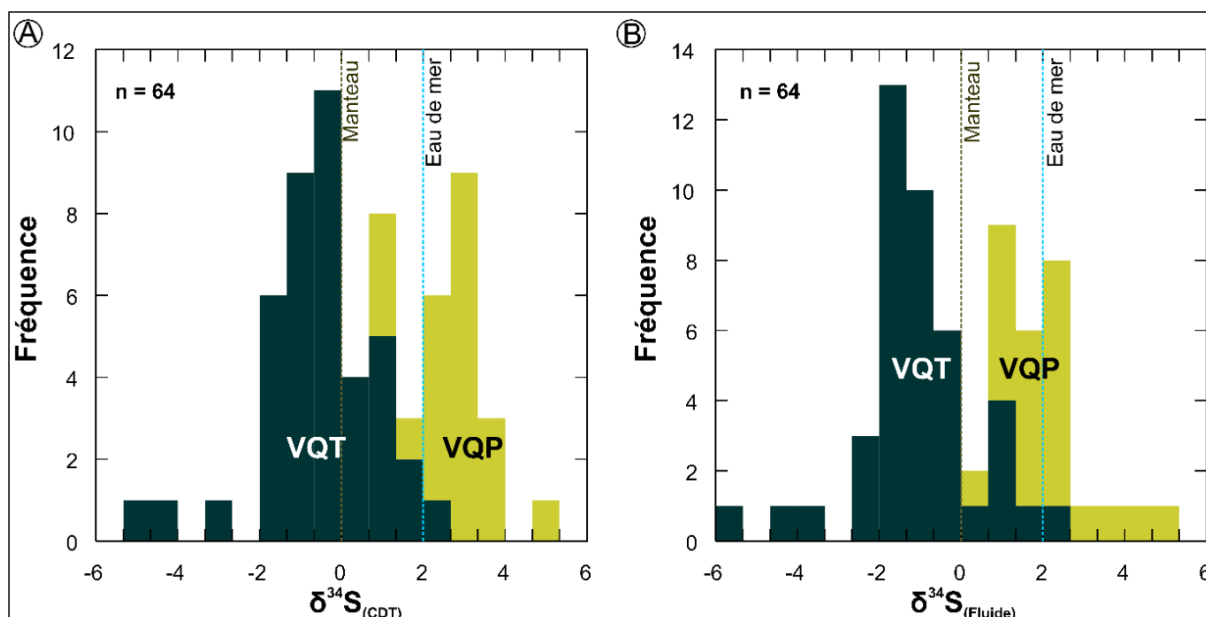


Figure 9-1: Fractionnement isotopique du soufre dans les sulfures (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène) des VQP et des VQT. Les données isotopiques de l'eau de mer archéenne et du manteau proviennent d'Ohmoto (1996). Les valeurs du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{Fluide})}$  ont été calculées en fonction des équations de fractionnement d'Ohmoto et Rye (1979) et Li et Liu (2006) en assumant une température d'équilibre de 350 °C.

#### 9.1.4 Source(s) du soufre des veines de quartz précoces (VQP)

Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des concentrés de sulfures des minéralisations aurifères précoces de Belleterre sont compris entre +0,8 et +5,2 ‰ (moyenne de +2,7 ‰,  $n = 22$ ). En détail, les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des veines anté- $D_1$  sont compris entre +0,8 et +3,2 ‰ (moyenne de +2,2 ‰,  $n = 12$ ), alors que ceux des veines syn- $D_1$  varient de +2,4 à +5,2 ‰ (moyenne de +3,2 ‰,  $n = 10$ ). Ces rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  sont semblables à ceux rapportés dans la littérature pour le soufre provenant de la réduction bactérienne des sulfates de l'eau de mer archéenne ( $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})} = 0$  à +2,5 ‰; Ohmoto, 1986). Ils sont également similaires aux  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  de sulfures primaires de roches magmatiques dont la valeur moyenne est estimée à environ 0 ‰ (Ohmoto, 1986; Ohmoto, 1996). Par ailleurs, les roches sédimentaires archéennes ont aussi des rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  proches de 0 ‰ (Hattori et al., 1983; Strauss, 1986; Helt et al., 2014). Toutefois, la réduction bactérienne des sulfates de l'eau de mer est peu probable dans un contexte archéen, puisque l'eau de mer archéenne était beaucoup trop réductrice et ne contenait pas suffisamment de sulfates pour permettre ce type de processus (Hattori et al., 1983; Hattori et Ohmoto, 1983). Par conséquent, on peut expliquer ces faibles valeurs du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des veines précoces que par des processus de dissolution et de précipitation de sulfures magmatiques ou sédimentaires, et ce, dans un milieu essentiellement réducteur. Cependant, il est pratiquement impossible de différencier le soufre d'origine sédimentaire de celui d'origine magmatique dans les roches des ceintures vertes comme celle de Belleterre-

Angliers ou de l'Abitibi. Compte tenu de la géologie des roches encaissantes à dominance basaltique et gabbroïque, provenant de sources marines profondes sans évidences de roches sédimentaires silicoclastiques et d'une signature juvénile primitive de ces roches volcaniques (sans contaminations par des roches cristallines sialiques), il est évident que la source du soufre doit être de dérivation mantellique et proviendrait de l'altération des roches volcaniques et gabbroïques.

Les résultats des analyses isotopiques du plomb permettent d'exclure les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac comme source probable du soufre puisque la composition isotopique du plomb de ces derniers est beaucoup plus radiogénique que celle des sulfures observés dans la population de VQP (voir section 9.2). De plus, il n'y a aucune association spatiale entre les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac et les indices aurifères étudiés. Enfin, les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des sulfures des veines précoces sont essentiellement caractérisés par des valeurs positives comme celles de l'eau de mer archéenne ( $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})} = 0$  à  $+2,5$  ‰; Ohmoto, 1996) et des tholéiites et komatiites archéennes du Groupe de Piché ( $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})} = -3,11$  à  $+4,30$  ‰; Helt et al., 2014) où 75 % des valeurs de  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  sont positives (moyenne de  $+2,1$  ‰). Les mêmes valeurs positives de  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  sont également observées dans les concentrés de sulfures des formations de fer (moyenne de  $0,82$  ‰,  $n = 7$ ), des argilites (moyenne de  $4,26$  ‰,  $n = 8$ ) et des lamprophyres (moyenne de  $4,03$  ‰,  $n = 7$ ) de Belleterre. À la lumière de toutes ces données, on peut affirmer que le soufre des VQP proviendrait de la dissolution et précipitation des sulfures des roches mafiques de la ceinture volcanique de Belleterre. Enfin, les données de polarisation induite prouvent que l'ensemble des roches volcaniques et gabbroïques de la région de Belleterre contiennent une proportion significative de sulfures, et ce, même en s'éloignant des structures et veines de quartz aurifères (Lafèche, 2013); ceci constitue un réservoir de soufre important.

#### **9.1.5 Source(s) du soufre des veines de quartz tardives**

Les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des concentrés de sulfures des VQT varient de  $-5,1$  à  $+2,6$  ‰, avec 70 % de valeurs négatives et proches de 0 ‰: les rapports des veines de cisaillement  $D_2$  varient de  $-4,2$  à  $0,7$  ‰ (moyenne de  $-0,6$  ‰,  $n = 22$ ) et ceux des veines associées aux granodiorites de  $-1$  à  $0,07$  ‰ (moyenne de  $-0,6$  ‰,  $n = 9$ ), soit des valeurs relativement homogènes. Cependant, les rapports  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des sulfures de l'indice Aubelle 2 est (encaissé dans une formation de fer) sont très variables et se distribuent entre  $-5,1$  à  $2,6$  ‰ ( $n = 11$ ).

Dans le même ordre d'idée que les interprétations sur l'origine du soufre des VQP, il est possible d'argumenter que le soufre des VQT soit d'origine sédimentaire ou magmatique. Toutefois, l'absence d'association spatiale entre VQT et les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac permet d'exclure l'éventualité d'une source sédimentaire du soufre. De plus, les  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  des VQT sont similaires aux valeurs observées dans des porphyres cuprifères (-3 à +1 ‰) dont l'origine des sulfures serait magmatique (Rollinson, 1993). Cependant, ce magmatisme n'est pas archéen; ces magmas associés aux porphyres cuprifères sont reliés au processus de subduction et de métasomatisme hydraté du manteau. Ils constituent des magmas naturellement plus oxydants que les TTG archéens (Rollinson, 1993). Pour faire une bonne comparaison, il faudrait comparer à un porphyre cuprifère archéen, ce qui est difficile à trouver. A noter que la notion de soufre d'origine magmatique (matériel igné magmatique) implique deux possibilités selon Ohmoto (1983): le soufre proviendrait soit indirectement de la dissolution de sulfures magmatiques par des fluides de déshydratation métamorphique, soit directement de fluides magmatiques. Cependant, il est pratiquement impossible de discriminer les deux réservoirs dans un contexte archéen. Par contre, l'étroite association spatiale entre les VQT et les intrusifs felsiques (ex. pluton du Lac Devlin et les granodiorites), ainsi que la présence d'un assemblage métallifère caractéristique et enrichie en certains éléments magmatophiles (ex: Au-Bi-Te-W $\pm$ (Mo-As-Pb; Thompson et al., 1999; Lang et al., 2000; Lang et Timothy, 2001; Hart et al., 2000; Hart, 2007) pourraient appuyer l'hypothèse selon laquelle le soufre proviendrait principalement de fluides magmatiques dérivant d'intrusifs felsiques.

En ce qui concerne le cas spécifique des minéralisations associées à l'indice Aubelle 2 est, on peut évoquer deux origines distinctes pour le soufre. Il s'agit de la superposition de deux générations de fluides minéralisateurs. Le premier stade, non aurifère, est notamment constitué de pyrite et de pyrrhotite dont la moyenne du  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  est estimée à +1,5 ‰ (n = 6). Cependant, le  $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$  moyen des minéraux (chalcopyrite et sphalérite) associés à la phase tardive aurifère est de -1,4 ‰ (n = 6). Il existe donc un fractionnement isotopique du soufre entre les deux stades de minéralisation. Ce fractionnement est probablement attribuable à l'implication de deux réservoirs de soufre distincts dans les processus de mises en place des sulfures de l'indice Aubelle 2 est, ou à des différences dans le mode de déformation et de circulation des fluides hydrothermaux précoces versus fluides plus tardifs dans l'indice Aubelle 2 est. En conclusion, le soufre associé au premier stade de minéralisation (pyrite-pyrrhotite) de l'indice Aubelle 2 est proviendrait de la dissolution et de la précipitation de sulfures provenant de roches mafiques de la ceinture volcanique de Belleterre. Par ailleurs, le soufre contenu dans les sulfures associés au stade aurifère de l'indice Aubelle 2 est

(chalcopyrite et sphalérite) proviendrait probablement de fluides associés aux intrusifs felsiques environnants.

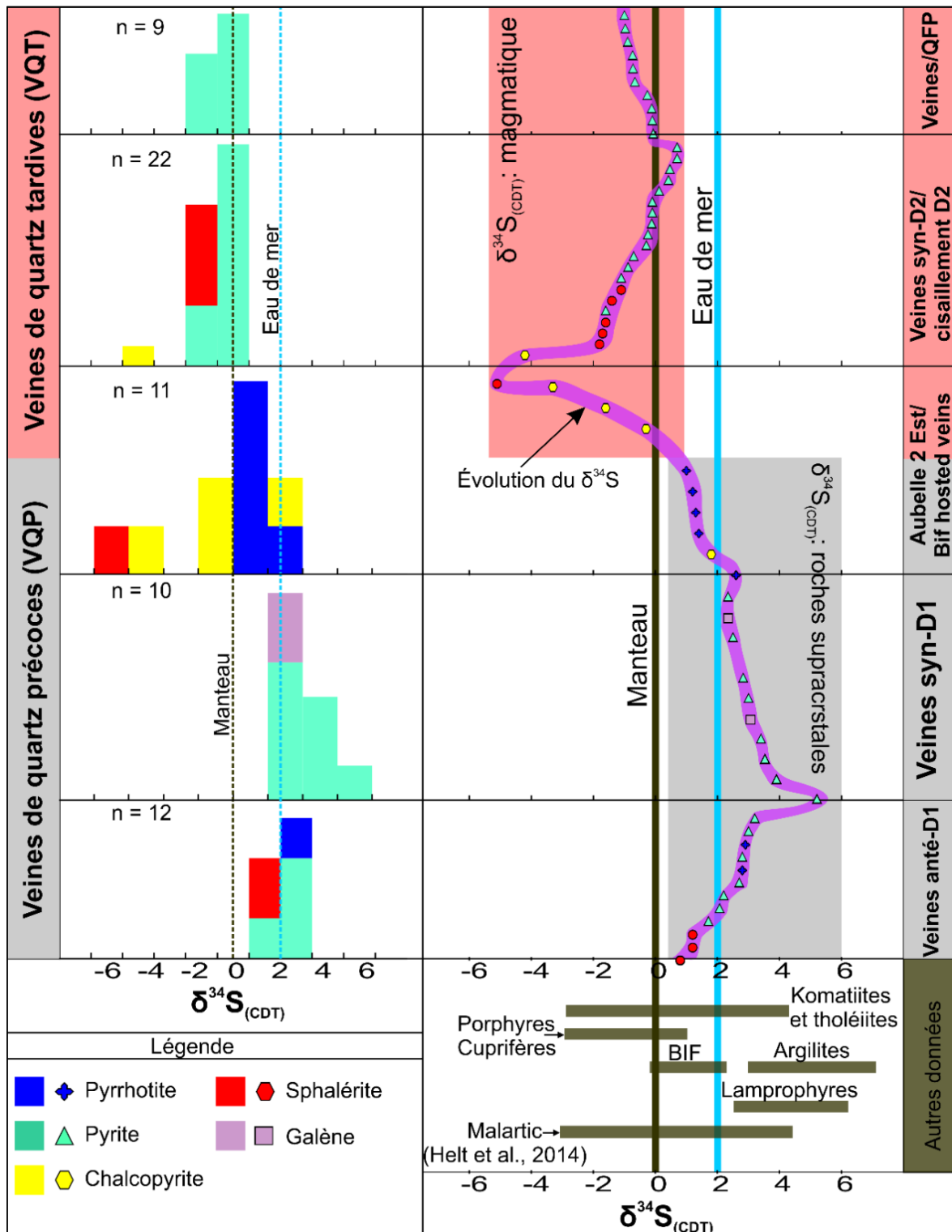


Figure 9-2: Compositions isotopiques du soufre des veines de quartz aurifères, des formations de fer, des argilites et des lamprophyres de la région de Belleterre. Les données archéennes et du manteau, des komatiites et tholéiites et des porphyres cuprifères proviennent respectivement d'Ohmoto (1996), de Helt et al. (2014) et de Rollinson (1993). Les autres données sont inhérentes à cette étude.

## 9.2 Géochimie isotopique du plomb

Les données isotopiques du plomb obtenues par l'analyse de 70 échantillons de concentrés de pyrite, de pyrrhotite, de sphalérite, de chalcopyrite, de galène et de magnétite provenant des différentes générations de minéralisation aurifère et des BIF de la région de Belleterre sont présentées dans cette section. Ces résultats seront ensuite comparés à ceux de Carignan et al. (1992) portant sur les granitoïdes du Pontiac.

### 9.2.1 Rappels théoriques

Le plomb possède de nombreux isotopes, seuls trois ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}$ ) sont stables dans la nature et un seul ( $^{204}\text{Pb}$ ) possède une demi-vie très longue, les autres isotopes ont des demi-vies très courtes, ainsi que des abondances dans la nature très faibles. Le  $^{205}\text{Pb}$ , bien que présentant une demi-vie non négligeable a également une abondance négligeable dans la nature. Le  $^{204}\text{Pb}$  constitue le seul isotope non radiogénique et dont l'abondance n'a pas vraiment évolué depuis la formation du système solaire (Rollinson, 1993). Les trois autres ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}$ ), partiellement radiogéniques, ont vu leur abondance augmentée par la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium (Rollinson, 1993). Ainsi, les isotopes de plomb de masses 206, 207 et 208 proviennent (en partie) de la désintégration radioactive de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$ , respectivement (Rollinson, 1993). Les ratios isotopiques du plomb sont couramment présentés en fonction du  $^{204}\text{Pb}$  et les diagrammes utilisés dans la littérature illustrent le ratio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en abscisse et le ratio  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ou  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en ordonnée (Rollinson, 1993). Cependant, deux facteurs contrôlent la composition isotopique du plomb d'une roche ou de certains minéraux (Rollinson, 1993): les abondances des rapports U/Pb et U/Th de la roche au temps zéro de sa formation et le temps de désintégration (l'âge de la roche).

Les données isotopiques mesurées sur la galène n'ont pas besoin de correction pour compenser l'ajout de plomb radiogénique formé par la désintégration de l'uranium et/ou du thorium depuis la cristallisation de ce minéral. La galène contient presque exclusivement du Pb et du S et sa structure cristalline ne permet pas la substitution de l'uranium ou du thorium (Gregory et al., 2015). Conséquemment, il ne devrait pas y avoir de plomb radiogénique qui se forme in-situ dans la galène et la signature isotopique observée devrait être celle du milieu géologique lors de la précipitation de cette phase. De plus, contrairement à d'autres sulfures qui contiennent généralement peu de Pb (souvent moins de 100 ppm), la galène (PbS) contient 86 % de plomb. Dans un tel contexte, la probabilité de contamination d'échantillons riches en galène, lors de la circulation de fluides tardifs (ex. métamorphiques),

est extrêmement faible (Gregory et al., 2015). Contrairement à la pyrite et la pyrrhotite, la galène est toutefois plus rare dans les roches minéralisées archéennes encaissées dans les ceintures volcaniques dominées par les roches mafiques (basaltes et gabbros). Dans certains cas, il est parfois nécessaire d'analyser d'autres sulfures (ou oxydes de fer) présents dans les zones minéralisées. Pour ces autres sulfures ou oxydes (pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopyrite et magnétite), les concentrations en Pb observées dans les concentrés de minéraux seront nécessairement moindres que pour la galène. Selon la littérature scientifique, la pyrite (et pyrrhotite) peut contenir de faibles concentrations en plomb distribuées d'une façon homogène dans la structure cristalline de la pyrite (Gregory et al., 2015). Pour de plus fortes concentrations, le plomb serait présent dans la pyrite sous la forme de micro-inclusions (Gregory et al., 2015). Pour la sphalérite, les études réalisées par spectrométrie de masse à source plasma couplée à une ablation laser, montrent que le Pb n'est pas présent dans la structure cristalline de la sphalérite (solution solide), il est surtout présent sous la forme de micro-inclusions de galène (Cook et al., 2009). Les travaux de Yuan et al. (2015) soulignent l'importance des concentrations en Pb présentes, dans des minéraux sulfurés autres que la galène, pour l'utilisation dans le cadre d'études isotopiques du Pb. Par exemple, les sphalérites pauvres en Pb montrent généralement de grandes variabilités isotopiques résultant de perturbations par des processus hydrothermaux tardifs (Yuan et al., 2015). Ces échantillons, pauvres en Pb, sont de plus vulnérables à l'incorporation de petites quantités d'uranium (traces) en provenance de la matrice silicatée de l'échantillon. Ces minéraux sulfurés pauvres en Pb peuvent fréquemment contenir du Pb radiogénique accumulé suite à la décroissance radioactive d'uranium (ou du thorium) contenu dans le minéral. Selon Yuan et al. (2015), le Pb devrait être présent à plus de 10 ppm dans les sulfures et idéalement à plus de 100 ppm afin d'obtenir des rapports isotopiques de bonne qualité et utilisables pour documenter l'origine du plomb contenu dans les minéralisations.

Doe et Zartman (1979), Zartman et Doe (1981) et Zartman et Haines (1988) évoquent quatre grands environnements géologiques pour expliquer la provenance du plomb: la croûte supérieure (roches felsiques), la croûte inférieure (« granulitisation » des roches de la croûte inférieure), le manteau (ex. basaltes des dorsales océaniques-*MORB*) et orogénique (mélange des trois autres réservoirs). Même si cette subdivision peut paraître simpliste à première vue, elle est toutefois fréquemment utilisée pour décrire l'origine du plomb contenu dans des minéralisations sulfurées.



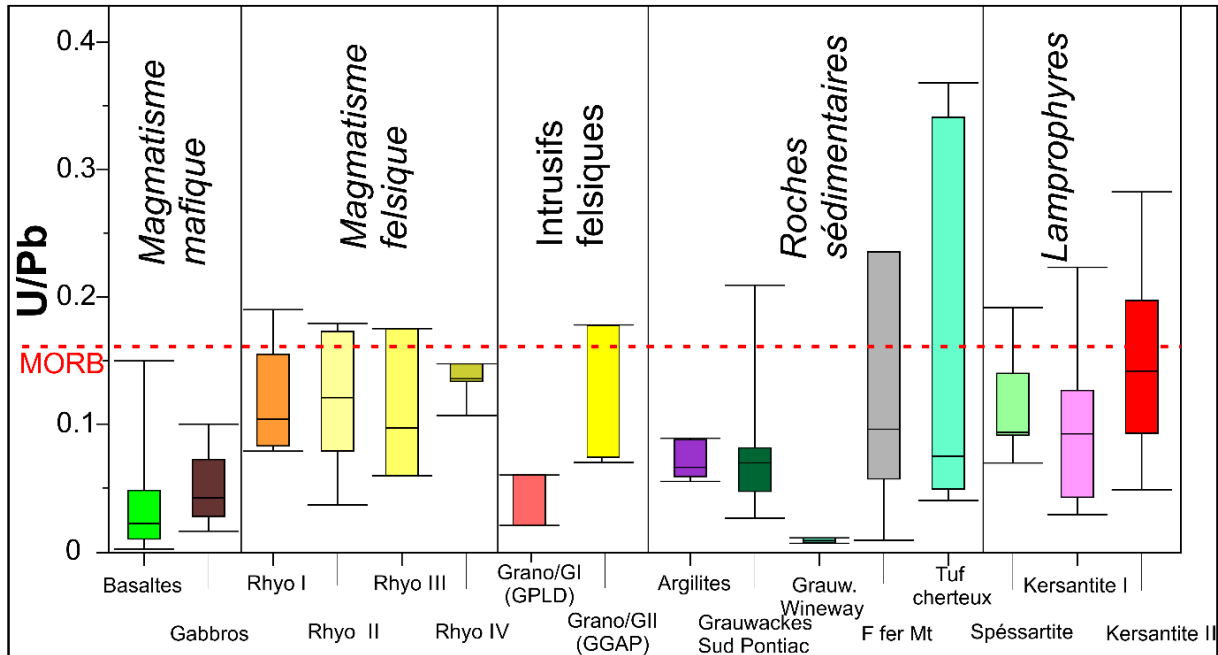
### 9.2.2 Distribution de l'uranium et du plomb dans les unités de roches

La variabilité des rapports isotopiques du plomb observée dans les roches et minéralisations sulfurées dépend entre autres des caractéristiques géochimiques primaires des roches encaissantes (Rollinson, 1993). Dans le cas présent, la variabilité du rapport U/Pb (concentrations élémentaires) observée dans les roches volcaniques, sédimentaires et intrusives de la région de Belleterre souligne certaines caractéristiques importantes pour l'interprétation des données isotopiques du plomb (figure 9-3). Premièrement, les rapports U/Pb des basaltes tholéitiques et des gabbros du Groupe de Belleterre (échantillons les moins altérés) sont très faibles et même légèrement inférieurs aux valeurs normalement observées dans des basaltes juvéniles de type *MORB* (basaltes normaux des dorsales océaniques) (*MORB*: U/Pb de  $0,16 \pm 0,07$ ). Compte tenu de l'importance volumétrique des unités de basalte tholéitique et de gabbro à Belleterre, ces roches constituent un réservoir géochimique primitif et peu radiogénique en plomb. Tel que normalement attendu, les ratios U/Pb des roches volcaniques et intrusives felsiques de Belleterre (échantillons les moins altérés) sont légèrement plus élevés que pour les basaltes et gabbros (figure 9-3). Malgré des valeurs plus élevées observées dans les roches felsiques, ces rapports sont de l'ordre de grandeur des rapports U/Pb observés dans les basaltes de type *MORB*, qui sont directement issus de la fusion partielle de l'asthénosphère. Les seules unités rocheuses supracrustales de la région de Belleterre enrichies en U/Pb sont les formations de fer et les tufs cherteux. Ces unités montrent un rapport U/Pb médian, semblable à celui des roches sédimentaires silicoclastiques (argilites, grauwackes) de la région, mais une très grande variabilité témoignant de la présence d'échantillons enrichis en uranium. Les lamprophyres montrent des rapports U/Pb plus élevés que les basaltes et gabbros. Ces rapports sont toutefois inférieurs aux valeurs observées dans les OIB (basaltes des îles océaniques).

### 9.2.3 Méthodologie analytique

Les échantillons minéralisés ont été traités comme c'est décrit ci-dessus (section 9.1.2). Ensuite les cristaux de sulfures ont été envoyés au Centre Pacifique de Recherches Isotopiques et Géochimiques (*PCIGR*) à l'Université de Colombie Britannique à Vancouver pour l'analyse isotopique du plomb. Au *PCIGR*, les échantillons de sulfures et de magnétite, prévus pour l'analyse isotopique, ont été préparés à partir de 1 à 20 mg de matériel. Chaque échantillon de sulfures a été dans un premier temps nettoyé avec de l'acide nitrique dilué puis avec l'acide chlorhydrique pour éliminer la contamination de surface avant leur dissolution dans l'acide nitrique dilué. La séparation et la purification du Pb ont été effectuées

par le biais d'une colonne chromatographique (sur les résines échangeuses d'ions). Les échantillons ont ensuite été séchés avant d'être dissouts puis convertis en chlorure, laquelle est dissoute dans de l'acide bromhydrique dilué. Ensuite, la solution obtenue a été passée à travers des colonnes chromatographiques, et le plomb a été lessivé dans une solution de 6N HCl. Par ailleurs, les petits cristaux de galène propres ont été dissouts à sec dans du 2N HCl, puis lavés avec du 4N HCl et re-séchés.



**Figure 9-3: Variabilité du rapport U/Pb (élémentaire) des différentes unités de roches supracrustales et de lamprophyres de la région de Belleterre.**

Environ 10-25 ng de plomb, sous forme de chlorure, a été chargé sur un filament de Re en utilisant un gel d'acide phosphorique. Les compositions isotopiques ont été déterminées par le biais d'un spectromètre de masse à ionisation thermique de type *VG54R* modifié. Les ratios isotopiques du Pb mesurés ont subi des corrections pour éliminer l'enrichissement radiogénique in situ occasionné pendant l'analyse, et ce, en fonction des mesures répétées du standard isotopique *N.B.S. SRM 981*, mais aussi en fonction de la méthode décrite dans le document de référence et des valeurs recommandées par Thirlwall (2000). Les incertitudes des analyses ont été déterminées en utilisant la technique de Roddick (1987) qui prend en considération l'enrichissement radiogénique in-situ occasionné pendant l'analyse, ainsi que l'erreur analytique. L'incertitude des résultats est exprimée en notation 2 Sigma (2S) et le poids du blanc analytique utilisé pendant l'analyse était de 64 ng.

## 9.2.4 Présentations des résultats

Les résultats des analyses isotopiques sont présentés au tableau 9-2. Les ratios  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des concentrés de sulfures se distribuent entre des valeurs de 13,29 à 16,46, 14,44 à 15,20 et 33,09 à 36,81, respectivement. Par contre, ceux des formations de fer varient de 16,50 à 19,33, 14,81 à 15,75 et 34,47 à 38,32. Il existe donc une dichotomie entre les données isotopiques du plomb provenant des sulfures des veines aurifères et celles des formations de fer (figure 9-4). Cette bimodalité implique la présence de deux réservoirs distincts de plomb pour ces différentes roches.

Avant de tirer des conclusions sur l'origine de cette variabilité, il faut vérifier si les concentrés de minéraux comme la pyrite, la pyrrhotite, la sphalérite et la chalcopyrite sont suffisamment purs pour permettre une comparaison de type « plomb commun » (*common lead*) communément utilisée pour l'interprétation des signatures isotopiques du plomb provenant de cristaux de galène. Dans le cas présent, et comme pour la majorité des études métallogéniques utilisant le plomb comme traceur isotopique, les ratios isotopiques U/Pb et Th/Pb n'ont pas été mesurés pour des raisons budgétaires. Toutefois, pour deux indices aurifères de la région (Autanabi et Lac Expanse), les ratios isotopiques du plomb ont été mesurés dans la galène, ainsi que dans la sphalérite, la pyrite et la pyrrhotite.

L'examen des données présentées au tableau 9-2 montre des signatures isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  semblables entre les différents types de concentrés de sulfures et de magnétites. Ce constat est important, car il souligne la qualité des procédures de séparation et de purification des concentrés des minéraux.

Les valeurs isotopiques du plomb mesurées dans les sulfures des veines précoces et tardives de Belleterre présentent également une distribution bimodale (figure 9-5). Ainsi, la composition isotopique du plomb des VQP est moins radiogénique que celle des VQT, d'où l'implication d'au moins deux réservoirs isotopiquement distincts lors de la formation des sulfures et de l'or. Les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  peuvent parfois être affectés par des problèmes analytiques inhérents à la difficulté de dosage du  $^{204}\text{Pb}$  (ex. interférence mal corrigée du  $^{204}\text{Hg}$ ). Cependant, les ratios  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , parfois utilisés avec des données mesurées par LA-ICPMS, démontrent que la variabilité de la composition isotopique du plomb observée dans les veines de quartz-carbonates aurifères de Belleterre n'est aucunement attribuable à un problème analytique (figure 9-6). Implicitement, ceci corrobore l'hypothèse de sources multiples.

**Tableau 9-2: Données isotopiques du plomb et du soufre dans les concentrés de sulfures et de magnétite extraits des veines de quartz-carbonates aurifères et des formations de fer.**

N° Échantillon	Nom du site	Lithologie	Minéral	Delta 34S	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	207Pb/206Pb	208Pb/206Pb
M203D-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	Gn	2,01	13,3772	14,5220	33,2752	1,0856	2,4874
M203E-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	Gn	2,01	13,3390	14,4864	33,1821	1,0860	2,4876
M203F-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	Gn	2,01	13,3367	14,4751	33,1631	1,0854	2,4866
M203G-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	Gn	2,01	13,3497	14,4933	33,2242	1,0857	2,4887
M204-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sph	0,8	13,4081	14,5470	33,4416	1,0849	2,4941
M204-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sph	0,8	13,3622	14,5308	33,6316	1,0875	2,5169
M40-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	Sph	1,94	13,3118	14,4528	33,1823	1,0857	2,4927
M203-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	Py	2,07	13,3902	14,5380	33,4043	1,0857	2,4947
M204-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	Py	1,71	13,2986	14,4492	33,1285	1,0865	2,4911
M40-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	Py		13,4242	14,5848	33,4287	1,0865	2,4902
M212A-Gn	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Gn		13,3508	14,4823	33,1697	1,0848	2,4845
M212B-Gn	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Gn		13,3628	14,5071	33,2588	1,0856	2,4889
M212C-Gn	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Gn		13,3727	14,5176	33,2804	1,0856	2,4887
M212D-Gn	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Gn		13,3519	14,4893	33,2139	1,0852	2,4876
M212	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Py	2,28	13,4357	14,5601	33,3335	1,0837	2,4810
M300A-Py	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Py	3,2	13,3232	14,4564	33,0909	1,0851	2,4837
M300A-PO	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Po	2,9	13,4515	14,6015	33,5495	1,0855	2,4941
M300B-PO	Lac Expanse	Veine Anté-D1	Po	2,8	13,3698	14,4916	33,1616	1,0839	2,4803
IF41	veine 11	Veine Syn-D1	Py	5,2	13,7287	14,5458	33,5284	1,0595	2,4422
IF42	veine 11	Veine Syn-D1	Py	3,53	13,7070	14,6098	33,5492	1,0659	2,4476
IF42	veine 11	Veine Syn-D1	Py	3,53	13,7455	14,6099	33,6137	1,0629	2,4454
IF47	veine 4	Veine Syn-D1	Py	2,34	13,4017	14,5284	33,2793	1,0841	2,4832
IF47A-PY	veine 4	Veine Syn-D1	Py	3	13,5748	14,5802	33,4401	1,0741	2,4634
IF47A-PY	veine 4	Veine Syn-D1	Py	3	13,5677	14,5641	33,5321	1,0734	2,4715
M188B	veine 4	Veine Syn-D1	Py	2,5	13,6456	14,5564	33,4670	1,0667	2,4526
E1-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Po	0,6	14,1601	14,6864	33,9719	1,0372	2,3991
E2-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Po	2,6	14,0638	14,7507	33,9977	1,0488	2,4174
E21-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Po	1,3	14,2198	14,6372	34,1287	1,0294	2,4001
E6-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Po	1	13,5132	14,5849	33,5318	1,0793	2,4814
E6-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Po	1	13,6390	14,5262	33,5136	1,0650	2,4572
E5-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Ccp	-1,6	13,4752	14,6263	33,8470	1,0854	2,5118
E6-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Ccp	-3,3	14,6458	14,8523	33,5609	1,0141	2,2915
E21-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Ccp	1,8	13,4299	14,4847	33,2250	1,0785	2,4740
E7-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Ccp	0	14,2417	14,6774	33,2945	1,0306	2,3378
E7-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Ccp	0	14,7886	14,7791	33,6163	0,9994	2,2731
E6-SPH	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	Sph	-5,1	14,9478	14,8972	34,4498	0,9966	2,3047

**Tableau 9-2 suite: Données isotopiques du plomb et du soufre dans les concentrés de sulfures et de magnétite extraits des veines de quartz-carbonates aurifères et des formations de fer.**

N° Échantillon	Nom du site	Lithologie	Minéral	Delta 34S	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	207Pb/206Pb	208Pb/206Pb
AUB-07-17	Aubelle principale	Veine/granodiorite	Py	-1	15,6377	14,8491	34,8535	0,9496	2,2288
AUB-07-17	Aubelle principale	Veine/granodiorite	Py	-1	15,6636	14,8891	34,2553	0,9506	2,1869
AUB-09-49	Aubelle principale	Veine/granodiorite	Py	-0,89	14,5436	15,0122	34,2158	1,0322	2,3526
AUB-09-49	Aubelle principale	Veine/granodiorite	Py	-0,89	14,4889	14,9712	34,0508	1,0333	2,3501
IF70-Py	Aubelle principale	Veine/granodiorite	Py	-0,97	14,7837	14,9119	34,8402	1,0087	2,3567
IF27	Audrey	Veine/cisaillement D2	Py	-0,88	15,0626	14,8404	35,1772	0,9852	2,3354
IF27B-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	Py	-1,1	15,4148	14,9068	35,5247	0,9670	2,3046
IF27C-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	Py	-1,6	16,4647	15,2069	36,8108	0,9236	2,2357
IF6-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	Ccp		14,1419	14,7011	33,2895	1,0395	2,3540
IF6-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	Ccp		14,0243	14,6813	33,4571	1,0468	2,3857
IF7-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	Ccp	-4,2	14,3293	14,7174	33,3581	1,0271	2,3280
ENO1-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Py	0,12	13,5516	14,5334	33,4437	1,0724	2,4679
ENO5-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Py	-0,24	14,1614	14,7407	34,2056	1,0409	2,4154
ENO5-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Py	-0,24	14,1686	14,7671	34,2938	1,0422	2,4204
IF13	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Py	-0,12	14,0335	14,7863	33,9106	1,0536	2,4164
M4-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Py	-0,29	13,6594	14,5957	33,5301	1,0685	2,4547
ENO1-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sph	-1,4	13,6661	14,7238	33,6601	1,0774	2,4630
ENO5-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sph	-1,6	13,9158	14,7054	33,6618	1,0567	2,4190
ENO5-sph2	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sph	-1,6	14,0178	14,8023	34,2390	1,0560	2,4425
IF13-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sph	-1,1	13,7207	14,7494	33,6966	1,0750	2,4559
M4-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	Sph	-1,8	13,8003	14,6472	33,5146	1,0614	2,4285
K232A	Aubelle principale	Formation de fer	Po	0,7	16,5036	15,0373	36,7155	0,9112	2,2247
K259-PO	Aubelle principale	Formation de fer	Po	0,5	17,4255	15,2910	37,3804	0,8775	2,1451
K100	Aubelle principale	Formation de fer	Mag		19,3311	15,6155	38,1405	0,8078	1,9730
K100B	Aubelle principale	Formation de fer	Mag		19,1027	15,7596	38,3301	0,8250	2,0065
K101	Aubelle principale	Formation de fer	Mag		18,8350	15,5916	38,0324	0,8278	2,0192
K103	Aubelle principale	Formation de fer	Mag		17,5470	15,3375	37,3033	0,8741	2,1259
M198	Mine Belleterre	Formation de fer	Po	1	15,2108	14,8433	35,2718	0,9758	2,3189
FF15	Mine Belleterre	Formation de fer	Mag		16,9063	15,2699	36,8935	0,9032	2,1822
FF15	Mine Belleterre	Formation de fer	Mag		16,8461	15,2617	36,7957	0,9059	2,1842
M196	Mine Belleterre	Formation de fer	Mag		14,9787	14,8135	35,2721	0,9890	2,3548
M196	Mine Belleterre	Formation de fer	Mag		14,9367	14,8622	35,3569	0,9950	2,3671
M191	Mine Belleterre	Formation de fer	Po	2,0	14,3810	14,7109	34,1327	1,0229	2,3735
FF1A	filon1	Formation de fer	Mag		17,4516	15,2956	34,4776	0,8765	1,9756
FF1B	filon1	Formation de fer	Mag		17,5275	15,3270	34,6935	0,8745	1,9794
E1-POT	Aubelle 2 Est	Formation de fer	Po	0,6	14,1601	14,6864	33,9719	1,0372	2,3991
E2-POT	Aubelle 2 Est	Formation de fer	Po	2,6	14,0638	14,7507	33,9977	1,0488	2,4174

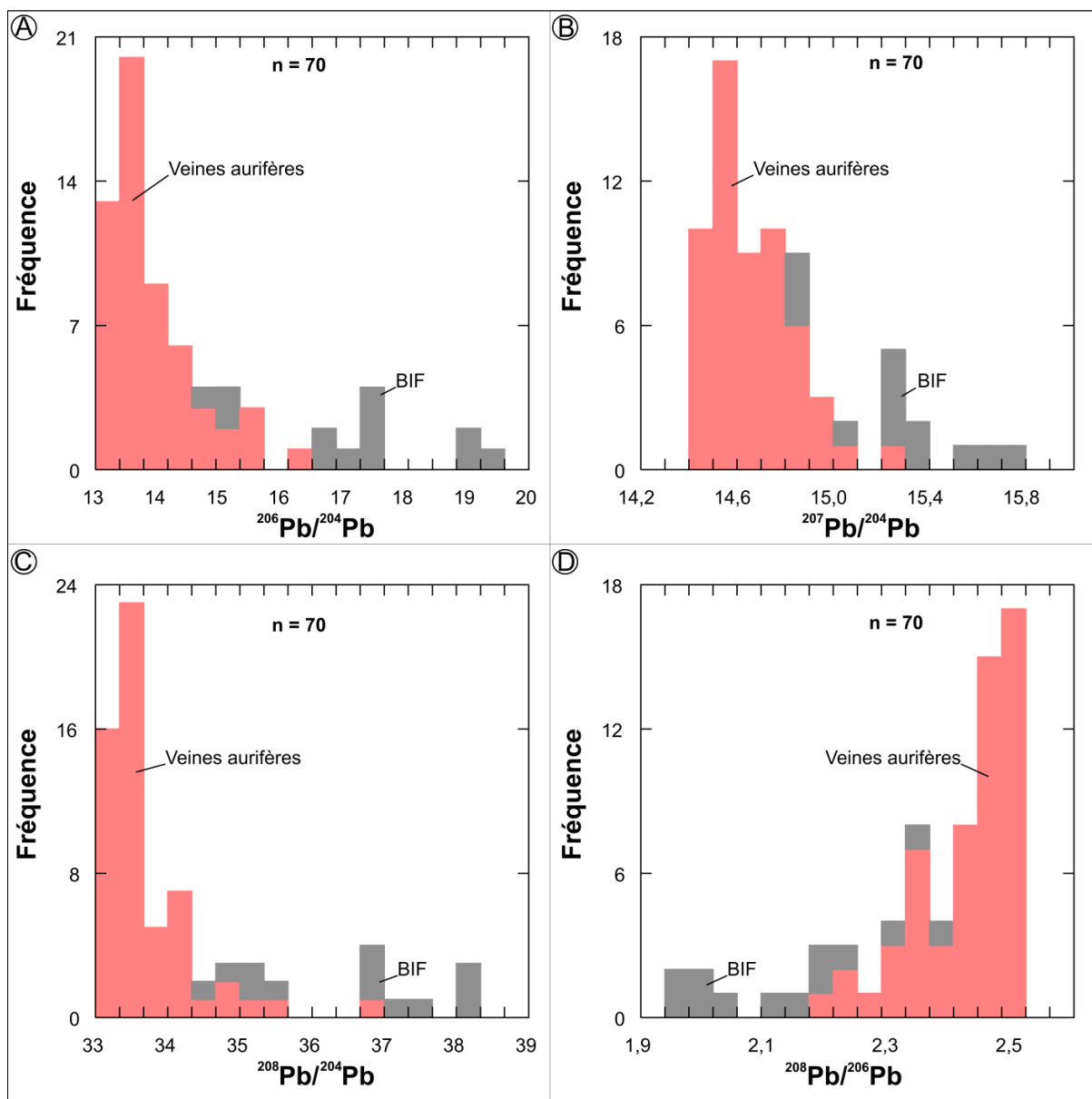


Figure 9-4: Distribution bimodale des valeurs isotopiques du plomb provenant de concentrés de sulfures et de magnétite des veines de quartz-carbonates aurifères et des formations de fer.

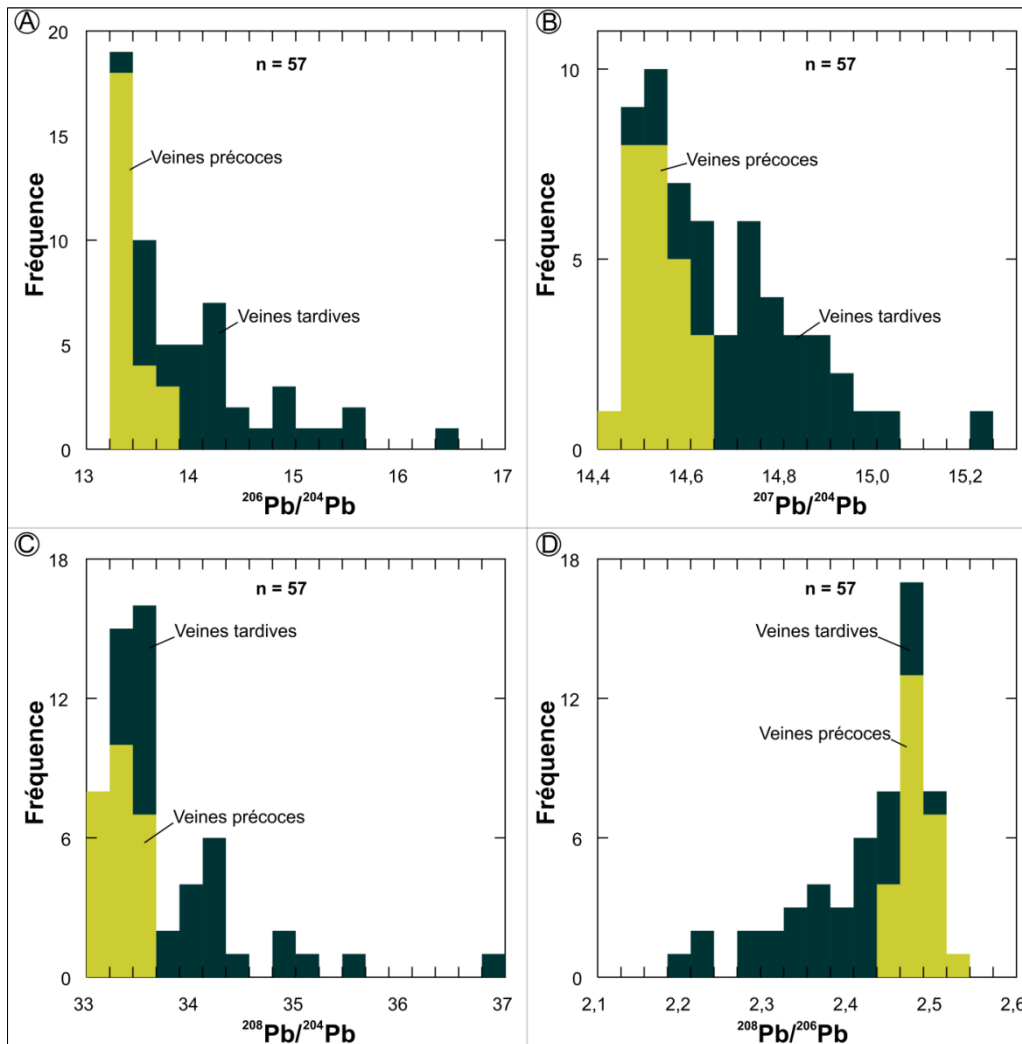


Figure 9-5: Distribution bimodale des valeurs isotopiques du plomb provenant de concentrés de sulfures des veines de quartz-carbonates aurifères.

### 9.2.5 Veines de quartz précoces

Les échantillons de concentrés de sulfures, provenant de la minéralisation précoce, montrent des valeurs homogènes et peu radiogéniques en  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , variant de 13,29 à 14,94, 14,44 à 14,89 et 33,09 à 34,44, respectivement (tableau 9-2). Les valeurs isotopiques du plomb des sulfures de ces veines se distribuent majoritairement entre les courbes d'évolution de la croûte inférieure et du manteau/orogène selon le modèle de Zartman et Doe (1981) (figure 9-7). Les veines syn- $D_1$  présentent des valeurs du ratio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  légèrement plus élevées que celles des veines anté- $D_1$ , ce qui dénote une légère différence de la concentration en  $^{238}\text{U}$  de leurs sources respectives. En somme, les compositions isotopiques du plomb de chaque génération de veine se distribuent sur une droite de régression bien distincte, ce qui suggère l'implication de deux réservoirs distincts de plomb ayant chacun une forte composante de type manteau/orogène (figure 9-7).

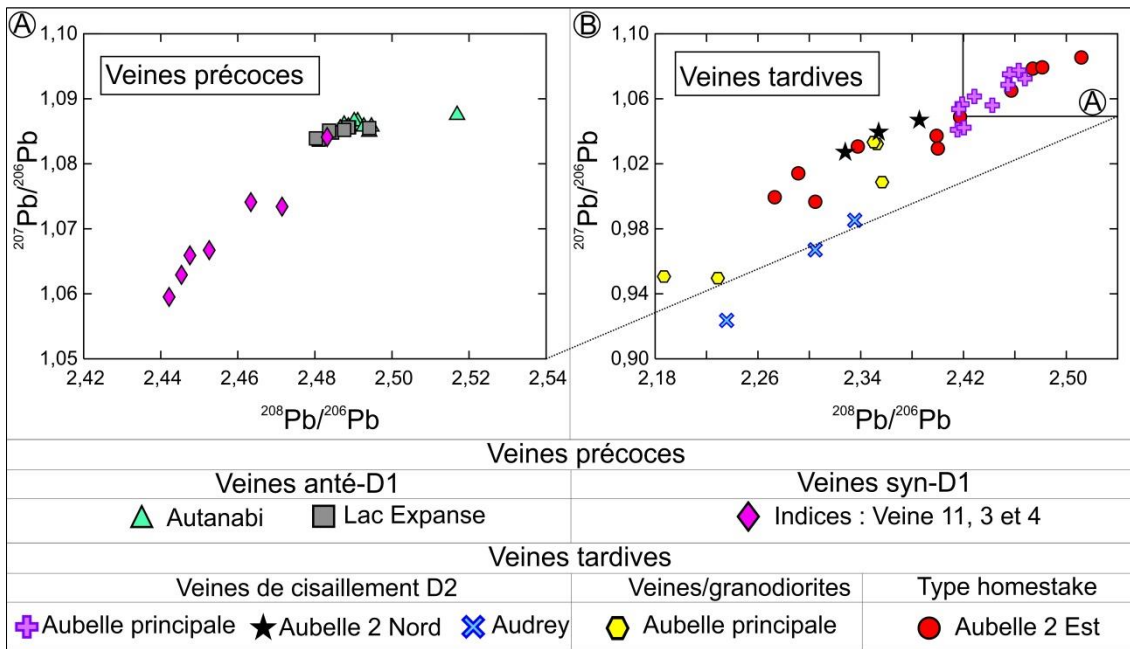


Figure 9-6: Rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des veines de quartz-carbonates aurifères.

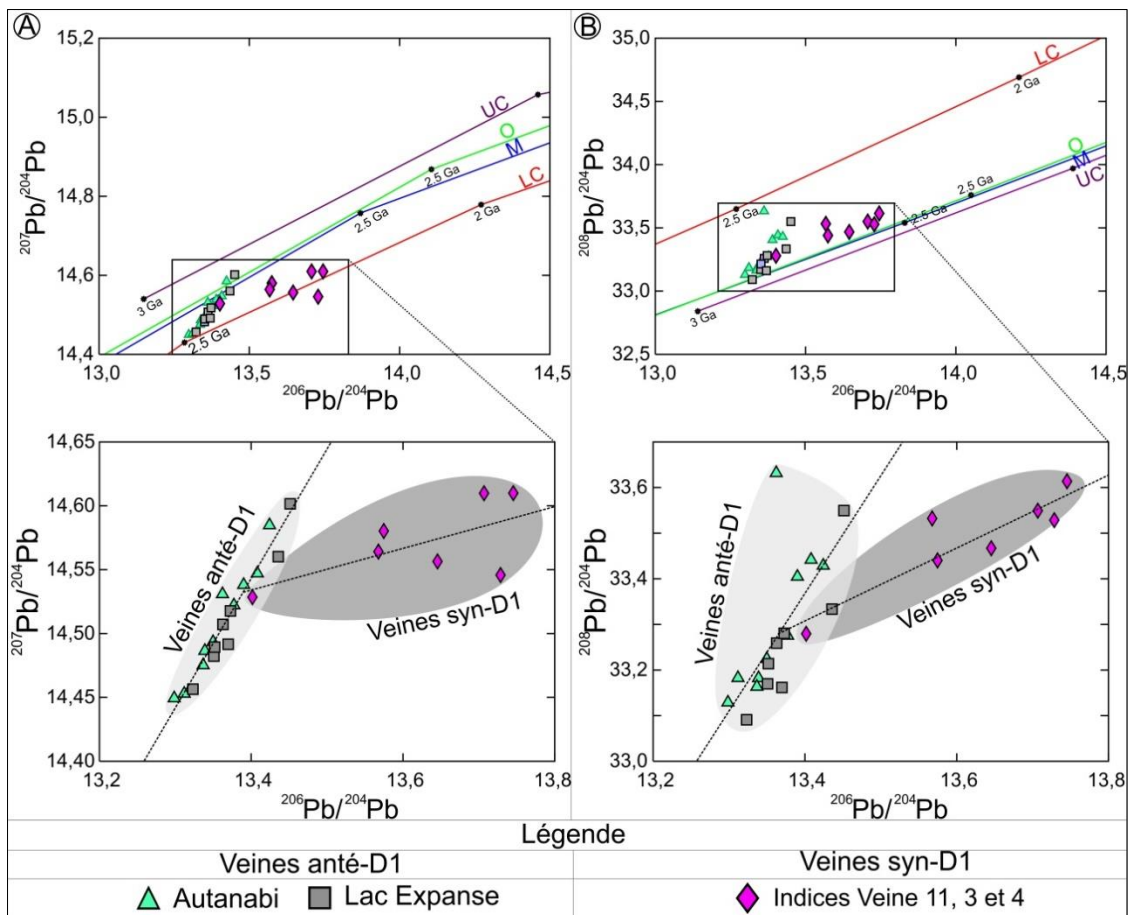


Figure 9-7: Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des concentrés de sulfures (galène, sphalérite, pyrrhotite et pyrite) des VQP. Les courbes d'évolution de la croûte supérieure (UC), de la croûte inférieure (LC), du manteau supérieur (M) et de l'orogène (O) proviennent de Zartman et Doe (1981).



## 9.2.6 Veines de quartz tardives

Les échantillons de concentrés de pyrite, chalcopryrite et sphalérite des phases de minéralisation tardive de Belleterre présentent une plus grande variabilité des valeurs de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (variant de 13,55 à 16,46, 14,84 à 15,20 et 34,25 à 36,81, respectivement) (tableau 9-2). Sur le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la figure 9-8A, les valeurs isotopiques du Pb des sulfures des veines tardives se distribuent majoritairement entre la courbe d'évolution de la croûte inférieure et orogénique selon le modèle de Zartman et Doe (1981). Par contre, les sulfures de certaines veines de cisaillement D<sub>2</sub> et des veines post-D<sub>2</sub> associées aux granodiorites montrent des rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  élevés, suggérant ainsi la contribution d'un réservoir de plomb radiogénique (figure 9-8B). En général, les valeurs isotopiques du plomb des sulfures des veines de cisaillement D<sub>2</sub> sont majoritairement moins radiogéniques que celles des sulfures associés aux veines reliées à des granodiorites (tableau 9-2). De plus, les compositions isotopiques du plomb de chaque génération de veines se distribuent sur des droites de régression bien distinctes, ce qui dénote encore une fois la présence d'au moins deux sources de plomb (figure 9-10).

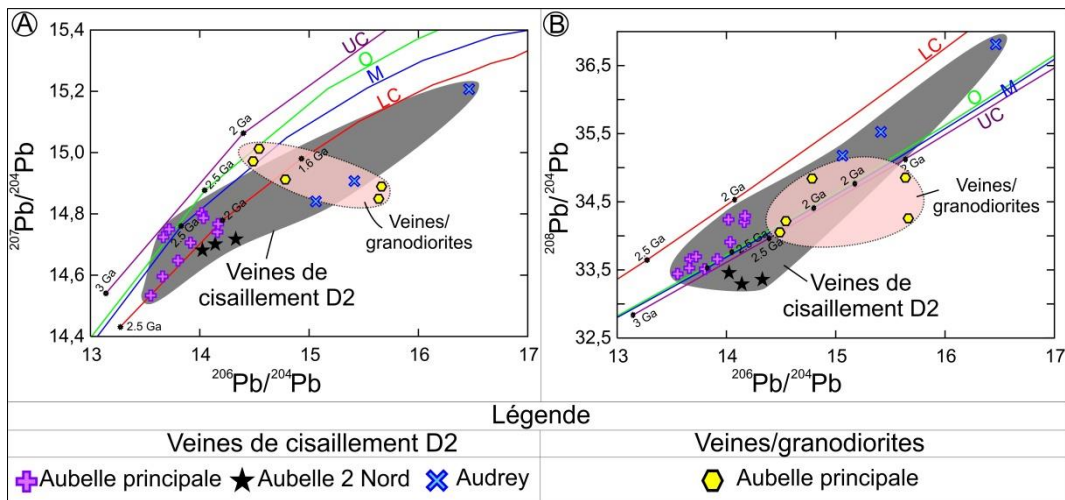


Figure 9-8: Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des concentrés de pyrite, sphalérite et chalcopryrite des VQT. Les courbes d'évolution de la croûte supérieure (UC), de la croûte inférieure (LC), du manteau supérieur (M) et de l'orogène (O) proviennent de Zartman et Doe (1981).

## 9.2.7 Indice Aubelle 2 est

Les échantillons de concentrés de pyrrotite, chalcopryrite et sphalérite de l'indice Aubelle 2 est présentent une composition isotopique du plomb très variable. Les ratios  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  varient respectivement de 13,42 à 14,94, de 14,48 à 14,89 et de 33,22 à 34,44. En comparaison avec les autres minéralisations aurifères de Belleterre, les

sulfures de l'indice Aubelle 2 est présente une composition isotopique du plomb similaire à celle des autres veines tardives, donc plus radiogéniques que celle des veines précoces (figure 9-9). La minéralisation de l'indice Aubelle 2 est multiphasée avec une phase précoce (pyrite et pyrrhotite) et une phase tardive (chalcopyrite, sphalérite et galène). Ainsi, la phase précoce a une signature moins radiogénique par rapport à la phase tardive. Sur le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la figure 9-10A, les valeurs isotopiques du plomb des sulfures de l'indice Aubelle 2 se distribuent majoritairement le long de la courbe d'évolution de la croûte inférieure selon le modèle de "plombotectonique" de Zartman et Doe (1981). Par contre, sur le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la figure 9-10B, certains échantillons de concentrés de sulfures, ceux de la phase tardive (chalcopyrite, sphalérite et galène...) montrent une forte composante de la croûte supérieure. De ce fait, les métaux de l'indice Aubelle 2 semblent avoir une origine double avec une forte composante de la croûte supérieure pour les sulfures de la phase tardive.

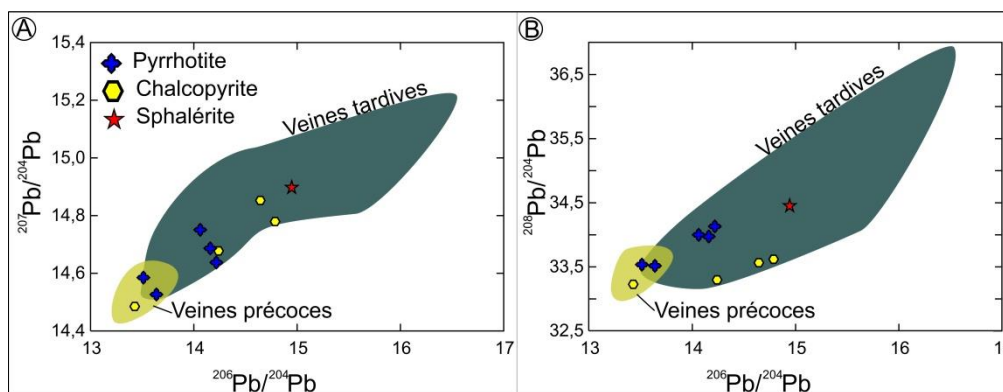


Figure 9-9: Comparaison de la composition isotopique du plomb de l'indice Aubelle 2 est à celles des VQP et des VQT.

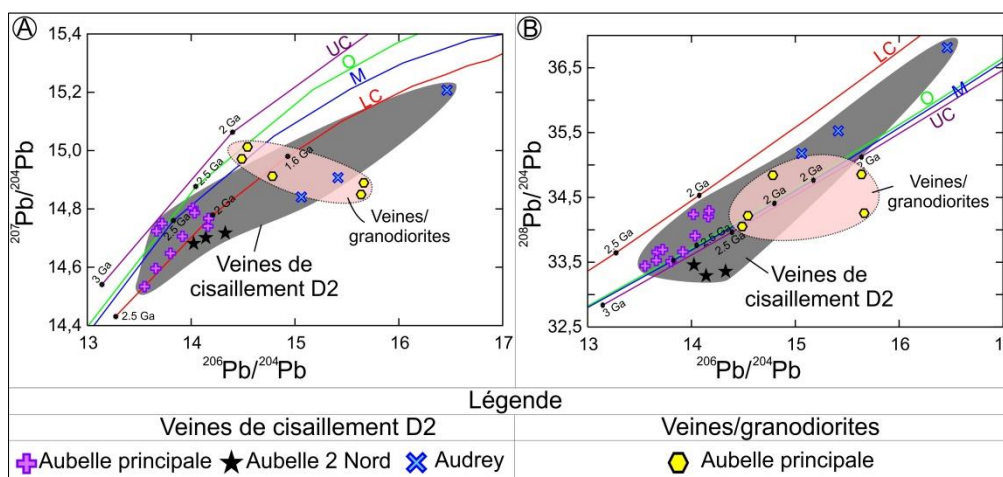


Figure 9-10: Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des concentrés de pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite de l'indice Aubelle 2 est. Les courbes d'évolution de la croûte supérieure (UC), de la croûte inférieure (LC), du manteau supérieur (M) et de l'orogène (O) proviennent de Zartman et Doe (1981).

### 9.2.8 Âges modèles du Pb

Dans cette section du chapitre 9, les résultats de calculs d'âges modèles du plomb selon les méthodes de Holme-Houtermans et de Stacey and Kramers (1975) sont présentés. La première méthode implique une évolution monophasée de la courbe d'évolution des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction du temps. La seconde implique une évolution en deux phases avec un changement abrupt vers 3,7 Ga.

#### 9.2.8.1 Age modèle Pb (Holme-Houtermans)

Le modèle de Holme (1946) et Houtermans (1946) implique un scénario évolutif du plomb relativement simple (Mistra, 2012) et souvent inapproprié pour expliquer l'origine de minéralisations riches en Pb en milieu continental (ex. gîtes Sedex ou de type Mississippi Valley). Toutefois, pour les minéralisations anciennes archéennes, encaissées dans des ceintures vertes, ce modèle donne des âges souvent réalistes (Mistra, 2012). La nature juvénile des ceintures de roches vertes (magmas dérivés directement du manteau archéen) et donc l'absence de processus de recyclage crustal (métamorphisme de haut grade, anatexie, etc.) explique vraisemblablement ce constat (Mistra, 2012). De plus, le réservoir mantellique archéen devait être relativement homogène (isotopes du Pb) en raison de la forte intensité des processus de convection mantellique reliée à une haute température potentielle du manteau archéen (Mistra, 2012).

En assumant une évolution du plomb selon le modèle de Holme-Houtermans, il est possible de calculer l'âge modèle de la galène contenue dans un échantillon. L'a priori du modèle fixe une composition du plomb primordial de la Terre donnée par la composition isotopique mesurée sur la météorite de *Canyon Diablo*. Cette dernière est une troilite ultra primitive représentative de l'époque initiale de la formation de la Terre. Les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , mesurés dans une phase minérale sulfurée de la météorite (FeS), sont les valeurs les moins radiogéniques en Pb rapportés dans la littérature scientifique. De plus, le modèle assume une courbe d'évolution des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  progressive en une seule étape (*single stage*).

Pour la météorite du Canyon Diablo (Pb primordial de la Terre), les valeurs utilisées pour les calculs d'âge modèle sont de 14,1955 (A0) pour le  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et de 15,3899 pour le  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B0). Sur un diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , la pente M est mesurée de la façon suivante:  $M = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{échantillon}} - B0) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{échantillon}} - A0)$ .

Par exemple, pour l'échantillon de galène (M203D-Gn), provenant de l'indice aurifère Autanabi, la pente calculée à partir de l'équation précédente donne une valeur de 1,03977. Cette valeur de pente se situe entre des âges de 2,6 et 2,8 Ga (tableau 9-3). Pour un échantillon comme celui de l'indice Autanabi, il est donc possible de calculer un âge modèle de 2,62 Ga à partir de l'équation suivante:

$$T = 2,6 + ((2,8 - 2,6)(M_{\text{échant}} - M_{\text{isochron2,6Ga}}) / (M_{\text{isochron2,8Ga}} - M_{\text{isochron2,6Ga}}))$$

Tableau 9-3: Pentes calculées pour différents isochrones. Note: Ce tableau est tiré de Mistra (2012)

t (Ga)	Pente (m)	t (Ga)	Pente (m)	t (Ga)	Pente (m)	t (Ga)	Pente (m)
0.2	0.6356	1.4	0.7815	2.6	1.0341	3.8	1.5039
0.4	0.6551	1.6	0.8142	2.8	1.0930	4.0	1.6175
0.6	0.6763	1.8	0.8501	3.0	1.1583	4.2	1.7450
0.8	0.6992	2.0	0.8895	3.2	1.2310	4.4	1.8885
1.0	0.7243	2.2	0.9330	3.4	1.3121	4.5	1.9670
1.2	0.7516	2.4	0.9810	3.6	1.0341		

$$m = (1/137.88) (e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}) / (e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t})$$

$\lambda (^{238}\text{U}) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ ;  $\lambda (^{235}\text{U}) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ ;  $T = 4.55 \times 10^9 \text{yr}$

Il est aussi possible de calculer le rapport  $\mu$  (mu) de la galène en fonction de l'équation suivante:

$$U = \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Échantillon}} - A0}{e^{\lambda T} - e^{\lambda t}}$$

T: âge de la Terre de  $4,55 \times 10^9$  années

t: âge modèle Pb calculé pour l'échantillon

$\lambda$ : constante de désintégration de  $^{238}\text{U}$ :  $1,5513 \times 10^{-10}$

A0:  $^{206}/^{204}\text{Pb}_{\text{Canyon Diablo}}$ : 14,1955

Le tableau 9-4 et la figure 9-11 présentent les âges modèles et des valeurs de  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) calculés pour les échantillons de sulfures et de magnétite provenant des zones minéralisées de la région de Belleterre. Malgré les limites inhérentes au modèle, la dispersion des âges de 2,64 à des âges négatifs situés dans le futur suggère la présence de deux types de plomb. Dans l'ensemble, les valeurs de  $\mu$  calculées varient dans un intervalle restreint compris entre 7,32 et 8,05.

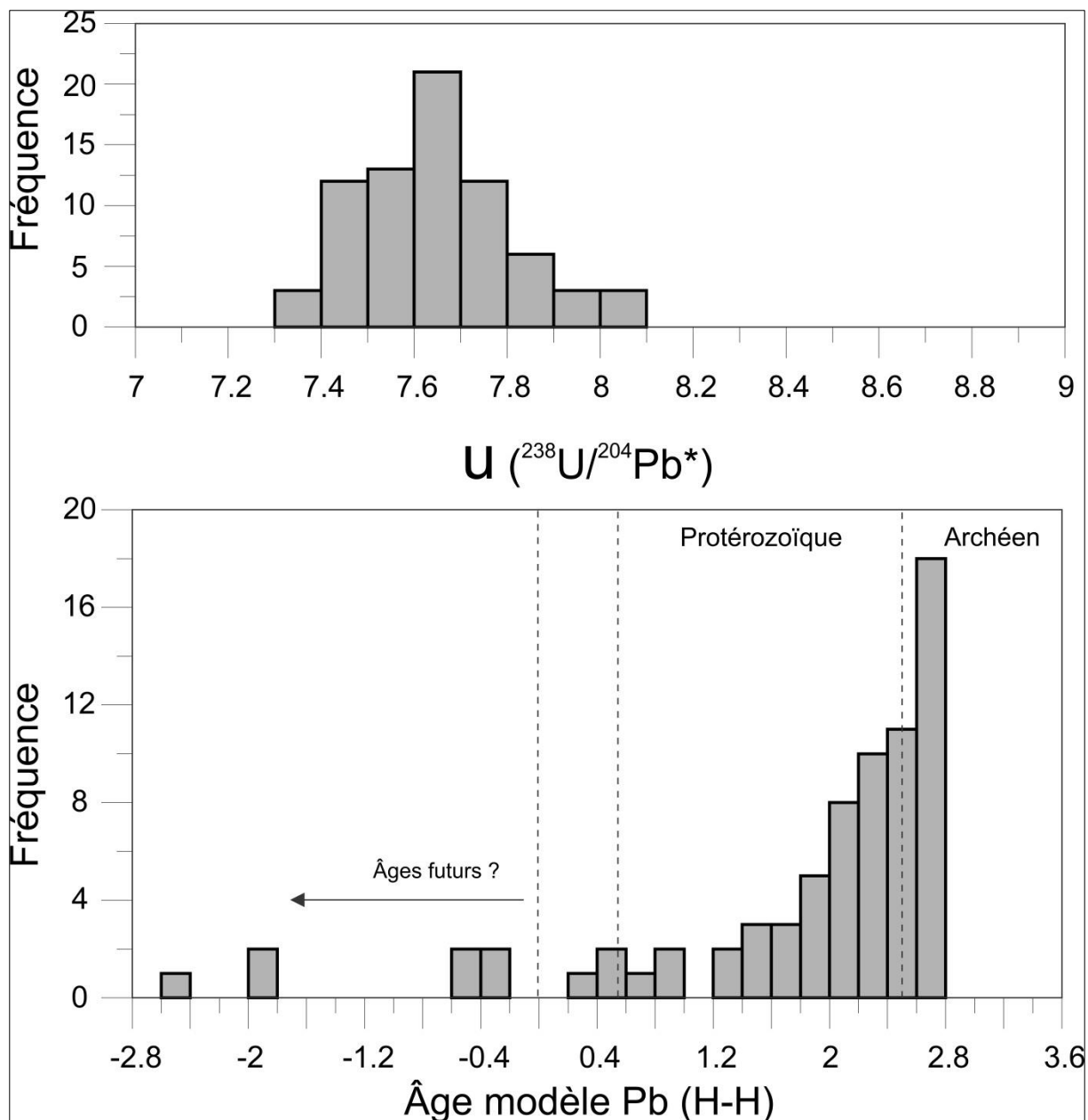


Figure 9-11: Histogrammes des valeurs  $\mu$  calculées et de l'âge modèle du Pb (modèle de Holme et Houtermans) des sulfures et de la magnétite provenant des roches minéralisées de la région de Belleterre.

#### 9.2.8.1.1 Échantillons de sulfures de veines anté-D1

Pour les échantillons provenant des indices associés aux veines anté-D<sub>1</sub> (indices Autanabi et Lac Expanse), les âges modèles obtenus sont archéens (respectivement de 2,61 à 2,64 Ga et de 2,60 à 2,62 Ga) (tableau 9-4). Ces âges sont réalistes par rapport aux âges des roches volcaniques et gabbroïques encaissantes et à la nature anté-D<sub>1</sub> et donc précoce des veines. Cette observation est importante, car cette cohérence dans les données est valable pour la galène, mais aussi pour d'autres phases sulfurées comme la pyrite, la pyrrhotite et la

sphalérite qui ne sont pas des phases riches en Pb. Les valeurs calculées pour le ratio  $\mu$  varient de 7,62 à 7,90. Ces valeurs témoignent d'une source de plomb relativement juvénile possiblement de type mantellique (altération de roches mafiques et gabbroïques dérivées du manteau archéen).

#### **9.2.8.1.2 Échantillons de sulfures de veines syn-D1**

Les données isotopiques du plomb des échantillons provenant des indices associés aux veines syn-D<sub>1</sub> (indices des veines 3, 4 et 11) donnent des âges-modèles s'échelonnant de 2.60 à 2.32 Ga soit du Néoarchéen au Paléoprotérozoïque (tableau 9-4). Les valeurs calculées pour le ratio  $U$  varient de 7.46 à 7.75 et sont donc légèrement inférieures à celles des sulfures des veines anté-D<sub>1</sub> (tableau 9-4).

#### **9.2.8.1.3 Échantillons de sulfures de veines syn-D2**

Les données isotopiques du plomb des échantillons provenant des indices associés aux veines syn-D<sub>2</sub> (indice Aubelle 2 est) donnent des âges modèles beaucoup plus variables s'échelonnant de 2,62 à 1,61Ga soit du Néoarchéen au Paléoprotérozoïque (tableau 9-4). Les valeurs calculées pour le ratio  $\mu$  varient de 7,35 à 7,95. Dans ce groupe d'échantillons, les valeurs de  $\mu$  augmentent en fonction de l'âge modèle. Cette variabilité d'âges modèles et de valeurs de  $\mu$ , pour un même indice, suggère une perturbation du système U-Pb. La superposition de l'épisode hydrothermal aurifère (chalcopyrite-sphalérite-galène-bismuth-or) sur l'épisode hydrothermal non aurifère (pyrite-pyrrhotite) explique les caractéristiques isotopiques observées sur le site de l'indice Aubelle est.

#### **9.2.8.1.4 Échantillons de sulfures de veines associées aux granodiorites**

Les échantillons provenant de veines associées à la mise en place des granodiorites, observés près du gîte Aubelle Principale, donnent des âges-modèles du Pb s'échelonnant du Néoprotérozoïque au Paléoprotérozoïque (de 0,96 à 2,06 Ga) et des valeurs de  $\mu$  variables s'échelonnant de 7,32 à 8,05 (tableau 9-4). Ces âges sont beaucoup plus jeunes que les âges U/Pb sur zircon de  $2691,2 \pm 1,2$  Ma et de 2679 Ma obtenus pour les granodiorites et les lamprophyres du secteur. Cette différence d'âge laisse entrevoir que la mise en place des veines de quartz n'est pas reliée à celle des magmas felsiques produisant les granodiorites. Par conséquent, les âges obtenus correspondraient à l'âge de la remobilisation.

Tableau 9-4: Âge modèle Pb-Pb (Holme-Houtermans) et valeur de  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) calculés pour les échantillons de sulfures et de magnétite des indices aurifères.

N° Échantillon	Nom du site	Type de veine	Minéral	t (Ga)	$\mu$
M203D-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	galène	2,62	7,752002
M203E-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	galène	2,62	7,690969
M203F-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	galène	2,61	7,661049
M203G-Gn	Autanabi	Veine Anté-D1	galène	2,62	7,699243
M204-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	sphalérite	2,61	7,790565
M204-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	sphalérite	2,64	7,794089
M40-sph	Autanabi	Veine Anté-D1	sphalérite	2,61	7,62382
M203-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	pyrite	2,62	7,783926
M204-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	pyrite	2,62	7,627769
M40-PY	Autanabi	Veine Anté-D1	pyrite	2,63	7,881835
M212A-Gn	Lac Expanse	Veine Anté-D1	galène	2,61	7,666712
M212B-Gn	Lac expanse	Veine Anté-D1	galène	2,62	7,724744
M212C-Gn	Lac expanse	Veine Anté-D1	galène	2,62	7,744219
M212D-Gn	Lac expanse	Veine Anté-D1	galène	2,61	7,685464
M212	Lac expanse	Veine Anté-D1	pyrite	2,60	7,798013
M300A-Py	Lac expanse	Veine Anté-D1	pyrite	2,61	7,622013
M300A-PO	Lac expanse	Veine Anté-D1	pyrrhotite	2,62	7,900169
M300B-PO	Lac expanse	Veine Anté-D1	pyrrhotite	2,60	7,672277
IF41	Veine 11	Veine Syn-D1	pyrite	2,32	7,461907
IF42	Veine 11	Veine Syn-D1	pyrite	2,40	7,657762
IF42	Veine 11	Veine Syn-D1	pyrite	2,36	7,61936
IF47	Veine 4	Veine Syn-D1	pyrite	2,60	7,744514
IF47A-PY	Veine 4	Veine Syn-D1	pyrite	2,49	7,695764
IF47A-PY	Veine 4	Veine Syn-D1	pyrite	2,48	7,657991
M188B	Veine 4	Veine Syn-D1	pyrite	2,41	7,568476
E1-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	pyrrhotite	2,07	7,506259
E2-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	pyrrhotite	2,22	7,731694
E21-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	pyrrhotite	1,97	7,358868
E6-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	pyrrhotite	2,55	7,776301
E6-POT	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	pyrrhotite	2,38	7,491606
E5-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	chalcopyrite	2,62	7,945828
E6-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	chalcopyrite	1,82	7,631549
E21-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	chalcopyrite	2,53	7,577477
E7-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	chalcopyrite	1,99	7,442096
E7-CHL	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	chalcopyrite	1,62	7,413836
E6-SPH	Aubelle 2 est	Veine Syn-D2	sphalérite	1,61	7,604533

Tableau 9-4 suite: Âge modèle Pb-Pb (Holme-Houtermans) et valeur de  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) calculés pour les échantillons de sulfures et de magnétite des indices aurifères.

N° Échantillon	Nom du site	Type de veine	Minéral	t (Ga)	$\mu$
AUB-07-17	Aubelle principale	Veine/Granodiorite	pyrite	0,96	7,3220082
AUB-07-17	Aubelle principale	Veine/Granodiorite	pyrite	0,99	7,3932917
AUB-09-49	Aubelle principale	Veine/Granodiorite	pyrite	2,05	8,0496904
AUB-09-49	Aubelle principale	Veine/Granodiorite	pyrite	2,06	7,9848627
IF70-Py	Aubelle principale	Veine/Granodiorite	pyrite	1,76	7,6995049
IF27	Audrey	Veine/cisaillement D2	pyrite	1,45	7,4455378
IF27B-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	pyrite	1,22	7,4814452
IF27C-PY	Audrey	Veine/cisaillement D2	pyrite	0,69	7,8405173
IF6-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	chalcopyrite	2,10	7,5523548
IF6-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	chalcopyrite	2,19	7,5870474
IF7-CH	Aubelle 2 Nord	Veine/cisaillement D2	chalcopyrite	1,96	7,4833112
ENO1-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	pyrite	2,47	7,588917
ENO5-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	pyrite	2,12	7,6358884
ENO5-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	pyrite	2,14	7,6961706
IF13	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	pyrite	2,27	7,8404101
M4-Py	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	pyrite	2,43	7,6597284
ENO1-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	sphalérite	2,53	8,0087127
ENO5-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	sphalérite	2,30	7,7245157
ENO5-sph2	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	sphalérite	2,30	7,8935747
IF13-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	sphalérite	2,51	8,0228168
M4-sph	Aubelle principale	Veine/cisaillement D2	sphalérite	2,35	7,6697903
K232A	Aubelle principale	Formation de fer	pyrrhotite	0,44	7,5334882
K259-PO	Aubelle principale	Formation de fer	pyrrhotite	-0,33	7,5501987
K100	Aubelle principale	Formation de fer	magnétite	-2,56	7,4093851
K100B	Aubelle principale	Formation de fer	magnétite	-1,84	7,6875005
K101	Aubelle principale	Formation de fer	magnétite	-1,89	7,4425175
K103	Aubelle principale	Formation de fer	magnétite	-0,42	7,5700988
M198	Mine Belleterre	Formation de fer	pyrrhotite	1,33	7,4076076
FF15	Mine Belleterre	Formation de fer	magnétite	0,40	7,8989249
FF15	Mine Belleterre	Formation de fer	magnétite	0,44	7,8897176
M196	Mine Belleterre	Formation de fer	magnétite	1,49	7,416415
M196	Mine Belleterre	Formation de fer	magnétite	1,58	7,5347154
M191	Mine Belleterre	Formation de fer	pyrrhotite	1,90	7,4395877
FF1A	filon1	Formation de fer	magnétite	-0,37	7,5363078
FF1B	filon1	Formation de fer	magnétite	-0,41	7,5568233
E1-POT	Aubelle 2 est	Formation de fer	pyrrhotite	2,07	7,506259
E2-POT	Aubelle 2 est	Formation de fer	pyrrhotite	2,22	7,7316939



#### **9.2.8.1.5 Échantillons de sulfures de veines associées à des zones de cisaillement D2**

Les veines associées aux zones de cisaillement D<sub>2</sub> (indices Audrey, Aubelle 2N et Aubelle Principale) montrent une très grande variabilité des âges modèles du plomb et des valeurs de  $\mu$ . Ces âges varient de 0,69 à 1,45 Ga ( $\mu$  de 7,44 à 7,84) pour l'indice Audrey, de 1,96 à 2,19 Ga pour l'indice Aubelle 2 Nord ( $\mu$  de 7,48 à 7,59) et de 2,12 à 2,53 Ga ( $\mu$  de 7,59 à 8,02) pour l'indice Aubelle Principale (tableau 9-4). Cette variabilité temporelle est également étonnante pour des veines minéralisées associées au cisaillement D<sub>2</sub>. Encore une fois, il est probable que certains de ces indices aient été affectés par des événements hydrothermaux tardifs durant le Protérozoïque. Par exemple, les âges modèles du Pb observés pour l'Indice Audrey se rapprochent progressivement d'âges grenvilliens. Pour la région de Belleterre, l'enregistrement d'événements grenvilliens est hautement probable compte tenu de la faible distance par rapport au front tectonique de la province du Grenville.

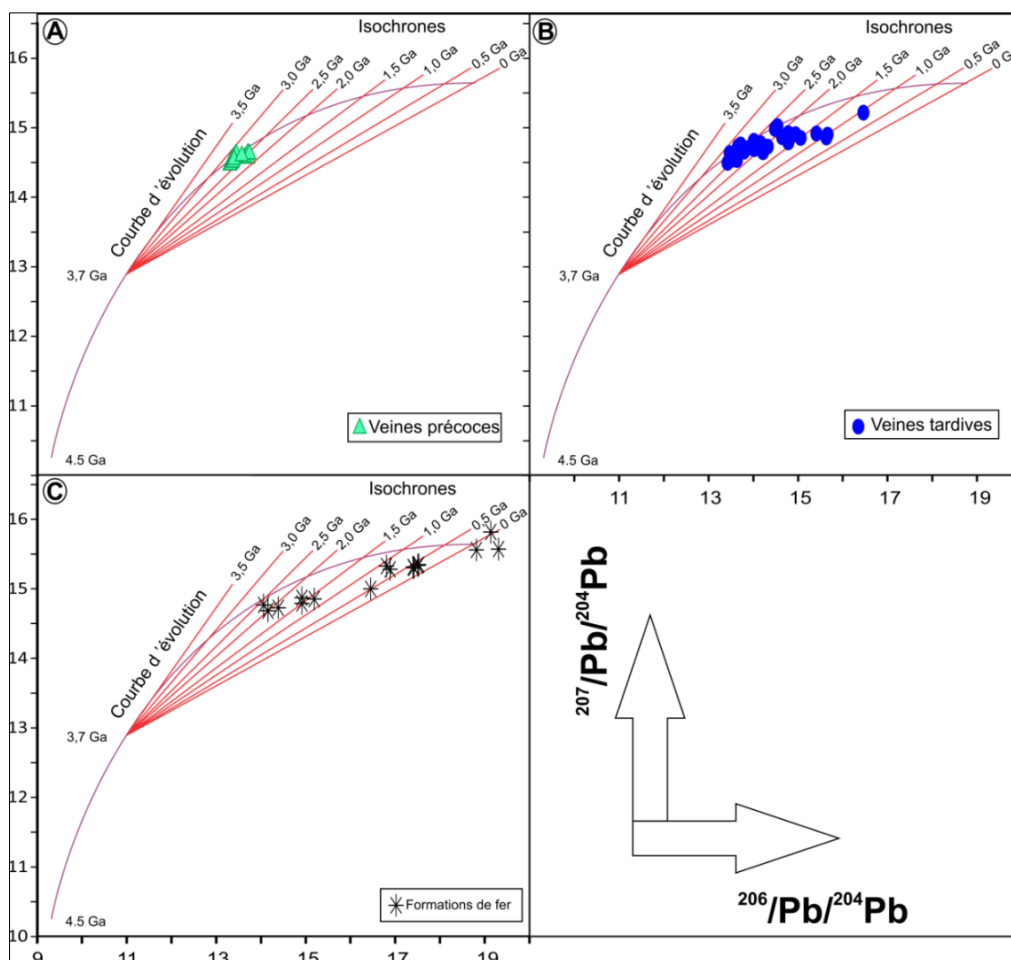
#### **9.2.8.1.6 Échantillons de magnétite et de sulfures de veines associées aux BIF**

La population d'échantillons provenant des formations de fer (indices Aubelle Principale, Mine Belleterre, Filon 1 et Aubelle 2 est) est caractérisée par des âges modèles du Pb systématiquement jeunes et le plus souvent se projetant dans des temps futurs (âges négatifs) (tableau 9-4). Ce groupe d'échantillons montre des valeurs de  $\mu$  variant de 7,41 à 7,69, des ratios isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  extrêmement radiogéniques et généralement différents des minéralisations strictement archéennes. Ces valeurs sont si élevées qu'elles sortent du domaine de compositions isotopiques des roches volcaniques mafiques, plutoniques et gneissiques régionales du Pontiac et de l'Abitibi. Ceci suggère l'incorporation de Pb radiogénique dans la magnétite. Le plomb contenu dans ces échantillons ne correspond pas à la définition de plomb ordinaire commun (*ordinary common lead*). Dans la littérature scientifique (Rollinson, 1993; Mistra, 2012), ces échantillons hautement enrichis en plomb radiogénique sont parfois caractérisés dans la catégorie de plomb anormalique de type J (*J-type lead*).

#### **9.2.8.2 Age modèle Pb (Stacey et Kramers)**

Stacey et Kramers (1975) ont proposé un modèle de courbe d'évolution du plomb en deux phases. Comme pour le modèle de Holme et Houtermans, la première phase d'évolution débute par la composition de la troilite de Canyon Diablo (comme approximation de la composition isotopique du plomb primordial de la Terre vers 4,5 Ga). La courbe suit une

trajectoire en fonction d'une valeur  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) de 7,19. Cette courbe se prolonge jusqu'à 3,7 Ga. À partir de 3,7 Ga, la valeur de  $\mu$  change pour une valeur plus élevée (9,74); le changement vers 3,7 Ga correspondrait approximativement à l'époque de stabilisation des plus vieilles unités crustales (Mistra, 2012). À partir de ce moment, des réservoirs enrichis (croûte) et appauvris (manteau) commencent à se préserver du processus d'homogénéisation qui a dominé durant les premiers 500 à 700 Ma d'évolution de la Terre primitive (Mistra, 2012). Tout comme pour la méthode de Holme et Houtermans, le modèle de Stacey et Kramers montre des âges modèles du Pb s'échelonnant du Néoarchéen pour les veines de quartz anté-D<sub>1</sub> à des temps futurs irréalistes pour quelques échantillons du groupe des formations de fer (figure 9-12).



**Figure 9-12: Détermination des âges modèles du plomb des veines de quartz aurifères et de la remobilisation selon la méthode de Stacey et Kramers (1975).**

Afin de présenter adéquatement les âges modèles selon le modèle de Stacey et Kramers, nous avons projeté les compositions isotopiques en Pb des échantillons en fonction des différents groupes de minéralisations (figures 9-13 à 9-14). Aux fins de comparaisons, nous

avons ajouté les courbes calculées pour le modèle de Holme et Houtermans pour des valeurs de  $\mu$  variables (de 5 à 10).

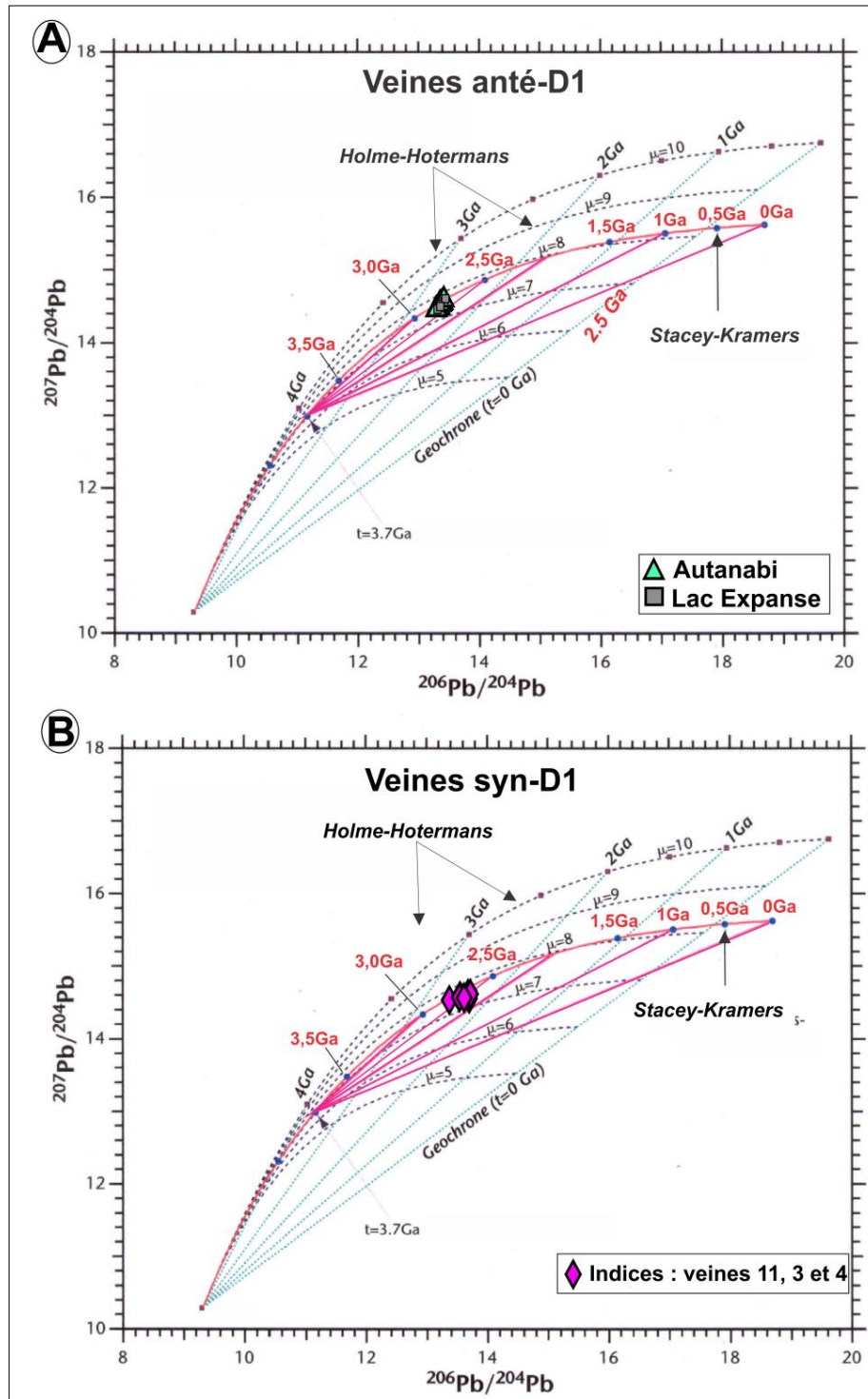


Figure 9-13: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines anté-D<sub>1</sub> et syn-D<sub>1</sub>. Les lignes courbes pointillées représentent les trajectoires d'évolution selon le modèle de Holme-Houtermans pour des systèmes ayant des valeurs de  $\mu$  de 5 à 10. Les droites en couleur magenta sont des isochrones pour des âges de 0, 1, 1,5, 2, 2,5, 3 et 3,5 Ga calculés à partir du modèle de Stacey-Kramers débutant à 3,7 Ga. A: Échantillons des indices aurifères Autanabi et Lac Expense. B: Indices des veines 3, 4 et 11.

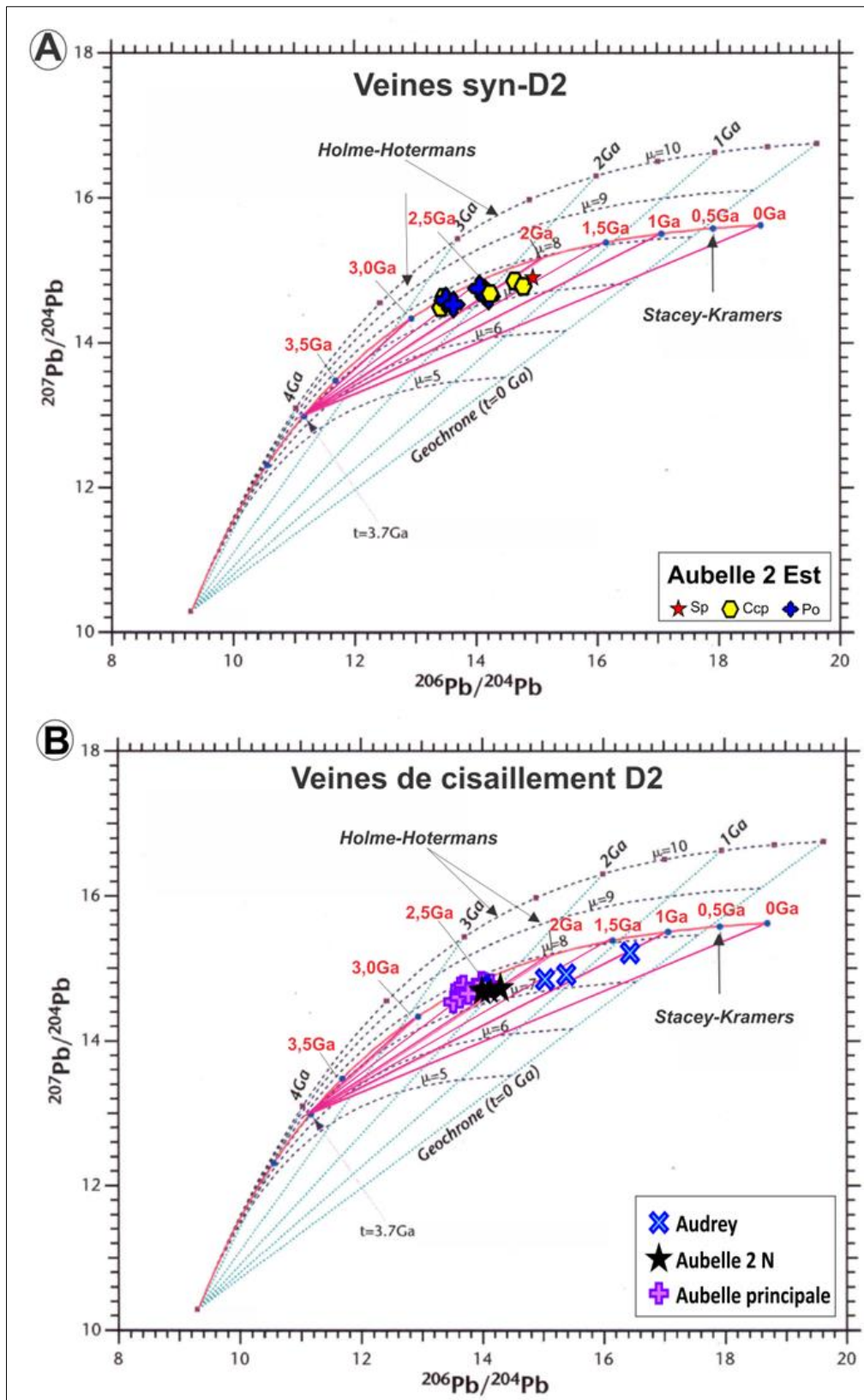


Figure 9-14: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines syn-D<sub>2</sub> et de cisaillement D<sub>2</sub>. Les droites en couleur magenta sont des isochrones pour des âges de 0, 1, 1.5, 2, 2.5, 3 et 3.5 Ga. A: Échantillons de l'indice aurifère Aubelle 2 est. B: Échantillons des indices Audrey, Aubelle-2N et Aubelle Principale.

Les échantillons de sulfures, des zones minéralisées anté-D<sub>1</sub> des indices Autanabi et Lac Expanse, se distribuent dans un pôle avec une très faible dispersion des données (figure 9-13). Ce dernier est situé à gauche de la droite de 2,5 Ga et près d'une valeur de 2,6 Ga. Ces âges sont compatibles avec la nature précoce (anté-D<sub>1</sub>) de ces zones minéralisées aurifères. En plus d'une faible dispersion des âges modèles, les âges obtenus sont semblables pour les concentrés de galène, de pyrite, de sphalérite et de pyrrhotite. Ceci suggère une évolution du plomb en système fermé.

Les minéralisations associées aux veines syn-D<sub>1</sub> montrent des signatures isotopiques plus enrichies en <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb que celles associées aux veines anté-D<sub>1</sub>. Les sulfures de l'indice Veine 11 donnent des âges paléoprotérozoïques à archéens de 2,4 à 2,55 Ga et ceux de l'indice de la veine 4 des âges archéens s'échelonnant de 2,55 Ga à environ 2,6 Ga (figure 9-13).

Les sulfures associés aux veines syn-D<sub>2</sub> (indice Aubelle 2 est) montrent des âges généralement plus jeunes et une plus grande dispersion de ces derniers (figure 9-14). La figure 9-14A montre des âges modèles s'échelonnant entre 2,65 et 1,75 Ga.

Les sulfures associés aux veines de cisaillement D<sub>2</sub> donnent des âges-modèles relativement jeunes de moins 1,45 Ga et pouvant se projeter dans des âges négatifs, donc géologiquement irréalistes. Pour l'indice Aubelle Principale, les âges varient de 1,45 à 0,85 Ga et pour Aubelle 2N de 1,15 à 0,55 Ga. Les sulfures des veines de cisaillement D<sub>2</sub> de l'indice Aubrey donnent des âges irréalistes d'échelonnant de 0,2 Ga à -0,4 Ga.

Les sulfures associés aux veines des granodiorites du gîte Aubelle Principale montrent des âges-modèles relativement jeunes de 2,35 Ga à 1,85 Ga et un échantillon anomalique tombant vers 1 Ga (figure 9-15A). Ces âges sont effectivement plus jeunes que l'âge U/Pb sur zircon de  $2691,2 \pm 1,2$  Ma obtenu pour les granodiorites du secteur.

Les oxydes de fer et l'échantillon de pyrrhotite provenant des formations de fer donnent des âges très variables (figure 9-15B). L'unité de formation de fer associée à l'indice Aubelle Principale donne des âges modèles de 0,5 Ga à 0,45 Ga. Dans le secteur de la mine Belleterre, l'unité de formations de fer donne des âges variables de 2 Ga à 0,75 Ga.

Pour l'indice Aubelle 2 est, les oxydes de fer donnent des âges de 2,1 à 2,4 Ga. L'unité de formations de fer de l'indice Filon 1 donne des âges irréalistes de 0,1 à 0,25 Ga. Notez que pour de minces unités de formations de fer intercalées à des coulées de roches volcaniques, les âges obtenus sont géologiquement douteux. Toutefois, certains âges protérozoïques pourraient être géologiquement réalistes en considérant la nature chimiquement réactive des

oxydes de fer vis-à-vis de l'uranium en solution dans des fluides (Dodge et al., 2002; Marshall et al., 2014). Par exemple, des fluides hydrothermaux grenvilliens pourraient avoir transporté de l'uranium, qui aurait été fixé sur l'hématite ou la magnétite.

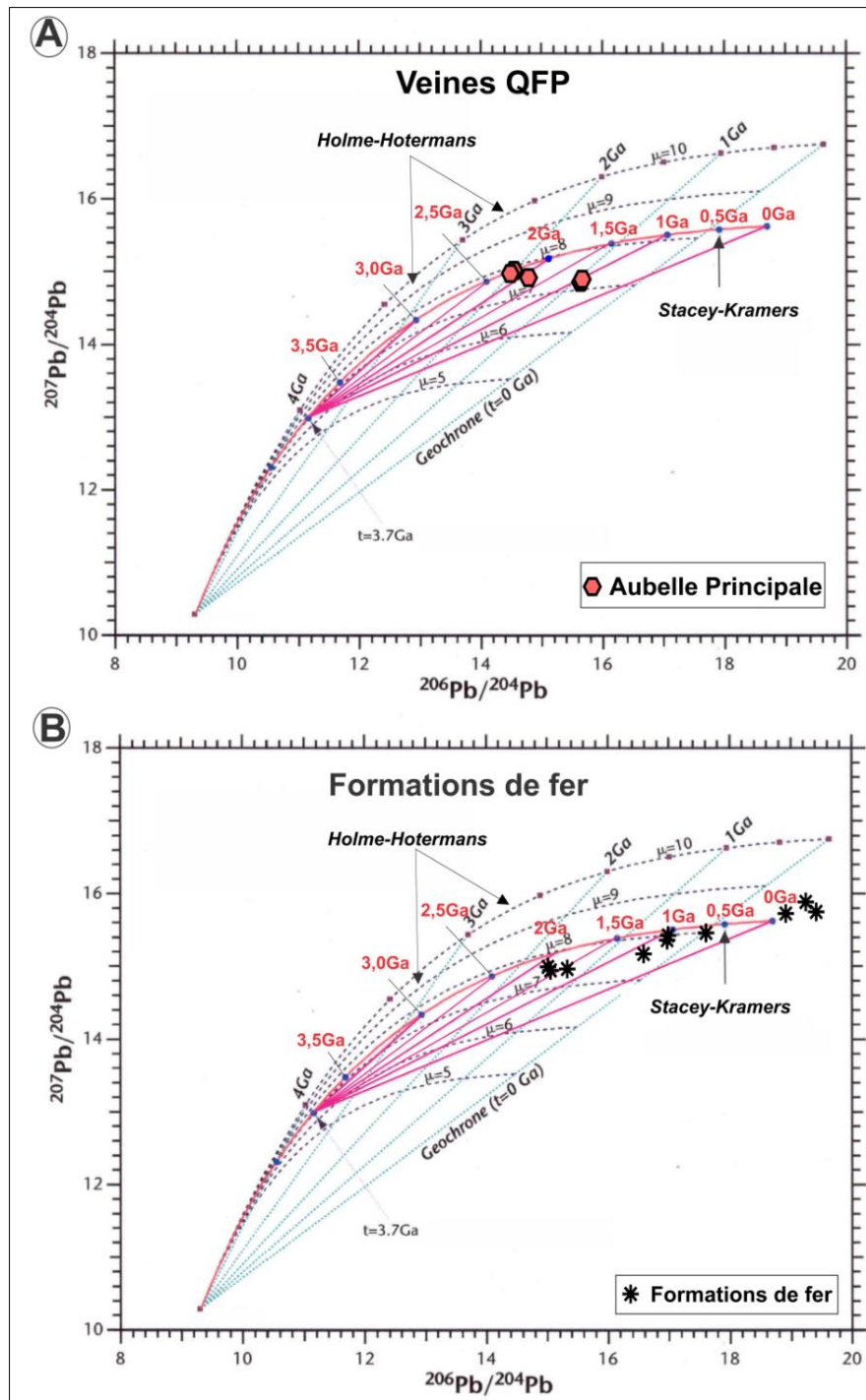


Figure 9-15: Évolution des rapports d'isotopes du Pb des échantillons de sulfures de veines associées aux granodiorites et d'oxydes de fer provenant de minces horizons de formations de fer. Les droites en couleur magenta sont des isochrones pour des âges de 0, 1, 1.5, 2, 2.5, 3 et 3.5 Ga. A: échantillons de sulfures de veines associées aux granodiorites. B: échantillons provenant de petites unités de BIF formation associées au gîte Aubelle Principale, l'ancienne mine de Belleterre, le Filon 1 et l'indice Aubelle 2 est.

### 9.2.8.3 Méthode d'Albarède et Juteau (1984)

Une troisième méthode de calcul d'âge modèle du plomb selon la méthode proposée par Albarède et Juteau (1984) est également utilisée. Le diagramme proposé donne une courbe d'évolution des isotopes du plomb d'apparence linéaire, et ce, en raison de la nature exponentielle de l'axe X représentant le temps. La ligne d'évolution est calculée à partir de la composition isotopique en plomb de minéralisations sulfurées archéennes, protérozoïques, paléozoïques et récentes (figure 9-16). Les données en  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des différents types de minéralisations de Belleterre sont superposées sur la figure et les âges modèles sont rapportés perpendiculairement à l'axe des X.

La figure 9-17 présente les données calculées à partir de la figure 9-16. Notez la très faible variabilité des âges modèles des minéralisations Anté-D<sub>1</sub> et la variabilité croissante des âges dans les minéralisations associées aux veines Syn-D<sub>2</sub>, au cisaillement D<sub>2</sub> et aux porphyres quartzo-feldspathiques (QFP). Notez la présence d'âges paléoprotérozoïques et futurs dans les oxydes provenant des formations de fer.

### 9.2.9 Sources du plomb contenu dans les roches minéralisées

Compte tenu de l'âge et de la nature relativement juvénile du Pb observé dans les sulfures associés aux veines anté-D<sub>1</sub>, les compositions isotopiques en Pb sont comparées à celles de minéralisation syngénétique de type SMV de l'Abitibi. Ces phases de minéralisation, contemporaines au volcanisme, sont associées à des enveloppes d'altération hydrothermale plurikilométriques, ce qui permet un vaste échantillonnage du plomb contenu dans les roches volcaniques et dans les masses intrusives sub-volcaniques. Les caractéristiques de ce plomb reflètent nécessairement celles du manteau archéen, source du volcanisme. La figure 9-18 montre que la minéralisation anté-D<sub>1</sub> est peu radiogénique comme celles associées aux gîtes de sulfures massifs de l'Abitibi (camps miniers de Noranda, Matagami, Normétal, Kidd Creek). Toutefois, contrairement à l'Abitibi, les échantillons des veines anté-D<sub>1</sub> de Belleterre se distribuent le long d'une droite parallèle au geochrone de 2,7 Ga mais située légèrement à droite vers des ratios  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus élevés. Ceci reflète le fait que les roches volcaniques encaissantes des veines anté-D<sub>1</sub> de Belleterre sont plus jeunes (2724 à 2682 Ma) que celles associées aux sulfures massifs volcanogènes de l'Abitibi (2750 à 2695 Ma; Thurston et al., 2008).

De plus, les veines aurifères anté-D<sub>1</sub> se sont probablement mises en place quelques millions d'années après la fin du volcanisme de la région de Belleterre, donc les signatures isotopiques des sulfures anté-D<sub>1</sub> devraient être sensiblement plus jeunes que celles des

minéralisations de SMV de l'Abitibi. Le plomb des sulfures des veines anté-D<sub>1</sub> de Belleterre semble provenir d'une source juvénile avec des valeurs de  $\mu$  entre 8 et 8,25 similaires à celles des minéralisations de SMV de la région de Rouyn-Noranda (figure 9-18).

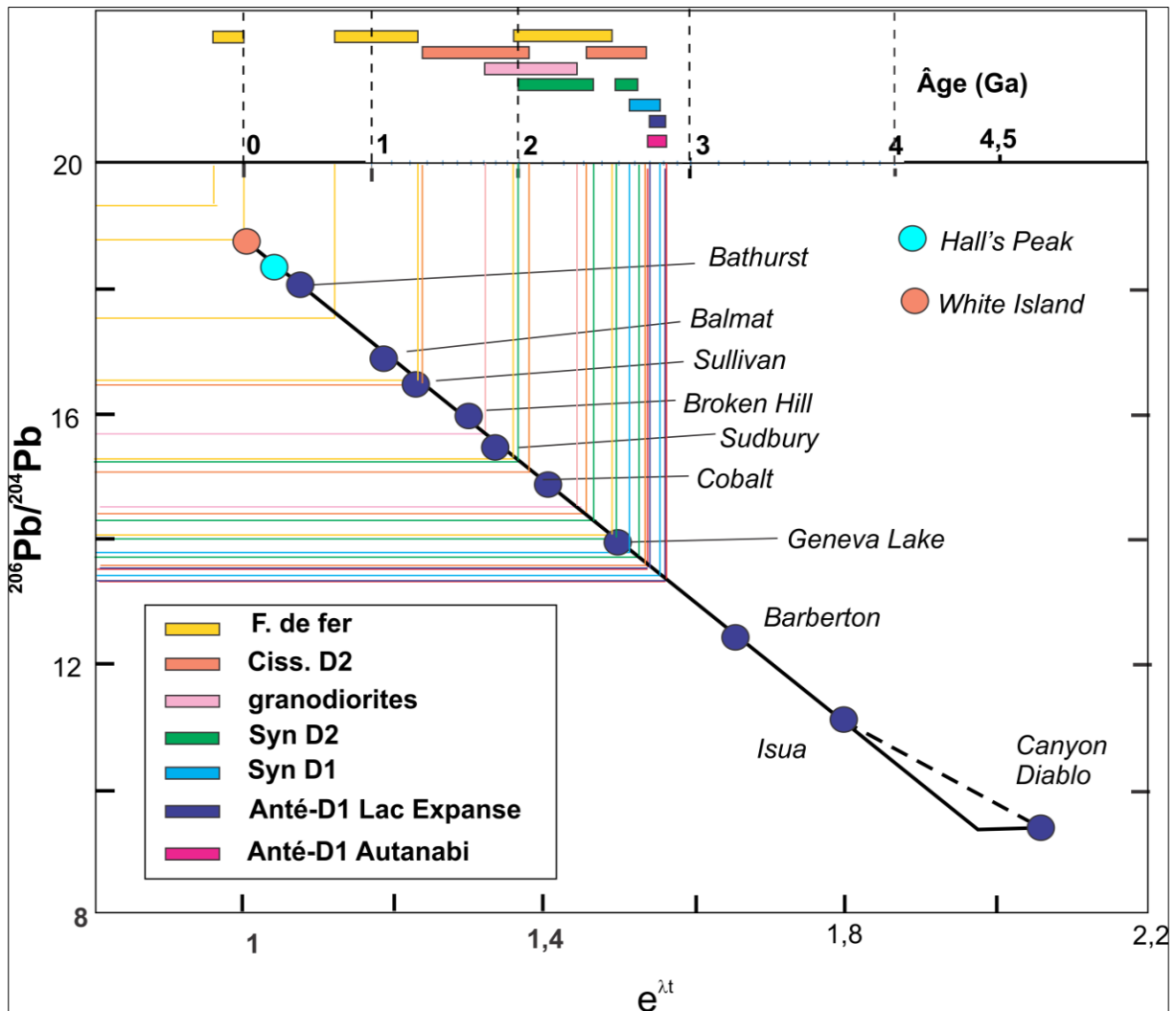


Figure 9-16: Diagramme exponentiel de la variation de la courbe d'évolution du  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction du temps. Figure modifiée de Albarède et Juteau (1984).

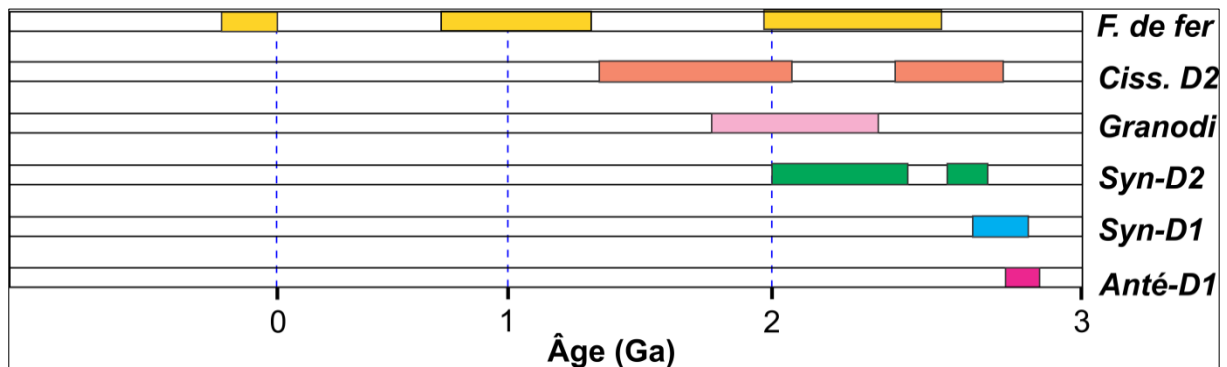


Figure 9-17: Agrandissement de la figure 9-18 permettant d'améliorer la visualisation des âges modèles du Pb pour les différents types de minéralisations de Belleterre.



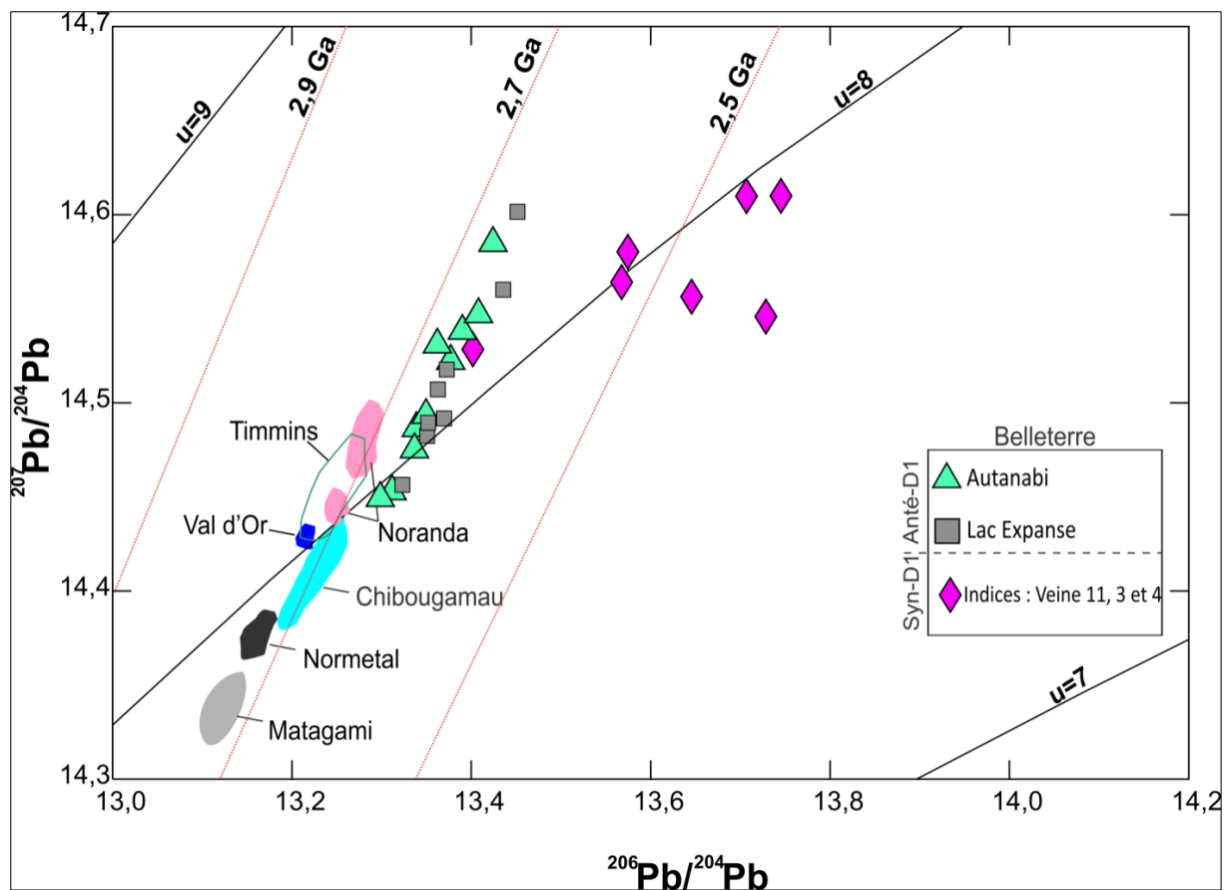


Figure 9-18: Rapports isotopiques des ratios  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des sulfures des veines anté-D<sub>1</sub> et syn-D<sub>1</sub> et champs des rapports rapportés pour les sulfures SMV de l'Abitibi. Les champs des SMV proviennent de Carignan et al. (1992).

Afin de préciser l'évolution des isotopes du plomb dans un cadre de comparaison d'environnements géologiques probables, nous avons projeté les analyses des échantillons des veines anté-D<sub>1</sub>, syn-D<sub>1</sub>, syn-D<sub>2</sub> et de cisaillement D<sub>2</sub> dans le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de Halla (2013) (figure 9-19). Ce diagramme contient des champs correspondants à différents environnements géologiques d'âge Néoarchéen (2,7 Ga). Sur ce diagramme, le ratio  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  est utilisé, car l'uranium-235 était plus abondant à l'Archéen en raison d'une demi-vie inférieure à celle de l'uranium-238. En contexte archéen, le  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  évolue rapidement et est très sensible au transfert du plomb dérivé d'anciennes sources caractérisées par des ratios U/Pb variables Halla, 2013). En fonction du rapport  $\mu$  de ces sources, certaines produisent des réservoirs très peu radiogéniques (faibles valeurs de  $\mu$ ) et d'autres des réservoirs très radiogéniques (hautes valeurs de  $\mu$ ) (Halla, 2013).

Dans le modèle de Halla (2013), les réservoirs très appauvris (OCM-LC) sont interprétés comme d'anciennes marges continentales ayant subi des pertes d'uranium lors de métamorphisme de haut grade (croûte inférieure). Le OIA correspond à des environnements d'arc insulaire océanique immature. L'environnement de marge continentale jeune (YCM) est

caractérisé par des ratios isotopiques Pb/Pb plus élevés que pour l'environnement d'arc océanique, mais moins que pour l'environnement d'anciennes croûtes continentales supérieures non affectées par des pertes en uranium (ex. >3,2 Ga) (OCM-UC).

Les données des veines anté-D<sub>1</sub> (Autanabi et Lac Expanse) montrent des compositions isotopiques tombant dans le champ OIA ce qui est compatible avec la signature peu radiogénique observée dans les minéralisations précoces de Belleterre (figure 9-19A). De ce fait, nous ne voyons pas de contributions en provenance de la croûte inférieure de type (OCM-LC) dans ces minéralisations. Malgré la difficulté de démontrer la présence d'un arc volcanique actif lors du volcanisme mafique de Belleterre, la signature OIA serait aussi compatible avec un réservoir dominé par du plomb peu radiogénique en provenance du manteau archéen.

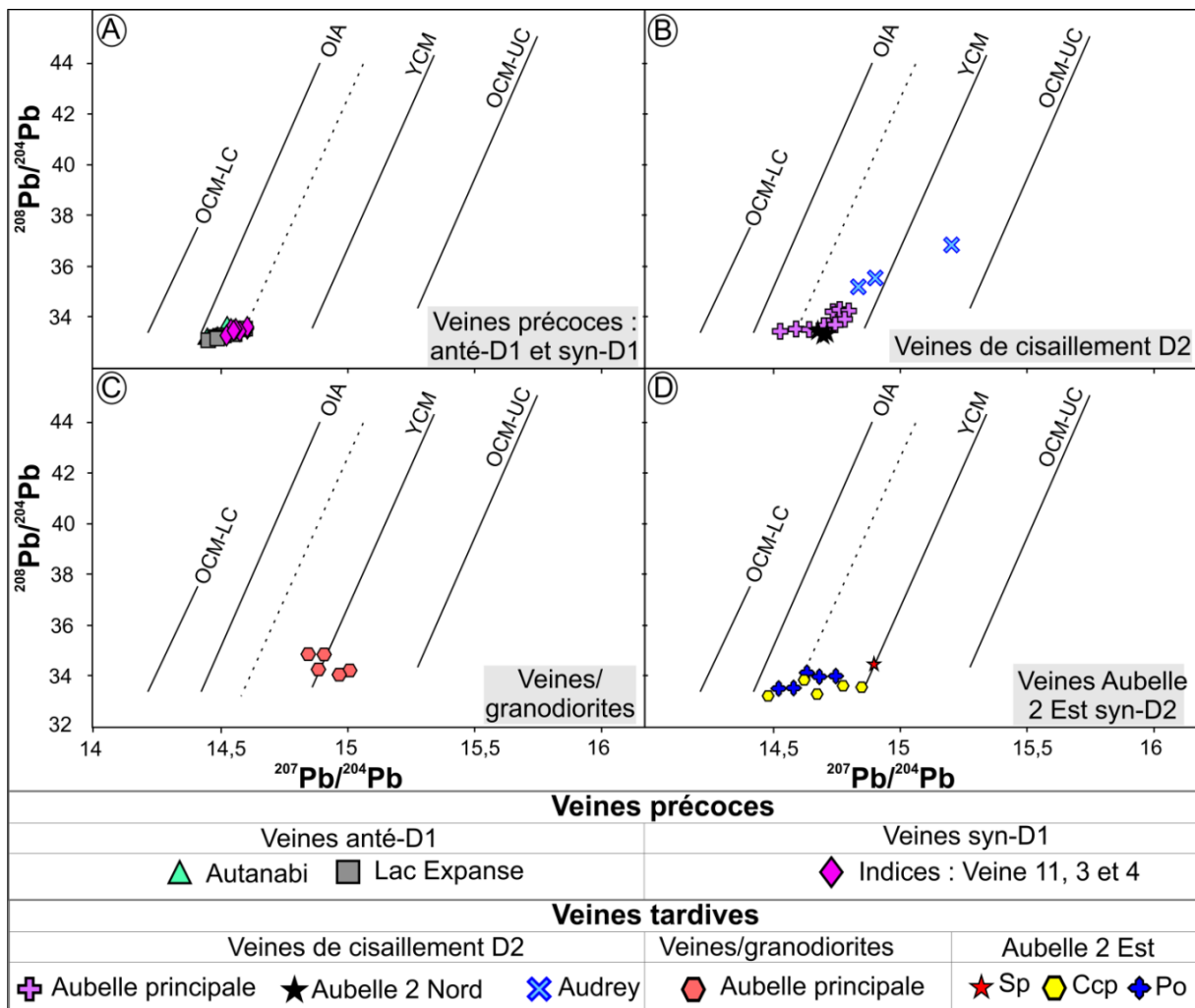


Figure 9-19: Diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de Halla (2013). Cette figure montre des subdivisions permettant de préciser les caractéristiques isotopiques de certains environnements géologiques néoarchéens (vers 2,7 Ga).

Les échantillons minéralisés syn-D<sub>1</sub> (veines 1, 4 et 3) se projettent en partie dans le champ OIA mais sur une trajectoire plus radiogénique se dirigeant vers le domaine de marge continentale jeune (YCM) (figure 9-19A). Les minéralisations syn-D<sub>2</sub> et celles associées aux cisaillements D<sub>2</sub> et granodiorites tombent dans le champ YCM (figures 9-19B, 9-19C et 9-19D). La signature isotopique de ces minéralisations démontre la présence d'une source crustale continentale relativement jeune qui correspond parfaitement aux terrains gneisso-plutoniques du Pontiac dont les âges varient de 2705 à 2685 Ma (Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993).

Selon les données isotopiques du plomb, provenant des veines de quartz aurifères, les réservoirs isotopiques et les environnements géologiques ont évolué en passant d'une source juvénile homogène lors de la mise en place des veines anté-D<sub>1</sub> à une source beaucoup plus radiogénique particulièrement évidente lors de la mise en place des veines syn-D<sub>2</sub> et de celles associées aux veines de cisaillement D<sub>2</sub>. La façon la plus simple d'expliquer ce changement est par des processus tectoniques et plus spécifiquement par le chevauchement de la ceinture volcanique de Belleterre sur un socle gneisso-granitique représenté régionalement par la Sous-province du Pontiac. Selon les données gravimétriques disponibles (voir le chapitre 7), l'épaisseur des roches volcaniques et gabbroïques dans les secteurs aurifères de Belleterre (ex. secteur Aubelle Principale, Aubelle 2 est, Aubelle 2 Nord et Audrey) serait de moins d'un kilomètre. Dans un tel contexte, il est vraisemblable que les gneiss et granitoïdes, présents sous les roches volcaniques, aient contribué, en partie, comme source de plomb lors de la formation des sulfures associés aux veines syn-D<sub>2</sub>, de cisaillement D<sub>2</sub> et associées aux granodiorites.

Contrairement aux veines anté-D<sub>1</sub>, les autres veines de quartz aurifères montrent des signatures isotopiques en plomb plus radiogénique. Afin de vérifier certaines hypothèses sur la provenance du plomb, les données provenant de différents types de granitoïdes et gneiss archéens du Pontiac (unités A à H) provenant de Carignan et al. (1992) ont été compilés (figures 9-20 et 9-21). Ces données proviennent de feldspaths potassiques préalablement lessivés par des solutions acides afin d'éliminer toutes traces de plomb radiogénique tardif. Ces signatures isotopiques en plomb reflètent celles des sources, car comme pour la galène, les feldspaths potassiques analysés ne contiennent pas de quantités significatives d'uranium et de thorium. De la même façon, quelques rares données isotopiques du plomb provenant de la littérature scientifique et portant sur des granitoïdes et gneiss grenvilliens (DeWolf et Mezger, 1994) et sur des minéralisations Pb-Zn du Grenville (Fletcher et Farquhar, 1977) ont également été compilées. Les échantillons grenvilliens proviennent du front tectonique du

Grenville et du domaine Tomiko situés à l'ouest de la rivière des Outaouais et du lac Témiscamingue (Ontario).

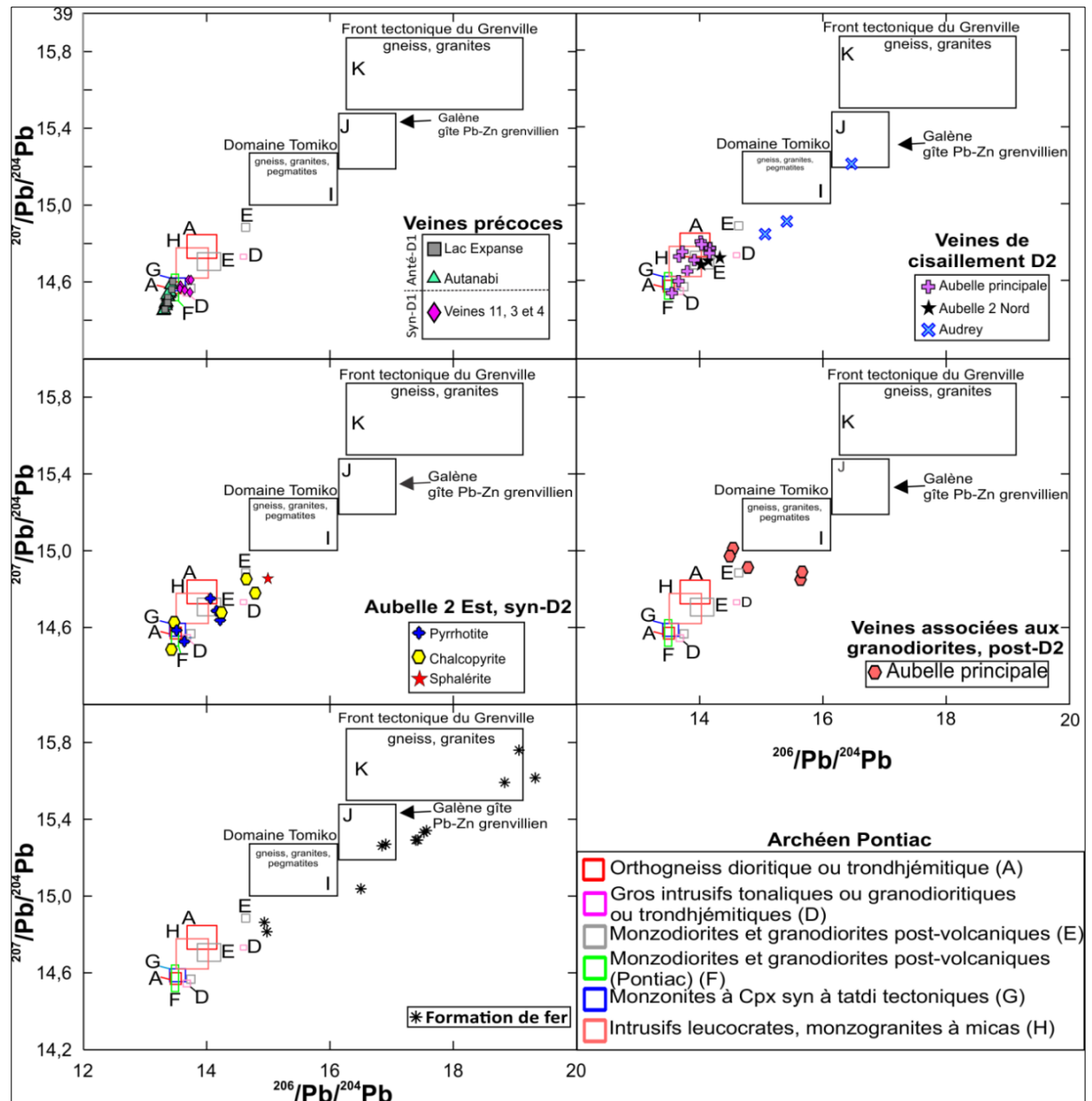


Figure 9-20: Rapports isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des sulfures des veines de quartz aurifères et champs des données de sources archéennes du Pontiac (A à H; Carignan et al. (1992)) et protérozoïques/grenvilliennes (I, J et K; DeWolf et Mezger, 1994; Fletcher et Farquhar, 1977).

Compte tenu de la position géographique proximale au front tectonique du Grenville, la possibilité de transfert de fluides radiogéniques est une possibilité devant être évaluée. La majorité des sulfures des veines anté-D<sub>1</sub> tombent à la gauche des champs des granitoïdes et gneiss du Pontiac. Ceci démontre la nature juvénile du plomb contenu dans ces veines. À l'opposé, la majorité des sulfures des veines syn-D<sub>1</sub>, syn-D<sub>2</sub> et celles associées aux cisaillements D<sub>2</sub> et granodiorites syn-D<sub>2</sub> tombent dans le domaine compositionnel des

granitoïdes et gneiss du Pontiac (blocs de A à H). Ceci démontre la présence d'une composante magmatique et éventuellement l'implication d'un socle archéen plus radiogénique lors de la formation des VQT.

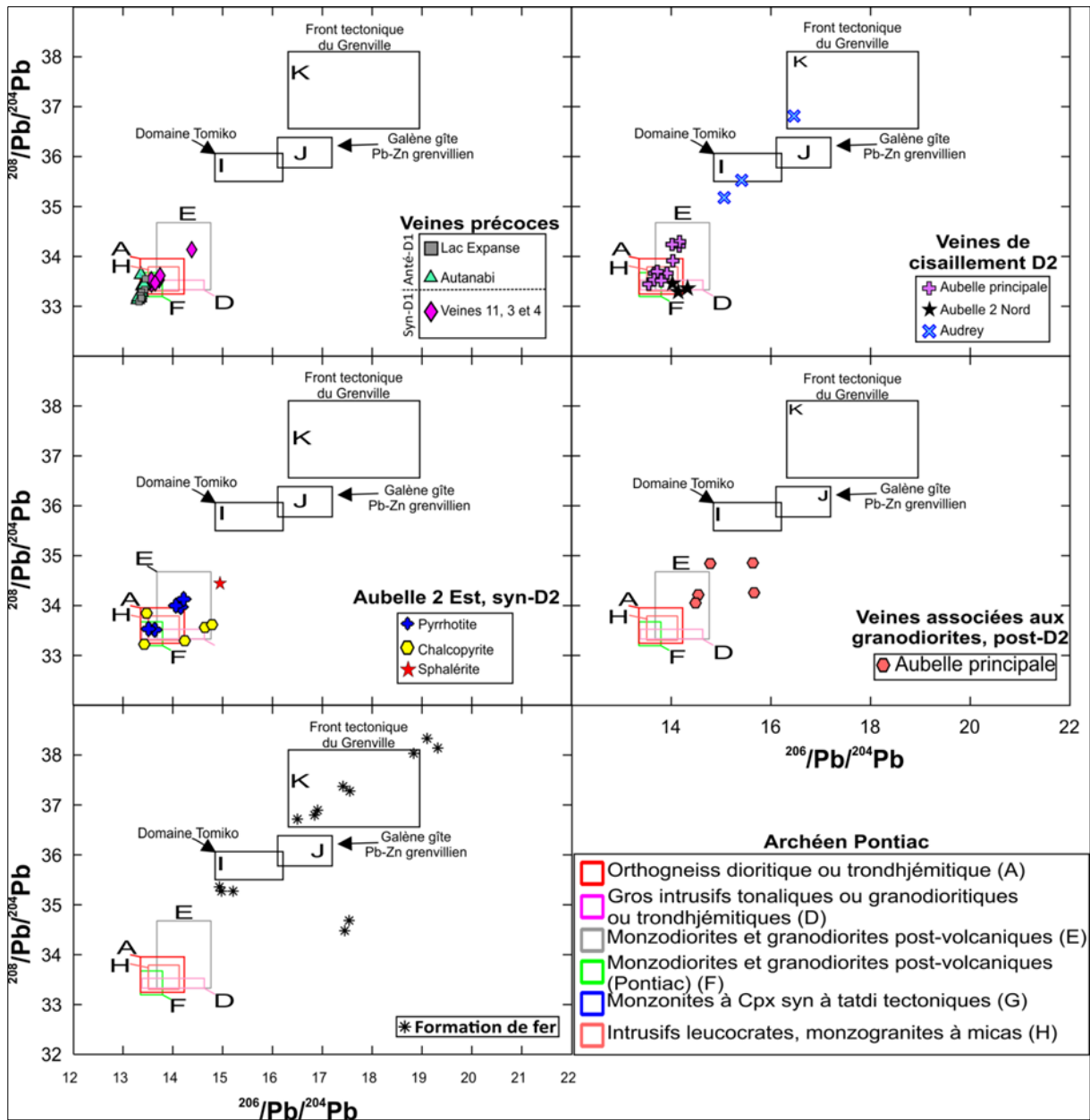


Figure 9-21: Rapports isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des sulfures des veines de quartz aurifères et champs des données de sources archéennes du Pontiac (A à H; Carignan et al. (1992)) et protérozoïques/grenvilliennes (I, J et K; DeWolf et Mezger, 1994; Fletcher et Farquhar, 1977).

Les sulfures associés aux granodiorites, certains échantillons de sulfures de veines de cisaillement D<sub>2</sub> et les minéralisations associées aux formations de fer se projettent à l'extérieur du domaine compositionnel des roches archéennes du Pontiac. Le plomb de ces minéralisations est trop radiogénique pour être d'origine archéenne. Compte tenu de la

proximité du front tectonique du Grenville, il est probable qu'une proportion importante de plomb grenvillien soit présente dans ces minéralisations. Malgré la difficulté de trouver des données pertinentes pour le Grenville, les figures 9-20 et 9-21 montrent des champs représentatifs de données isotopiques de roches granitiques et gneissiques du front tectonique du Grenville et du domaine Tomiko. Ces données montrent la nature très radiogénique du Pb de sources potentielles grenvilliennes pouvant avoir été impliquées lors de la formation de certaines zones minéralisées associées aux minéralisations tardives de Belleterre.

## 10 SYNTHÈSE, DISCUSSION ET CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce chapitre présente une synthèse et discussion des résultats obtenus, ainsi qu'une conclusion générale sur le contexte géologique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers via les résultats obtenus des analyses lithogéochimiques et géochronologiques des roches volcano-sédimentaires et intrusives des groupes de Belleterre, de Lac des Bois et de Baby. Ensuite, un modèle métallogénique est proposé pour les veines de quartz précoces et tardives en tenant compte de leur contexte structural, leur minéralogie et leurs compositions isotopiques du soufre et du plomb. Enfin, en guise de conclusion générale, des facteurs géologiques clés et des guides d'exploration spécifiques à la région sont présentés.

### 10.1 Synthèse et discussion

La figure 10-1 présente une synthèse des âges des événements géologiques de la Sous-province du Pontiac, ainsi que celle des âges des événements magmatiques de la Sous-province de l'Abitibi, et ce, dans un but de comparaison.

#### 10.1.1 Roches volcaniques et gabbros synvolcaniques

Les roches volcaniques de la Sous-province du Pontiac sont représentées par la ceinture de Belleterre-Angliers, constituée des roches des groupes de Belleterre, de Lac des Bois et de Baby. Avant les nouvelles données géochronologiques de cette thèse, il avait été supposé que l'âge de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers est de 2690 à 2682 Ma (Mortensen et Card, 1993). Cependant, les nouvelles données géochronologiques prouvent que le volcanisme de la Sous-province du Pontiac a débuté avant 2724 Ma, soit au moins 34 Ma plus tôt. L'âge de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers est donc contemporain à celui de certaines roches volcaniques subalcalines de la ceinture volcanique de l'Abitibi (2750 et 2695 Ma; Ayer et al., 2002; Thurston et al., 2008). Le premier épisode volcanique de la ceinture Belleterre-Angliers a lieu autour de 2724 à 2715 Ma, alors que le second épisode s'est produit aux environs de 2690 à 2682 Ma.

Les roches d'affinité tholéiitique des groupes de Belleterre et de Baby ont des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et un environnement géodynamique similaire à celui des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau, qui représentent le mieux les magmas

juvéniles issus de la fusion partielle de l’asthénosphère. Les tholéiites des groupes de Belleterre et de Baby ne présentent aucune évidence de contamination crustale (figure 10-2). Toutefois, les roches mafiques d’affinité tholéiitique à transitionnelle du Groupe de Lac des Bois sont caractérisées par des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et/ou un environnement géodynamique légèrement différent de celui des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau, puisqu’elles présentent un léger enrichissement en éléments traces par rapport à ces derniers (figure 10-3). Ce léger enrichissement reflète une légère contribution de la source responsable du magmatisme calco-alcalin, qui est contemporaine au magmatisme tholéiitique.

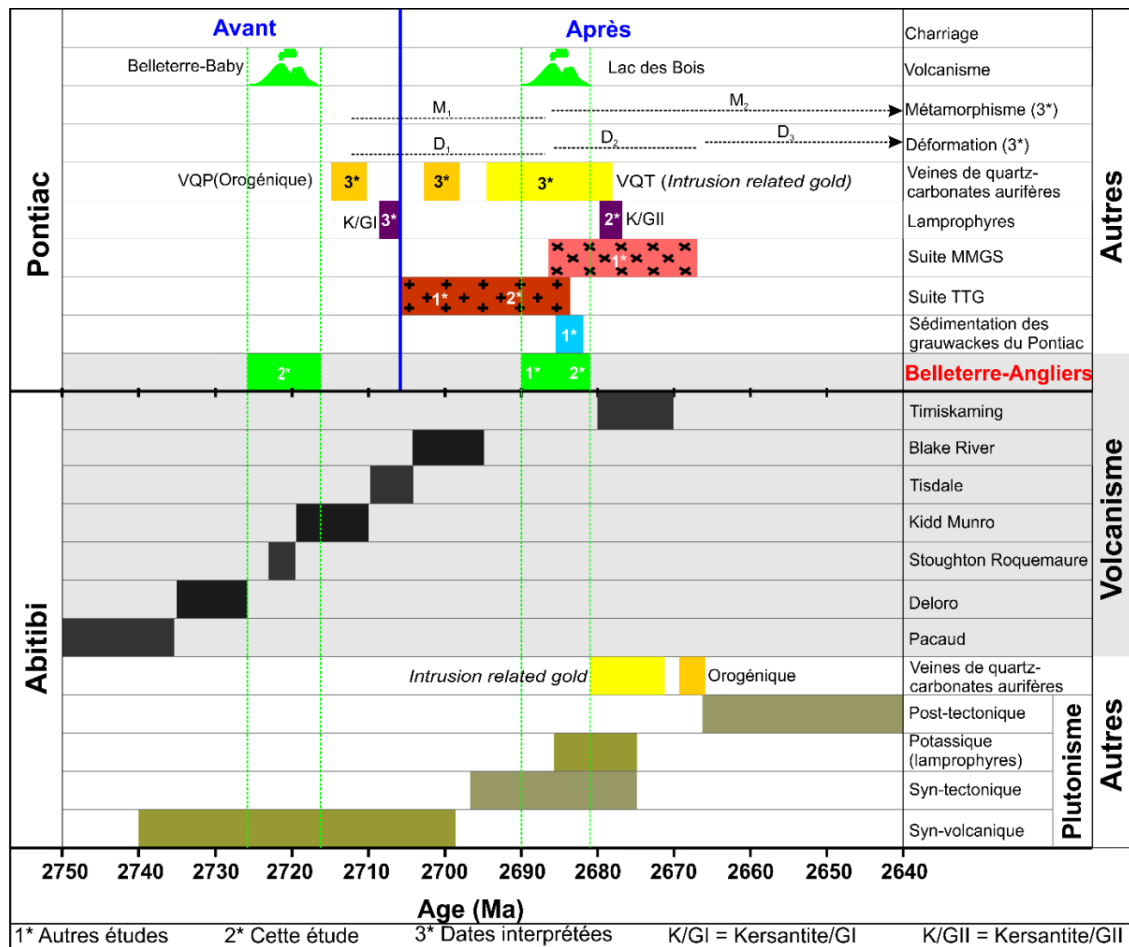


Figure 10-1: Ages des événements géologiques de la Sous-province du Pontiac et comparaison avec ceux de la Sous-province de l’Abitibi. Les données de la Sous-province du Pontiac proviennent de cette étude, Machado et al. (1991), de Carignan et al. (1992), de Feng et al. (1992), de Mortensen et Card (1993) et de Davis (2002). Les données de l’Abitibi proviennent de Ayer et al. (2002) et de Thurston et al. (2008). Les données des veines de quartz de l’Abitibi sont tirées de Helt et al. (2014).

Finalement, il ressort de cette étude que les roches mafiques (basaltes, gabbros et volcanoclastites) d’affinité tholéiitique à transitionnelle des groupes de Belleterre, de Lac des



Bois et de Baby sont pétrogénétiquement compatibles avec un contexte distensif (basse pression). Par ailleurs, les roches d'affinité calco-alkaline des groupes de Belleterre, de Lac des Bois et de Baby sont caractérisées par des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et un environnement géodynamique similaire à celui d'un arc volcanique au-dessus d'une zone de subduction moderne. Par conséquent, leur pétrogenèse s'est effectuée dans un contexte de haute pression. Toutefois, cette signature pourrait également représenter un contexte d'assimilation crustale pendant la formation de ces roches, sans l'implication d'un processus de subduction (Bédard, 2006; Bédard et al., 2013).

En ce qui concerne l'environnement géotectonique de mise en place des roches volcaniques de la ceinture Belleterre-Angliers, Barnes et al. (1992) ont proposé un modèle selon lequel les tholéiites des groupes de Baby, de Lac des Bois et de Belleterre se seraient formées dans un environnement d'arc, au-dessus d'une zone de subduction (figure 2-3); cependant les komatiites et les gabbros synvolcaniques se seraient formés dans un environnement de panache mantellique ou dans un bassin arrière-arc pendant le rifting. Toutefois, certains auteurs (Moyen et Van Hunen, 2012) doutent de l'éventualité de la coexistence de deux contextes tectoniques en même temps. De plus, l'existence de zones de subduction et d'arcs volcaniques archéens, tels qu'observés en contexte phanérozoïque, est parfois remise en question (ex. Hamilton, 1998; Bédard, 2006; Bédard et al., 2013). Selon ces auteurs, il serait possible de générer une croûte océanique épaisse, ainsi que des magmas d'affinité transitionnelle à calco-alkaline archéens sans l'intervention d'un processus de subduction. Par exemple, la formation de ces magmas pourrait être expliquée par des processus d'assimilation crustale et ou de fusion partielle anatexique durant l'ascension, ainsi que la maturation de magmas au sein de chambres magmatiques subsidiaires de niveau crustal (Bédard, 2006; Pearce, 2008; Bédard et al., 2013). Enfin, l'action de la convection des courants mantelliques sur les quilles lithosphériques profondes pourrait générer les mouvements tectoniques horizontaux (Bédard et al., 2013; Harris et Bédard, 2014). Quoique ce modèle intéressant semble possiblement réaliste pour expliquer l'évolution tectonique et magmatique d'une partie de l'Archéen, les études de modélisations récentes (Moyen et van Hunen, 2012) suggèrent la possibilité de processus de subduction archéenne dans des conditions de température potentielle du manteau archéen de 200 °K supérieure à aujourd'hui et une croûte océanique d'une épaisseur d'environ 15 km. Le modèle de Moyen et Van Hunen (2012) montre toutefois une dynamique de subduction plus chaotique ou instable avec de courts cycles et de plus faibles étendues des zones de subduction

archéennes. La subduction n'arrive jamais vraiment à se stabiliser, tout se passe comme si on était en permanence dans un régime de « *slab breakoff* » (Van Hunen, 2012). Comme démontré par Par Fischer et Gerya (2016), il est vraisemblable que la tectonique des plaques et les processus de subduction ont évolué dans les temps géologiques en raison des hautes températures de la terre primitive et de températures mantelliques élevées, qui ont perduré durant une bonne partie de l'Archéen.

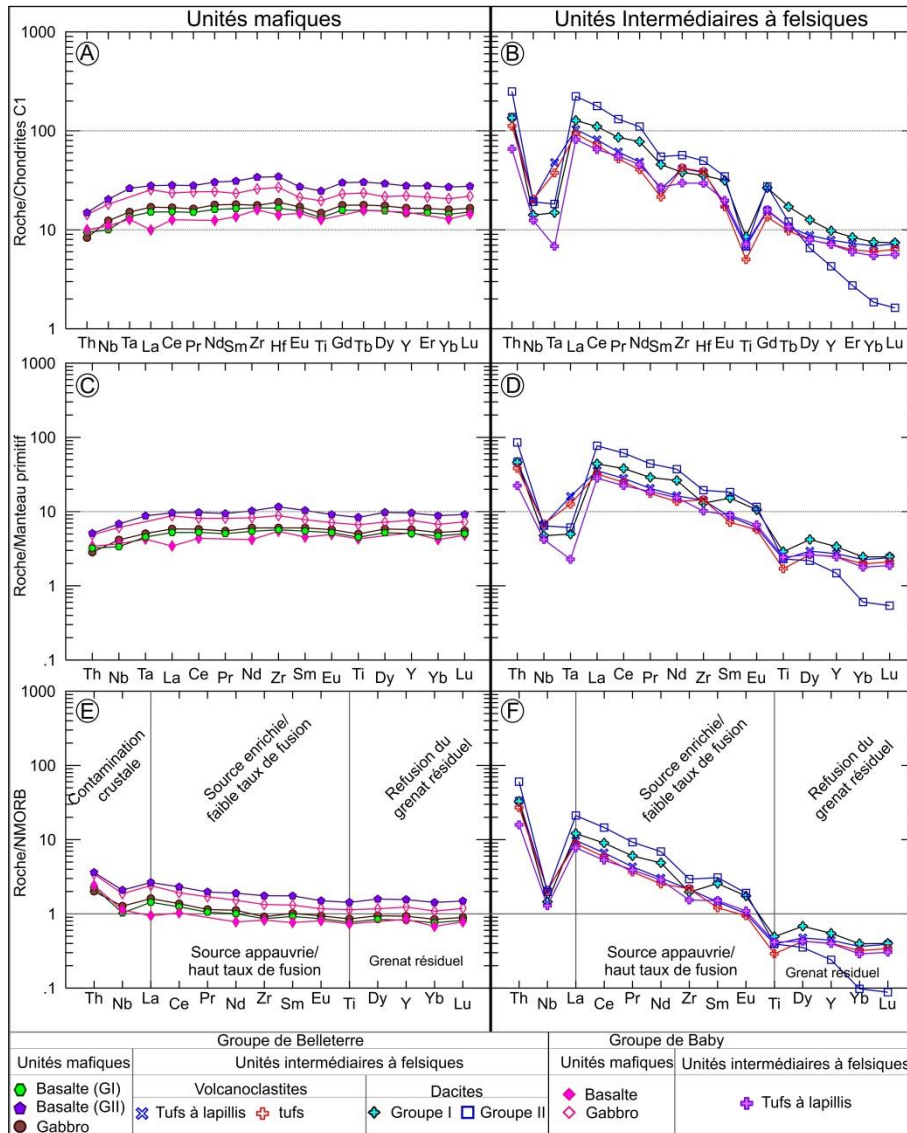


Figure 10-2: Spectres multi-éléments des roches des groupes de Belleterre et de Baby. (A) et (B) Spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires à felsiques normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995); (C) et (D) Spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989); (E) et (F) spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires normalisés au *N-MORB* de Sun et McDonough (1989). Données des basaltes du Groupe de Baby proviennent de Mainville (1994). Figure inspirée de Yergeau (2015).

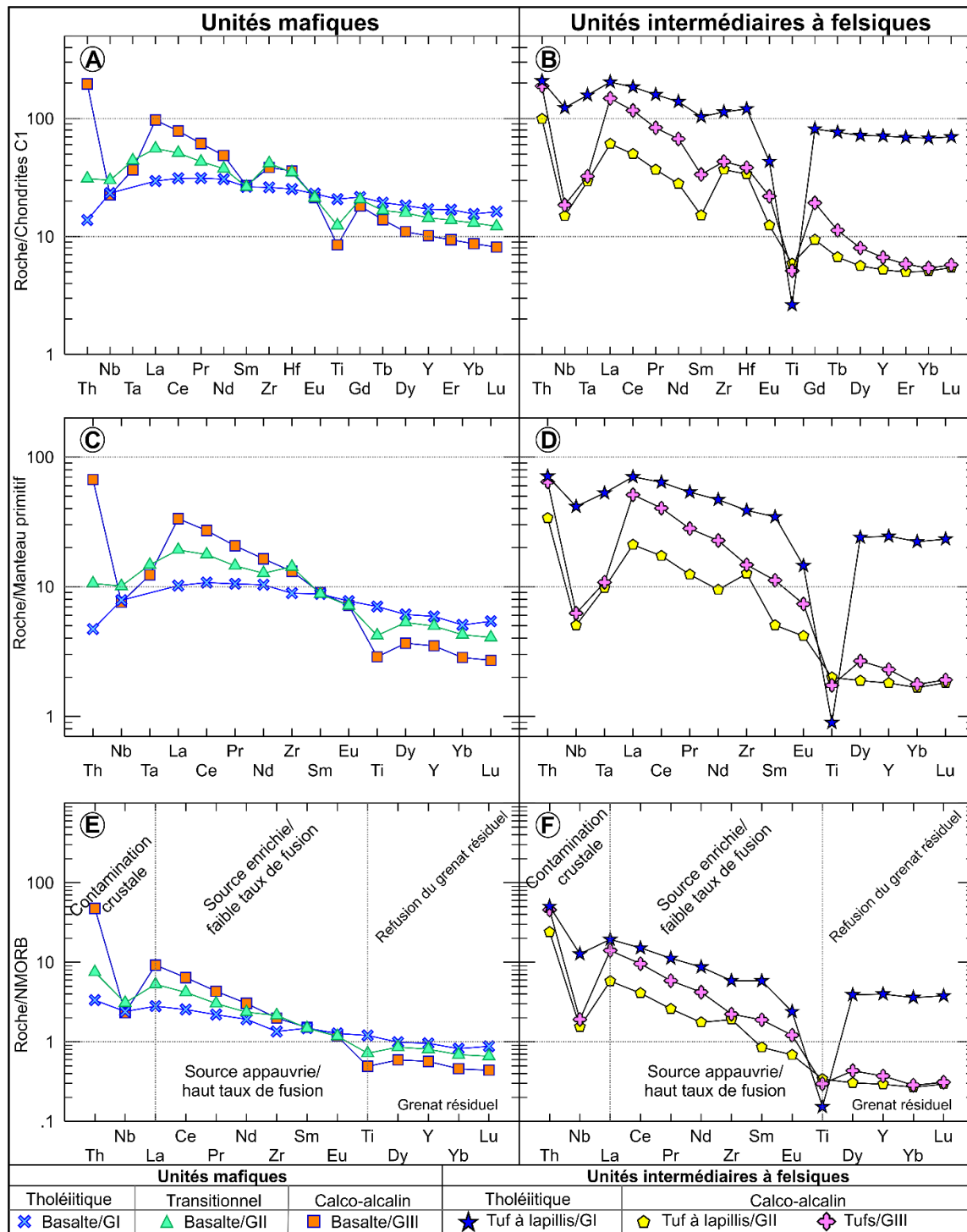


Figure 10-3: Spectres des terres rares et autres éléments incompatibles des roches du Groupe de Lac des Bois. (A) et (B) Spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires à felsiques normalisés à la chondrite C1 de de Sun et McDonough (1995). (C) et (D) Spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires normalisés au manteau primitif de McDonough et Sun (1989); (E) et (F) spectres multi-éléments des unités mafiques et intermédiaires normalisés au *N-MORB* de Sun et McDonough (1989). Figure inspirée de Yergeau (2015).

Un point important est la définition de subduction. Implicitement la plupart des géologues (géochimistes en particulier) considèrent une subduction au travers de ses manifestations (magmatiques), c'est donc « n'importe quel système qui permette d'enfouir de la matière lithosphérique dans le manteau ». D'un point de vue dynamique, on peut avoir une définition bien plus restrictive, qui impose un *slab* avec une rigidité et une élasticité suffisante pour être mécaniquement cohérent et transmettre des contraintes. Les deux définitions amènent à des conclusions différentes sur l'existence d'une subduction (suivant quelle définition ?) à l'Archéen (conversation avec Jean-François Moyen; université Jean Monnet).

Compte tenu des différents scénarios tectoniques envisageables pour l'Archéen et de la nature un peu spéculative des modèles géodynamiques archéens proposés dans la littérature scientifique, il serait hasardeux de surinterpréter les données de cette thèse dans un cadre tectonique uniformitariste probablement erroné. L'identification précise de l'environnement de mise en place des roches volcaniques mafiques de la ceinture de Belleterre-Angliers demeure donc spéculative. Cependant, les observations volcanologiques, stratigraphiques et sédimentologiques suggèrent la présence d'un bassin à dominance volcanique mafique de type marin très profond éloigné de contributions terrigènes locales (proximales). Dans le secteur de Belleterre, de Baby et de Lac des Bois, le volcanisme basaltique est associé à la mise en place de très grands volumes de gabbros synvolcaniques. Ceci suggère probablement la présence d'une vaste zone éruptive sous-marine proximale dans le secteur. Cette dernière expliquerait l'hydrothermalisme volcanogène de haute température reflété par la présence de cherts, de formations de fer et d'exhalites intercalés dans les coulées mafiques. Dans cette thèse, la présence d'unités de volcanoclastites calco-alkalines de faciès distal reposant entre des coulées basaltiques sous-marines a été démontrée. Géochimiquement, ces magmas felsiques d'affinité calco-alkaline ne proviennent pas de la différenciation des roches basaltiques tholéïtiques des groupes de Belleterre, de Baby ou de Lac des Bois. Ces roches felsiques sont donc pétrogénétiquement étrangères au régime extensif, particulièrement actif lors de la mise en place des basaltes et gabbros tholéïtiques. Pour expliquer la présence du volcanisme felsique calco-alkalin responsable de la formation des volcanoclastites, il faut envisager la présence de centres éruptifs transitionnels à subaériens capables de produire un grand volume de volcanoclastites. Ce type d'environnement est à l'opposé de celui indiquée par le style de volcanisme basaltique tholéïtique et la sédimentation distale observés dans le bassin volcanique basaltique tholéïtique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. Dans un

contexte géologique moderne, ceci pourrait indiquer la présence d'un arc volcanique émergent situé en bordure d'un bassin d'arrière arc océanique mature avec une composante de subduction négligeable. Dans un contexte archéen, plusieurs mécanismes pourraient être impliqués. Effectivement, dans un contexte de croûte océanique archéenne nettement plus épaisse, il est envisageable de considérer le magmatisme felsique calco-alcalin comme un produit de contamination de type AFC impliquant la partie profonde d'une croûte ensimatique (Bédard, 2006; Pearce, 2008; Bédard et al., 2013). Normalement, un tel mécanisme produit une succession de roches volcaniques montrant des degrés variables de contamination, phénomène observé dans le cas des roches du Groupe de Lac des Bois. Dans le cas des roches volcaniques des groupes de Belleterre et de Baby, il n'y a pas de passage progressif (contamination de type AFC) entre le magmatisme basaltique tholéiitique de type *MORB* et les magmas felsiques calco-alcalins.

Finalement, sans insister sur les caractéristiques tectoniques des roches de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers, le contexte géodynamique des roches volcaniques archéennes étant encore mal spécifié dans la littérature scientifique, il ressort de cette étude que les basaltes, gabbros et les volcanoclastites tholéiitiques de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers, ont été produits par des mécanismes de différenciation de basse pression, dans un contexte d'extension. Cependant, le magmatisme d'affinité calco-alcaline, de par ces hautes concentrations en  $Al_2O_3$  et faibles concentrations en terres rares lourdes et Y, implique une source mafique grenatifère, dans un contexte de haute pression. Géochronologiquement, on peut évoquer deux épisodes volcaniques (figure 10-4). Le premier épisode volcanique de la Sous-province du Pontiac a lieu autour de 2724 à 2715 Ma, il correspond à la mise en place des roches des groupes de Belleterre et de Baby. Quant au second épisode, il s'est produit aux environs de 2690 à 2682 Ma, il correspond à la mise en place des roches du Groupe de Lac des Bois.

### **10.1.2 Roches sédimentaires**

Dans la Sous-province du Pontiac, les roches sédimentaires sont essentiellement constituées de roches silicoclastiques dominées par les argilites, les exhalites (chert et formations de fer) et les grauwackes du Groupe de Pontiac.

Les grauwackes observés le long de la ceinture volcanique de Belleterre sont métamorphisés aux faciès des amphibolites avec une proportion importante d'hornblende magnésienne, de feldspaths, de quartz et plus ou moins de muscovite. Ils ont des compositions géochimiques pratiquement identiques à celles des grauwackes localisés au nord de la Sous province du Pontiac étudiés par Camiré et al. (1993) et Doyon (2004), et ce, en dépit de leurs localisations distinctes.

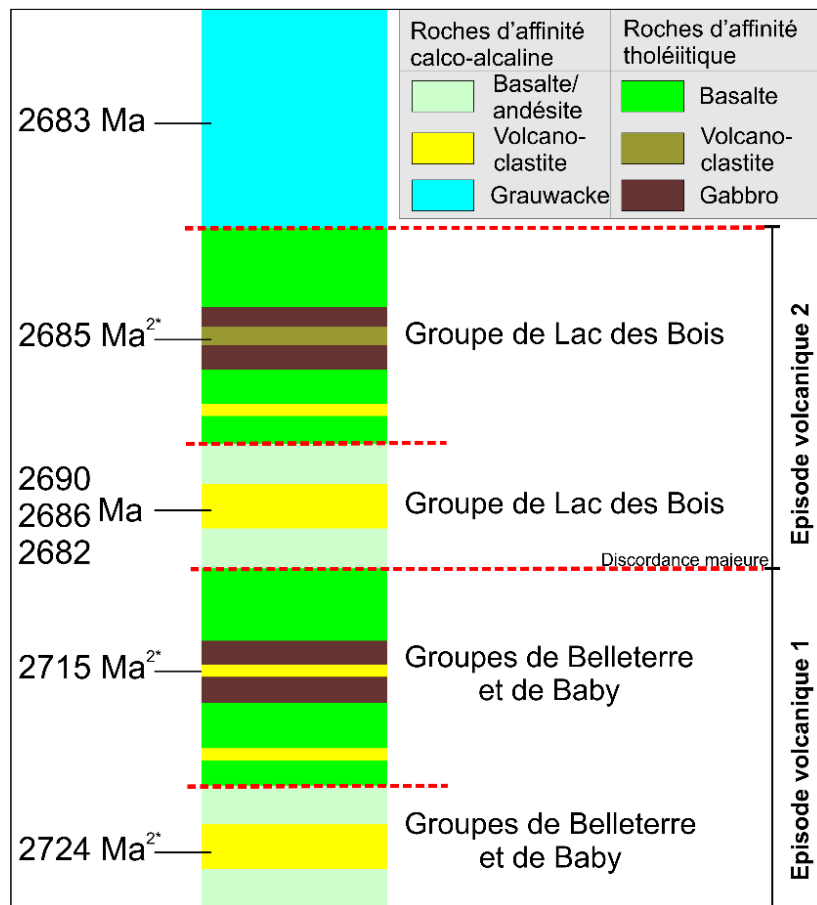


Figure 10-4: Section stratigraphique schématique de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers. 2\*: les données de cette étude. Les autres données proviennent de Mortensen et Card (1993).

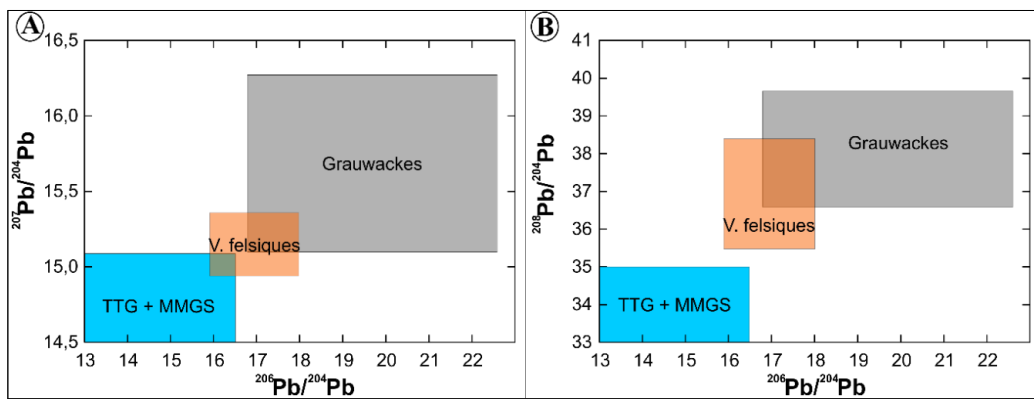
Les grauwackes de Belleterre montrent des ratios Zr/Y, Th/Yb, Th/Co et La/Sc relativement élevés, ce qui prouve qu'ils proviennent d'une source ignée dominée par des roches felsiques. Selon Camiré et al. (1993), la région source des grauwackes localisés au nord-ouest de la Sous-province du Pontiac, était vraisemblablement une ceinture de roches vertes à un stade avancé d'érosion, la source étant dominée par des roches felsiques tonalitiques et/ou trondhjémiques et constituée en moindres proportions de basaltes tholéiitiques et de komatiites. Ces auteurs

avancent toujours que si cette région source était située au nord ou à l'ouest du Pontiac, elle n'est plus exposée aujourd'hui et aurait été chevauchée par les terrains volcaniques de l'Abitibi. Selon les auteurs, il se peut que la région source ait été située à l'est ou au sud et qu'elle soit maintenant partie intégrante de la Province de Grenville, qui contient de nombreux terrains archéens recyclés, le long de sa limite avec la Province du Supérieur. Toutefois, en dépit de cette similarité géochimique entre tous les grauwackes du Groupe de Pontiac, il serait hasardeux d'évoquer de façon catégorique qu'ils proviennent tous d'une source commune sans au préalable effectuer une modélisation géochimique plus poussée. De ce fait, l'objectif de cette section consiste à discuter l'origine des grauwackes du Groupe de Pontiac localisés uniquement le long de la ceinture volcanique de Belleterre.

L'âge de sédimentation des grauwackes du Groupe de Pontiac observés le long de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers est estimé à ~2685 et 2683 Ma (Mortensen et Card, 1993; Davis, 2002). Donc la sédimentation des grauwackes est postérieure au premier épisode volcanique du Pontiac (2724 à 2715 Ma; chapitre 6). De plus, selon les données magnétométriques (la carte des *worms*; chapitre 7), les grauwackes du secteur de Winneway et du sud de Belleterre sont charriés sur les roches volcaniques. La majorité des roches mafiques et felsiques d'affinité calco-alkaline de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers sont adjacentes aux grauwackes. Cette association n'est pas que spatiale, elle pourrait aussi être génétique. Géochimiquement et géochronologiquement, les volcanoclastites felsiques pourraient donc être une partie substantielle de la source des grauwackes adjacents. En somme, en appoint aux suggestions de Camiré et al. (1993), on peut également suggérer que les roches volcaniques mafiques et felsiques du premier épisode volcanique (~2724 à 2715 Ma; chapitre 6), à savoir les roches des groupes de Belleterre et de Baby, d'affinité transitionnelle à calco-alkaline et actuellement adjacentes aux grauwackes, pourraient représenter les vestiges des roches ignées sources des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac observées le long de la ceinture volcanique de Belleterre. Par ailleurs, la composition isotopique du plomb des grauwackes de Belleterre est plus radiogénique que celle des granitoïdes des suites TTG et MMGS du Pontiac (figure 10-5). Les granitoïdes (TTG et MMGS) ne peuvent pas donc être la source des grauwackes. Les seules roches du Pontiac ayant une composition isotopique du plomb similaire à celle des grauwackes sont les volcanoclastites felsiques.

Les argilites de Belleterre, d'âge Archéen et d'affinité calco-alkaline, sont essentiellement des shales selon le diagramme de classification de Herron (1988). Deux groupes d'argilite sont

observés. Le premier groupe (GI) est caractérisé par de faibles abondances en terres rares et une anomalie positive en europium. Cependant, le second groupe (GII) est caractérisé par de fortes abondances en terres rares et des spectres de terres rares dépourvues de toute anomalie positive en europium. Finalement, les argilites de Belleterre proviennent d'une source ignée ayant une chimie intermédiaire à felsique. Cette source correspondrait majoritairement aux roches volcaniques d'affinité calco-alkaline (basaltes et volcanoclastites) (figure 4-12). Les formations de fer à magnétite de Belleterre sont issues de la précipitation de particules provenant des champs exhalatifs sous-marins. Dans un contexte de sédimentation, la silice colloïdale, les oxydes-hydroxydes de fer et les fines particules de sulfures précipitent pour former des sédiments chimiques auxquels peuvent se mélanger des quantités variables de fines particules volcanoclastiques pour former des formations de fer. Les formations de fer de Belleterre sont caractérisées par une magnétisation de la pyrite et/ou du grenat, accompagnée d'une altération à amphibole-épidote-quartz microcristallin.



**Figure 10-5: Composition isotopique du plomb des grauwackes de Belleterre. (A) Diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . (B) Diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . A noter que les grauwackes ne peuvent provenir des granitoïdes des suites TTG et MMGS du Pontiac. Les volcanoclastites felsiques (V. felsiques) pourraient être une des sources des grauwackes vu la similarité de leurs compositions. Les données de TTG et MMGS proviennent de Carignan et al. (1992) et de cette étude. Les autres données sont inhérentes à cette étude.**

La composition géochimique des argilites, des tufs cherteux et des formations de fer, particulièrement leur forte anomalie positive en Eu, témoigne de la présence de l'hydrothermalisme volcanogène de haute température (*black smokers*) dans l'évolution de la ceinture volcanique de Belleterre. Cette découverte est d'une importance capitale pour l'exploration minière. Dans de nombreux camps miniers de l'Abitibi (Rouyn-Noranda, Timmins, Matagami), la présence d'horizons repères exhalatifs a aidé l'industrie minière de découvrir de nombreux gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Les argilites, les tufs cherteux et les



formations de fer, montrant un enrichissement en europium dans la ceinture volcanique de Belleterre, sont possiblement des équivalents de ces horizons repères.

### **10.1.3 Lamprophyres**

#### **10.1.3.1 Synthèse**

Les kersantites et les spessartites sont les deux variétés de lamprophyres observées dans la région. Les kersantites sont subdivisées en deux groupes selon leur minéralogie et leur composition chimique. En terme de chronologie relative de mise en place, basée sur les relations de recoupement, on a d'abord la mise en place des kersantites/GI, suivi des spessartites et enfin celle des kersantites/GII. Les kersantites/GI sont essentiellement constituées de phénocristaux de biotite plus ou moins rétrogradés en chlorite, d'albite, d'oligoclase, de séricite, d'ankérite et de dolomite ferrugineuse. À noter que la chlorite est le minéral dominant dans les kersantites/GI. Les kersantites/GII sont caractérisées par une forte proportion de phlogopite et de biotite contenue dans une matrice constituée d'actinolite, d'albite, d'épidote, de muscovite et de calcite. L'actinolite provient essentiellement de la transformation du phlogopite ou de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Les spessartites sont constituées d'hornblendes magnésiennes contenues dans une matrice constituée d'albite, de quartz et de calcite.

Les trois générations de lamprophyres, d'affinité calco-alkaline, ont des signatures géochimiques suggérant trois séries magmatiques distinctes. En plus d'avoir des sources différentes, la différence géochimique entre les trois générations de lamprophyres est en grande partie imputable au degré et au type de contamination, ainsi qu'au contexte tectonique de mise en place des différents magmas.

#### **10.1.3.2 Ages des lamprophyres**

L'âge maximal de  $2679,3 \pm 1,2$  Ma obtenu par la datation des zircons d'une kersantite/GII, la plus jeune des trois générations de lamprophyre, prouve que la dernière activité lamprophyrique (spessartites et kersantites/GII) a certainement débuté après la cessation du volcanisme de la ceinture Belleterre-Angliers (~2682 Ma; Mortensen et Card, 1993). Toutefois, il est probable que la première génération des lamprophyres (kersantites/GI) soit plus vieille ou du même âge que les roches du dernier épisode volcanique (~2690 à 2682 Ma; Mortensen et Card, 1993; chapitre

6). La formation des kersantites/Gll a probablement eu lieu après la cessation du premier épisode volcanique (~2724 à 2715 Ma; chapitre 6), mais aussi après le charriage de la ceinture volcanique de Belleterre sur le socle gneisso-granitique. Enfin, la dernière phase du magmatisme lamprophyrique de Belleterre est synchrone à celui de certains granitoïdes de la suite MMGS (2685 à 2669 Ma; Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993).

### 10.1.3.3 Sources

Les trois générations de lamprophyre de Belleterre ont des signatures en éléments traces suggérant trois séries magmatiques distinctes (figure 5-12). Toutefois, la faible variation des rapports de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , prouve que leurs magmas parentaux ont des compositions géochimiques similaires et proviennent tous du même manteau appauvri (manteau sous la Sous-province du Pontiac), mais à des périodes différentes. Les lamprophyres de Belleterre ont des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  variant de +0,3 à +3,6, des valeurs comprises dans l'intervalle des valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  du manteau archéen de la Province du Supérieur (-2 à +5; Shirey et Hanson, 1986; Wyman et Kerrich, 1993). Pour plus de précision, les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  du manteau primitif de l'Abitibi varient de +4,5 à +3,5 (Laflèche et al., 1991) et sont donc plus élevées que celles des lamprophyres de Belleterre. Ceci témoigne de la présence d'une composante crustale (qui tend à diminuer les valeurs de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ) dans la composition des lamprophyres de Belleterre. Les magmas parentaux distincts de ces lamprophyres proviendraient donc d'un manteau appauvri qui aurait subi une contamination crustale. Le contaminant aurait une composition géochimique similaire à celle des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, d'où le fractionnement des compositions isotopiques du Nd et du Pb des lamprophyres du pôle *DMM* vers les pôles *HIMU* et roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (figure 10-6).

De plus, les lamprophyres de Belleterre montrent des rapports Rb/La, Cs/La et Ba/La systématiquement supérieurs aux valeurs du manteau primitif ou à celui du réservoir *DM* mais semblables à ceux des réservoirs *NASC* ou de la croûte continentale supérieure (figure 5-14). Cette observation implique la présence d'une composante crustale, probablement sédimentaire, dans le métasomatisme du manteau lithosphérique qui est la source probable du magmatisme lamprophyrique de Belleterre. De plus, l'enrichissement des *LILE* par rapport aux LREE ou aux *HFSE* dans les lamprophyres archéens est compatible avec le métasomatisme, par des sédiments silicoclastiques, d'un manteau appauvri (Wyman et Kerrich, 1989; Wyman et Kerrich

1993). Certes, l'existence de zones de subduction archéennes est parfois remise en question (ex. Hamilton, 1998; Bédard, 2006; Bédard et al., 2013), mais selon Wyman et Kerrich (1993), les sédiments du Pontiac ont probablement été subductés sous la Sous-province de l'Abitibi à ~2680 Ma, ce qui expliquerait la forte composante crustale dans la composition géochimique des lamprophyres de l'Abitibi. En somme, ayant des sources similaires en terme de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , la variabilité géochimique des lamprophyres de Belleterre provient en grande partie du degré et du type de contamination de leurs magmas parentaux.

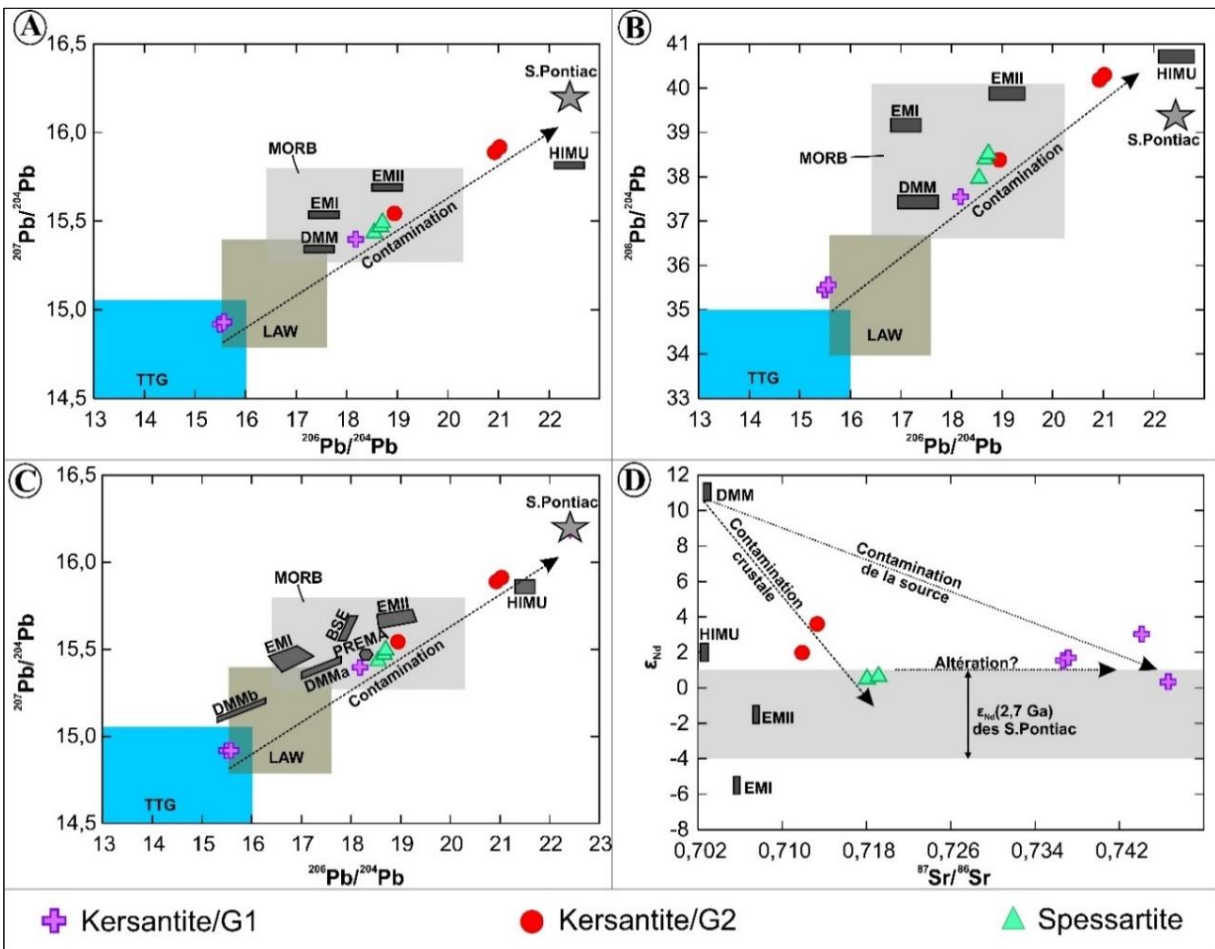


Figure 10-6: Diagrammes (A)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (B)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (C)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (2679,3 Ma). Les données des granitoïdes du Pontiac (TTG) proviennent de Carignan et al. (1993), celles des lamprophyres de l'Abitibi et Wawa (LAW) de Wyman et Kerrich (1993) et de Wyman et al. (2006) et enfin celles des MORB proviennent de Arevalo et al. (2009). Les données du rapport  $\epsilon_{\text{Nd}}$  des roches sédimentaires du Pontiac (S. Pontiac) proviennent de Feng et al (1993). Les autres données sont inhérentes à cette étude. S. Pontiac = Sédiments du Pontiac. Les réservoirs mantelliques de la figure (A), (B) et (D) proviennent de Hoffman (2007) et ceux de la figure (C) de Zindler et Hart (1986).

#### 10.1.3.4 Contamination

Les lamprophyres de Belleterre, particulièrement les kersantites/GI, ont des compositions isotopiques très semblables à celles des lamprophyres de l'Abitibi et de Wawa (Wyman et Kerrich, 1993; Wyman et al., 2006) (figures 10-6 et 10-7). Du fait de leur faible taux de contamination, les kersantites/GI ont donc une composition géochimique plus proche de celle du manteau contrairement aux deux dernières générations de lamprophyres.

Les lamprophyres de Belleterre sont caractérisés par des rapports  $\epsilon_{Nd}(t)$  semblables à ceux des lamprophyres de l'Abitibi (Wyman et Kerrich, 1993), de Wawa (Wyman et al, 2006) et du pluton de Cléricy (Lafèche et al, 1991) (figure 10-7). Ces rapports  $\epsilon_{Nd}(t)$  sont compris entre ceux du manteau archéen de l'Abitibi (Dupré et al, 1984; Smith et Ludden, 1989) et ceux des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (Feng et al., 1993) (figure 10-7). Selon Lafèche et al. (1991), le magma parental shoshonitique du pluton Cléricy a été contaminé par une ancienne croûte radiogénique vu la corrélation négative entre les valeurs de  $\epsilon_{Nd}(t)$  et de  $SiO_2$ . Dans le même ordre d'idée, même si les rapports  $\epsilon_{Nd}(t)$  des lamprophyres de Belleterre restent relativement invariables par rapport à l'évolution du  $SiO_2$  (figure 10-7), les magmas parentaux des lamprophyres de Belleterre contiennent une forte composante crustale. Dans le cas présent, la composante crustale est représentée par les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac.

Les valeurs du rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  des lamprophyres de Belleterre varient de 0,7118 à 0,7466, donc nettement plus élevés que le ratio moyen (0,701131) estimé pour le manteau archéen de l'Abitibi (Machado et al., 1986). Ces valeurs sont compatibles avec un large degré de contamination crustale puisqu'elles sont significativement plus élevées que les valeurs moyennes du manteau primitif. Les rapports  $\delta^{18}O_{silicates}$  des lamprophyres de Belleterre varient de +6,87 à +9,02 ‰ et sont significativement plus élevées que la valeur moyenne (+5,7 ± 0,3 ‰) du manteau primitif (Taylor, 1980). Cette variabilité des valeurs des rapports  $\delta^{18}O_{silicates}$  des trois générations de lamprophyres par rapport à la valeur moyenne du manteau primitif n'est pas attribuable à un simple fractionnement isotopique par cristallisation fractionnée ou par fusion partielle puisqu'il faut un fractionnement extrême pour produire de petits changements des rapports  $\delta^{18}O_{silicates}$  (Chivas et al., 1982). Seule une contamination crustale pourrait expliquer les valeurs élevées des rapports  $\delta^{18}O_{silicates}$  des lamprophyres de Belleterre par rapport à la valeur moyenne du manteau primitif.

Toutefois, le fractionnement des rapports  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  entre les trois générations de lamprophyres est imputable à leur degré de contamination d'où la corrélation (positive ou négative) entre les rapports  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et les éléments majeurs (figure 5-18). Dans le cas présent, on peut exclure les granitoïdes du Pontiac comme contaminant potentiel puisque ces derniers sont moins radiogéniques que les lamprophyres de Belleterre (figure 10-6A, 10-6B et 10-6C). En outre, les ratios  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  portés en fonction du ratio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  illustrent un fractionnement isotopique, linéaire et positif, vers les pôles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac et *HIMU* (figures 10-6A, 10-6B et 10-6C), ce continuum de fractionnement du plomb isotopique vers les pôles crustaux indique un contexte de contamination crustale croissante des magmas parentaux des lamprophyres par un contaminant dont la composition est proche de celle des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. A la différence des kersantites/GII et des spessartites, le degré de contamination est très faible dans les kersantites/GI, ce qui explique leur composition isotopique du plomb non radiogénique. De ce fait, les kersantites/GI auraient une composition géochimique plus proche de celle du manteau de la Sous-province du Pontiac.

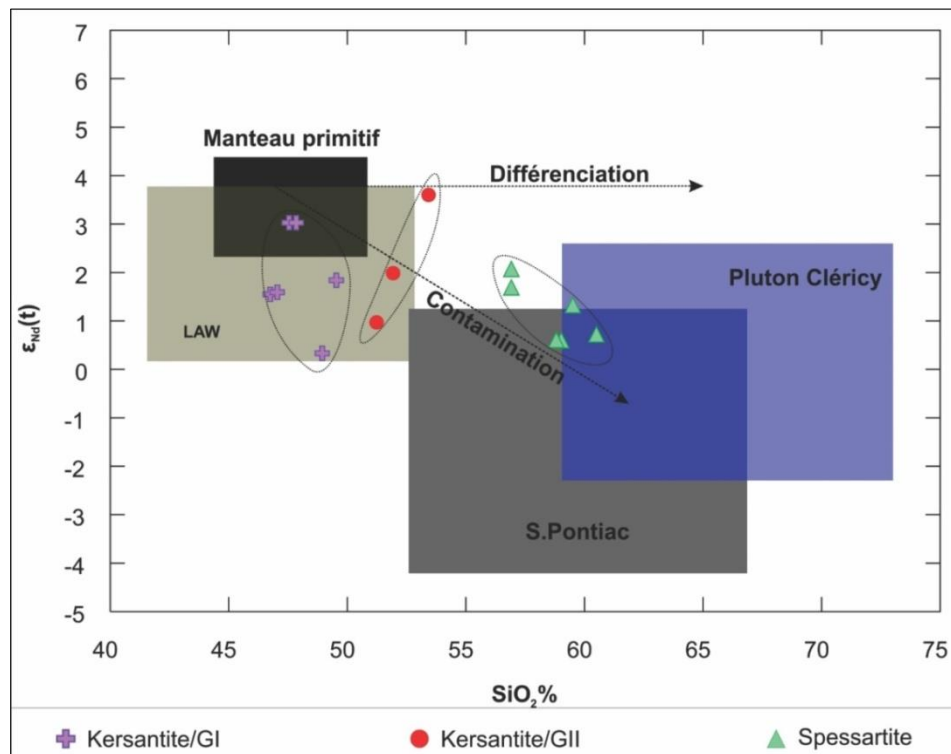


Figure 10-7: Diagramme  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $2679,3 \pm 1,2$  Ma) vs  $\text{SiO}_2$  des lamprophyres de Belleterre. Les données des lamprophyres de l'Abitibi et de Wawa (LAW) proviennent respectivement de Wyman et Kerrich (1993) et de Wyman et al. (2006), celles du pluton Cléricy (Abitibi) de Lafleche et al. (1991), celles des sédiments du Pontiac (S. Pontiac) de Feng et al (1993) et celles du manteau de l'Abitibi de Dupré et al. (1984) et de Smith et Ludden (1989). Les autres données sont inhérentes à cette étude.

La dichotomie géochimique des lamprophyres de Belleterre, les kersantites/GI d'un côté et le couple spessartites-kersantites/GII d'un autre, est non seulement imputable à la différence du degré de contamination crustale mais aussi au type de processus de contamination impliqué dans leur pétrogenèse (contamination de la région source ou contamination crustale pendant l'ascension des magmas). Mais en tout état de cause, il est difficile de faire la différence entre les deux processus de contamination sans au préalable une quantification des processus par des modèles géochimiques. Pour cela, il faut forcément connaître la composition du manteau et celle du contaminant. N'ayant observé aucun xénolite mantellique dans le secteur, cet exercice de quantification n'a pas pu être réalisé.

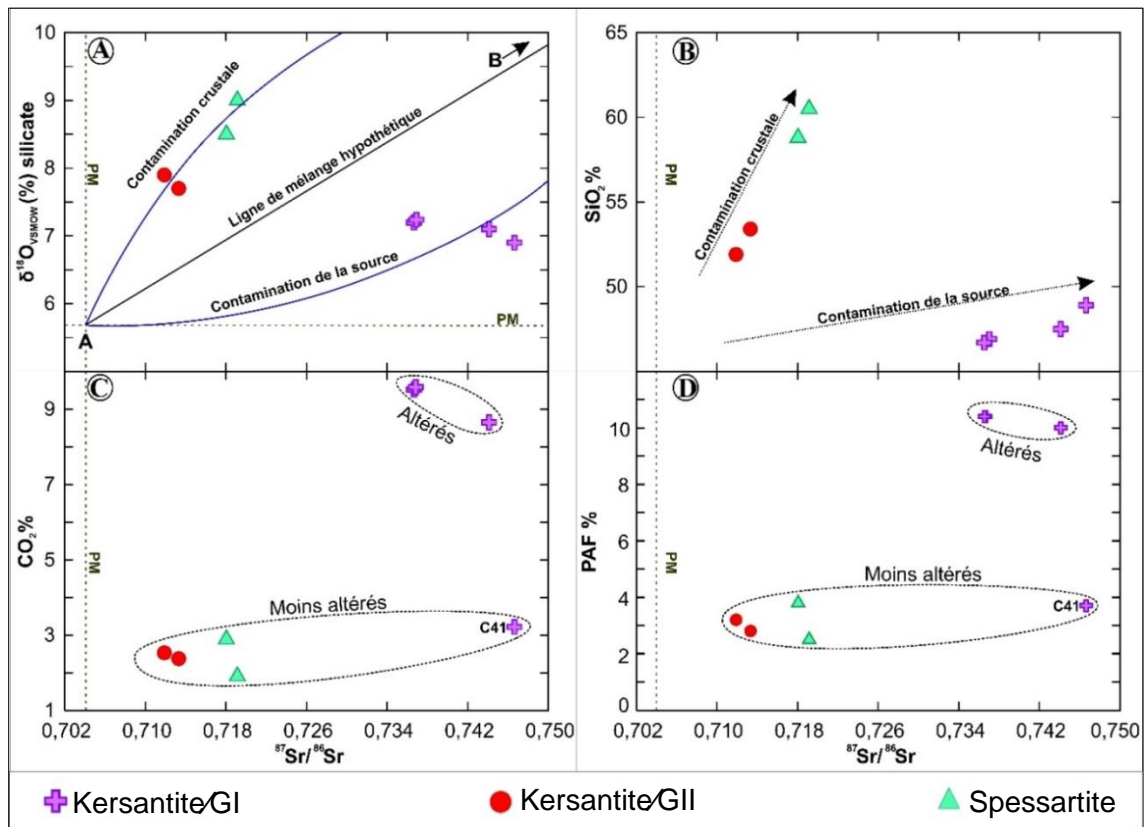


Figure 10-8: Diagrammes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs (A)  $\delta^{18}\text{O}$  silicates, (B)  $\text{SiO}_2 (\%)$ , (C)  $\text{CO}_2 (\%)$  et (D) PAF (%). Le diagramme (A) est inspiré de James (1981). Les valeurs du manteau des ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  silicates proviennent respectivement de Rollinson (1993) et de Taylor (1980).

Toutefois, les diagrammes de la figure 10-8 portant le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et  $\text{SiO}_2$  en fonction du ratio  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  montrent un découplage entre les données des kersantites/GI et celles du couple kersantites/GII-spessartites. Ce découplage suggère deux processus de contamination distincts (Rollinson, 1993): la contamination de la région source et la contamination du magma lors de

son ascension à travers la croûte continentale. Ces deux types de contamination sont définis par la forme des courbes de mélange (concave ou convexe) sur un diagramme constitué des ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  selon le modèle hypothétique de James (1981). Dans le cas de contamination de la région source, la courbe de mélange est caractérisée par sa forme convexe vers le bas de la ligne de mélange contrairement à la contamination crustale qui est définie par une courbe de mélange concave. Ainsi, le diagramme de la figure 10-8 suggère une contamination de la source des magmas parentaux des kersantites/GI, alors que les spessartites et les kersantites/GII proviendraient des magmas ayant subi une contamination crustale pendant leur ascension.

#### **10.1.3.5 Contexte tectonique**

L'implication de deux processus de contamination distincts dans la pétrogenèse des lamprophyres de Belleterre aurait une explication tectonique. Selon Sawyer et Barnes (1993), la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers serait « allochtone » et s'est mise en place sous la forme d'une nappe tectonique. Cette hypothèse est également compatible avec les résultats des données magnétométriques et gravimétriques (présentées au chapitre 7), qui montrent que la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers repose sur des roches à faible densité et susceptibilité magnétique (ex. gneiss et granitoïdes).

Cependant, la variabilité géochimique des lamprophyres de Belleterre est due au fait que la genèse des kersantites/GI est antérieure au charriage de la ceinture volcanique, mais également à la mise en place des granitoïdes des suites TTG et MMGS. Donc, la mise en place des kersantites/GI a lieu dans un environnement purement ensimatique dominé par des volcanites mafiques et des gabbros tholéiitiques du Groupe de Belleterre, qui sont exempts de toute contamination crustale. Le faible degré de contamination des magmas parentaux des kersantites/GI a eu lieu dans la région source, métasomatisme du manteau. En somme, les magmas parentaux des kersantites/GI proviennent de la fusion partielle du manteau lithosphérique qui serait métasomatisé à la source.

À l'opposé, les kersantites/GII et les spessartites présentent une forte composante crustale, leurs magmas parentaux ont probablement été contaminés pendant leur ascension à travers le socle gneisso-granitique de Belleterre. Cette hypothèse est moins plausible pour des raisons thermiques, et ce, en raison du faible volume des magmas lamprophyriques, pour faire fondre et

assimiler de la croûte continentale ou le socle gneisso-granitique. Toutefois, l'âge maximal de 2679 Ma provenant de la datation U/Pb sur zircons d'une kersantite/GII, prouve que la mise en place du couple kersantite/GI-spessartites s'est effectuée dans le même environnement que celui des granitoïdes des suites MMGS (2685 à 2669 Ma; Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993). Donc un environnement différent de celui purement ensimatique des kersantites/GI. En somme, la composition géochimique des spessartites et des kersantites/GII témoigne des processus ayant introduit des sédiments du Groupe de Pontiac « matière métasomatique et radiogénique » dans le manteau, pas nécessairement par le biais d'une subduction au sens mécanique du terme, mais par des processus de « *slab breakoff* », et ce, après le charriage de la ceinture volcanique de Belleterre.

#### **10.1.4 Contexte tectonique régional**

L'analyse spectrale et les cartes des *worms* des données de champ potentiel, ainsi que la modélisation 2D gravimétrique, prouvent que la ceinture volcanique de Belleterre est peu enracinée. La profondeur des sources des anomalies magnétiques et gravimétriques dépasse rarement un kilomètre. Ainsi, il ressort de l'étude des données de champ potentiel, que la ceinture volcanique de Belleterre pourrait être allochtone comme l'avait suggéré Sawyer et Barnes (1994). Par ailleurs, les seules structures géologiques profondes, observées après le traitement et l'interprétation des données de champ potentiel, correspondent aux zones de cisaillement D<sub>2</sub>, observées le long des plutons des suites TTG et MMGS.

#### **10.1.5 Contexte métallogénique**

Cette section présente une synthèse et discussion des aspects métallogéniques des veines de quartz tout en abordant leur contrôle structural, leur minéralogie et les faciès d'altération hydrothermale qui leur sont associés. Les sources probables du soufre et du plomb (implicitement celle de l'or) seront également abordées dans cette section, et ce, afin de proposer un modèle génétique de minéralisation aurifère spécifique à chaque génération de veines de quartz.

##### **10.1.5.1 Contrôle structural des veines de quartz**

Les indices minéralisés de Belleterre sont spatialement associés aux failles D<sub>1</sub> (ex. failles du Lac aux sables, du Lac Guillet, Mill Creek et Gainsmor) ou aux zones de cisaillement D<sub>2</sub>. Les veines



de quartz précoces (VQP), particulièrement les veines syn- $D_1$  de l'ancienne Mine Belleterre (ex. Veine 11, Veine 3, Veine 4, Veine 12, Veine 1...), sont contrôlées par les failles Mill Creek et Gainsmor. En revanche, les veines de quartz tardives (VQT), à savoir celles du gîte Aubelle Principale et des indices Aubelle 2 nord et Audrey, sont contrôlées par les zones de cisaillement  $D_2$ , qui sont spatialement et génétiquement associées aux intrusions des suites TTG et MMGS. Par conséquent, les âges des zones de cisaillement  $D_2$  sont compris dans l'intervalle des âges des granitoïdes des suites TTG et MMGS (~ 2705 à 2669 Ma; Machado et al., 1991; Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993).

Les VQP et VQT étudiées ont une orientation générale qui est subparallèle à la schistosité  $S_1$  régionale, à l'exception des veines de quartz anté- $D_1$ . Elles présentent généralement un pendage subvertical fortement incliné vers le sud. Dans l'ensemble, les relations angulaires entre les veines de quartz aurifères et la schistosité  $S_1$  indiquent un mouvement vertical et/ou horizontal dextre ou senestre. Par conséquent, les VQP et VQT sont principalement des veines de remplissage de failles et/ou de cisaillement dont l'orientation est également subparallèle à  $S_1$  régionale. La déformation  $D_2$  a indéniablement été un facteur d'enrichissement en or des VQP (ex. indice Autanabi), et ce, par le biais des processus de remobilisation des sulfures et de l'or. D'un autre côté, les VQT étudiées sont principalement contenues dans la partie centrale des zones de cisaillement  $D_2$  développées à l'intérieur des lithologies isotropes (gabbros) ou anisotropes (basaltes et volcanoclastites). Les zones de cisaillement  $D_2$  sont principalement de type ductile-fragile, elles sont orientées E-O avec un pendage fortement incliné vers le sud ( $\geq 80^\circ$ ). La fabrique sigmoïde interne aux bandes de déformation indique une cinématique dextre ou senestre avec une composante de mouvement vertical normal.

#### **10.1.5.2 Minéralogie et phases métalliques**

La figure 10-9 résume la minéralogie et les phases métalliques des VQP et des VQT. Ainsi, toutes les veines, qu'elles soient précoces ou tardives, contiennent trois générations de quartz.

La pyrite est le sulfure dominant dans toutes les veines de quartz étudiées. La proportion de la pyrrhotite, de la marcassite et de la galène est plus importante dans les VQP tandis que la proportion de la chalcopryrite, de la molybdénite, du bismuth, de l'argent natif et des tellurures (ex. tellure d'or, volynskite, hessite et altaïte) est plus importante dans les VQT. La sphalérite

est le seul sulfure dont l'abondance est invariable d'une génération de veines de quartz à une autre.

L'or se présente généralement en inclusions dans les sulfures, mais aussi sous forme de grains isolés dans le quartz, ou en remplissage de fractures de ceux-ci. La concentration en Ag de l'or est plus importante dans les VQP (ex. 23 %; indice Autanabi) que dans les VQT (ex. 10 %; gîte Aubelle principale). À noter que l'or est exclusivement de type électrum (Ag = 32 %) dans les veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est (*BIF-hosted vein*). L'or se présente également sous la forme de l'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite, et ce, exclusivement dans les VQT. La pyrite des VQP est dépourvue de l'or primaire. À souligner que la D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> ont fortement contribué à la redistribution, à la redissolution ainsi qu'à la ré-précipitation des sulfures et de l'or.

	Métamorphisme régional (M <sub>1</sub> et M <sub>2</sub> )	Assemblage hydrothermal	
		Veines précoces	Veines tardives
Quartz1			
Quartz2			
Quartz3			
Hornblende			
Tschermakite			
Actinolite			
Titanomagnétite			
Chlorite			
Séricite			
Épidote			
Biotite			
Albite			
Calcite			
Ankérite			
Sidérite			
Pyrite			
Pyrrhotite			
Marcassite			
Chalcopyrite			
Sphalérite			
Galène			
Bismuth			
Molybdénite			
Pyrite aurifère			
Or natif			
Electrum			
Argent natif			
Tellurure d'or			
Volynskite			
Hessite			
Altaïte			
Covélite			
Limonite			
Déformation D1			
Déformation D2			
Déformation D3			
Faciès d'altération		Chl-Bt-Ep-Ser-Ca-Qz3 Ep-Ser-Chl-Sd-Qz3	Chl-Bt-Ser-Ab-Ca-Qz3 Ser-Bt-Chl-Ab-Ca-Qz3

Figure 10-9: Variation d'assemblages minéralogiques en fonction des VQP et des VQT. La largeur des traits représente l'abondance relative du minéral.

### **10.1.5.3 Composition de la pyrite analysée au LA-ICP-MS**

Les pyrites des VQP et des VQT ont les mêmes caractéristiques. La pyrite primaire (Py1) est caractérisée par un cœur riche en inclusions et une bordure limpide. Les zones pourvues en inclusions sont toujours plus enrichies en métaux comparativement aux zones limpides. Dans le cas de la pyrite recristallisée (Py2), c'est plutôt l'inverse, le cœur est complètement dépourvu de métaux à l'exception des éléments réfractaires Co, Mn, Ni et parfois As et Se qui gardent leur distribution primaire.

Les différences entre les pyrites des deux générations de veines de quartz sont les suivantes: 1) les pyrites des VQP sont moins enrichies en métaux, à l'exception des éléments réfractaires Co, As et Ni, comparativement à celles des VQT, 2) les pyrites des VQT contiennent des éléments comme W et Sn contrairement à celles des VQP qui en sont complètement dépourvues, 3) la concentration en Au de la pyrite primaire des VQP est très faible, voire nulle, cela laisse entrevoir que la précipitation de l'or est postérieure à celle de la pyrite primaire, et est associé à d'autres minéraux, en particulier la galène, et 4) une grande partie de l'or des VQT, observée sous forme de micro-inclusions, ainsi que dans la structure cristalline de la pyrite, est étroitement liée à la précipitation de la pyrite primaire. Ainsi, pendant le métamorphisme prograde (c.-à-d. la recristallisation de la pyrite primaire), l'or et les autres éléments contenus dans le cœur de la pyrite, à l'exception des éléments réfractaires Co, Ni, Mn et parfois As et Se, sont expulsés et concentrés vers la bordure, ainsi que dans les fissures de cette dernière. Finalement, la disparité entre la composition des pyrites des VQP et celles des VQT résulte, en grande partie, de la différence entre la composition initiale des fluides hydrothermaux minéralisateurs.

### **10.1.5.4 Altération hydrothermale**

L'altération hydrothermale associée aux veines de quartz-carbonates varie en échelle, en intensité et en minéralogie, entre autres en fonction de la composition initiale des roches encaissantes (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Ainsi, les faciès d'altération hydrothermale observés en association avec les VQP et VQT sont relativement différents. Le tableau 10-1 présente une synthèse des faciès d'altération hydrothermale observés dans les veines de quartz de Belleterre en fonction des roches encaissantes.

Les chlorites analysées dans les VQP sont principalement la ripidolite et la shéridanite selon le diagramme de Hey (1967) (figure 10-10). La shéridanite est observée uniquement dans le faciès d'altération à épidote-séricite-chlorite-sidérite-quartz<sub>3</sub>, spécifique aux veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est (*BIF-hosted vein*). À noter que les chlorites des veines de quartz anté-D<sub>1</sub> (ex. indices Lac Expanse et Autanabi) sont secondaires puisqu'elles proviennent de la transformation de la biotite pendant le métamorphisme rétrograde. Par contre, les chlorites des veines de quartz Syn-D<sub>1</sub> (les indices Veine 11 et Veine 3,4) sont primaires. Ainsi, les chlorites secondaires ont un rapport Fe/(Fe+Mg) plus élevé que celui des chlorites primaires (figure 10-10). Cette variabilité du rapport Fe/(Fe+Mg) est également tributaire de la composition initiale du protolithe.

**Tableau 10-1: Synthèse des faciès d'altération associés aux veines de quartz aurifères de Belleterre.**

Veines de quartz aurifères	Unités	Faciès d'altérations	Roches encaissantes
Veines de quartz précoces (VQP)	Mafiques	Chl-Bt-Ep±Ser-Cb-Qz <sub>3</sub> Chl-Bt-Ser-Cb-Qz <sub>3</sub>	Basaltes Gabbros
	Felsiques	Ser-Chl-Bt-Cb-Qz <sub>3</sub> Ep-Ser-Chl-Sd-Qz <sub>3</sub>	Volcanoclastites Formations de fer
Veines de quartz tardives (VQT)	Mafiques	Chl-Bt-Ser-Ab-Ca-Qz <sub>3</sub>	Basaltes Gabbros
	Felsiques	Ser-Bt-Ab-KFps-Ca-Qz <sub>3</sub> Ser-Bt-Chl-Ab-Ca-Qz <sub>3</sub>	Granodiorites Volcanoclastites

Les faciès d'altération hydrothermale associés aux VQT sont les faciès à chlorite-biotite-séricite-albite-calcite-quartz<sub>3</sub> et le faciès à séricite-biotite-chlorite-albite-calcite-quartz<sub>3</sub>, qui demeurent respectivement spécifiques aux veines de quartz encaissées dans des lithologies mafiques (basaltes/gabbros) et volcanoclastites felsiques. Un troisième faciès à séricite-biotite-albite-K Fedspath-calcite-quartz<sub>3</sub> est observé dans les VQT encaissées au sein des granodiorites ou intrusifs felsiques. Les biotites associées aux VQT sont de type magnésien ou ferrifère (figure 10-11). La composition chimique de la biotite est influencée par la composition initiale du protolithe puisque la quantité de fer, de magnésium, de silice, etc., diffère d'une lithologie à l'autre. La biotite ferrifère est observée dans le faciès d'altération à biotite-chlorite±séricite-albite-calcite-quartz<sub>3</sub> (encaissant mafique) tandis que la biotite magnésienne est spécifique aux faciès

d'altération à biotite-séricite-chlorite±chlorite-cacite-quartz3 et à séricite-biotite-albite-K Feldspath-cacite-quartz3 (encaissants felsiques) (figure 10-11).

Tout comme la biotite, la composition de la chlorite, essentiellement de type ripidolite selon les diagrammes de classification de Hey (1967, 1954) (figure 10-12), est aussi influencée par la composition initiale du protolithe. Ainsi, les chlorites associées au faciès d'altération à biotite-chlorite-séricite-albite-calcite-quartz3 ont un rapport Fe/(Fe+Mg) plus élevé que celui des chlorites du faciès d'altération à biotite-séricite-chlorite-chlorite-cacite-quartz3 (figure 10-12).

La composition de la séricite est également influencée par la composition initiale du protolithe dans la mesure où la concentration du sodium, du fer et du magnésium varie également d'une lithologie à l'autre (figure 10-13). Ainsi, la séricite associée au faciès d'altération à biotite-séricite-chlorite-chlorite-cacite-quartz3 (encaissants felsiques) est enrichie en sodium, mais appauvrie en Fe, alors que celle associée au faciès d'altération à biotite-chlorite±séricite-albite-calcite-quartz3 (encaissant mafique) est appauvrie en sodium, mais enrichie en Fe (figure 10-13).

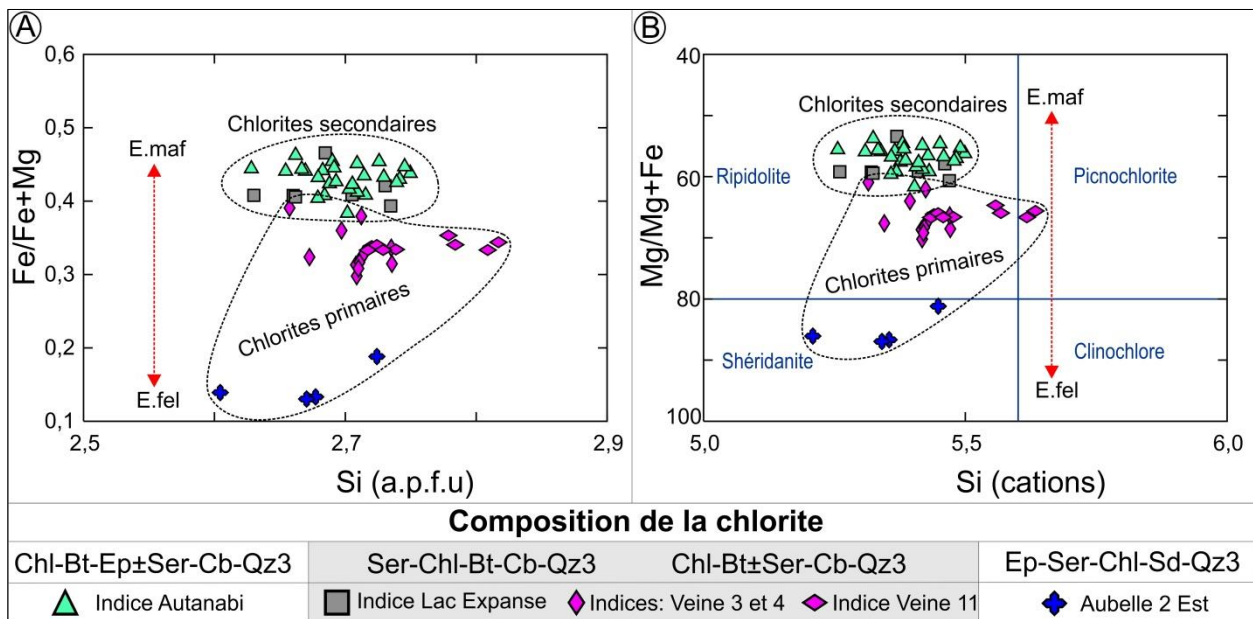


Figure 10-10: Minéralogie des chlorites des VQP. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement. E.maf = encaissant mafique. E.fel = encaissant felsique.

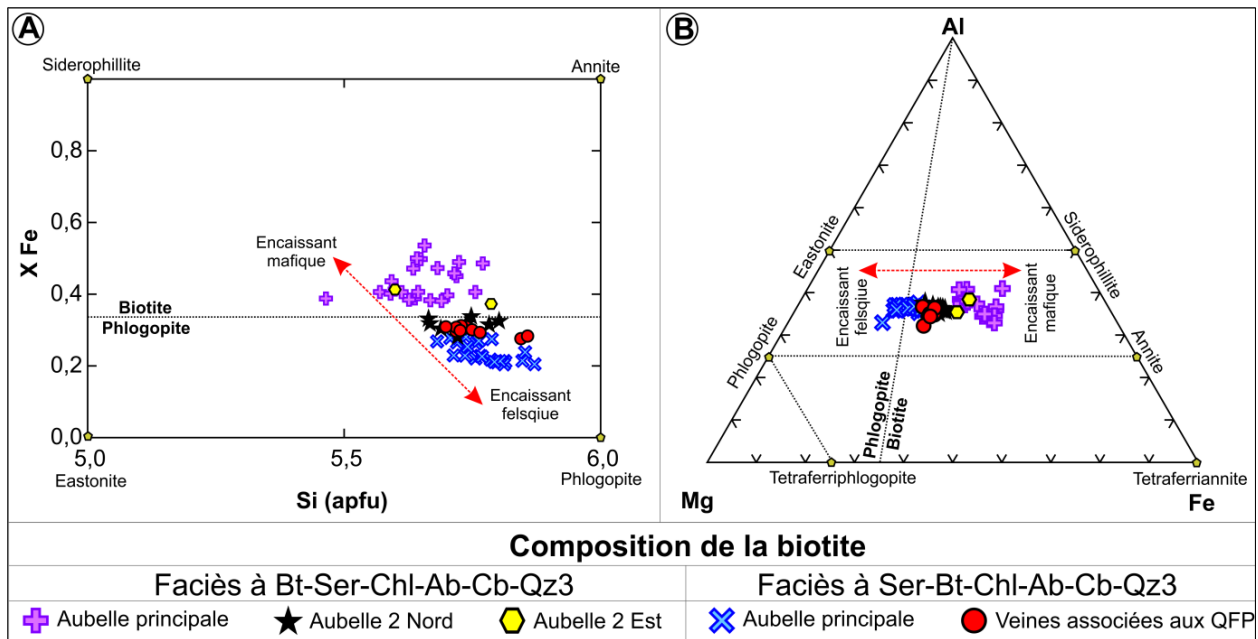


Figure 10-11: Minéralogie des biotites des VQT. (A) Diagramme de classification des biotites selon Deer et al. (1966). (B) Diagramme de classification des biotites tiré de Yergeau (2015).

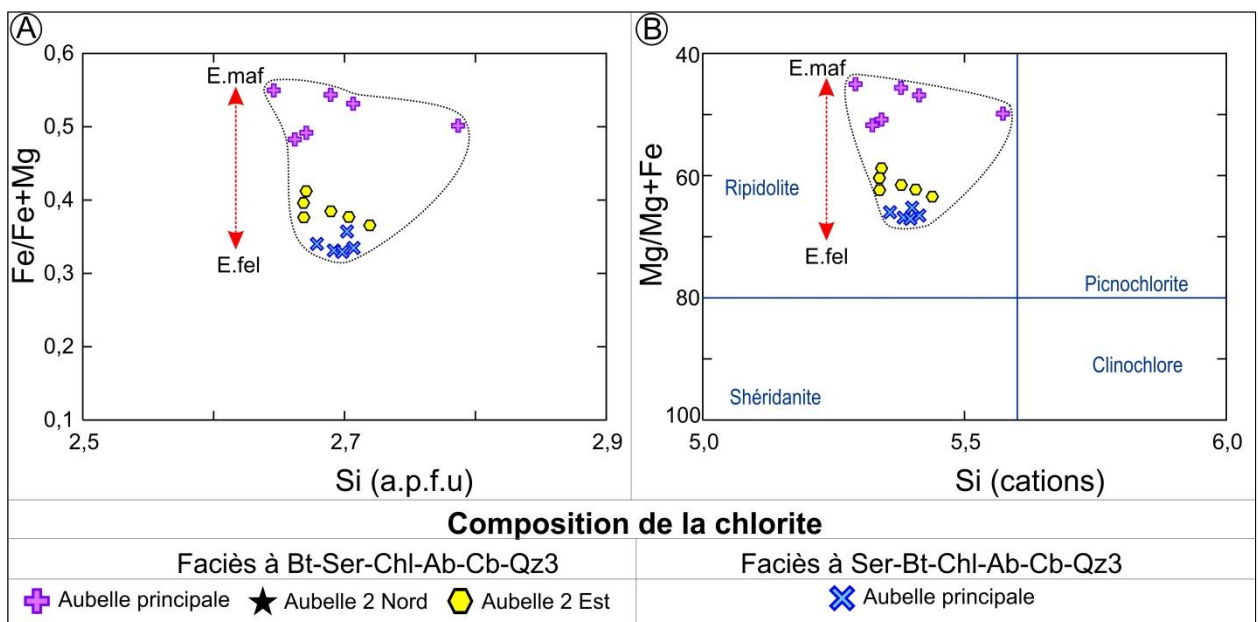


Figure 10-12: Minéralogie des chlorites des VQT. (A) et (B) Diagrammes de classification des chlorites de Hey (1967) et de Hey (1954), respectivement. E.maf = encaissant mafique. E.fel = encaissant felsique.

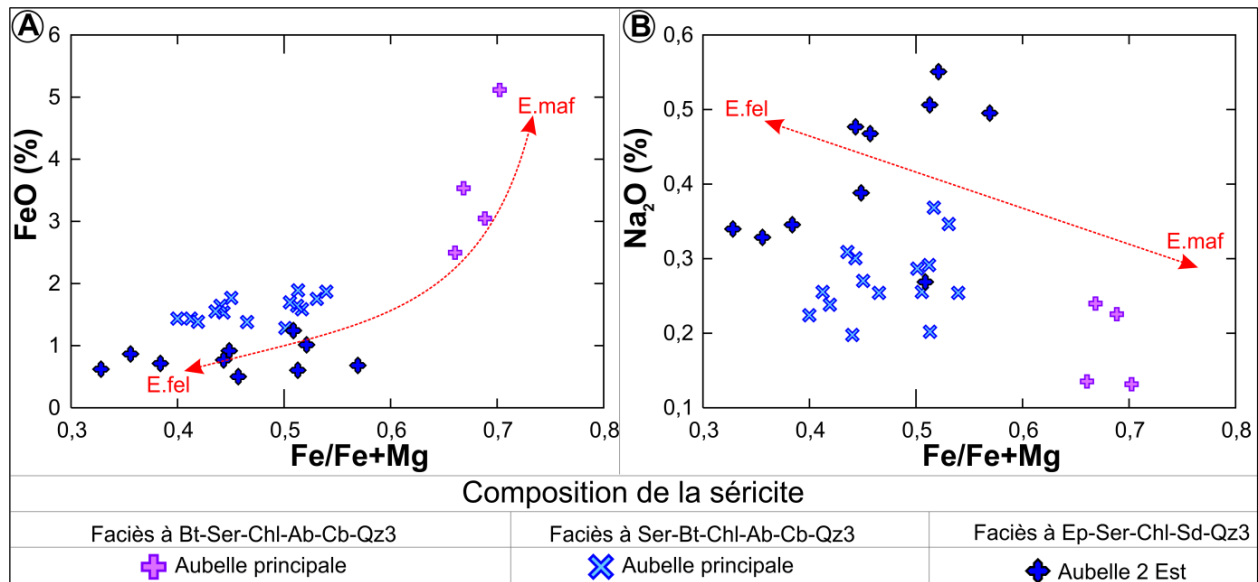


Figure 10-13: Composition chimique des micas blancs des VQT. (A) Diagramme Fe/Fe+Mg vs FeO. (B) Diagramme Fe/Fe+Mg vs Na<sub>2</sub>O. E.maf = encaissant mafique. E.fel = encaissant felsique.

#### 10.1.5.5 Sources du soufre et du plomb

Les données isotopiques du soufre et du plomb des VQP et des VQT présentent une dichotomie évidente (figure 10-14), ce qui laisse entrevoir l'implication d'au moins deux réservoirs de soufre et de plomb dans les processus métallogéniques. Le soufre des concentrés de sulfures des VQP et des formations de fer proviendrait de la dissolution des sulfures du socle gneisso-granitique et des roches supracrustales de la ceinture volcanique de Belleterre, et ce, par des fluides de déshydratation métamorphique. Le plomb contenu dans les veines anté-D<sub>1</sub> proviendrait du lessivage des basaltes et des gabbros tholéitiques du Groupe de Belleterre. Cependant, le plomb des veines syn-D<sub>1</sub> proviendrait du lessivage des roches supracrustales, mais également du socle gneisso-granitique de la Sous-province du Pontiac, d'où le plomb légèrement radiogénique. L'interprétation présentée ici est compatible avec une étude isotopique du plomb effectuée sur la Mine Ross en Abitibi (Hattori, 1993). Selon ladite étude, le plomb ou l'or proviendrait de roches mafiques et ultramafiques hôtes de la minéralisation aurifère (figure 10-15).

Le soufre et le plomb des VQT proviendraient également des roches hôtes, par exemple le pluton de Lac Devlin et les granodiorites du gîte Aubelle principale. L'interprétation donnée sur le réservoir du plomb des VQT est également semblable avec l'étude isotopique du plomb effectuée par Hattori (1993) sur la Mine Kirkland-Lake en Abitibi (figure 10-15), qui conclut que

le plomb proviendrait des intrusions alcalines à subalcalines, des roches volcaniques shoshonitiques ou des roches sédimentaires (grauwackes et conglomérats) du Groupe de Timiskaming. À la différence des minéralisations de la mine Kirkland-Lake, la plupart des VQT de Belleterre ont pour lithologies hôtes les basaltes tholéïitiques. Par conséquent, le plomb des VQT proviendrait principalement de la phase tardive des magmas felsiques et possiblement du lessivage du socle gneisso-granitique de la Sous-province du Pontiac.

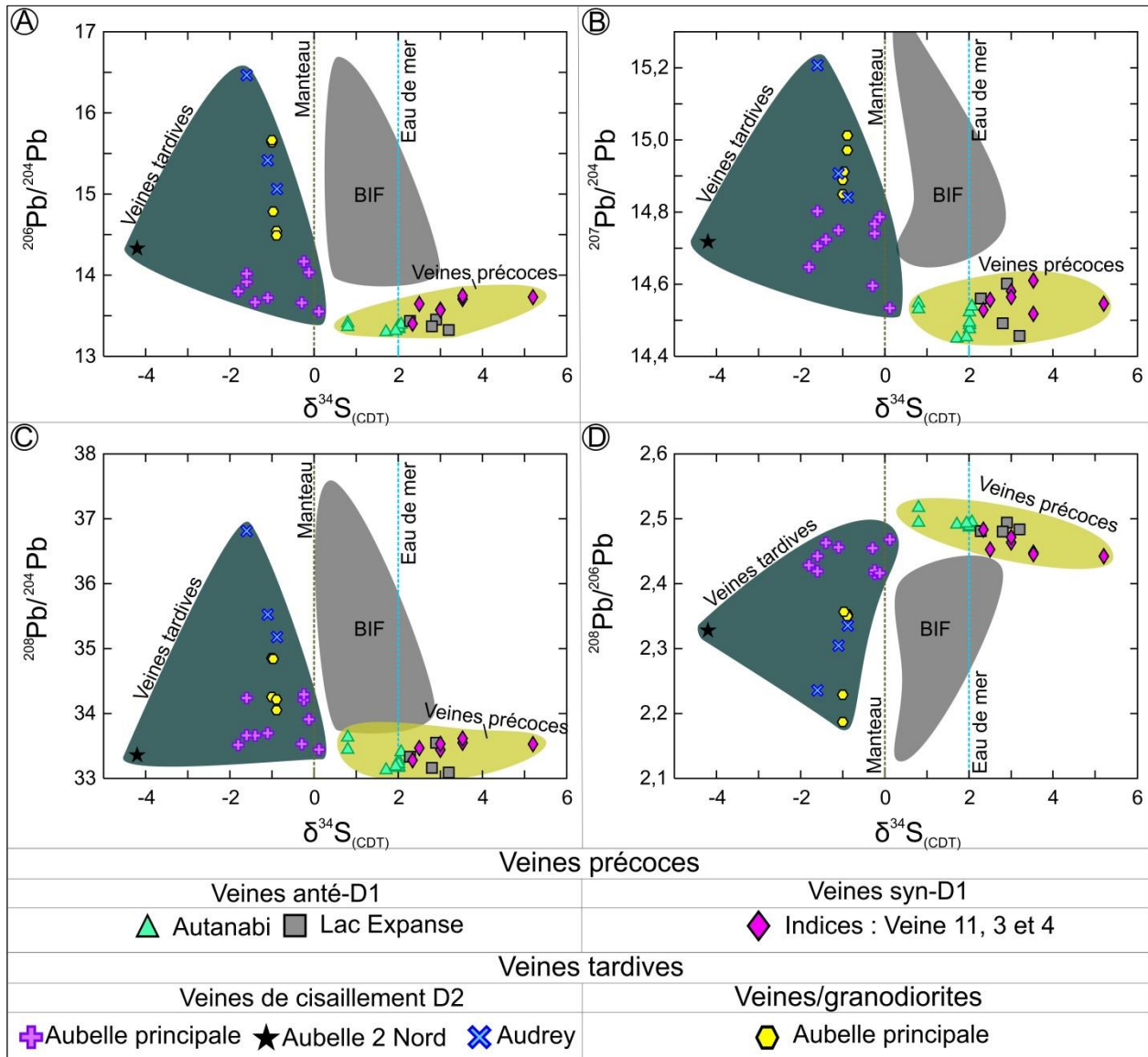
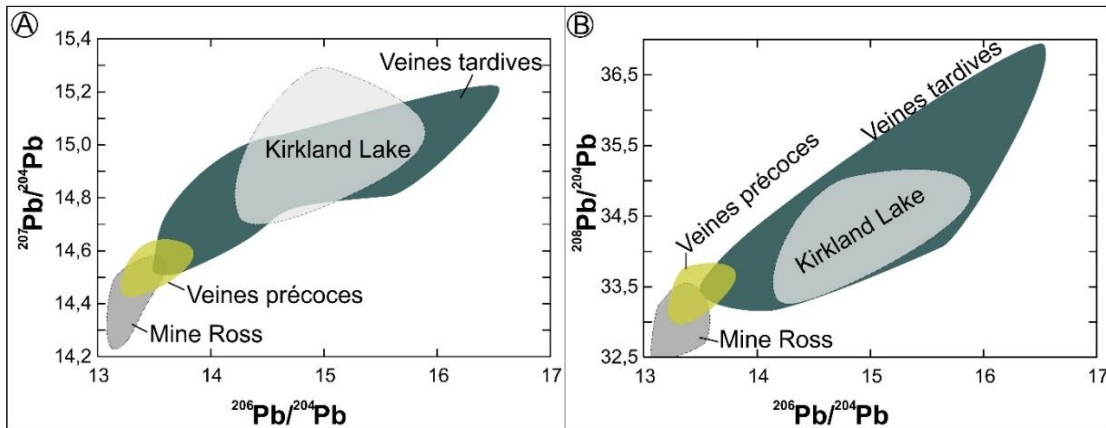


Figure 10-14: Composition isotopique du plomb vs  $\delta^{34}\text{S}(\text{CDT})$  des sulfures des veines de quartz aurifères et des formations de fer.



Enfin, le soufre et le plomb de l'indice Aubelle 2 est proviendrait de deux sources distinctes (figure 10-16). Le soufre du premier stade de minéralisation (pyrite et pyrrhotite) proviendrait indirectement de la dissolution et précipitation des sulfures des roches mafiques de la ceinture volcanique de Belleterre. Par ailleurs, le plomb et le soufre du second stade proviendraient principalement de la phase tardive des roches intrusives felsiques et possiblement du lessivage du socle gneisso-granitique de la Sous-province du Pontiac.



**Figure 10-15: Comparaison de la composition isotopique du plomb des VQP et des VQT avec celle des Mines Ross et Kirkland-Lake. Notez que les données des VQP sont similaires à celles de la Mine Ross et les données des VQT à celle de la mine Kirkland-Lake. Les données des sulfures des mines Ross et Kirkland-Lake proviennent de Hattori (1993).**

#### 10.1.5.6 Sources de l'or

La distribution bimodale des données isotopiques du plomb des veines de quartz aurifères de Belleterre suggère l'intervention d'au moins deux sources distinctes dans l'apport des métaux (figure 10-14). Dans la littérature, trois réservoirs potentiels sont généralement proposés pour expliquer l'origine des métaux contenus dans les gîtes de types veines de quartz-carbonates (Hattori, 1993): la granulitisation de la croûte inférieure, le manteau et les roches supracrustales. Cette section consiste à discuter les possibilités de l'implication de ces différents réservoirs dans les processus métallogéniques responsables de la mise en place des veines de quartz aurifères de Belleterre.

##### 1) Granulitisation de la croûte inférieure comme source de l'or

Selon Cameron (1988) et Fyon et al. (1989), l'or des veines de quartz-carbonates provient de la granulitisation de la croûte inférieure. Comme illustré sur les différents diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des figures 9-7 et 9-8 de la section 9.2, les compositions isotopiques du Pb des

concentrés de sulfures des veines de quartz aurifères se distribuent majoritairement entre la courbe d'évolution de la croûte inférieure et celle du manteau/orogène d'après le modèle de Zartman et Doe (1981). Selon Hattori (1993), les fluides associés à la granulitisation de la croûte inférieure sont généralement très radiogéniques. Toutefois, si la croûte en question est ancienne avec un rapport  $\mu$  faible ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ), les rapports isotopiques du plomb en provenance de la croûte profonde seront très peu radiogéniques. Par conséquent, si l'or provient d'un simple processus de granulitisation, les VQP et VQT devraient avoir des compositions isotopiques du plomb semblables et peu radiogéniques. Toutefois, le caractère non radiogénique du plomb des VQP, contrairement à celui des VQT, exclut l'éventualité d'une source commune des métaux. Enfin, le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de la figure 9-6 suggère que les sources des VQP et des VQT avaient des ratios Th/U relativement semblables, mais des contenus différents de Th et U, ce qui exclut l'éventualité d'un processus de granulitisation, car ce dernier est enclin à fractionner l'uranium par rapport au thorium (Hattori, 1993).

## 2) Manteau comme source de l'or

Rock et Groves (1988) et Rock et al. (1989) ont proposé un modèle selon lequel l'or proviendrait du manteau. L'étroite association spatiale entre les veines de quartz aurifères et les lamprophyres, ainsi que le caractère anomalique en or des dykes de lamprophyre, demeurent les arguments phares de ce modèle. Certes, il existe une très forte proportion de dykes de lamprophyre associés aux veines de quartz aurifères de Belleterre, mais ce modèle ne permet pas d'expliquer l'origine de l'or, et ce, pour plusieurs raisons: (1) les trois générations de lamprophyre de Belleterre, dont l'âge maximal est estimé à  $2679,3 \pm 1,2$  Ma (voir section 6), recoupent dans la plupart des cas, les veines de quartz aurifères. La mise en place des lamprophyres est donc postérieure à la genèse de la plupart des veines de quartz aurifères, (2) les lamprophyres de Belleterre sont appauvris en or, il est donc invraisemblable qu'ils soient la source de l'or contenu dans les veines de quartz, et (3) les tholéiites (basaltes et gabbros) du Groupe de Belleterre, encaissant les veines de quartz aurifères, proviennent également d'une source de manteau appauvri (voir section 3.1). À l'Archéen (2,7 Ga), le manteau appauvri de l'Abitibi était particulièrement caractérisé par une composition isotopique du plomb non radiogénique (Tilton, 1983; Brévar et al., 1986), dont les ratios  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  se distribuent entre les gammes allant de 13,3 à 13,4 et 14,4 à 14,5, respectivement. Cependant, ces valeurs non radiogéniques suggèrent que seul le plomb non radiogénique des VQP pourrait

provenir des roches mafiques ou ultramafiques, car les VQT ont des compositions isotopiques du plomb beaucoup plus radiogéniques que celles du manteau archéen.

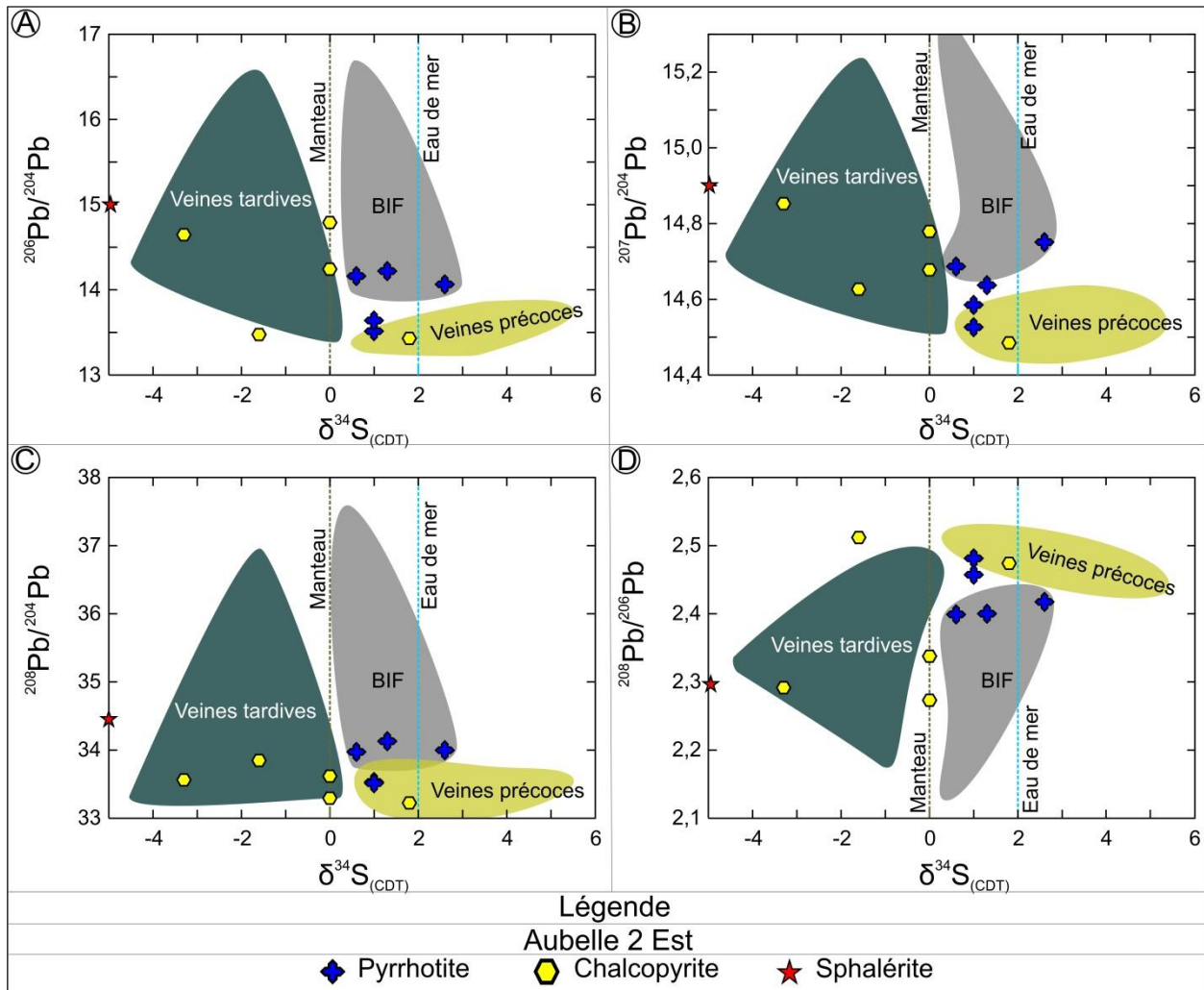


Figure 10-16: Comparaison de la composition isotopique du plomb et du soufre des sulfures de l'indice Aubelle 2 est avec celle des veines de quartz aurifères et des formations de fer.

### 3) Roches supracrustales comme source de l'or

Selon ce modèle, l'or proviendrait soit du lessivage des roches supracrustales situées à la base des ceintures de roches vertes par des fluides de dérivation métamorphique (Groves et Phillips, 1987; Hattori, 1993) ou soit directement de magmas parentaux des granitoïdes felsiques environnants (Emmons, 1937; Robert, 2001; Thorne et Lentz, 2001; Lang et Baker, 2001; Hart, 2005; Helt et al., 2014). Ce second mécanisme est celui associé aux gîtes de type « *intrusion related gold* ».

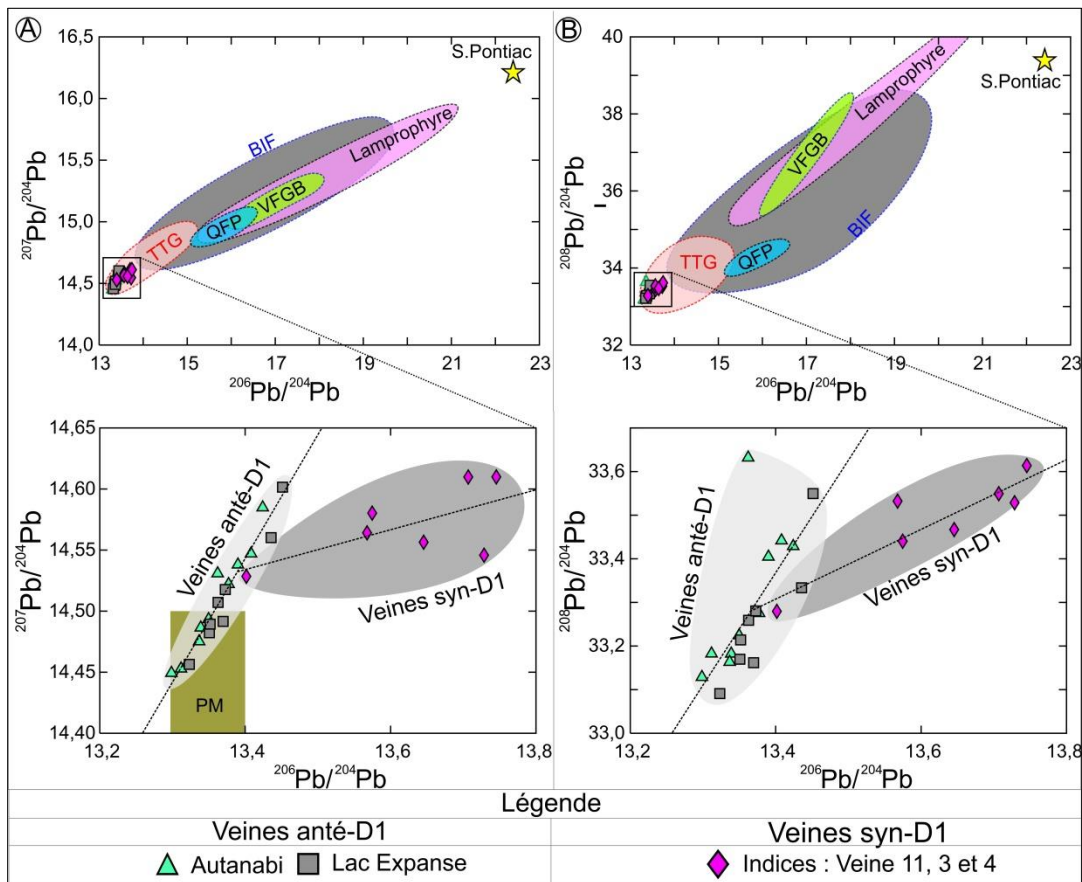
La plupart des indices minéralisés, étudiés dans le cadre de cette thèse, sont encaissés dans les basaltes et gabbros tholéiitiques du Groupe de Belleterre. Selon Deloule et al. (1989), Carignan et al. (1992) et Hattori (1993), les sulfures précipités dans les roches mafiques sont généralement moins radiogéniques que ceux associés aux roches felsiques ou sédimentaires, et ce, à cause du comportement lithophile de l'uranium et du thorium, qui ont tendance à se concentrer dans les roches magmatiques différenciées. Cependant, le lessivage des roches supracrustales à lui seul ne permet pas d'expliquer le caractère bimodal de la composition isotopique du plomb des veines de quartz aurifères encaissées exclusivement dans les tholéiites de Belleterre.

#### **10.1.5.7 Modèles proposés**

La variabilité de la composition isotopique du plomb, observée dans les minéralisations aurifères de Belleterre, pourrait être expliquée par l'implication de trois réservoirs de plomb dans les processus métallogéniques.

1) La présence du plomb non radiogénique dans les sulfures (galène-sphalérite) associés à la phase aurifère des VQP appuie l'hypothèse selon laquelle l'or proviendrait du lessivage des roches de la ceinture volcanique de Belleterre par des fluides métamorphiques. De plus, les VQP de Belleterre ont une composition isotopique du plomb non radiogénique par rapport à la plupart des granitoïdes de la région, mais similaire à celle des roches volcaniques mafiques et ultramafiques de l'Abitibi (figure 10-17). Par conséquent, les roches mafiques du Groupe de Belleterre seraient la source de l'or contenu dans les VQP. Toutefois, les faibles valeurs du ratio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des veines anté- $D_1$  par rapport aux veines syn- $D_1$  (figure 10-17) suggère que la source de l'or des veines anté- $D_1$  était moins enrichie en  $^{238}\text{U}$ . Cela suppose qu'une composante crustale gneisso-granitique était probablement plus importante dans la source des veines syn- $D_1$ , puisque les teneurs en  $^{238}\text{U}$  sont plus élevées dans les roches felsiques par rapport aux roches mafiques. Ainsi, la source plus radiogénique gneisso-granitique apparaît lors de  $D_1$  et son expression est maximale lors de  $D_2$ . 2) La composition isotopique du plomb des VQT est variable, mais reste plus radiogénique que celle des VQP. Il existe une forte similitude entre la composition isotopique du plomb des VQT et celle des granitoïdes et gneiss de la Sous-province du Pontiac (figure 10-18). Ainsi, le plomb ou l'or des VQT proviendrait soit directement des magmas parentaux de ces granitoïdes et/ou du lessivage, par des fluides métamorphiques, du socle gneisso-granitique de Belleterre. La composition isotopique du soufre des VQT, proche

de 0 ‰ (Ohmoto, 1996) et semblable à celle des porphyres cuprifères (-3 à +1 ‰; Rollinson, 1993), suggère l'importance du magmatisme dans le processus métallogénique des VQT. De plus, selon la géochronologie U-Pb sur zircon, les VQT ont au moins l'âge de la dernière génération de lamprophyres (âge maximal de  $2679,3 \pm 1,2$  Ma; section 6) et leur genèse est contemporaine à celle du pluton de Lac Devlin et des granodiorites du gîte Aubelle principale. Par exemple, les veines de cisaillement D<sub>2</sub> du gîte Aubelle principale illustrent très bien ce caractère contemporain des minéralisations tardives par rapport au pluton de Lac Devlin et aux granodiorites. Les zones de cisaillement D<sub>2</sub> sont génétiquement associées à la mise en place du pluton de Lac Devlin (figure 10-19), dont l'âge est estimé à  $2694,6 \pm 0,9$  Ma. L'âge maximal des veines de cisaillement D<sub>2</sub> de la zone Aubelle principale correspond à celui du pluton de Lac Devlin.



**Figure 10-17:** Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des sulfures des VQP et de lithologies connexes. Les données isotopiques du plomb des TTG (granitoïdes de la Sous-province du Pontiac) proviennent de Carignan et al. (1992) et celles du manteau archéen de l'Abitibi (PM) proviennent de Tilton (1983) et Bévart et al. (1986). Les autres données sont inhérentes à cette étude. QFP = granodiorites du gîte Aubelle principale. VFGB = Volcanoclastites du Groupe de Belleterre et S. Pontiac = roches sédimentaires du Pontiac. BIF = formations de fer de Belleterre.

Sur le terrain, les veines de cisaillement D<sub>2</sub> de la zone Aubelle principale sont recoupées par des dykes de granodiorite (2691,2 ± 1,2 Ma) qui sont à leur tour recoupés par des lamprophyres dont l'âge est inférieur ou égal à 2679,3 ± 1,2 Ma (figure 10-19B). En résumé, l'âge de mise en place des veines de cisaillement D<sub>2</sub> de la zone Aubelle principale est compris entre 2694,6 ± 0,9 et 2691,2 ± 1,2 Ma et celui des veines associées aux dykes de granodiorite se situe entre 2691,2 ± 1,2 Ma et 2679,3 ± 1,2 Ma (âge maximal), d'où le caractère contemporain des VQT par rapport aux intrusifs felsiques. En outre, la présence d'une pyrite riche en or et en éléments magmatophiles dans les VQT est imputable à l'implication d'un système hydrothermal qui serait génétiquement associé aux intrusions felsiques.

3) Les veines de quartz de l'indice Aubelle 2 est sont spatialement associées aux formations de fer, aux volcanoclastites felsiques et aux intrusifs felsiques; lesquelles lithologies sont, à leur tour, encaissées dans les basaltes tholéiitiques du Groupe de Belleterre. Cependant, la présence de plomb radiogénique dans ces veines de quartz (figure 10-20) exclut les basaltes du Groupe de Belleterre comme source potentielle des métaux. L'or proviendrait soit directement des magmas parentaux des granitoïdes et/ou du lessivage, par des fluides métamorphiques, ayant circulé dans le socle gneisso-granitique de Belleterre.

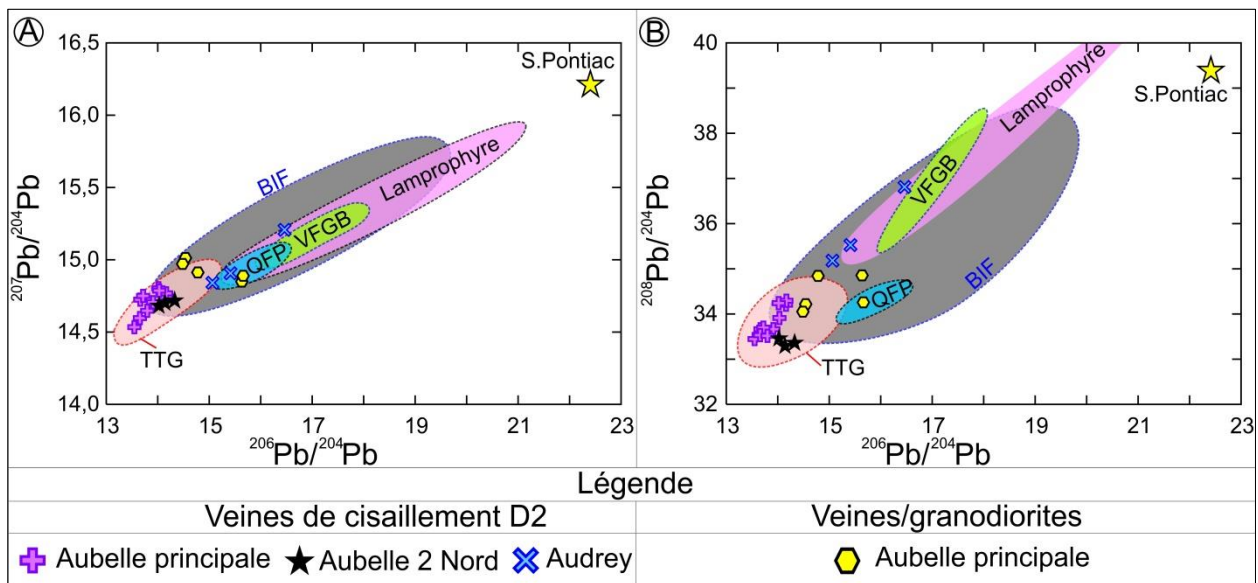


Figure 10-18: Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des sulfures des VQT et des lithologies connexes. Les données isotopiques du plomb des TTG (granitoïdes de la Sous-province du Pontiac) proviennent de Carignan et al. (1992) et celles du manteau archéen de l'Abitibi (PM) proviennent de Tilton (1983) et Brévar et al. (1986). Les autres données sont inhérentes à cette étude. QFP = granodiorites du gîte Aubelle principale. VFGB = Volcanoclastites du Groupe de Belleterre et S.Pontiac = Sédiments du Pontiac. BIF = formations de fer de Belleterre.

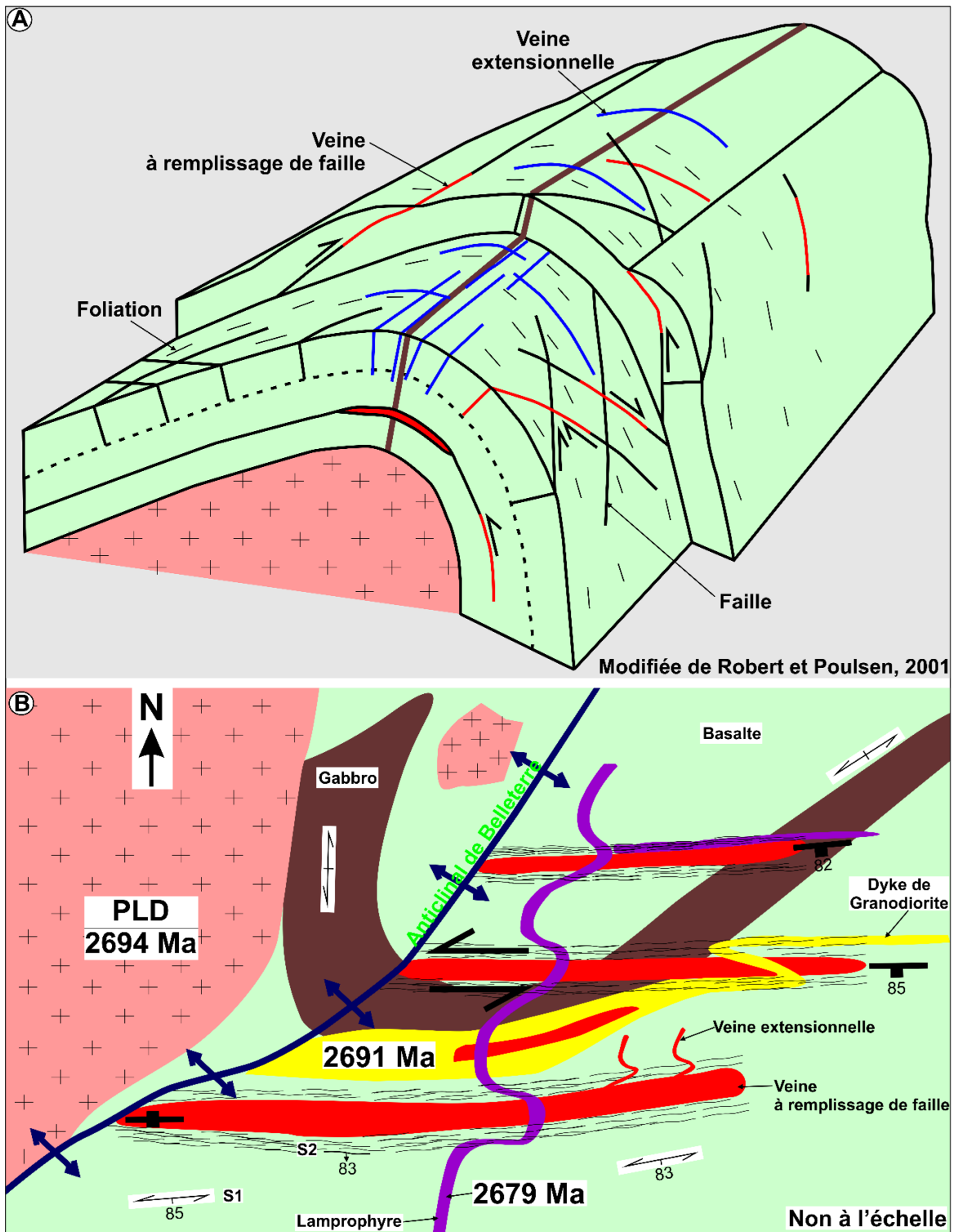


Figure 10-19: Schéma illustrant le contrôle structural des VQT. (A) Association génétique des veines de quartz à un dôme ou pli antiforme. Modifiée de Robert et Poulsen (2001). (B) Timing des VQT par rapport aux intrusions felsiques. L'âge des veines de quartz à remplissage de failles est calé entre ceux de deux intrusifs felsiques, soit  $2694,6 \pm 0,9$  et  $2691,2 \pm 1,2$  Ma (un intervalle de 3 Ma). PLD: pluton de lac Devlin.

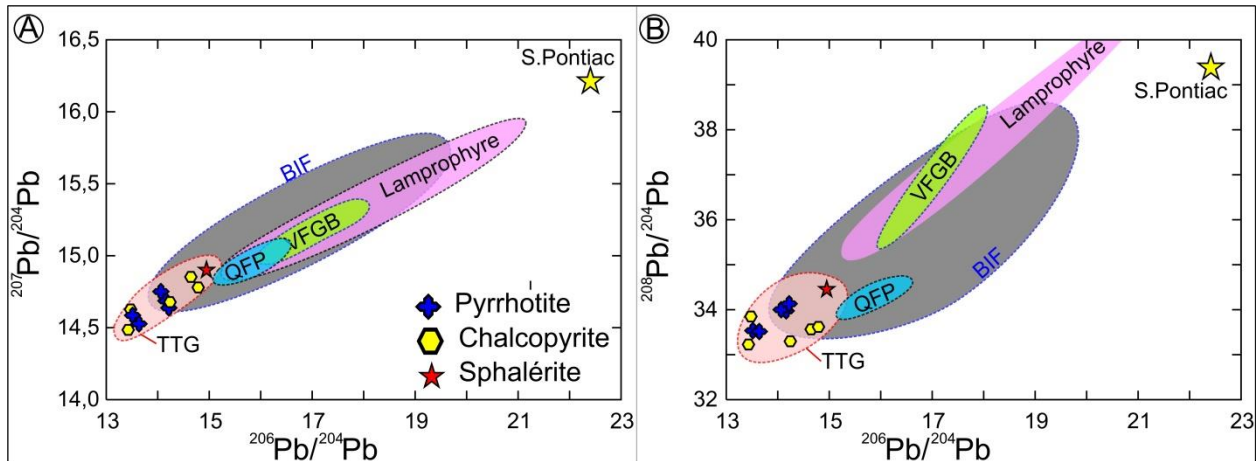


Figure 10-20: Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des sulfures de l'indice Aubelle 2 est et des lithologies connexes. Les données isotopiques du plomb des TTG (granitoïdes de la Sous-province du Pontiac) proviennent de Carignan et al. (1992) et celles du manteau archéen de l'Abitibi (PM) proviennent de Tilton (1983) et Brévat et al. (1986). Les autres données sont inhérentes à cette étude. QFP = granodiorites du gîte Aubelle principale. VFGB = Volcanoclastites du Groupe de Belleterre et S. Pontiac = roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. BIF = formations de fer de Belleterre.

### 10.1.5.8 Modèle génétique

Il n'existe pas vraiment de consensus sur l'origine des veines de quartz-carbonates dans les terrains archéens, néanmoins les analyses et interprétations ci-dessus permettent de proposer un modèle génétique spécifique à chaque génération de minéralisations. Il s'agit, dans le cas présent, d'intégrer les VQP et VQT de Belleterre dans les principaux modèles déjà proposés dans la littérature scientifique sur ce type de minéralisation, à savoir le modèle métamorphique ou orogénique (Roberts, 1987; Kerrich, 1989; Robert, 1996; Groves et al., 2000; Groves et al., 2005; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007) et le modèle magmatique-hydrothermal ou *intrusion related gold system* (Emmons, 1937; Hart et al., 2000; Lang et Baker, 2001; Robert, 2001; Helt et al., 2014).

#### 10.1.5.8.1 Veines de quartz précoces

Les veines de quartz anté- $D_1$  et syn- $D_1$  de Belleterre présentent les mêmes caractéristiques que les veines de quartz-carbonates classiques de type orogénique (Robert, 1996; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Le modèle génétique de ce type de minéralisation a largement été débattu par les auteurs cités ci-dessus. La section suivante ne fait que relater le modèle génétique des VQP en fonction du contexte géologique local. Les VQP sont particulièrement contrôlées par les failles  $D_1$  majeures. Par exemple, les veines syn- $D_1$  de l'ancienne Mine



Belleterre sont contrôlées par les failles Mill Creek et Gainsmor. Toutefois, à l'exception de l'indice Veine 1, tous les autres sont contrôlés par des structures secondaires attenantes aux failles majeures. Le contraste de compétence entre les gabbros synvolcaniques et les basaltes a certainement favorisé la formation de ces failles, qui ont par la suite servi de conduits aux fluides aurifères de manière pulsative et épisodique.

La genèse des veines de quartz anté-D<sub>1</sub> est antérieure au charriage de la ceinture volcanique de Belleterre sur le socle gneisso-granitique. Les veines anté-D<sub>1</sub> se sont mise en place dans un milieu purement ensimatique dominé par des roches mafiques d'où le plomb non radiogénique. Elles ne présentent aucune composante magmatique.

À l'opposé, la genèse des veines de quartz syn-D<sub>1</sub> est postérieure au charriage de la ceinture volcanique de Belleterre sur le socle gneisso-granitique. À noter que la genèse des veines syn-D<sub>1</sub> est tardi-D<sub>1</sub>, et le charriage de la ceinture Belleterre-Angliers a été amorcé par la phase de déformation D<sub>1</sub>. La mise en place des plutons des suites TTG (ex. pluton de Belleterre-Fugerville) a possiblement été le facteur déclencheur de la convection des fluides hydrothermaux, de dérivation métamorphique, qui par la suite ont percolé et le socle gneisso-granitique et les roches supracrustales. Ainsi, le soufre proviendrait indirectement de la dissolution et précipitation des sulfures des roches mafiques de la ceinture volcanique de Belleterre par des fluides métamorphiques. De plus, l'or proviendrait indirectement du lessivage des roches supracrustales, mais aussi du socle gneisso-granitique, d'où la composition isotopique du plomb légèrement plus radiogénique que celle des veines de quartz anté-D<sub>1</sub>.

#### **10.1.5.8.2 Veines de quartz tardives**

Les VQT (Aubelle principale, Aubelle 2 nord et Audrey) sont observées dans des failles et des zones de cisaillement recoupant la surface axiale de l'anticlinal de Belleterre, dont le développement est inhérent à la mise en place du pluton de Lac Devlin (figure 10-20). Le même phénomène a été observé aux gisements de Lupin (Nunavut, Canada) et ceux du district de Sheep Creek (Colombie-Britannique, Canada) (Robert, 1996). De plus, les intrusions granodioritiques et monzondioritiques ont été observées sur tous les indices minéralisés (Aubelle principale, Aubelle 2 nord et Audrey). Il s'agit d'intrusions felsiques composites (réduites ou oxydées) de type I et de nature métalumineuse à peralumineuse (voir Annexe III). Les intrusions felsiques de type-I (réduites ou oxydées) demeurent le dénominateur commun de

la plupart des gisements de type *intrusion related gold* (Tompson et al., 1999; Baker et al., 2005). L'analyse chimique de quelques échantillons d'intrusifs felsiques du gîte Aubelle principale a retourné des valeurs anormales en Au (Taner, 2009).

En outre, la proportion de la chalcopryrite, de la molybdénite, du bismuth et des tellurures (tellure d'or, volynskite, hessite, altaïte) est plus importante dans les VQT. La pyrite aurifère (or en solution dans la pyrite) a été observée seulement dans les VQT. Dans le cas de l'indice Audrey, l'Au présente une forte corrélation positive avec les éléments Sn, W, Mo, Sb, Tl, Bi, Cu, Pb, Ru et Rh. Au gîte Aubelle principale, l'Au est étroitement associé aux éléments Co, Mo, Bi, Te, Tl, As, Ag, Pb et Ru. De plus, l'altération potassique (feldspath-K, biotite et séricite) est spécifique aux VQT. Ces assemblages minéralogiques et métalliques sont compatibles avec une forte contribution magmatique dans le processus de minéralisation aurifère (Thompson et al., 1999; Hart et al., 2000; Lang et Baker, 2001; Baker et al., 2005).

Par ailleurs, les valeurs de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{(CDT)}}$  observées dans la majorité des gîtes d'or orogéniques classiques s'échelonnent entre 0 et 10 ‰ (Goldfarb et al., 2005). Par contre, les VQT de Belleterre présentent des valeurs négatives, variant de -4,2 à 0,7 ‰ (n = 31), ce qui dénote l'importance de soufre d'origine magmatique dans le processus de minéralisation aurifère. La présence du plomb fortement radiogénique dans les sulfures des VQT corrobore cette hypothèse.

La nature contemporaine des VQT par rapport aux intrusions felsiques est un fait important dans la compréhension de leur genèse. Les VQT sont spatialement et temporellement associées à la mise en place du pluton de Lac Devlin (figure 10-19B) dont l'âge est estimé à  $2694,6 \pm 0,9$  Ma; donc l'âge maximal des VQT correspond approximativement à celui du pluton de Lac Devlin. Sur le terrain, les veines de cisaillement D<sub>2</sub> du gîte Aubelle principale sont recoupées par des dykes de granodiorite ( $2691,2 \pm 1,2$  Ma), qui sont à leur tour recoupés par des dykes de lamprophyre (kersantite/GII) dont l'âge est plus jeune que  $2679,3 \pm 1,2$  Ma. En résumé, l'âge de la genèse des veines de cisaillement D<sub>2</sub> du gîte Aubelle principale est compris entre  $2694,6 \pm 0,9$  et  $2691,2 \pm 1,2$  Ma (3 Ma d'intervalle).

À la lumière de toutes ces observations, on peut affirmer que les VQT (Aubelle principale, Aubelle 2 nord et Audrey) sont contemporaines aux intrusions syntectoniques et un lien génétique entre ces veines et les intrusions peut être suggéré. Ces veines proviennent d'un fluide relativement oxydé, riche en CO<sub>2</sub> et en soufre. Ce fluide ascendant, a altéré les intrusions

felsiques (granodioritiques et monzodioritiques), ainsi que les roches du socle gneisso-granitique et les roches supracrustales de la ceinture volcanique de Belleterre. Cette altération a abouti à la formation des faciès d'altération à biotite-chlorite-séricite-albite-calcite-quartz<sup>3</sup>, à séricite-biotite-chlorite-séricite-albite-calcite-quartz<sup>3</sup> et séricite-biotite-chlorite-séricite-albite-feldspath-K-calcite-quartz<sup>3</sup>. L'or a probablement été transporté sous forme de complexe bisulfuré et a précipité à la suite de la sulfuration des roches tholéitiques du Groupe de Belleterre. Le mécanisme de précipitation est soit la déstabilisation du complexe bisulfuré par le fer des roches tholéitiques du Groupe de Belleterre, soit une baisse de température dans le cas des veines associées aux dykes de granodiorite.

En somme, le soufre et l'or des VQT sont de dérivation magmatique, ou du moins, proviendraient des séquences supracrustales hôtes, mais aussi du socle gneisso-granitique sous l'effet de leur interaction avec les magmas felsiques et les fluides hydrothermaux associés. Enfin, on peut classer les VQT comme étant des veines de quartz de type *intrusion related gold* comme celles observées aux districts de Duparquet (Robert, 2001) et à la Mine Kiena (Morasse et al., 1995).

## 10.2 Conclusion générale

### 10.2.1 Volcanisme

1) Le volcanisme de la ceinture Belleterre-Angliers a commencé avant  $2724,2 \pm 0,95$  Ma (volcanoclastite felsique d'affinité calco-alkaline; section 6). L'âge du volcanisme de la Sous-province du Pontiac est de  $\sim 2724,2 \pm 0,95$  à 2682 Ma, soit un intervalle de 42 Ma. Deux épisodes volcaniques ont été déterminés: le premier a lieu vers  $2724,2 \pm 0,95$  à possiblement  $2715,5 \pm 2,1$  Ma. Cet épisode correspond à la mise en place des roches volcaniques des groupes de Belleterre et de Baby. Le second s'est produit vers 2690 à 2682 Ma (Mortensen et Card, 1993; section 6), il correspond à la mise en place des roches du Groupe de Lac des Bois.

2) Le magmatisme d'affinité tholéitique des roches du Groupe de Belleterre et de Baby est caractérisé par des signatures en éléments traces suggérant une pétrogenèse et un environnement de mise en place similaire à celui des *N-MORB* et des basaltes du bassin de Lau, qui représentent le mieux les magmas juvéniles issus de la fusion partielle de l'asthénosphère. Ces tholéites ne présentent aucune évidence de contamination crustale. Ainsi,

les basaltes, les gabbros et les volcanoclastites d'affinité tholéiitique des groupes de Belleterre et de Baby ont été formés par des mécanismes de différenciation de basse pression, dans un contexte d'extension.

**3)** Les roches d'affinité tholéiitique, transitionnelle et calco-alkaline du Groupe de Lac des Bois sont géochimiquement très contrastées pour ce qui est des éléments majeurs et des éléments en traces. Ce phénomène peut traduire une contamination crustale croissante des tholéiites vers les roches d'affinité calco-alkaline. Ce continuum compositionnel entre les deux suites suggère un contexte de contamination croissante de magmas tholéiitiques devenant progressivement transitionnels à calco-alkalins avec l'accroissement du taux de contamination. Il s'agit d'une contamination de type cristallisation fractionnée et assimilation crustale (ACF). Les roches mafiques d'affinité tholéiitique à transitionnelle du Groupe de Lac des Bois ont été formées par des mécanismes de différenciation de basse pression, dans un contexte d'extension.

### **10.2.2 Roches sédimentaires**

**1)** Les grauwackes de Belleterre ont la même composition géochimique que ceux de la partie nord du Pontiac (Camiré et al. 1993; Doyon, 2004). En appoint aux suggestions de Camiré et al. (1993) quant à l'origine de ces roches, les données géochimiques (majeurs, terres rares, éléments en traces et isotopes de plomb) et géochronologiques (U-Pb sur zircon) de cette thèse prouvent que les roches volcaniques du premier épisode volcanique ( $2724,21 \pm 0,95$  à  $2715,5 \pm 2,1$  Ma; section 6), pourraient très bien être la source des grauwackes. De plus, cette étude détermine clairement l'âge de l'ouverture du bassin de Lac des Bois qui est de  $\sim 2685,0 \pm 0,8$  Ma (volcanoclastite tholéiitique; rhyolite de type III de Hart et al. (2004); section 6). Selon Davis (2002) et Mortensen et Card (1993), la sédimentation des grauwackes du Groupe de Pontiac a lieu vers 2685 et 2683 Ma. Par conséquent, les grauwackes adjacents à la ceinture volcanique Belleterre-Angliers proviendraient, en grande partie, de la destruction et de l'érosion des roches volcaniques felsiques, d'affinité calco-alkaline, des groupes de Belleterre et de Baby, pendant la phase volcanique extensionnelle qui a donné lieu aux roches du Groupe de Lac des Bois (2690 à 2682 Ma; Mortensen et Card, 1993; section 6). De nos jours, on ne retrouve que les vestiges de ces roches volcaniques felsiques (ex. échantillons de volcanoclastite felsique daté à  $2724,21 \pm 0,95$  Ma; section 6), qui sont d'ailleurs adjacents aux grauwackes. Cette étude, particulièrement les résultats des données isotopiques du plomb, permet également d'exclure

les granitoïdes de la Sous-province du Pontiac (TTG et MMGS) comme source potentielle des grauwackes puisque ces dernières sont non radiogéniques, alors que les grauwackes sont très radiogéniques.

**2)** Deux types d'argilites sont observés à Belleterre. Le premier groupe (GI) est caractérisé par de faibles abondances en terres rares et une anomalie positive en europium. Cependant, le second groupe (GII) est caractérisé par de fortes abondances en terres rares et des spectres de terres rares dépourvus de toute anomalie positive en europium. Finalement, les argilites de Belleterre proviennent d'une source ignée ayant une chimie intermédiaire à felsique. Cette source aurait une composition géochimique similaire à celle des roches volcaniques d'affinité calco-alkaline (basaltes et volcanoclastites) de la ceinture Belleterre-Angliers.

**3)** Les formations de fer à sulfures et les formations de fer à magnétite sont les deux variétés de formations de fer observées à Belleterre. Les formations de fer à magnétite, étudiées dans le cadre de cette étude, sont issues de la précipitation de particules provenant des champs exhalatifs sous-marins. Ainsi, elles proviennent du mélange de quantités variables de fines particules volcanoclastiques et de silice colloïdale, avec des oxydes-hydroxydes de fer dans un contexte de sédimentation sous-marin. Elles sont caractérisées par une magnétisation de la pyrite et/ou du grenat, accompagnée d'une altération à amphibole-épidote-quartz microcristallin. Leur potentiel aurifère semble limité, car elles ne présentent pas de valeurs significatives en or.

### **10.2.3 Lamprophyres**

**1)** Les kersantites et les spessartites sont les deux variétés de lamprophyres observées dans la région de Belleterre. On a d'abord la mise en place des kersantites/GI, suivi des spessartites et enfin celle des kersantites/GII.

**2)** La dernière activité magmatique lamprophyrique a lieu vers  $2679,3 \pm 1,2$  Ma (kersantite/GII; section 6), et ce, après la cessation du volcanisme dans la Sous-province du Pontiac (~2682 Ma; Mortensen et Card, 1993). Cela prouve également que l'activité magmatique des deux générations de lamprophyres (spessartites et kersantites) est contemporaine au magmatisme de la suite MMGS (2685 à 2669 Ma; Machado et al., 1991; Mortensen et Card, 1993). Toutefois, la première génération des lamprophyres (kersantites/GI) serait plus vieille que les granitoïdes de la suite MMGS. En somme, la mise en place des kersantites/GI a lieu avant le charriage de la

ceinture volcanique de Belleterre sur le socle gneisso-granitique, alors que celle des spessartites et des kersantites/GII a lieu après le charriage.

**3)** Les trois générations de lamprophyres, d'affinité calco-alkaline, proviennent de magmas primaires différents. La faible variation des rapports de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{silicates}}$  et de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  prouve que leurs magmas parentaux ont des compositions géochimiques similaires et proviennent tous du même manteau appauvri (manteau sous le Pontiac), mais à des périodes différentes.

**4)** En plus d'avoir des magmas parents différents, leur disparité géochimique est en grande partie imputable au degré de contamination des différents magmas. Dans le cas présent, le contaminant serait des sédiments archéens semblables à ceux qui ont donné lieu à la formation des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Le degré de contamination des kersantites/GI est plus faible que celui du couple spessartites-kersantites/GII. Par conséquent, la composition des kersantites/GI est plus proche de celle du manteau archéen appauvri de la Sous-province du Pontiac.

**5)** La dichotomie géochimique des lamprophyres de Belleterre, les kersantites/GI d'un côté et le couple spessartites-kersantites/GII d'un autre, est également, en partie, imputable au type de processus de contamination impliqué dans leur pétrogenèse. Ainsi, les magmas parentaux des kersantites/GI ont subi une contamination à la région source (manteau métasomatisé). Les magmas parents des kersantites/GI proviennent de la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé à la source, et ce, avant le charriage de la ceinture volcanique de Belleterre sur le socle gneisso-granitique. À l'opposé, la composition géochimique des spessartites et des kersantites/GII témoigne des processus ayant introduit des sédiments « matière métasomatisante et radiogénique » dans le manteau, pas nécessairement par le biais d'une subduction au sens mécanique du terme, mais par des processus de « *slab breakoff* », et ce, après le charriage de la ceinture volcanique de Belleterre.

#### **10.2.4 Contexte tectonique et structural**

**1)** L'analyse spectrale et les cartes des *worms* des données magnétométriques et gravimétriques, ainsi que la modélisation 2D gravimétrique, prouvent que la ceinture volcanique de Belleterre est peu enracinée puisque la profondeur des sources des anomalies magnétiques et gravimétriques dépasse rarement un kilomètre. Il s'agit d'une ceinture volcanique allochtone qui a été charriée sur un socle gneisso-granitique.

**2)** Les seules structures géologiques profondes correspondent aux zones de cisaillement  $D_2$  développées sur le flanc des structures en dôme (ou antiforme) le long desquelles se mettent en place des roches plutoniques appartenant à la suite MMGS.

**3)** La carte des *worms* du champ magnétique total montre que les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac sont charriées sur la ceinture volcanique de Belleterre. De plus, l'étude géochronologique du chapitre 6 prouve qu'une partie de la ceinture volcanique de Belleterre est nettement plus vieille ( $> 2724$  Ma) que les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (2683 à 2685 Ma; Mortensen et Card, 1993; Davis, 2002).

**4)** Trois phases de déformations sont observées dans la région de Belleterre. La  $D_1$  est responsable des traits structuraux régionaux: la schistosité de flux pénétrative (orientée E-O), les plis réorientés ENE-OSO et des failles inverses régionales dont l'orientation est subparallèle à celle de la schistosité  $S_1$  principale. La  $D_2$  est responsable de la schistosité de crénulation  $S_2$ , des zones de cisaillement  $D_2$  développées le long des granitoïdes et des plis  $F_2$  dont la trace axiale est coplanaire à  $S_2$ . Des structures tardives ( $D_3$ ) correspondant à des plis en chevron et des plans de kink et des failles régionales orientées N-S.

**5)** L'âge de  $D_1$  correspond à la déformation kénoréenne ( $\sim 2,7-2680$  Ma; Davis, 1990; Corfu, 1992), celui de  $D_2$  est compris dans l'intervalle des âges des granitoïdes des suites TTG et MMGS ( $\sim 2694$  à  $2669$  Ma; Machado et al., 1991; Carignan et al., 1992; Mortensen et Card, 1993; section 6) et celui de  $D_3$  est  $< 2663$  Ma (Sawyer et Barnes, 1994).

### **10.2.5 Contexte métallogénique**

**1)** Les veines de quartz précoces (VQP) sont déformées (veines anté- $D_1$ ) et contrôlées (veines syn- $D_1$ ) par les structures  $D_1$ . Par exemple, les veines syn- $D_1$  de l'ancienne Mine Belleterre (Veine 3, Veine 4, Veine 11, Veine 1, Veine 12...) sont contrôlées par les failles majeures Mill Creek et Gainsmor et les failles secondaires qui leur sont attenantes.

**2)** En revanche, les veines de quartz tardives (VQT), à savoir celles du gîte Aubelle principale et des indices Aubelle 2 nord et Audrey, sont contrôlées par les zones de cisaillement  $D_2$ , qui sont spatialement et génétiquement associées à l'anticlinal de Belleterre et du même coup aux intrusions des suites TTG et MMGS.

**3)** La pyrite est le sulfure dominant dans toutes les veines de quartz étudiées. La proportion de la pyrrhotite, de la marcassite et de la galène est plus importante dans les VQP, tandis que la proportion de la chalcopyrite, de la molybdénite, du bismuth, de l'argent natif et des tellurures (ex. tellure d'or, volynskite, hessite et altaïte) est plus importante dans les VQT. La sphalérite est le seul sulfure dont l'abondance est invariable d'une génération de veines de quartz à une autre.

**4)** L'or natif visible se présente généralement en inclusions dans les sulfures, mais aussi sous forme de grains isolés dans le quartz, ou en remplissage de fractures de ceux-ci. La concentration en Ag de l'or est plus importante dans les VQP que dans les VQT.

**5)** L'or se présente également sous la forme d'or primaire « invisible » en solution dans la pyrite, et ce, exclusivement dans les VQT. La pyrite des VQP est dépourvue d'or primaire. La précipitation de l'or est tardive par rapport à la cristallisation de la pyrite des VQP contrairement aux VQT où la précipitation de l'or est contemporaine à la cristallisation de la pyrite.

**6)** Les pyrites des VQP sont moins enrichies en métaux, à l'exception des éléments réfractaires Co, As et Ni, comparativement à celles des VQT. Par exemple, l'Au contenu dans la pyrite de l'indice Audrey (VQT) présente une forte corrélation positive avec les éléments Sn, W, Mo, Sb, Tl, Bi, Cu et Pb, alors que la pyrite des VQP en est dépourvue. En somme, la pyrite des VQT est plus enrichie en éléments magmatophiles (Sn, W, Mo, Sb, Tl et Te) par rapport à celle des VQP.

**7)** Les faciès d'altération hydrothermale associés aux VQP encaissées dans les roches mafiques sont les faciès à Chl-Bt-Ep-Ser-Cb-Qz3 et à Chl-Bt-Ser-Cb-Qz3. Les faciès à Ser-Chl-Bt-Cb-Qz3 et à Ep-Ser-Chl-Sd-Qz3 sont associés aux VQP encaissées dans les roches felsiques.

**8)** Le faciès à Chl-Bt-Ser-Ab-Cb-Qz3 est associé aux VQT encaissées dans les roches mafiques, alors que le faciès à Ser-Bt-Chl-Ab-Ca-Qz3 est propre aux encaissants felsiques. Les VQT associées aux granodiorites présentent un faciès à Ser-Bt-Ab-K Fps-Ca-Qz3.

**9)** Le soufre des concentrés de sulfures des VQP provient de la dissolution de sulfures du socle gneisso-granitique, mais aussi des roches supracrustales de la ceinture volcanique de Belleterre et ce, par des fluides de déshydratation métamorphique. L'or contenu dans les veines anté-D<sub>1</sub> (VQP) provient du lessivage des basaltes et des gabbros tholéitiques du Groupe de Belleterre.



Cependant, l'or des veines syn-D<sub>1</sub> (VQP) provient du lessivage des roches supracrustales, mais également du socle gneisso-granitique.

**10)** Le soufre et l'or des VQT sont principalement de dérivation magmatique, ou du moins, proviendraient des séquences supracrustales hôtes, mais aussi du socle gneisso-granitique sous l'effet de leur interaction avec les magmas felsiques et les fluides hydrothermaux associés.

**11)** Selon nos interprétations, l'âge des VQP serait compris entre 2715 et 2705 Ma, soit entre la période de cessation du volcanisme du premier épisode volcanique et la mise en place des TTG de Belleterre-Fugerville. D'un autre côté, selon les données géochronologiques de cette thèse, l'âge des VQT étudiées se situe entre 2694 et 2679 Ma.

**12)** On peut classer les VQP comme étant des veines de quartz de type « orogénique classique ». Par ailleurs, les VQT (Aubelle principale, Aubelle 2 nord et Audrey) associés aux intrusions sont possiblement des veines de quartz de type « *intrusion related gold* ».

#### **10.2.6 Guide d'exploration**

L'exploration des veines de quartz-carbonates aurifères de Belleterre doit être axée sur les secteurs des failles majeures D<sub>1</sub> à savoir les failles du Lac aux Sables, du Lac Guillet, Mill Creek et Gainsmor. La plupart des failles majeures de Belleterre se sont formées le long des contacts entre les gabbros et les basaltes du fait du contraste rhéologique entre les deux lithologies. Les zones de cisaillement D<sub>2</sub> doivent également être privilégiées. Le développement des zones de cisaillement est associé à la mise en place des granitoïdes des suites TTG et MMGS. De ce fait, les contacts entre les roches volcaniques et les plutons de la région constituent d'autres métallotectes structuraux. Le secteur de l'anticlinal de Belleterre doit faire l'objet d'une attention particulier, dans la mesure où certaines veines de quartz-carbonates connues sont génétiquement associées aux zones de cisaillement D<sub>2</sub>, développées perpendiculairement par rapport à la trace axiale de cet anticlinal. Les métallotectes lithologiques sont essentiellement les lamprophyres et les dykes de QFP et de granodiorite. Les veines de quartz-carbonates ont tendance à utiliser les mêmes couloirs de déformation que ces dykes. De plus, l'association génétique des VQT avec les intrusions syntectoniques, prouvée dans le cadre de cette étude est un fait important à considérer dans les futurs travaux d'exploration.

La composition géochimique des argilites, des tufs chertoux et des formations de fer, particulièrement leur forte anomalie positive en Eu, témoigne de la présence de

l'hydrothermalisme volcanogène de haute température (*black smokers*) dans l'évolution de la ceinture volcanique de Belleterre. Cette découverte est d'une importance capitale pour l'exploration minérale. Dans de nombreux camps miniers de l'Abitibi (Rouyn-Noranda, Timmins, Matagami), la présence d'horizons repères exhalatifs a aidé l'industrie minière de découvrir de nombreux gîtes de sulfures massifs volcanogènes (ex. horizon C-contact à Noranda et la tuffite clé à Matagami). Les argilites, les tufs cherteux et les formations de fer, montrant un enrichissement en europium dans la ceinture volcanique de Belleterre sont possiblement des équivalents de ces horizons repères. Par exemple, l'indice Gainsmor, situé à l'ouest du Lac Souflot, doit être exploré attentivement étant donné que tous les échantillons d'argilites de cette thèse proviennent de ce secteur. Cet indice, jadis exploré pour l'or, présente un chapeau de fer ou un gossan. Les chapeaux de fer sont généralement observés sur les affleurements des gisements des SMV. Enfin, les volcanoclastites tholéiitiques du Groupe de Lac des Bois correspondent aux rhyolites de type FIII de Hart et al. (2004). En Abitibi et dans de nombreuses ceintures de roches volcaniques archéennes, ces rhyolites et dacites dites FIII sont reconnues pour être favorables à la présence de gîtes de type SMV.

Connaissant maintenant les métallotectes structuraux et lithologiques de la région de Belleterre, la magnétométrie est la méthode géophysique la plus pertinente pour l'exploration des veines de quartz-carbonates. Cette méthode ne permet pas de découvrir directement les veines de quartz, elle met plutôt en évidence les structures géologiques (failles, zones de cisaillement et contacts lithologiques) qui les contrôlent. Enfin, la région ayant un potentiel en minéralisations de type SMV, la magnétométrie et la méthode électromagnétique sont les mieux adaptées pour l'exploration de ce type de minéralisation. La lithogéochimie, la pédogéochimie et la radiométrie gamma sont également à considérer dans l'exploration des veines de quartz-carbonates et des SMV.

## 11 RÉFÉRENCES

- Albarède F. & Juteau M. (1984) Unscrambling the lead model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 207–212.
- Andrews A.J., Hugon H., Durocher M., Corfu F. & Lavigne M.J. (1986) The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, northwestern Ontario, Canada. In: Macdonald A.J. (Ed.) *Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold Deposits*. Proceedings Volume, Gold 86, Toronto, pp. 3-22.
- Archibald N., Gow P. & Bochetti F. (1999) Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, 30: 38-44.
- Arevalo R. & McDonough W.F. (2010) Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, 271(1-2): 70-85.
- Auger P.E. (1952) La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue. Ministère des mines, Québec, rapport géologique 55, 61 p.
- Ayer J., Amelin Y., Corfu F., Kamo S., Ketchum J., Kwok K. & Trowell N. (2002) Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: Autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, 115: 63-95.
- Baranov V. (1957) A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22: 359-383.
- Baranov V. & Naudy H. (1964) Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29: 67-79.
- Barnes S.-J., Sawyer E.W., Mainville M. & Bouchaïb C. (1992) Reconnaissance results from the Belleterre-Angliers belt. *Lithoprobe: Abitibi-Grenville Transect Report*, 25: 135-138.
- Barnes S.-J., Couture J.-F., Sawyer E.W. & Bouchaïb C. (1993) Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. *Economic Geology*, 88: 1402-1418.
- Barrett T.J. & MacLean W.H. (1994) Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: Lentz D.R. (Ed.) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11: 433-467.
- Barrett T.J., Fralick P.W., Jarvis J. (1988) Rare-earth-element geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 570-580.
- Barton P.B. & Bethke P.M. (1987) Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72: 451-67.
- Beakhouse G.P. (2007) Structurally controlled, magmatic hydrothermal model for Archean lode gold deposits: a working hypothesis; Ontario Geological Survey. Open File Report 6193, 133p.

- Beauregard A.J. & Gaudreault D. (2006) Rapport technique d'évaluation NI 43-101 de la Propriété Conway-Paquin, Canton Guillet, Abitibi-Témiscaminque, Québec, Canada (31 M/7). Ressources Conway Inc.. Internal report, 41p.
- Bédard J.H. (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1188-1214.
- Bédard L.P. & Ludden J.N. (1997) Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34: 286-298.
- Bédard J.H., Harris L.B. & Thurston P.C. (2013) The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, 229: 20-48.
- Bernard-Griffiths J., Fourcade S., Dupuy C. (1991) Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco)" crustal contamination processes and source characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 103: 190-199.
- Bhattacharyya B.K. (1966) Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31: 97-121.
- Bhattacharyya B.K. & Leu L.K. (1975) Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40: 993-1013.
- Blakely R.J. (1995) Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, New York, 441 p.
- Blakely R.J. & Simpson R.W. (1986) Approximating edges of sources bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51: 1494-1498.
- Böhlke J.K. (1989) Comparison of metasomatic reactions between a common CO<sub>2</sub>-rich vein fluid and diverse wall rocks: Intensive variable, mass transfers, and Au mineralization at Alleghany, California. *Economic Geology*, 89: 291-327.
- Boyle R.W. (1961) The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Geological Survey of Canada, Memoir 310, 193 p.
- Boyle R.W. (1975) Mineralization processes in Archean greenstone and sedimentary belts. Geological Survey of Canada, Paper 75-15, 45 p.
- Boyle R.W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 280.
- Brévart O., Dupré B. & Allègre C.J. (1986) Lead-lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 293-302.
- Cabanis B. & Lecolle M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309: 2023-2029.
- Cameron E.M. & Hattori K. (1987) Archean gold mineralisation and oxidised hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 82: 1177-1191.

- Camiré G.E., LaFlèche M.R. & Ludden J. (1993) Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: Chemical characterization, weathering and modeling of the source areas. *Precambrian Research*, 62(3), 285-305.
- Camiré G.E., Ludden J.N., LaFlèche M.R. & Burg J.-P. (1993) Mafic and ultramafic amphibolites from the northwestern Pontiac Subprovince: Chemical characterization and implications for tectonic setting. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1110-1122.
- Card K.D. (1990) A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48: 99-156.
- Card K.D. & Ciesielski A. (1986) Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, 13: 5-13.
- Carignan J., Gariépy C., Machado N. & Rive M. (1993) Pb isotope geochemistry of granitoids and gneisses from the late Archean Pontiac and Abitibi subprovinces of Canada. *Chemical Geology*, 106: 299-316.
- Chambers L. A. (1982) Sulfur isotope study of a modern intertidal environment, and the interpretation of ancient sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46: 721-728.
- Chaussidon M. (1989) Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 92: 144-156.
- Chaussidon M. & Lorand J.P.(1990) Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (north-eastern Pyrenees, France): an ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2835-2846.
- Claire M.W., Kasting J.F., Domagal-Goldman S.D., Stüeken E.E., Buick R. & Meadows V.S (2014) Modeling the signature of sulfur mass-independent fractionation produced in the Archean atmosphere *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141: 365-380.
- Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H. & Zak I. (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *Chemical Geology*, 28: 199-260.
- Clayton R.N. & Mayeda T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.
- Colvine A.C. (1989) An empirical model for the formation of Archean gold deposits –products of final cratonization of the Superior province, Canada. *Economic Geology Monograph*, 6: 37-53.
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79: 491-504.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B. & Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 4761-4791.
- Cooper G.R.J. & Cowan D.R. (2006) Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32: 1585-1591.

- Cordell L. & Grauch V.J.S. (1985) Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (Ed.) *Utility of Regional Gravity and Magnetic Maps*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 181-197.
- Corfu F. (1993) The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88: 1323-1340.
- Cox D.P. & Singer D.A. (1988) Distribution of gold in porphyry copper deposits. U.S. Geological Survey, Open File Report 88-46, 26 p.
- Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst R.J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 p.
- Craig J. R0., Vokes F. M. & Simpson C. (1991). Rotational fabrics in pyrite from Ducktown, Tennessee. *Economic Geology*, 86: 1737-1746.
- Crowley J.L., Schoene B. & Bowring S.A. (2007) U-Pb dating of zircon in the Bishop Tuff at the millennial scale. *Geology*, 35(12): 1123-1126.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191: 305-327.
- 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*, 115: 261-290.
- 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*, 115: 97-117.
- Debreil J.A (2014) Évolution volcanologique et chimico-stratigraphique du district minier de matagami, Sous-province de l'abitiibi, québec. thèse de doctorat. INRS Centre Eau Terre et Environnement, 253p.
- Defant M.J. & Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- DeWolf C.P. & Mezger K. (1994) Lead isotope analyses of leached feldspars: Constraints on the early crustal history of the Grenville Orogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 5537-5550.
- Dimroth E., Imreh L., Rocheleau M. & Goulet N. (1982) Evolution of the southcentral part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 1729-1758.
- Dimroth E., Imreh L., Goulet N. & 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*, 20: 1355-1373.
- Dodge C.J., Francis A.J., Gillow J.B., Halada G.P., Eng C. & Clayton C.R. (2002) Association of uranium with iron oxides typically formed on corroding steel surfaces. *Environmental Science & Technology*, 36: 3504-3511.

- Doe B.R. & Zartman R.E. 1979 Plumbotectonics, the Phanerozoic. In geochemistry of hydrothermal ore deposits. Second edition (Barnes, H.L.; editor). John Wiley and Sons, 22-70.
- Doyon J. (2004) Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur: une étude géochimique et statistique. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 214 p.
- Dubé B. & Gosselin P. (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. 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. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, pp. 49-73.
- Dubé B., Williamson K., McNicoll V., Malo M., Skulski T., Twomey T. & Sanborn-Barrie M. (2004) Timing of gold mineralization in the Red Lake gold camp, northwestern Ontario, Canada: New constraints from U-Pb geochronology at the Goldcrop high-grade zone, Red Lake mine and at the Madsen mine. *Economic Geology*, 99: 1611-1641.
- Dupré B., Chauvel C. & Arndt N.T. (1984) Pb and Nd isotopic study of two archean komatiitic flows from Alexo, Ontario, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1965- 1972.
- Emmons W.H. (1933) On the mechanism of the deposition of certain metalliferous lode systems associated with granitic batholiths. In: *Ore Deposits of the Western States*. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, New York, pp. 327-349.
- Emmons W.H. (1937) *Gold Deposits of the World*. McGraw-Hill, New York, 562 p.
- Ersoy E. Y., Helvacı C. & Palmer M. R. (2010) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198: 112-128.
- Farquhar J., Cliff J., Zerkle A.L., Kamysny A., Poulton S.W., Claire M., Adams D. & Harms B. (2013) Pathways for Neoproterozoic pyrite formation constrained by mass-independent sulfur isotopes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110: 17638-17643.
- Fayol N., Jébrak M. & Harris L.B. (2016) The magnetic signature of Neoproterozoic alkaline intrusion-related gold deposits: Significance and exploration implications. *Precambrian Research*, 283: 13-23.
- Feng R. & Kerrich R. (1990) Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1061-1081.
- Feng R. & Kerrich R. (1992) Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3437-3441.
- Feng R., Kerrich R. & Maas R (1993) Geochemical, oxygen, and neodymium isotope compositions of metasediments from the Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Canada: Evidence for ancient crust and Archean terrane juxtaposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 641-658.
- Fischer, R., Gerya, T. (2016) Early Earth plume-lid tectonics: A high-resolution 3D numerical modelling approach. *Journal of Geodynamics*, 100: 198-214.

- Fletcher I.R. & Farquhar R.M. (1977) Lead isotopes in the Grenville and adjacent Palaeozoic formations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 (1): 56-66.
- Foley S P., Venturelli G., Green D.H. & Toscani L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24: 81-134.
- Frédéric J.R. (2010) Compilation, projet Belleterre, Quebec (NTS 31 M/7). Les Mines J.A.G. Ltée., rapport inédit, 23 p.
- Frost B.R & Frost C.D (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49: 1955-1969.
- Gebre-Mariam M., Hagemann S.G. & Groves D.I. (1995) A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita*, 30: 408-410.
- Gerstenberger H. & Haase G. (1997) A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotopic ratio determinations. *Chemical Geology*, 136: 309-312.
- Giret A., Bonin B. and Léger J. M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Canadian Mineralogist*, 18, 481-495.
- Goldfarb R.J., Leach D.L., Miller M.L. & Pickthorn W.J. (1986) Geology, metamorphic setting, and genetic constraints of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez Group, south-central Alaska. Geological Association of Canada, Special Paper 32, pp. 87-105. undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Canadian Mineralogist*, 18: 481–495.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R. & Gosselin P. (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist J.W. (Ed.) Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 407-450.
- Gorton M.P. & Schandl E.S. (2000) From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065-1073.
- Graham R.J. (1988) Geological report on the exploration potential for gold of the Belleterre Gold Mine property in Guillet Township, Quebec, owned by Riverton Resources Corp.
- Gregory D.D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.L., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., Sack P.J., Chappaz A., Maslennikov V.V. & Bull S.W. (2015) Trace element content of sedimentary pyrite in black shales. *Economic Geology*, 110: 1389-1410.
- Groves D.I. (1993) The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28:366-374.
- Groves D.I. & Phillips G.N. (1987) The genesis and tectonic control on Archaean gold deposits of the Western Australian Shield – a metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews*, 2: 287-322.
- Groves D.I., Phillips G.N., Ho S.E., Henderson C.A., Clark M.E. & Wood G.M. (1984) Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: Foster R.P. (Ed.) Gold '82 – The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Balkema, Rotterdam, pp. 689-712.



- Groves D.I., Goldfarb R.J., Knox-Robinson C.M., Ojala J., Gardoll S., Yun G. & Holyland P. (2000) Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and its significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17: 1-38.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. & Hart C.J.R. (2003) Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98: 1-29.
- Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A. & Vielreicher R.M. (2005) Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100: 203-224.
- Guo F., Fan W., Wang Y., Zhang M. (2004) Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implication for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos*, 78: 291-305.
- Hagemann S.G. & Cassidy K.F. (2000) Archean orogenic lode gold deposits. In: Hagemann S.G. & Brown P.E. (Eds.) *Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 13: 9-68.
- Halla J. (2013) Recycling of lead at Neoproterozoic continental margins. In: Dilek Y. & Furnes H. (Eds.) *Evolution of Archean Crust and Early Life*. Springer, pp. 195-213.
- Hallé L (1995) Programme d'exploration 1995-Forage veine no2, échantillonnage en vrac. Veine Aubelle no1. Rapport interne, 35p.
- Hamilton W.B. (1998) Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2): 143-179.
- Harker A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Hafner, New York (1965 facsimile of original edition).
- Harris L.B. & Bédard J.H. (2014) Interactions between continent-like "drift", rifting and mantle flow on Venus: Gravity interpretations and Earth analogues. In: Platz T., Massironi M., Byrne P. & Hiesinger H. (Eds.) *Volcanism and Tectonism Across the Inner Solar System*. Geological Society of London, Special Publication 401, pp. 327-356.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19, pp. 67-81.
- Hart C.J.R. (2007) Reduced intrusion-related gold systems, 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: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5: 95-112.
- Hart C.J.R., Baker T. & Burke, M. (2000) New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon: British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Cordilleran Roundup, 145-172.
- Hart T.R., Gibson H.L. & Leshner C.M. (2004) Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99: 1003-1013.
- Hattori, K (1993) Diverse metal sources of Archean gold deposits: evidence from in situ lead-isotope analysis of individual grains of galena and altaite in the Ross and Kirkland Lake

- deposits, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 185-195.
- Hattori K., Krouse H.R. & Campbell F.A. (1983) The start of sulfur oxidation in continental environments: about 2.2 X 10<sup>9</sup> years ago. *Science*, 221: 549-551.
- Helt K.M., Williams-Jones A.E., Clark J.R., Wing B.A. & Wares R.P. (2014) Constraints on the genesis of the Archean oxidized, intrusion-related Canadian Malartic gold deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 109: 713-735.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58: 820-829.
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277-292.
- Hocq M. (1990) Carte lithotectonique des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec, DV89-04.
- Hodgson C.J., Hamilton J.V. & Piroshco D.W. (1990) Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake area, southwestern Abitibi greenstone belt. In: Ho S.E., Robert F. & Groves D.I. (Eds.) *Gold and Base Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment*. Geology Department and University Extension, University of Western Australia, Perth, Publication 24, pp. 101-120.
- Hodkiewicz P.F., Groves D.I., Davidson G.J., Weinberg R.F. & Hagemann S.G. (2009) Influence of structural setting on sulfur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 44: 129-150.
- Hofmann A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- Holden D.J., Archibald N.J., Boschetti F. & Jessell M.W. (2000) Inferring geological structures using wavelet-based multiscale edge analysis and forward models. *Exploration Geophysics*, 31(4): 617-621.
- Holmes A. (1946) An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157: 680-684.
- Hood P.J. (1965) Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, 30: 891-902.
- Hornby P., Boschetti F. & Horowitz F. (1999) Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International*, 137: 175-196.
- Houtermans F.G. (1946) Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33: 185-186.
- Hughes C.J. (1973) Spillites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109: 513-527.
- Hunen J.V. & Moyen J.F. (2012) Archean subduction: fact or Fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 40: 195-219.
- Imreh L. (1973) Relations stratigraphiques entre le Groupe de Pontiac et le sillon métavolcanique de Baby au Témiscamingue, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10: 1350-1353.
- Imreh L. (1978) Canton de Baby. Ministère des Richesses Naturelles, Rapport Géologique 185.

- Ingham W.N. (1944) Lake Expanse Mines Ltd., Report on property. Province of Quebec, Department of Mines, GM 10594.
- Ingham W.N. (1945) Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans les comtés d'Abitibi et de Témiscamingue pendant l'année 1944. Partie ii, 69 p., pp 190-ii.
- Irvine A.J. (1978) A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 743-770.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S. & Horiuchi M. (1976) Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, 26: 105-117.
- Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C. & Essling A.M. (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U. *Physical Review*, C4: 1889-1906.
- Jensen L.S. & Pyke D.R. (1982) Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi Belt. In: Arndt N.T. & Nisbet E.G. (Ed.) *Komatiites*. George Allen & Unwin, London, pp. 147-157.
- Johnston D.T. (2011) Multiple sulfur isotopes and the evolution of Earth's surface sulfur cycle. *Earth-Science Reviews*, 106: 161-183.
- Keays R.R., Ramsay W.R.H. & Groves D.I. (1989) The geology of gold deposits: The perspective in 1988. *Economic Geology Monograph* 6, 667 p.
- Kelly D. & Gagnon Y. (2007) Évaluation des ressources projet Lake Expanse, propriété Guillet, canton Guillet, Vantex Resources Ltd. internal report, 27 p.
- Kerrick R. (1989) Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: Bursnall J.T. (Ed.) *Mineralization and shear zones*. Geological Association of Canada, short course notes, v. 6, pp. 129-197.
- Kerrick R. & Cassidy K.F. (1994) Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation – Archean to present: A review. *Ore Geology Reviews*, 9: 263-310.
- Kerrick R. & Feng R. (1992) Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: Implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews*, 32: 33-60.
- Kerrick R. & Wyman D. (1990) Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18: 882-885.
- Kerridge J. F., Haymon R. M. & Kastner M. (1983) Sulfur isotope systematics at the 21 °N site, East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 66: 91-100.
- Kramers J.D. & Tolstikhin I.N. (1997) Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, 139: 75-110.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R. & Mortensen J.K. (2000) An exploration model for intrusion-related gold systems: *Society of Economic Geologists Newsletter*, 40: 1-15.

- Lang J.R. & Baker T. (2001) Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36: 477-489.
- Large R.R., Gemmell J.B., Paulick H. & Huston D.L. (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96: 957-971.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. & Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Leshner C., Goodwin A., Campbell I. & Gorton M. (1986) Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(2): 222-237.
- Li Y. & Liu J (2006) Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1789-1795.
- Lindgren W. (1907) The relation of ore deposition to physical conditions. *Economic Geology*, 2: 105-127.
- Lindgren W. (1933) *Mineral Deposits*, 4th ed. McGraw-Hill, New York, 930 p.
- Lottermoser B.G. (1989) Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. *Mineralium Deposita*, 24: 92-99.
- Ludwig K.R., *Isoplot 3.00*, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. University of California at Berkeley.
- Lyngsie S.B., Thybo H. & Rasmussen T.M. (2006) Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling. *Tectonophysics*, 413: 147-170.
- Machado N., Rive M., Gariépy C. & Simard A. (1991) U-Pb geochronology of granitoids from the Pontiac subprovince: Preliminary results. GAC-MAC, Toronto, A78.
- MacLean W.H. & Barrett T.J. (1993) Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48: 109-133.
- Mainville M. (1994) Les komatiites et tholéiites à la base du Groupe de Baby, Témiscaming. *Mémoire de Maîtrise*, Université du Québec à Chicoutimi.
- Maniar P. D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin*, 101: 635-643.
- Marshall T.A & Gilligan L.B. (1989) Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits: formation and interpretation. *Economic Geology*, 84: 2311-9.

- Marshall T.A., Morris K., Law G.T.W, Livens F.R., Mosselmans J.F.W., Bots P. & Shaw S. (2014) Incorporation of uranium into hematite during crystallization from ferrihydrite. *Environmental Science & Technology*, 48(7): 3724-3731.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F. & Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1-24.
- Mattinson J.M. (2005) Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220: 47-66.
- McCuaig T.C. & Kerrich R. (1998) P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12: 381-454.
- McCutcheon S.R. (2011) "Durchbewegung" texture: what is it and does it occur in massive sulphide deposits of the Bathurst Mining Camp. *Atlantic geology*, volume 47.
- McDonough W.F. & Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Mercier-Langevin P., Lafrance B., Bécu V., Dubé B., Kjarsgaard I. & Guha J. (2014) The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: Geology and Genesis. *Economic Geology*; 109: 231-269.
- Meschede M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the  $(\text{Nb}^2)/(\text{Zr}/4)$ -Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Mikucki E.J. & Ridley J.R (1993) The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, 28: 469-481.
- Mitra K. C. (2012) *Introduction to Geochemistry: principles and applications*. John Wiley & Sons, 2012, 438 p.
- Morasse S., Wasteneys H.A., Cormier M., Helmstaedt H. & Mason R. (1995) A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena Mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, 90: 1310-1321.
- Mortensen J.K. & Card K.D. (1993) U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1970-1980.
- Moulton, B.J.A., Fowler, A.D., Mercier-Langevin, P., Proulx, N. and Berger, B., 2008, Volcanology of the felsic volcanic rocks of the Kidd-Munro assemblage in Prosser and Munro townships and preliminary correlations with the Kidd Creek deposit, Abitibi greenstone belt, Ontario, Geological Survey of Canada, Current Research 2008-18, 21 p.
- Moyen J.F. & van Hunen J. (2012) Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. *Geology*, 40(5): 451-454.

- Mueller A.G. & Groves D.I. (1991) The classification of Western Australia greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, 6: 291-331.
- Mundil R., Ludwig K.R., Metcalfe I. & Renne P.R. (2004) Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, 305: 1760-1763.
- Munger J. (1997) Rapport des travaux de décapage sur la propriété Guillet, du canton de Guillet. Autanabi Resources Inc. (GM 56321).
- Nabighian M.N. (1972) The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.
- Nabighian M.N. (1974) Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39: 85-92.
- Nabighian M.N., Ander M.E., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Pearson W.C., Peirce J.W., Phillips J.O. & Ruder M.E. (2005a) Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics*, 70: 63ND-89ND.
- Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J.O. & Ruder M.E. (2005b) The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70: 33ND-61ND.
- Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775.
- Nesbitt B.E. (1988) Gold deposit continuum: A genetic model for lode Au mineralization in the continental crust. *Geology*, 16: 1044-1048.
- Nesbitt B.E. & Muehlenbachs K. (1989) Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: Evidence for ore formation from evolved meteoric water. *Economic Geology Monograph*, 6: 553-563.
- Nesbitt B.E., Murowchick J.B. & Muehlenbachs K. (1986) Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology*, 14: 506-509.
- Niggli P. (1929) *Ore Deposits of Magmatic Origin*. Thomas Murby & Co., London.
- Norris R.J. & Henley R.W. (1976) Dewatering of a metamorphic pile. *Geology*, 4: 333-336.
- Ohmoto H (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley J.W, Taylor H.P.J, O'Neil J.R (eds) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. *Reviews in Mineralogy*, 491-559.
- Ohmoto H. (1996) Evidence in pre-2.2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota, *Geology*, 24: 1135-1138.
- Ohmoto H. & Rye R.O (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley and Sons, New York, 509-567.
- Palin J.M., Heath C.J. & Campbell I.H. (2001) Wall rock carbonation and large mesothermal gold deposits: Coincidence or cause? In: 2001 – a hydrothermal odyssey, Townsville, EGRU, James Cook University, Queensland, pp. 160-161.

- Pearce J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Bailes A.H., Christiansen E.H., Galley A.G., Jenner G.A., Keith J.D., Kerrich R., Lentz D.R., Leshner C.M., Lucas S.B., Ludden J.N., Pearce J.A., Peloquin S.A., Stern R.A., Stone W.E., Syme E.C., Swinden H.S. & Wyman D.A. (Eds.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks; Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- Pearce J.A. & Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Pearce, J.A. & Stern, R.J., 2006. The origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *AGU Geophysical Monograph Series* 166: 63–86.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pearce J.A., Ernewein M., Bloomer S.H., Parson L.M., Murton B.J. & Johnson L.E. (1994) Geological Society, London, Special Publications, 81: 53-75.
- Pelletier Y. (1989) Evaluation of potential of Belleterre Property, Guillet Township, Belleterre, Quebec (NTS 31 M/7). Les Mines J.A.G. Ltée, unpublished progress report, 32 p.
- Peter J.M. & Goodfellow W.D. (1996) Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 252-283.
- Pettijohn F.J., Potter P.E & Siever R. (1972) Sand and Sandstones. New York, Springer- Verlag.
- Phillips G.N. (1986) Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Economic Geology*, 81: 779-808.
- Phillips G.N. (1993) Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*, 57: 365-374.
- Phillips J.D. (2000) Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. *SEG Technical Program, Expanded Abstracts with Biographies*, 1: 402-405.
- Phillips G.N. & Powell R. (2010) Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6): 689-718.
- Piercey S.J. (2011) The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5): 449-471.
- Pilet S., Baker M.B. & Stolper E.M. (2008) Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320: 916–919.
- Pilkington M. (2007) Locating geologic contacts with magnitude transforms of magnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 63: 80-89.
- Pilkington M. & Keating P. (2009) The utility of potential field enhancements for remote predictive mapping. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 35: S1-S11.

- Planavskya N., Bekker A., Rouxelb O.J, Kamber B., Hofmannf A., Knudsen A., Lyonsa T.W. (2010) Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (2010): 6387–6405.
- Poulsen K.H., Robert F. & Dubé B. (2000) Geological Classification of Canadian Gold Deposits. Geological Survey of Canada; Bulletin 540; 106p.
- Powell R., Will T.M. & Phillips G.N. (1991) Metamorphism in Archaean greenstone belts: Calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 141-150.
- Pronost J. (2012) Propriété Belleterre, cartographie et description d’affleurements. Aurtois Exploration Inc..(internal report), 50p.
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. & Somerton I.W. (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80-91.
- Richard P., Shimizu N. & Allègre J. (1976)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 269-278.
- Richer-LaFlèche M. (2013) Levé audiomagnétotellurique à source naturelle (NSAMT) de la propriété Belleterre, Témiscamingue. Rapport pour Mines JAG Itée. INRS Centre Eau Terre et Environnement, 74p.
- Richer-LaFlèche M. (2014) Étude gravimétrique de la propriété Belleterre et de ces environs, Belleterre (Témiscamingue, Qc) Rapport pour Mines JAG Itée. INRS Centre Eau Terre et Environnement, 61p.
- Richer-LaFlèche M., Dupuy C. & Dostal J. (1991) Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Res*, 52: 71-96.
- Richer-LaFlèche M., Dupuy C. & Bougault H. (1992) Geochemistry and petrogenesis of Archaean mafic volcanic rocks from the southern Abitibi belt, Quebec. *Precambrian Research*, 57: 207-241.
- Ridley J.R. & Diamond L.W. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Reviews in Economic Geology*, 13: 141-162.
- Rive M., Pintson H. & Ludden J.N. (1990) Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. In: Rive M., Verpaelst P., Gagnon Y., Lulin J.-M., Riverin G. & Simard A. (Eds.) *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, Special Volume 43, pp. 65-76.
- Robert F. (1989) Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d’Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2661-2675.
- Robert F. (1990) Structural settings and controls of gold-quartz veins of the Val d’Or area, southeastern Abitibi Province. University of Western Australia, Special Publication 24, pp. 167-209.
- Robert F. (1996) Filons de quartz-carbonates aurifères. Dans: Eckstrand O.R., Sinclair W.D. & Thorpe R.I. (Éds.) *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada* n° 8.



- Robert F. (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36: 503-516.
- Robert F. & Brown A.C. (1986) Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; part I, geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81: 578-592.
- Robert F. & Poulsen K.H. (2001) Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. In: Richards J.P. & Tosdal R.M. (Eds.) *Structural Controls on Ore Genesis*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 14: 111-155.
- Robert F., Poulsen K.H. & Dubé B. (1994) Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes. Geological Survey of Canada, Open File 2850, 140 p.
- Roberts R.G. (1987) Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*, 14: 1-19.
- Rock N.M.S. (1987) The nature and origin of lamprophyres: An overview. In: Fitton J.G. & Upton B.G.J. (Eds.) *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special Publication 30, pp. 191-226.
- Rock N.M.S. (1991) *Lamprophyres*. Blackie and Sons Ltd., Glasgow, 285 p.
- Rock N.M.S. & Groves D.I. (1988) Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16: 538-541.
- Roest W.R., Verhoef J. & Pilkington M. (1992) Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57: 116-125.
- Rollinson H (1993) *Using Geochemical Data: Evaluating, Presentation Interpretation*, Longman, London, 352p.
- Roser B.P. & Korsch R. J. (1988) Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119 -139.
- Ross P.S. & Bédard J.H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46: 823-839.
- Ross S.H. (1945) Lake Expanse Gold Mines Ltd., Guillet Township. Province of Quebec, Department of Mines, GM 10592-A.
- Rye R.O. (1993) SEG Distinguished Lecture: The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The stable isotope perspective. *Economic Geology*, 88: 733-753.
- Sakai H., Des Marais D.J., Ueda A. & Moore J.G. (1984) Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur in ocean-floor basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2433-2442.
- Sawyer E.W. & Barnes S.-J. (1994) Thrusting, magmatic intraplating, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 68: 183-200.
- Shervais J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101-118.

- Shelton K.L., So C.S. & Chang J.S (1988) Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea; geochemical studies of the Jungwon gold area. *Economic Geology*, 83 (6): 12-21.
- Shirey S.B. & Hanson G.N. (1986) Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite–greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2631–2651.
- Smith A.D. & Ludden J.N. (1989) Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 93: 14-22.
- Spector A. & Grant F.S. (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Stavrev P.Y. (1997) Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 45: 207-246.
- Stavrev P.Y & Reid A. (2007) Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. *Geophysics*, 72: 1-12.
- Stevenson R. K.; O’Neil J., Machado N. (2004) Isotope (Nd and Sr) and Geochronology studies of Quebec Kimberlites and Lamprophyres. *Soumis à l’administration de DIVEX*, 10p.
- Strauss H. (1986) Carbon and sulfur isotopes in Precambrian sediments from the Canadian Shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2653-2662.
- Sun S.S. & McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, pp. 313-345.
- Taner M.F. (2007) Results of the 2007 Drilling Campaign for the Aubelle Property, Guillet Township, Belleterre, Quebec (NTS 31 M/7). Les Mines J.A.G. Ltée, internal report, 39 p. (GM 63900).
- Taner M.F. (2008) Results of the 2008 Drilling Campaign for the Aubelle Property, Guillet Township, Belleterre, Quebec (NTS 31 M/7). Les Mines J.A.G. Ltée, internal report, 57 p. (GM 64525).
- Taner M.F. (2009) Results of the 2009 Drilling Campaign for the Aubelle Property, Guillet Township, Belleterre, Quebec (NTS 31 M/7). Les Mines J.A.G. Ltée, internal report, 57 p. (GM 65139).
- Terraquest Ltd (2004) Operations report tri-sensor high sensitivity magnetic airborne survey Témiscamingue project Belleterre Québec. Sigeom (MERN), 16p.
- Théberge D. (2010) NI 43-101 technical report pertaining to the: new extrême est property. Rapport inédit, 51p.
- Théberge D. (2012) NI 43-101 technical report pertaining to the: new extrême est property, Rapport inédit, 74p.

- Thompson D.T. (1982) EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31-37.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R. & Mortensen J.K. (1999) Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Thurston P.C., Ayer J.A., Goutier J. & Hamilton M.A. (2008) Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, 103: 1097-1134.
- Tilton G.R. (1983) Evolution of depleted mantle: the lead perspective. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47: 1191-1197.
- Tourigny G. (1993) Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre Témiscamingue. Phase 1: Quart nord-ouest du canton de Guillet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB98-20, 57 p.
- Tourigny G. & Schwerdtner W.M. (1991) Metre scale band structures and associated veins in Archean metavolcanics: Aubelle gold mine, Central Canada. *Journal of Structural Geology*, 13: 913-918.
- Tourigny G., Schwerdtner W.M., Thiebert F., Trudel P. & Hubert C. (1993) Géologie descriptive des indices aurifères de la région de Belleterre, cantons de Blondeau, Guillet, et Halle, Témiscamingue. MERN, MB91-18, 132 p.
- Turneaure F.S. (1955) Metallogenic provinces and epochs. *Economic Geology 50th Anniversary Volume*, pp. 38-98.
- Weis D., Kieffer B., Maerschalk C., Barling J., De Jong J., Williams G., Hanano D., Pretorius W., Mattielli N., Scoates J.S., Goolaerts A., Friedman R. & Mahoney J.B. (2006) High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7, Q08006.
- Wijns C., Perez C. & Kowalczyk P. (2005) Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, 70: 39-43.
- Vokes F. M. (1969) A review of the metamorphism of sulphide deposits. *Earth Science Reviews*, 5: 99-143.
- Williams N.C. & Davidson G.J. (2004) Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, Western Tasmania, Australia. *Economic Geology*, 99: 987-1002.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Witt W.K. (1991) Regional metamorphic controls on alteration associated with gold mineralization in the Eastern Goldfields province, Western Australia: Implications for the timing and origin of Archean lode-gold deposits. *Geology*, 19(10): 982-985.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.

- Wyman D.A. & Kerrich R. (1988) Archean lamprophyres, gold deposits and transcrustal structures: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, 83: 454–461.
- Wyman D.A & Kerrich R (1989) Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: Distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4):4667-4696.
- Wyman D.A. & Kerrich R. (1990) Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: Distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4667-4696.
- Wyman D.A. & Kerrich R. (1993) Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi subprovince, Canada: petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*. 34: 1067–1109.
- Wyman D.A., Ayer J.A, Conceição R.V. & Sage R.V. (2006) Mantle processes in an Archean orogen: Evidence from 2.67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths. *Lithos* 89: 300–328.
- Yergeau D (2015) Géologie du gisement synvolcanique aurifère atypique westwood, abitibi, québec. Thèse de doctorat. INRS Centre Eau Terre et Environnement, 619p.
- Yuan H.L., Yin C., Liu X., Chen K.Y., Bao Z.A., Zong C.L., Dai M.N., Lai S.C., Wang R. & Jiang S.Y. (2015) High precision in-situ Pb isotopic analysis of sulfide minerals by femtosecond laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Science China Earth Sciences*, 58: 1713.
- Zartman R.E. & Doe B.R. (1981). Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zartman R.E. & Haines S.M. (1988) The Plumbotectonic Model for Pb Isotopic Systematics among Major Terrestrial Reservoirs - a Case for Bi-Directional Transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(6): 1327-1339.
- Zhang C., Mushayandebvu M.F., Reid A.B., Fairhead J.D. & Odegard M.E. (2000) Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65: 512-520.