

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DU PLUTON DE TRÉCESSON,
SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

GEORGE YORDANOV

Janvier 2017

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce projet de recherche résulte d'une collaboration entre la compagnie Knick Exploration et l'Université du Québec à Montréal. Ces organismes ont contribué financièrement à la réalisation de ce projet. Je remercie sincèrement mon directeur de maîtrise, le professeur Alain Tremblay, ainsi que les membres de mon comité, professeur Stephane De Souza et Pierre Lacoste. Des remerciements sont également adressés à l'équipe Knick Exploration, en particulier à Jacques Brunelle et Gordon Henriksen; à Dr. Jean David pour la réalisation de la datation U-Pb ; à Dr. Miroslav Alexandrov Yordanov, à Dr. Oleg Vitov et à Madjid Boubakur. Enfin, je désire exprimer mes plus profonds remerciements à toute ma famille.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	I
TABLE DES MATIÈRES	II
LISTE DE FIGURES.....	V
LISTE DES TABLEAUX.....	IX
RÉSUMÉ	X
CHAPITRE I.....	1
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique et méthodologie	2
1.2 Localisation du site d'étude	3
1.3 Travaux antérieurs	6
CHAPITRE II	7
CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	7
2.1 Contexte régional.....	7
2.2 Géologie de la région d'Amos	13
2.2.1 Roches volcaniques	13
2.2.2 Roches intrusives et dykes.....	14
2.2.3 Métamorphisme et déformation pour la région d'Amos	17

CHAPITRE III	18
LE PLUTON DE TRÉCESSON ET SES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES.....	18
3.1 Composition et caractéristiques pétrographiques	18
3.1.1 Roches intrusives	18
3.1.2 Roches volcaniques	22
3.1.3 Déformation et métamorphisme	25
3.2 Caractéristiques géochimiques	27
3.2.1 Analyses géochimiques des roches volcaniques.....	28
3.2.2 Analyses géochimiques des roches intrusives	31
3.3 Déformation régionale.....	34
3.4 Géochronologie U-Pb sur zircons.....	42
3.5 Minéralisations du pluton de Trécesson	48
 CHAPITRE IV	 51
INDICES AURIFÈRES COSSETTE NORD ET SUD	51
4.1 Minéralisations des veines Cossette Nord et Sud	51
4.1.1 Indice Cossette Sud.....	52
4.1.2 Indice Cossette Nord.....	53
4.2 Observations microscopiques	58
4.3 Modèle d'élévation de terrain	61
 CHAPITRE V	 65

DISCUSSION	65
5.1 État des connaissances sur l'âge des minéralisations aurifères en Abitibi ..	65
5.2 Gisements d'or orogénique et facteurs de contrôle	67
5.3 Minéralisations aurifères filoniennes du secteur de Val d'Or	70
5.4 Nature et origine des filons aurifères du pluton de Trécesson.....	70
CONCLUSION	79
 ANNEXE	 82
ANNEXE A	82
Résultats de datations U/Pb sur zircons.....	82
ANNEXE B.....	83
Résultats des analyses géochimiques.....	83
ANNEXE C.....	86
Cartes de localisation des forages au diamant, des échantillons, des lames minces, des analyses géochimiques et leurs coordonnées	86
RÉFÉRENCES.....	89

LISTE DE FIGURES

Figure 1.1: Carte de localisation du site d'étude.....	4
Figure 1.2: Carte géologique simplifiée montrant la localisation des principales minéralisations dans le secteur du pluton de Trécesson ainsi que les limites de la propriété Trécesson. Tirée de Henriksen (2014).....	5
Figure 2.1: Carte géologique simplifiée de l'Abitibi, modifiée de Géologie du Québec (1994). La ligne SW-NE représente la coupe géologique de la figure 2.2.	11
Figure 2.2: Coupe géologique simplifiée avec localisation de la zone d'étude, modifiée de Géologie du Québec (1994).	12
Figure 2.3: Localisation de la région d'étude et distribution des lithologies et des différentes unités stratigraphiques, modifiée de Labbé (1995).....	16
Figure 3.1: Microphotographies des roches intrusives: A - (lame TR12-GY-01) texture perthitique des plagioclases en flanc de mèche, altéré au cœur et bordure moins altérée; B - (lame TR12-GY-19) plagioclase zoné à bordure d'albite; C – (TR12-GY-16) amphiboles et plagioclase présentant une texture myrmékitique ; D – (lame TR12-GY-06) minéraux secondaires de calcite et d'épidote.	20
Figure 3.2: Microphotographies des roches intrusives: A – (lame TR12-GY-01), épidote avec plagioclase; B – (lame TR-GY-06), plagioclase séricitisé ; C – (lame TR12-GY-08), biotite chloritisée; D – (lame TR12-GY-19) épidote dans amphibole.....	21
Figure 3.3: Microphotographies des roches volcaniques: A – (lame TR12-GY-10), minéraux d'amphiboles avec de la chlorite verte; B – (lame TR12-GY-22), altération carbonatée et biotite; C – (lame TR12-GY-22), minéraux de chlorite et de biotite; D – (lame TR12-GY-10), minéraux secondaires d'épidote et de chlorite.....	23
Figure 3.4: Microphotographies des roches volcaniques: A – (lame TR12-GY-10), couronne d'altération autour d'un plagioclase; B – (lame TR12-GY-22), calcite; C – (lame TR12-GY-12) épidote; D – (lame TR12-GY-12), épidote, chlorite. .	24

Figure 3.5: Microphotographies des textures de déformation ; A – (lame TR12-GY-11) sigmoïde de déformation; B – (lame TR12-GY-11) séricite parallèle à la schistosité; C – (lame TR12-GY-03) bande de cataclastite; D – (lame TR12-GY-03) plagioclase déformé.	26
Figure 3.6: Diagramme SiO ₂ vs Na ₂ O+K ₂ O pour les roches volcaniques, illustrant une composition basaltique à basalte andésitique (LeBas et al., 1986).	29
Figure 3.7: Diagramme Zr/Y pour les roches volcaniques. Affinité transitionnelle des andésites du Groupe Lac Arthur, modifié de (Jébrak et Doucet, 2002). Les carrés rouges représentent nos données.	30
Figure 3.8: Diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites selon Nakamura (1974) pour les roches volcaniques basaltiques à basalte andésitique.	31
Figure 3.9: Diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites selon Nakamura (1974) pour les roches intrusives en noir et les roches volcaniques en vert.	32
Figure 3.10: Diagramme discriminant (Yb + Ta) vs Rb de Pearce et al. (1984), classifications des granites.	33
Figure 3.11: Diagramme Zr/Y pour les roches volcaniques du Groupe de Lac Arthur et les roches plutoniques de l'intrusion de Trécesson. Les carrés rouges et les ronds violets représentent nos données. Modifié de (Jébrak et Doucet., 2002)..	34
Figure 3.12: Carte géologique détaillée de la zone d'étude.	35
Figure 3.13: Coupe géologique A-B interprétative de la zone d'étude.....	36
Figure 3.14: Gradient vertical du champ magnétique total résiduel, haute résolution, tirée du site de SIGEOM 2016 (carte interactive).....	38
Figure 3.15: Carte régionale des failles majeures, tirée du SIGEOM 2016 (carte interactive).....	39
Figure 3.16: Diagramme de Rose pour les différents éléments structuraux. A : foliation pour l'ensemble de la région ; B : orientation des veines de quartz pour l'ensemble des décapages Cossette ; C : joint-diaclases pour le pluton de Trécesson ; D : veines de quartz observés dans le pluton de Trécesson.	41
Figure 3.17: Schistosité régionale, pôles de la schistosité régionale.	42

Figure 3.18: Localisation de l'échantillon ayant fait l'objet d'une datation U-Pb dans le secteur d'Amos. Modifié de Labbé (1995).	45
Figure 3.19: Image des zircons utilisée pour la datation. A : petits zircons avec une taille inférieure à 130 nanomètres; B : gros zircons avec un cœur hérité.	46
Figure 3.20: Âges U-Pb des plutons dans la ZVN, en rouge on a situé le pluton de Trécesson avec son âge de mise en place de 2711 +/- 1.2 Ma., modifiée de Chown et al. (1992).	47
Figure 3.21: Synthèse des événements tectoniques pour la ZVN, modifiée de Chown et al. (1992).	48
Figure 3.22: Localisation des minéralisations principales du pluton de Trécesson et ses bordures, modifiée d'une présentation de Knick Exploration 2015.	50
Figure 4.1: Minéralisation Cossette Sud. A : contact entre la monzonite et la zone chloritisée porteuse des veines de quartz minéralisées; B : zone bréchique minéralisée riche en chlorite et feldspath; C : veines de quartz stériles dans la roche encaissante monzonitique; D : contact net entre la zone bréchique minéralisée et l'encaissant monzonitique.....	53
Figure 4.2: Photos de terrain du décapage Cosette Nord, le cadre en bois est 1m x 1m et le côté droit est parallèle à la direction du nord, l'angle droit bas indique le nord. A: veinules de quartz en tresse; B: déformation ductile/fragile d'une veine de quartz; C: zone bréchique; D: réseaux de veinules centimétriques de quartz.	55
Figure 4.3: Affleurement de Cossette Nord ; A : vue générale du décapage, l'échelle est 15cm x 7 cm et la flèche indique le nord, sur la figure D la pointe du marteau indique le nord ; B : zone bréchique minéralisée avec un réseau de veines de quartz anastomosé ; C : veines stériles de quartz-hématite (en rouge) marquant une déformation cassante tardive ; D : veine stérile de quartz et veine d'hématit	56
Figure 4.4: Schéma du décapage de la zone Cossette Nord avec compilation de l'orientation des veines de quartz représentées par la projection stéréographique.	57

Figure 4.5: Microphotographie de pyrite aurifère dans l'échantillon de terrain 05-TCVS-A. A: pyrite aurifère, traversée par une veinule de séricite, lumière réfléchie; B: grain d'or libre, dans une pyrite fracturée, lumière réfléchie ; C: ensemble des grains d'or (en blanc) libre et en inclusion dans la pyrite fracturée, MEB ; D: grain d'or en inclusion dans la pyrite, MEB.	59
Figure 4.6: Exemple de l'or et de la galène observés au microscope électronique à balayage (échantillon 05-TCVS-A). Les cercles rouges montrent l'or et les cercles vert la galène, le minéral encaissant est de la pyrite.	60
Figure 4.7: Analyses de grains d'or et pourcentages d'Au et d'Ag associés.	61
Figure 4.8: Illustration des linéaments visibles sur une photo stéréoscopique de la région d'étude et diagramme de Rose (34 linéaments) montrant leur orientation préférentielle NE-SW et NW-SE à l'échelle du pluton de Trécesson. On se situe au centre du pluton proche de l'indice Cossette.	63
Figure 4.9: Exemple d'une nouvelle cible d'exploration par forage dans l'hexagone orange.	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Résultats de la datation U-Pb sur zircons.....	44
Tableau 2: Compilation des meilleurs résultats de la campagne de forage de 2011 effectuée par Knick Exploration (NI 43-101, Théberge, 2012).	51
Tableau 3: Compilation d'âges de minéralisation pour le secteur de Val-d'Or, d'après Powell et al. (1995) et (Desrochers et Hubert 1996).....	73
Tableau 4: Comparaison entre le pluton de Trécesson et le pluton de Bourlamaque.	78

RÉSUMÉ

Le pluton de Trécesson est situé dans le sud de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi, dans le secteur de la ville d'Amos. Il fait partie de la Zone Volcanique Nord (ZVN). Le pluton est constitué de roches intrusives felsiques encaissées dans des unités volcaniques andésitiques qui font partie du Groupe de Lac Arthur. La région est connue pour de nombreuses minéralisations aurifères filoniennes, des sulfures massifs volcanogènes et des minéralisations nickélifères dans des unités ultramafiques.

La zone de minéralisation aurifère Cossette, objet de cette étude, se situe au centre du pluton de Trécesson. Elle se présente sous forme de veines de quartz blanc laiteux, d'épaisseur métrique à centimétrique avec une orientation NNW-SSE et NNE-SSW. Cette minéralisation s'est mise en place dans un contexte tectonique en compression avec une orientation N-S et la déformation est ductile-cassante.

La géologie locale montre une alternance d'unités volcaniques de composition andésitique et basaltique, dans lesquelles sont encaissées plusieurs intrusions. Les intrusions sont divisées en deux types, synvolcaniques et syntectoniques. Le pluton de Trécesson appartient au groupe des intrusions synvolcaniques.

Une étude minéralogique, géochimique et structurale avec datation U-Pb sur zircons a été effectuée. Ainsi, la minéralisation du pluton de Trécesson a été comparée à celle du pluton de Bourlamaque situé dans la Zone Volcanique Sud (ZVS), à l'est de la ville de Val d'Or. La datation U-Pb sur zircon a livré un âge de mise en place du pluton de Trécesson à $2711 \pm 1,2$ Ma, ce qui confirme l'interprétation de Labbé (1995) selon laquelle il s'agit d'une intrusion synvolcanique.

L'étude en lames minces montre que l'altération est représentée par un assemblage de séricitite-albite, d'une silicification et d'une chloritisation des minéraux mafiques alors que les carbonates forment une altération mineure. Les analyses au microscope électronique à balayage soulignent la présence de l'or en inclusion dans la pyrite et de l'or dans les microfractures dans la pyrite, ce qui est le résultat d'une remobilisation tardive de l'or. Les analyses géochimiques effectuées au cours de cette étude ont confirmé l'affinité transitionnelle des unités volcaniques ainsi qu'une signature géochimique du pluton semblable aux roches volcaniques encaissantes. L'étude structurale a mis en évidence le contrôle structural de la minéralisation; la minéralisation se présentant sous forme de veine de quartz de remplissage formées pendant une déformation compressive N-S correspondant à la phase de déformation régionale. L'âge de mise en place du pluton de Trécesson à $2711 \pm 1,2$ Ma, nous

permet d'avancer deux hypothèses possibles concerne l'âge de la minéralisation filonienne.

La première : la minéralisation pourrait être pénécontemporaine de la déformation régionale et la mise en place des intrusions syn-orogéniques de la ZVN, telles que, par exemple, le pluton d'Amos. Cette hypothèse signifierait que les filons aurifères du Trécesson correspondent temporellement aux minéralisations aurifères «précoces» décrites par (Robert 1994) qui sont datées à 2692 Ma et exposées, par exemple, dans la mine Norlartic (Couture et al., 1994).

La deuxième : les minéralisations aurifères du pluton de Trécesson sont pénécontemporaines des minéralisations d'or filonien «jeunes» du secteur de Val d'Or, qui sont, quant à elles, datées à < 2650 Ma (Lemarchand 2012) et que l'on retrouve principalement sur les bordures et au sein du batholite du Bourlamaque. Ces filons aurifères sont des veines de quartz-tourmaline-carbonates qui sont généralement associées à des zones de déformation cisailante (Lemarchand 2012), ce qui n'est cependant pas le cas pour les filons aurifères recoupant le pluton de Trécesson.

MOTS CLEFS : *Abitibi, minéralisation aurifère, Zone Volcanique Nord, pluton de Trécesson, Archéen, Groupe de Lac Arthur.*

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Le pluton de Trécesson est situé dans la région d'Amos en Abitibi, et fait partie de la Province géologique du Supérieur. Cette dernière constitue le cœur du Bouclier canadien et s'étend du Manitoba jusqu'au Québec ; elle est essentiellement formée de roches archéennes. Le métamorphisme général est du faciès des schistes verts à l'exception des secteurs avoisinants les corps intrusifs où il peut atteindre le faciès amphibolite. Le pluton de Trécesson fait partie de la Zone Volcanique Nord (ZVN) et est situé dans la partie sud-est de la sous-province de l'Abitibi, entre les failles Macamic au nord et de Lac Chicobi au sud. L'intrusion est encaissée par les roches volcaniques du Groupe de Lac Arthur, et se serait mise en place durant le deuxième cycle volcanique de la ZVN, soit entre 2730 Ma et 2710 Ma (Chown et al., 1992). Les indices aurifères de Cossette-Nord et Cossette-Sud se situent au centre du pluton de Trécesson. Ils sont représentés par des veines de quartz formées pendant une déformation ductile-cassante.

Depuis 2010, la propriété de Trécesson est sous le contrôle de la compagnie Knick Exploration Inc. qui a partiellement financé ce projet de maîtrise.

À l'exception des travaux de cartographie détaillée effectués par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec dans les années 1993 et 1994, il n'existe pas de travaux de synthèse géologique dans le canton de Trécesson et aucune étude avancée n'a été faite sur les minéralisations de Cossette Nord et Sud. Ce mémoire vise à combler cette lacune de connaissance. L'objectif de cette étude est donc d'apporter une nouvelle compréhension structurale et métallogénique des filons aurifères Cossette Nord et Sud ainsi qu'une comparaison avec les minéralisations aurifères du

pluton de Bourlamaque dans la région de Val d'Or. L'intérêt de cette étude est de savoir si la minéralisation observée dans les deux plutons pourrait être mise en place par le même système durant une période de temps semblable. Ce type d'approche permet d'apporter des éléments de réponse, en ce qui concerne le potentiel économique du système minéralisateur du pluton de Trécesson et peut être pour la suite des travaux d'exploration par Knick.

1.1 Problématique et méthodologie

Les minéralisations d'or orogénique sont retrouvés dans des lithologies très variées tant en âge qu'en composition (Goldfarb et al., 2001). Malgré un contrôle d'ordre structural très important et l'évidence du rôle prédominant des failles majeures, la distribution des dépôts d'or orogénique est en fait très irrégulière. L'activité des zones de déformation en tant que conduits pour les fluides minéralisateurs est hétérogène dans le temps et dans l'espace (Rabeau 2010). L'objectif de cette étude de maîtrise est d'abord de situer et décrire les endroits où la minéralisation s'est concentrée au sein du pluton de Trécesson tout en le situant dans l'évolution structurale de la Zone Volcanique Nord (ZVN). Ensuite établir s'il existe une similitude entre les minéralisations du pluton de Trécesson et du pluton de Bourlamaque.

Durant l'été 2012, vingt-sept échantillons de surface ont été prélevés dans l'encaissant et dans le pluton de Trécesson, dont treize pour étude en lames minces, treize pour analyses géochimiques et un pour une datation U-Pb sur zircons. La cartographie détaillée du décapage Cossette Nord à l'échelle de 1/1000 a été effectuée durant l'été 2013. Une compilation de données géologiques à partir de la base de données du Ministère des Ressources Naturelles du Québec a aussi été utilisée. Les observations pétrographiques des lames minces ont été utilisées pour décrire la composition pétrographique du pluton de Trécesson et des roches encaissantes ainsi que celle de la minéralisation sur les indices Cosette Sud et Cosette Nord. Des

analyses au microscope électronique à balayage ont été effectuées pour décrire la minéralisation aurifère. Une dizaine d'échantillons ont été analysés pour des analyses en éléments majeurs et en traces afin d'étudier les caractéristiques géochimiques du pluton et des roches encaissantes. La datation U-Pb sur zircon d'un échantillon de roches intrusive a été réalisée pour déterminer l'âge de mise en place du pluton de Trécesson.

1.2 Localisation du site d'étude

Le pluton de Trécesson est situé à quinze kilomètres à l'ouest de la ville d'Amos (Fig.1.1) dans la région administrative de l'Abitibi-Témiscamingue. Le site est facilement accessible par la route 111 en direction de la ville de La Sarre. La topographie régionale constitue une zone relativement plane, avec un dénivelé de 30 m. L'élévation moyenne est de 305 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le secteur d'étude est couvert de terres agricoles sur la majeure partie du pluton et aussi par un mélange de zones boisées et de marécages.

Le pluton de Trécesson est l'hôte de nombreux filons de quartz minéralisés en or, argent, tungstène, cuivre, plomb et zinc (Labbé 1995). Deux types de minéralisations peuvent être observés (Théberge, 2013). Le premier est constitué par des veines de quartz laiteux associé à des zones de déformation ductile-cassante ; ce sont les minéralisations aurifères et/ou métalliques portant les noms Cossette, Spirit Lake et Chib-Kayrand (Fig. 1.2). Le deuxième type de minéralisation est représenté par des sulfures massifs volcaniques au sein des roches volcaniques encaissant le pluton de Trécesson. Notre étude est concentrée sur les indices Cossette Nord et Sud qui ont fait l'objet de décapages et sont situés dans la partie centrale du pluton (Fig. 1.2).

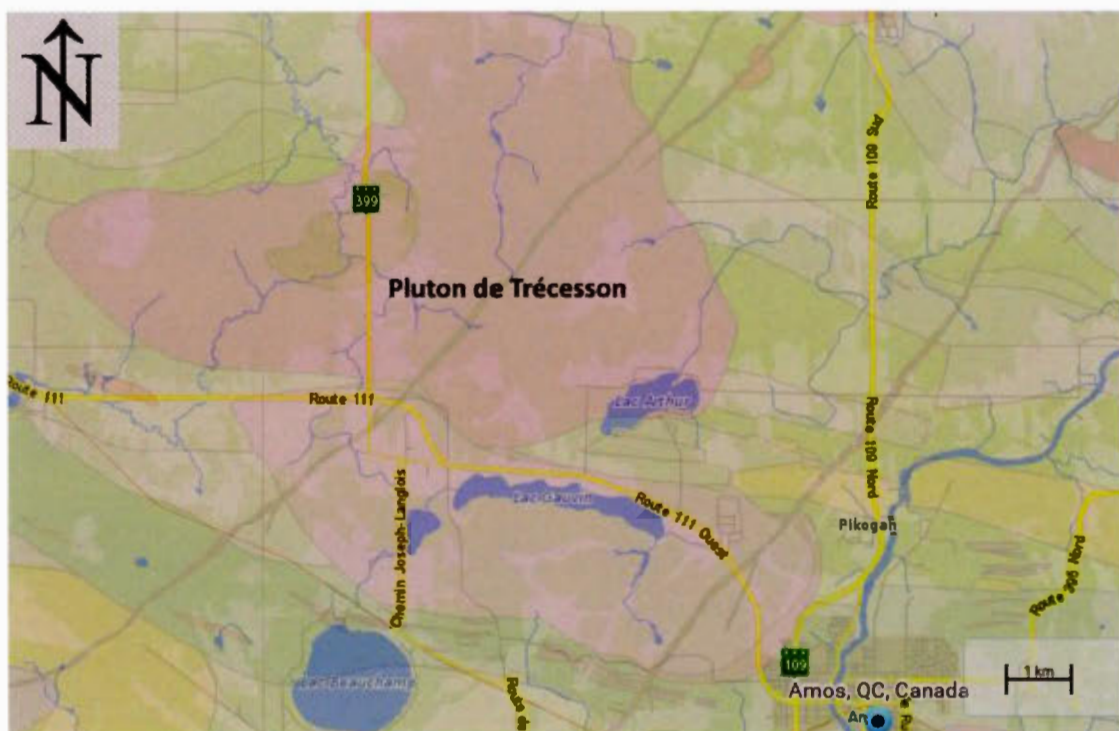


Figure 1.1: Carte de localisation du site d'étude.

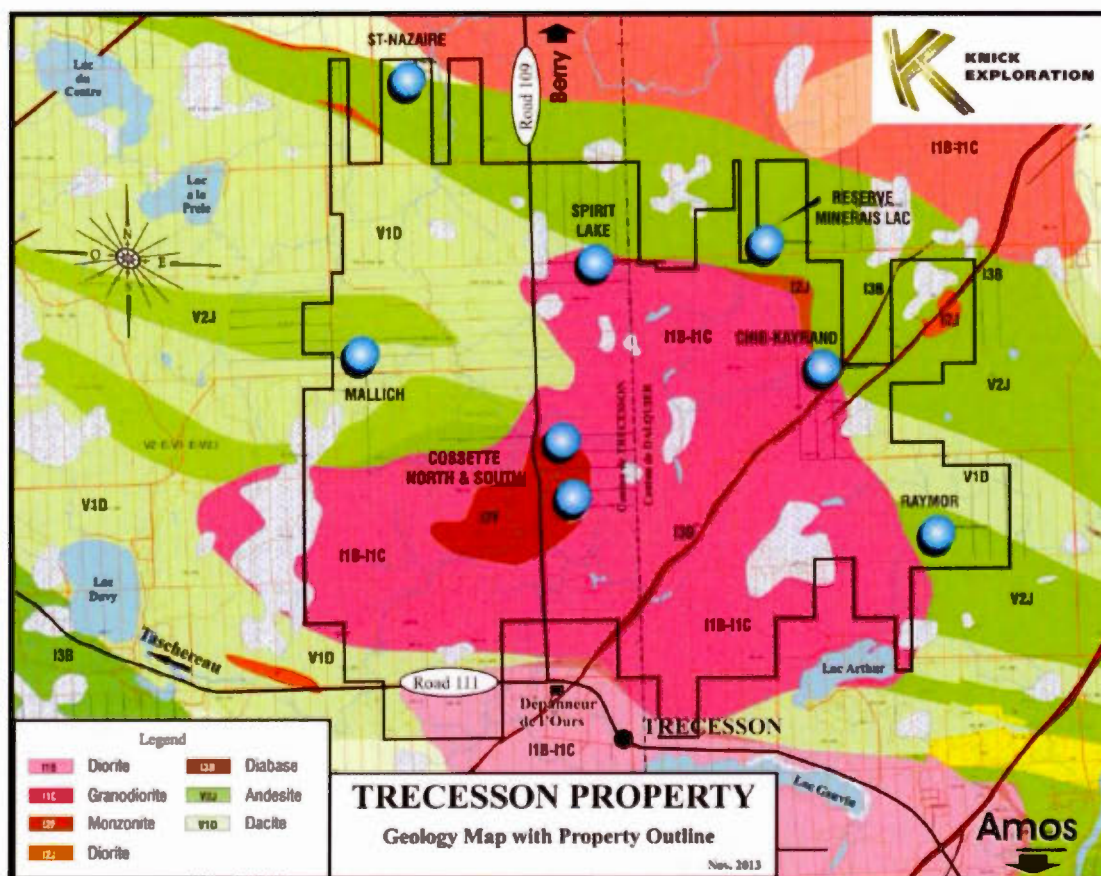


Figure 1.2: Carte géologique simplifiée montrant la localisation des principales minéralisations dans le secteur du pluton de Trécession ainsi que les limites de la propriété Trécession. Tirée de Henriksen (2014).

1.3 Travaux antérieurs

Depuis 2010, la propriété Trécession est sous le contrôle de la compagnie Knick Exploration Inc. Knick a pris possession de presque la totalité des concessions minières du pluton et ses zones de contact pour constituer la propriété Trécession couvrant une superficie d'approximativement 60 km². Les premières campagnes d'exploration connus datent cependant des années 1920. Ces travaux incluent des forages, des tranchées, de la cartographie géologique et de la prospection géophysique. Pas moins de 8 compagnies différentes ont exploré le pluton et ses bordures. Les meilleurs résultats obtenus sont ceux provenant de l'échantillonnage de tranchées effectuées sur la veine Cossette, dans les années 1930, avec des valeurs de 5.7 g/t Au sur 61 m pour une épaisseur moyenne de 1.43 m dans sa partie nord et de 8.9 g/t sur 36.6 m pour une épaisseur moyenne de 0.83 m dans sa partie sud (Théberge, 2013). Le Ministère des Ressources Naturelles du Québec a effectué un levé magnétique en 1971. En 1972, Vogel a effectué une cartographie de surface pour le compte de Ministère des Ressources Naturelles du Québec. Une carte géologique en couleur a été produite en 1979 (Théberge, 2013). Labbé (1995) a édité un recueil de 4 articles sur la géologie de la région d'Amos. En 2010, Knick Exploration Inc. a effectué 121 forages au diamant, totalisant 3475 mètres. La profondeur moyenne de ces forages a été de 30 mètres. Des centaines d'échantillons de surface ont été récoltés et analysés et plusieurs tranchées historiques ont été localisés et des échantillons ont été récoltés par Knick entre 2010 et 2013 (Théberge, 2013).

CHAPITRE II

CONTEXTE GEOLOGIQUE

2.1 Contexte régional

La Province du Supérieur, constitue le cœur du Bouclier Canadien en Amérique du Nord. Elle est considérée comme le résultat de l'assemblage de différents fragments continentaux mésoarchéens et de plaques océaniques néoarchéennes au cours d'une évolution tectonique complexe entre 2.75 et 2.68 Ga. Elle contient principalement des roches intrusives, des bassins sédimentaires métamorphisés et des ceintures de roches vertes (Simard et al., 2008). Le métamorphisme varie de schiste vert à granulite. Cet ensemble a été divisé en sous-provinces (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990) ou en terranes et domaines (Percival, 2007) selon des bases lithologiques, structurales, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques (Simard et al., 2008). La majorité des roches sont néoarchéennes (2,8 à 2,5 Ga) et mésoarchéennes (3,6 à 2,8 Ga), bien que l'on reconnaisse quelques rares unités plus anciennes qui témoignent de la présence d'une croûte paléoarchéenne (David et al., 2004). Le grain structural du Supérieur est orienté E-O dans sa partie sud, et NO-SE dans sa partie nord-est. Une foliation subverticale caractérise principalement les ceintures de roches vertes du Supérieur. Plusieurs gisements d'or orogénique sont associés aux principales zones de failles et de cisaillements, y compris celles correspondant aux limites des blocs tectoniques. La Sous-province de l'Abitibi, constituant l'extrémité sud/sud-est du craton, compte parmi les plus importants districts miniers de la Province du Supérieur (Fig. 2.1).

La Sous-province de l'Abitibi est d'une grande importance économique et constitue la région produisant la grande majorité de l'or provenant des ceintures de roches

vertes du Bouclier Canadien. Deux grands types de gisements d'or génétiquement distincts sont reconnus : les gisements aurifères associés à des sulfures volcanogènes, et les gisements filoniens associés à des corridors de déformation et des zones de cisaillement crustal (Lemarchand, 2012).

Le socle rocheux de la Sous-province de l'Abitibi est composé de séquences de roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques d'âge Archéen (Chown et al. 2002), (Fig.2.1). L'orientation prédominante de la ceinture est est-ouest, elle est traversée par deux zones de failles régionales : la zone de faille Destor-Porcupine au nord qui passe par Timmins, et la zone de la faille Cadillac-Larder Lake au sud qui passe par Val d'Or. De nombreuses familles de plutons synvolcaniques à tardi-tectoniques et de dykes archéens recoupent les séquences volcaniques (Pilote et al., 1998).

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA) est interprétée comme étant un collage de deux arcs océaniques. Le volcanisme est donc le premier événement majeur. Il a pris place entre 2750Ma et 2697Ma (Ayer et al., 2002). L'épanchement volcanique a débuté au nord et a migré vers le sud (Daigneault et al., 2004). La CRVA s'est progressivement édifiée au cours de trois périodes volcaniques distinctes, datées à 2730-2725, 2718-2714 et 2705-2700 Ma. Elle est divisée en une Zone Volcanique Nord et une Zone Volcanique Sud (Ludden et al., 1986). La partie la plus ancienne constitue la Zone Volcanique Nord (ZVN), elle est datée entre 2730 et 2705 Ma (Daigneault et al., 2002). La partie la plus jeune constitue la Zone Volcanique Sud (ZVS), elle est datée entre 2714 Ma et 2696 Ma (Daigneault et al., 2002). La jonction entre ces deux vestiges du plancher océanique Archéen est marquée par la zone de cisaillement de Destor-Porcupine (Figure 2.1).

L'âge de la déformation entre la ZVN et ZVS est entre 2700 et 2675 Ma (Mueller et al., 1996). La ZVN est interprétée comme un segment d'arc constitué d'une plaine basaltique subaquatique parsemée d'édifices volcaniques mafiques à felsiques

(Chown et al., 1992; Chown et al., 2002). La ZVS est séparée de la Sous-province du Pontiac par la zone de faille Cadillac-Larder Lake. Elle est divisée en deux segments, le segment du Blake River à l'ouest et celui de Malartic à l'est (Lemarchand 2012).

Le grain structural résultant de la déformation régionale est orienté est-ouest. Le métamorphisme varie du faciès prehnite-pumpellyite au faciès de l'amphibolite, ce dernier étant localisé autour d'intrusions (Pilote et al., 1998). La fabrique structurale régionale est une schistosité sub-verticale. La déformation régionale montre une alternance de zones fortement déformées, localement cisillées et des zones peu ou pas déformées. L'histoire structurale abitibienne dure quelques dizaines de millions d'années sous un régime de compression oblique qui a affecté les zones volcaniques Nord et Sud lors de l'orogénèse Kénoréenne (Daigneault et al., 2002). La déformation polyphasée qui affecte l'assemblage de roches supracrustales de la CRVA est attribuée à une séquence d'évènements de déformation (D1, D2) incluant du plissement et de la fracturation, accompagnée par du plutonisme et du métamorphisme polyphasé (Stocwkell, 1982, Dimroth et al., 1983, Card, 1990). Les déformations présentes dans les terrains de l'Abitibi sont complexes. De grands systèmes de failles sont orientées Est-Ouest comme les failles de premier ordre de Cadillac-Larder Lake et de Destor-Porcupine-Manneville. Des failles de deuxième et troisième ordre se dispersent à partir des failles de premier ordre pour former des réseaux de type Riedel. Les failles Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine, longues de 200 et 300 km, respectivement, sont des structures régionales majeures, d'échelle crustale, généralement interprétées comme héritées des phases d'accrétion de l'orogénèse kénoréenne. Selon Powell et al. (1995), l'activité tectonique archéenne le long de ces structures se serait poursuivie pendant 250 Ma. À l'échelle de la ZVS, la zone tectonique de Destor-Porcupine-Manneville est inclinée fortement vers le nord et devient probablement listrique en profondeur (Jackson et al. 1990). Selon Mueller et al. (1996), la faille de Destor-Porcupine est caractérisée par deux évènements tectoniques : une phase précoce en chevauchement qui représente une combinaison

d'incréments compressifs et transpressifs entre 2697 et 2690 Ma et une phase en décrochement entre 2689 et 2680 Ma. Dans la région de Destor et de Duparquet, la faille de Destor-Porcupine, large de 15 à 200 mètres, est marquée par une zone schisteuse à chlorite, talc, séricite, carbonates et lentilles de serpentinite. La déformation ductile, qui est aussi associée à des veines de quartz-carbonates, est reprise par une intense bréchification.

Notre zone d'étude appartient à la ZVN. Elle est interprétée comme un segment d'arc constitué d'une plaine basaltique subaquatique parsemée d'édifices volcaniques mafiques à felsiques, dont les roches sont datées entre 2730 et 2700 Ma (Chown et al., 1992). Cette zone est séparée de la Zone Volcanique Sud (ZVS) par la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville (Fig. 2.1).

La ZVN est subdivisée en deux sous-unités : Le Segment Volcanique Monocyclique (SVM) qui représente la première phase volcanique (2730-2725 Ma) et le Segment Volcanique Polycyclique (SVP) qui représente le deuxième cycle volcanique (2722-2711 Ma) (Chown et al., 1992). La déformation régionale est représentée par une séquence de six événements (D1-D6) avec une compression majeure à l'origine d'un raccourcissement horizontal nord-sud qui a duré approximativement 25 Ma. Les plutons de la ZVN sont divisés en plutons syn-volcaniques reliés à la mise en place du deuxième cycle volcanique (2722 - 2714 Ma) et des plutons syn-tectoniques associés à la déformation régionale (2703 - 2690 Ma) (Paterson et al., 1989). Le pluton de Trécession fait partie des intrusions synvolcaniques (Labbé, 1995). Les plutons syn-volcaniques se mettent en place dans des structures antiformes et ils sont polyphasés. Dans le cas de Trécession, la phase précoce est formée par une phase granite-granodioritique et une phase tardive avec une composition monzonitique. Les intrusions synvolcaniques présentent souvent des blocs et des xénolithes de la roche encaissante volcanique. La composition polyphasée, la distribution asymétrique des phases, la présence des dykes traversant les unités volcaniques encaissantes et ayant

des âges similaires au socle volcanique, laissent supposer que ces intrusions syn-volcaniques ont été mises en place à de faibles profondeurs de 5-6 km (Chown et al., 1992).

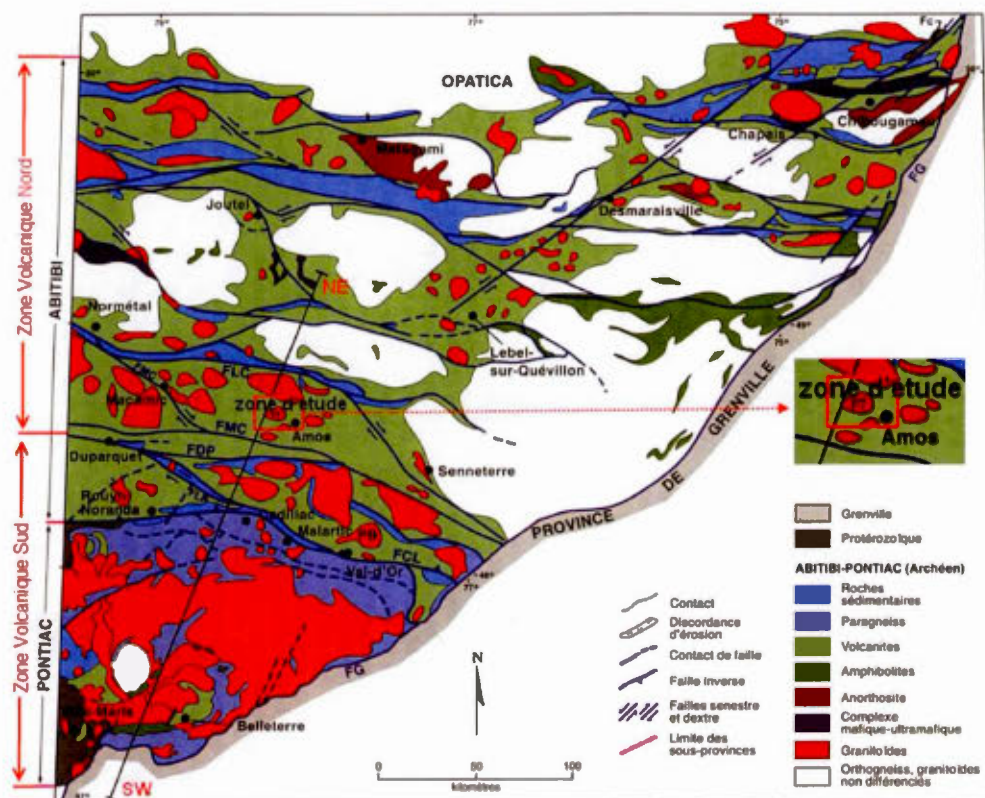


Figure 2.1: Carte géologique simplifiée de l'Abitibi, modifiée de Géologie du Québec (1994). La ligne SW-NE représente la coupe géologique de la figure 2.2.

Abréviations: **PB**: pluton de Bourlamaque; **PT**: pluton de Trécession; Failles: **FCL**: faille de Cadillac-Larder Lake; **FDP**: faille de Dcstor-Porcupinc; **FG**: front de Grenville; **FLC**: faille du lac Chicobi; **FMC**: faille de Macamic.

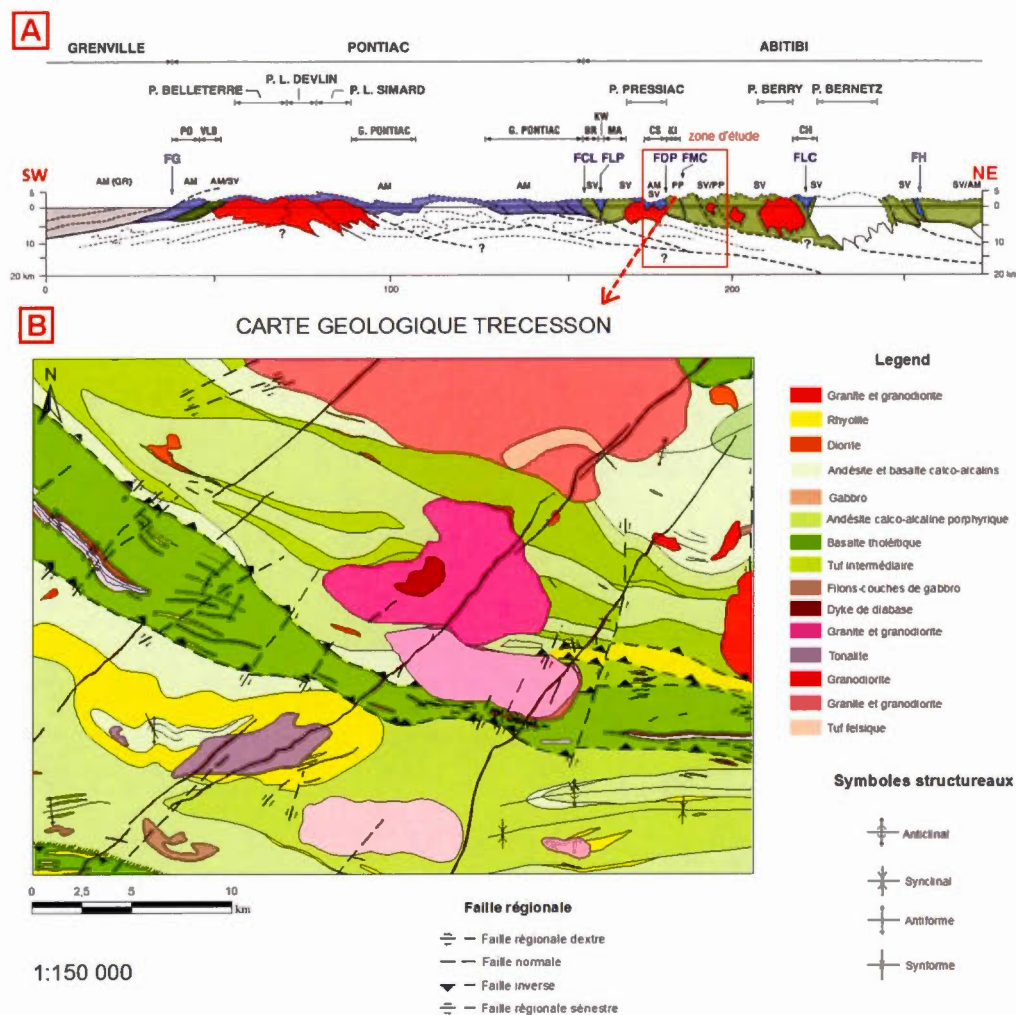


Figure 2.2: A) Coupe géologique simplifiée avec localisation de la zone d'étude, modifiée de Géologie du Québec (1994). B) Carte géologique du pluton de Trécesson.

Abréviations: **AM**: faciès des amphibolites; **GR**: faciès des granulites; **PP**: faciès pumpellyite-prehnite; **SV**: faciès des schistes verts; **FCL**: faille de Cadillac-Larder Lake; **FCB**: faille de CasaBerardi; **FDP**: faille de Destor-Porcupine; **FG**: front de Grenville; **FLC**: faille du lac Chicobi; **FMC**: faille de Macamic

2.2 Géologie de la région d'Amos

Le socle rocheux de la région d'Amos est constitué par des roches volcaniques et plutoniques (Fig. 2.1). La région a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts qui passe au faciès des amphibolites par endroit. Conséquemment, les assemblages volcaniques et plutoniques ont été largement remplacés par des paragenèses métamorphiques (Vogel 1979). Malgré les plissements et le métamorphisme qui les accompagnent, les textures volcaniques originelles ont été conservées en grande partie (Vogel 1979).

2.2.1 Roches volcaniques

Les roches volcaniques sont toutes d'âge Keewatin ; d'après Weber et Latulippe (1964), elles appartiennent au Groupe de Kinojévis. Les roches volcaniques sont représentées par six unités (Fig. 2.3) qui sont, du sud au nord: le Groupe de Landrienne, le Groupe de Figuery, le Groupe d'Amos, le Groupe de Lac Arthur, le Groupe de La Morandière, le Groupe de Béarn (Labbé 1999), (Fig. 2.3). Les plutons sont divisés en intrusions synvolcaniques et syntectoniques (Labbé 1999). Quatre des six unités volcaniques, dont les groupes de La Morandière, d'Amos, de Béarn et de Landrienne (Fig. 2.3) présentent plusieurs similitudes, ces quatre unités étant principalement constituées de basalte coussiné. Le Groupe d'Amos est le plus important en superficie et est caractérisé par de nombreux filon-couches de gabbro et de péridotite. Le Groupe de la Morandière est caractérisé par des basaltes et par un filon-couche de péridotite intersecté en forage (Labbé 1999). Le Groupe de Béarn est constitué de basaltes porphyriques à phénocristaux de plagioclase qui sont absents des autres unités basaltiques de la région. Le Groupe de Landrienne est constitué par un basalte coussiné peu déformé. Les deux autres unités, soit les groupes de Figuery et de de Lac Arthur, se distinguent des quatre derniers par leurs composition andésitique. Le Groupe de Figuery est formée d'une andésite aphanitique

généralement coussinée, contenant localement quelques horizons d'andésite basaltique (Labbé 1999). Le Groupe de Lac Arthur est constitué par des andésites porphyriques à phénocristaux de plagioclase. Les andésites sont généralement coussinées avec la présence locale de mégacoussins (2-3 mètres). On peut diviser le Groupe de Lac Arthur en deux parties; la partie supérieure est composée de dacite et rhyolite alors que la partie inférieure est composée de dacite porphyrique à phénocristaux de plagioclase. De plus, des niveaux lenticulaires felsiques moins importants sont observés à l'intérieur du Groupe de Lac Arthur (Labbé 1999).

2.2.2 Roches intrusives et dykes

Les plutons de Trécesson, de Duvernay et de Claverny, sont considérées comme des intrusions syn-volcaniques et constituées de granodiorite et de tonalite (Labbé 1999).

Ces plutons sont alignés selon un axe E-W et recoupent le Groupe de Lac Arthur.

Le pluton de Trécesson est constitué d'une masse centrale monzonitique, pauvre en quartz, et d'une bordure plus riche en quartz (Vogel, 1979). On n'observe pas d'auréole métamorphique. La signature géochimique du pluton de Trécesson est similaire à celle des plutons de Duvernay et de Claverny. Le pluton de Trécesson est formé par des roches granitiques à granodioritiques, leucocrates, roses à grain fins. Le pluton comporte de faibles quantités de chlorite et de biotite. On n'observe pas d'alignement de fluage des minéraux constituants. On observe des roches monzonitiques pauvres en quartz dans la partie centrale du pluton. Selon la classification de Streckeisen (1967), les roches du pluton de Trécesson sont des granites, des granodiorites et des monzonites. Leurs compositions semblent toutefois se situer près de la limite entre ces trois classes (Vogel 1979).

Selon la nomenclature des plutons abitibiens proposée par Chown et al. (1992), qui divise les plutons en trois groupes: pré-, syn- et post-tectonique, et selon les données géochronologiques de Labbé (1995), le pluton de Trécesson est une intrusion synvolcanique. Les intrusions synvolcaniques sont polyphasées. La composition des

intrusions synvocatiques est marquée par une phase précoce dioritique à tonalitique et une phase tardive leucotonalitique. Ces intrusions montrent un âge similaire aux roches volcaniques auxquelles elles sont associées, sont autour de 2718 Ma (Mortensen 1993) et 2721 Ma (Davis et al., 1995).

Les plutons d'Amos, de Berry et de Villemontel présentent une auréole métamorphique et sont considérés comme syntectoniques. Ils sont constitués essentiellement de granodiorite et de granite avec un faciès dioritique de bordure. Dans le pluton d'Amos, des enclaves de volcanites déformées faisant partie du Groupe de Lac Arthur sont observées. Ces trois plutons sont alignés selon un axe NNE-SSW et recourent les lithologies des groupes de Figuery, d'Amos, de Lac Arthur et de Béarn (Labbé 1999). Les plutons syntectoniques dans la ZVN se sont mis en place autour de 2703 - 2690 Ma (Chown et al., 1992).

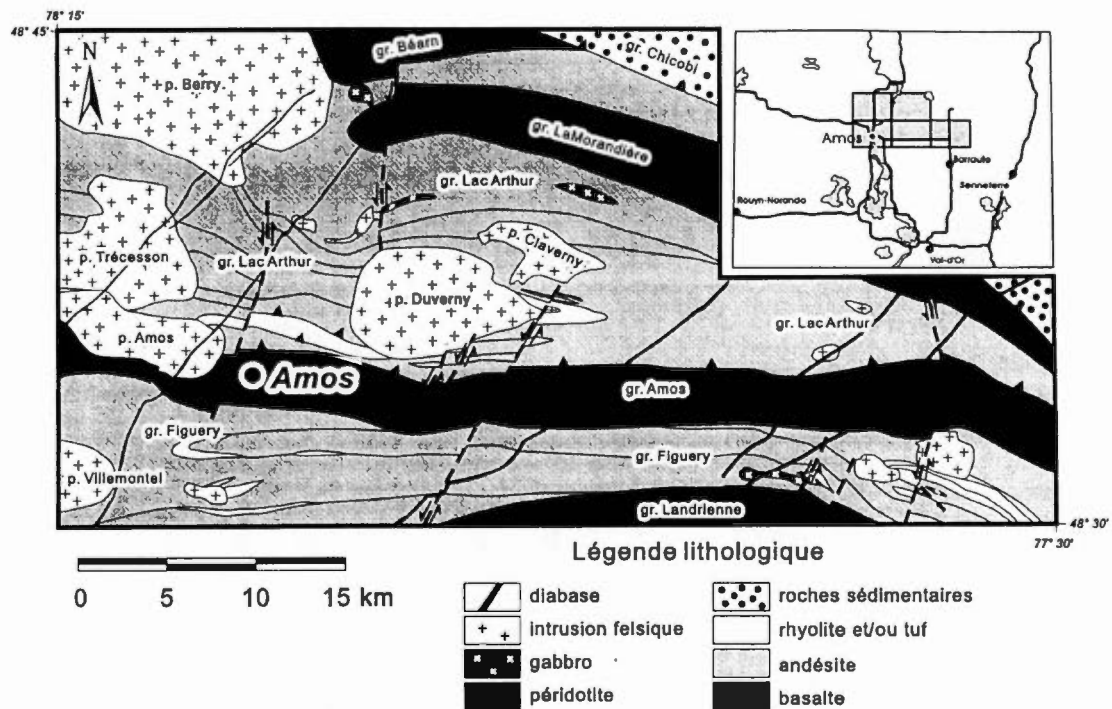


Figure 2.3: Localisation de la région d'étude et distribution des lithologies et des différentes unités stratigraphiques, modifiée de Labbé (1995).

Plusieurs dykes sont observés dans notre zone d'étude, mais le plus important est un dyke de diabase qui traverse complètement le pluton de Trécesson. Ce dyke de diabase a une orientation NE-SW (N45) et une épaisseur variant entre 45 et 120 m. Le dyke contient localement des xénolithes du pluton de Trécesson et représente la phase intrusive la plus jeune. La bordure de trempe est d'environ 5 cm aux endroits où elle est visible. Localement, on y observe une texture ophitique des cristaux de plagioclases automorphes non jointifs, à grains fins qui devient sub-ophitique à grains moyens vers le centre.

2.2.3 Métamorphisme et déformation

Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts et passe localement au faciès des amphibolites. Selon Labbé (1995), il y a quatre plis régionaux, interprétés à partir des inversions de polarité, déterminées à l'aide de coussins dans les andésites et les basaltes (Fig. 2.1 et Fig. 2.2). La schistosité régionale est plus intense dans la zone de charnière des plis. La plupart des contacts entre les unités stratigraphiques sont interprétés comme des failles. À l'intérieur du Groupe de Lac Arthur, quelques cisaillements orientés NW-SE sont observés. Ils sont représentés par des couloirs schisteux discontinus avec une épaisseur inférieure à 5 mètres (Labbé, 1995). La schistosité est subverticale et les linéations d'étirement sont, en général, sub-horizontales. Localement, dans le pluton de Trécesson, des fabriques de type C-S sont observées témoignant d'un mouvement cisailant dextre. Plusieurs failles, de nature fragile et avec une orientation NNE-SSW à rejet senestre, sont observées ; les plus importantes sont la faille Amos-nord, la faille Landrienne, la faille Obalski et la faille Laflamme. Le nombre de failles de ce type est probablement plus important en réalité mais les failles sont difficilement identifiables sur le terrain (Labbé et Machabo 1995).

Les structures majeures sont représentées par la schistosité E-W à l'est du pluton de Trécesson, qui devient d'orientation NE-SW à l'ouest. Cette schistosité est fortement inclinée vers le nord et contient une linéation d'étirement à composante pendage, bien développée dans les roches andésitiques du Groupe de Figuery. Les autres unités stratigraphiques de la région sont peu déformées et la schistosité est très discrète et même parfois absente.

CHAPITRE III

LE PLUTON DE TRÉCESSON ET SES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

Dans ce chapitre, nous allons utiliser les connaissances géologiques de la région d'Amos et les coupler avec les informations pétrographiques, géochimiques, structurales et la datation U/Pb acquises durant cette maîtrise.

3.1 Composition et caractéristiques pétrographiques

Une étude pétrographique sur treize lames minces a été effectuée pour décrire les roches intrusives constituant le pluton de Trécession et les roches volcaniques encaissantes. Toutes les lames présentent une altération moyenne à avancée.

3.1.1 Roches intrusives

Les roches intrusives du pluton de Trécession, sont composées de feldspaths potassiques, de plagioclases et de quartz (Fig. 3.1). Comme minéraux secondaires, on observe le zircon, l'apatite, les minéraux opaques, la muscovite, l'épidote, l'allanite et la calcite. La texture des roches est phanéritique et les plagioclases se présentent en cristaux idiomorphes à hypidiomorphes, localement altérées en séricite (Fig. 3.2 B).

On observe des couronnes d'exsolutions myrmékitiques ainsi que des textures perthitiques en flanc de mèche (Fig. 3.1 A) autour des plagioclases. Les plagioclases sont localement fracturés et déformés (Fig. 3.5 D). Le pourcentage en plagioclase

varie entre 30 % et 35 % et il existe du plagioclase zoné à bordure d'albite (5% An), (Fig. 3.2 A).

La résorption partielle et la substitution par la myrmékite sont parfois présentes. Le quartz, légèrement déformé, est idiomorphe par rapport à la microcline. Le feldspath alcalin est hypidiomorphe et forme de grands cristaux qui enserrent les cristaux de quartz et de plagioclase. La biotite a été partiellement remplacée par la chlorite. D'après la classification de Streckeisen (1967), les roches composant le pluton sont des granites, des granodiorites et des monzonites.

Les minéraux ferromagnésiens dans les unités magmatiques sont représentés par de l'amphibole verte actinolitique, qui est localement altéré en amphibole brune (Fig.3.1 C). L'actinote se présente sous forme d'aiguilles microcristallines et sa distribution est erratique.

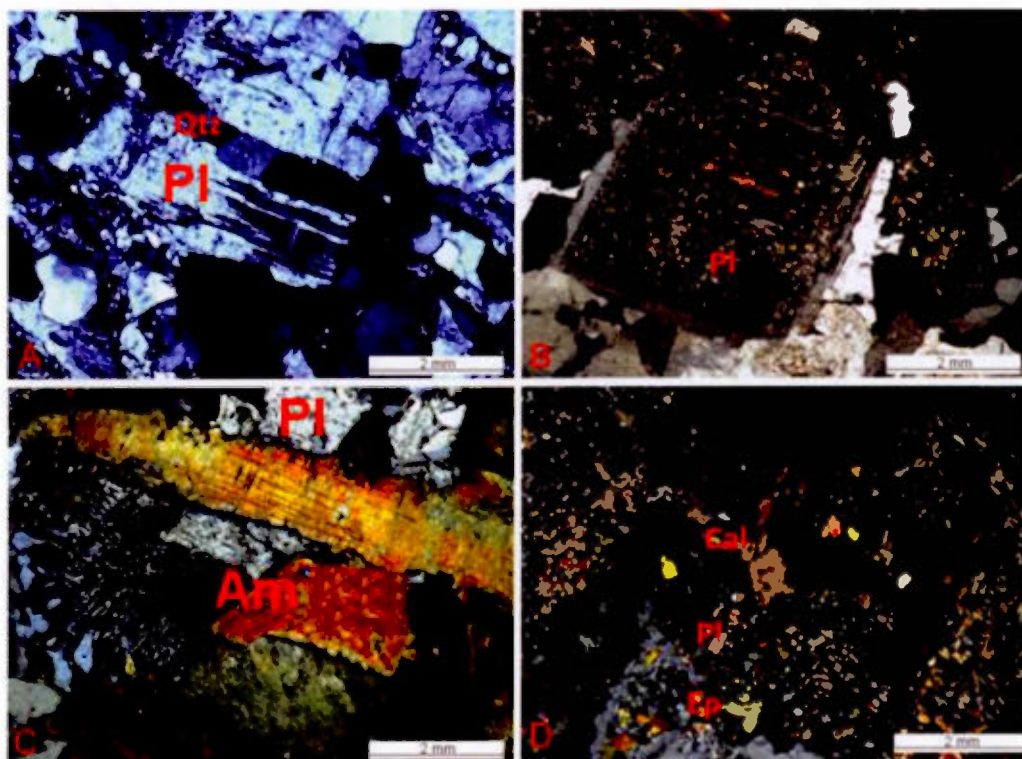


Figure 3.1: Microphotographies des roches intrusives: A - (lame TR12-GY-01) texture perthitique des plagioclases en flanc de mèche, altéré au cœur et bordure moins altérée; B - (lame TR12-GY-19) plagioclase zoné à bordure d'albite; C - (TR12-GY-16) amphiboles et plagioclase présentant une texture myrmékitique ; D - (lame TR12-GY-06) minéraux secondaire de calcite et d'épidote.

Abréviations: **Am.** – amphibole; **Chl.** – chlorite; **Cal.** – calcite; **Ep.** – épidote; **Qtz.** – quartz; **Pl.** – plagioclase.

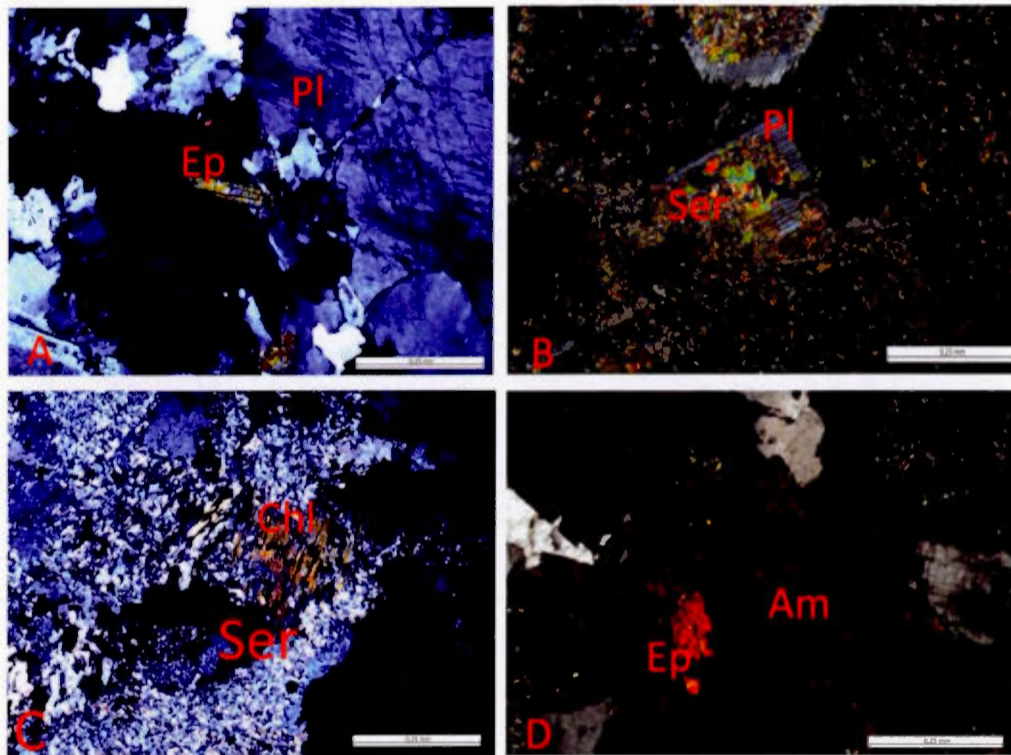


Figure 3.2: Microphotographies des roches intrusives: A – (lame TR12-GY-01), épidote avec plagioclase; B – (lame TR-GY-06), plagioclase séricitisé ; C – (lame TR12-GY-08), biotite chloritisée; D – (lame TR12-GY-19) épidote dans amphibole.

Abréviations: **Am.** – amphibole; **Chl.** – chlorite; **Ep.** – épidote; **Pl.** – plagioclase. **Ser.** – séricite.

3.1.2 Roches volcaniques

Dans les roches volcaniques, les principaux minéraux observés sont le plagioclase, l'amphibole, le pyroxène et la muscovite. Les altérations dominantes sont représentées par la chlorite, l'épidote et la calcite (Fig. 3.3 A, B, D) et (Fig. 3.4). La chlorite est en forme d'amas ou altère complètement la matrice dans les roches volcaniques, souvent elle est en association avec l'épidote. Comme minéraux accessoires on observe le sphène, l'apatite et les sulfures.

Sur certaines lames, les plagioclases ont été complètement altérés et remplacés par un mélange de saussurite, d'épidote, de séricite, d'albite et de chlorite (Fig. 3.3 A, B, C et D). On observe des amphiboles actinolitiques, accompagnés d'épidote et de chlorite et bordés de biotite par endroits apparaissant comme des produits de substitution des phénocristaux mafiques. La matrice microcristalline est formée d'agrégats d'albite (8% An) et de quartz soudés entre eux, de flocons d'épidote cendrée, d'aiguilles d'amphiboles, de chlorite disséminée et de calcite par endroits (Fig. 3.3 B, D).

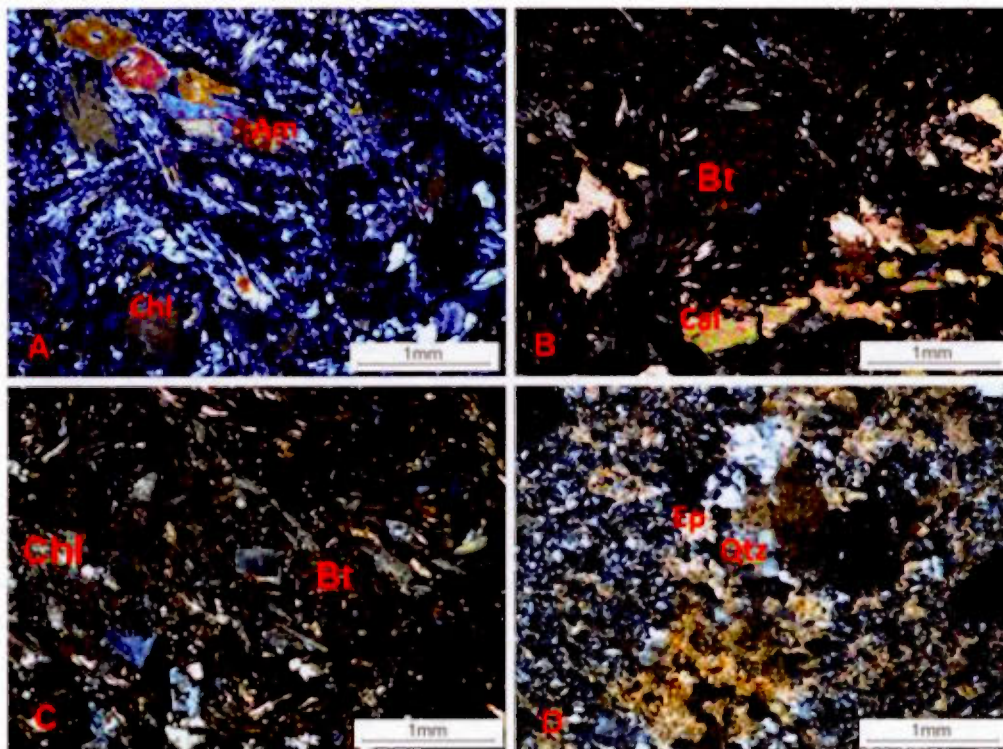


Figure 3.3: Microphotographies des roches volcaniques: A – (lame TR12-GY-10), minéraux d’amphiboles avec de la chlorite verte; B – (lame TR12-GY-22), altération carbonatée et biotite; C – (lame TR12-GY-22), minéraux de chlorite et de biotite; D – (lame TR12-GY-10), minéraux secondaires d’épidote et de chlorite.

Abréviations: **Am.** – amphibole; **Bt.** – biotite ; **Chl.** – chlorite; **Cal.** – calcite; **Ep.** – épidote; **Qtz.** – quartz; **Pl.** – plagioclase.

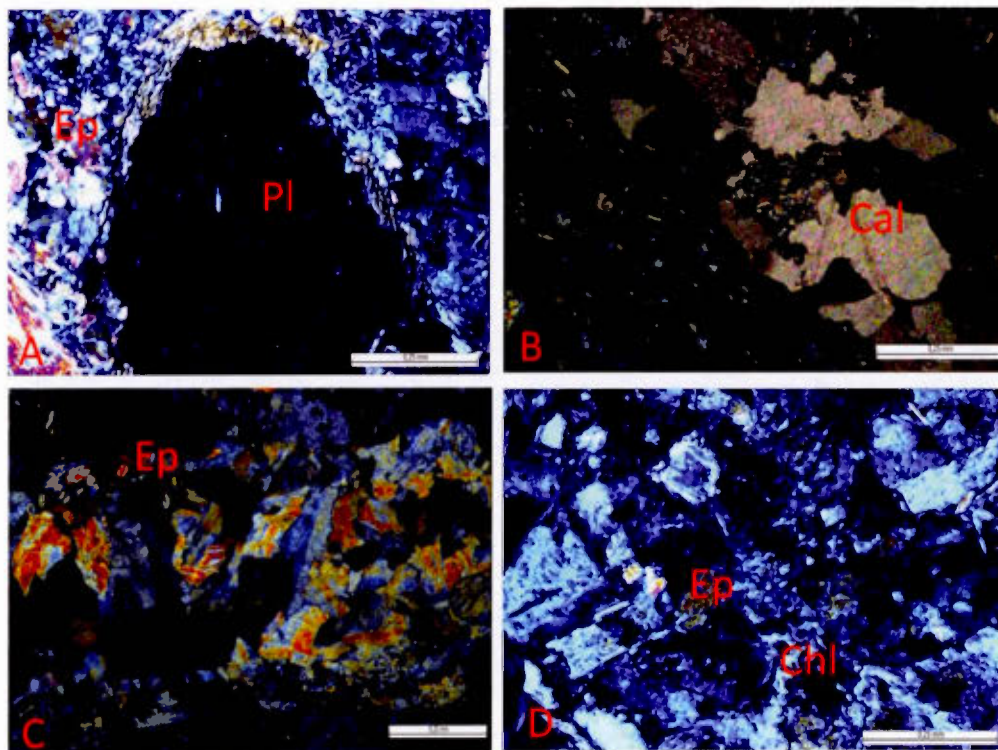


Figure 3.4: Microphotographies des roches volcaniques: A – (lame TR12-GY-10), couronne d'altération autour d'un plagioclase; B – (lame TR12-GY-22), calcite; C – (lame TR12-GY-12) épidote; D – (lame TR12-GY-12), épidote, chlorite.

Abréviations: **Chl.** – chlorite; **Cal.** – calcite; **Ep.** – épidote; **Pl.** – plagioclase.

3.1.3 Déformation et métamorphisme

Les roches de la région étudiée ont subi un faible métamorphisme régional. Toutes les roches ont été métamorphisées au faciès des schistes verts et les textures et structures primaires sont généralement bien préservées (Labbé 1995). Les andésites à proximité du pluton de Trécesson semblent cependant avoir subi un métamorphisme plus élevé, jusqu'au faciès des amphibolites.

Dans la lame mince TR12-GY-19, on observe que les clinopyroxènes se transforment en amphiboles - ce qui nous montre qu'on se situe en transition entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites.

La schistosité régionale présente généralement une attitude E-W avec un pendage subvertical à très abrupte vers le nord. En lame mince, dans les roches volcaniques, on observe une fabrique prononcée qui correspond à la schistosité régionale. Dans la lame mince TR12-GY-11, on observe des textures anastomosées et des sigmoïdes qui pourraient être dues à une déformation coaxiale (Fig. 3.5 A, B). La muscovite magmatique est parallèle à la schistosité (Fig. 3.5 A, B).

Dans les roches intrusives, on observe des bandes cataclastiques (Fig. 3.5 C) probablement formées par une déformation tardive laquelle a créé un réseau anastomosé de veinules de quartz proches des zones de minéralisation.

Les sigmoïdes de déformation peuvent être associés à une phase tardive de décrochement dextre qui sont observables en affleurement sur le décapage Cossette Sud près des zones de minéralisation.

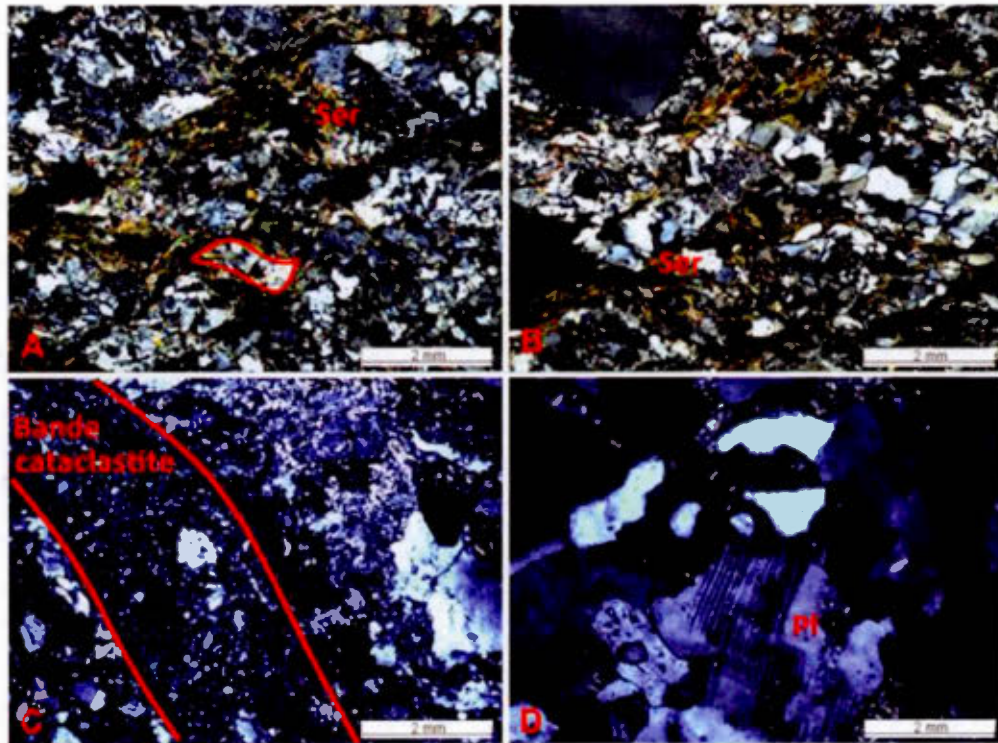


Figure 3.5: Microphotographies des textures de déformation ; A – (lame TR12-GY-11) sigmoïde de déformation; B – (lame TR12-GY-11) séricite parallèle à la schistosité; C – (lame TR12-GY-03) bande de cataclasite; D – (lame TR12-GY-03) plagioclase déformé.

Abréviations: Ser. - séricite; Pl. – plagioclase.

3.2 Caractéristiques géochimiques

Treize analyses géochimiques ont été effectuées dont sept analyses sur des roches provenant de l'intrusion de Trécesson, et six analyses sur les roches volcaniques encaissantes appartenant au Groupe de Lac Arthur. L'interprétation des résultats géochimiques a pour but de donner un nom aux roches, d'identifier leur affinité magmatique et de déterminer leur environnement géodynamique.

Les échantillons ont été prélevés durant les travaux de terrain de 2012. Ces échantillons sont représentatifs du pluton et de son encaissant volcanique et la composition de chaque échantillon est homogène. Pour les roches intrusives, nous avons échantillonné les parties qui ne présentent pas d'enclaves ou de xénolites et qui ne sont pas ou peu altérées ni déformées. Pour les roches volcaniques, nous avons évité les zones de déformation qui présentent des altérations locales plus importantes. Pour les deux groupes de roches, on a récolté des échantillons d'une taille de 15 cm x 15 cm, soit entre 1 et 2 kg.

Les analyses géochimiques ont été effectuées au laboratoire d'Actlabs ; les éléments majeurs et les éléments mineurs ont été analysés par la méthode Latérite-XRF Fusion. Les éléments en traces et les terres rares ont été analysés par ICP-MS (Mass Spectrometry). Les résultats d'analyse des échantillons et les limites de détection sont présentés dans les tableaux de l'annexe B. L'erreur standard du laboratoire Actlabs pour les éléments traces et les terres rares est inférieure à 5 %. Les éléments montrant des erreurs standards supérieures à 10 % sont écartés et ne sont pas utilisés dans la construction des diagrammes de terres rares et des diagrammes multiéléments.

3.2.1 Analyses géochimiques des roches volcaniques

Pour les roches volcaniques, on a utilisé le diagramme SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de LeBas et al. (1986). Ce diagramme SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ nous permet de dire que la composition des unités volcaniques est basaltique à basaltique-andésitique (Fig. 3.6).

Pour illustrer l'affinité des roches volcaniques, on utilise le diagramme Zr versus Y. Nous avons ajouté les analyses géochimiques obtenues durant cette maîtrise sur le diagramme Zr/Y pour toutes les unités volcaniques de la région d'Amos effectués par Jébrak et Doucet. 2002 (Fig. 3.7).

Les roches encaissantes volcaniques qui font partie du Groupe de Lac Arthur sont constituées d'andésites, de basltes massifs et de basaltes en coussins. Leur composition est intermédiaire à basaltique (Labbé, 1999). Le ratio Zr/Y prédominant est entre 5 et 7 indiquant une affinité transitionnelle (Labbé 1999). Le rapport entre SiO_2 et $\text{NaO}_3 + \text{K}_2\text{O}$ indique aussi une composition de basalte-andésitique (Fig. 3.6).

Les andésites du Groupe de Lac Arthur ont une affinité plutôt transitionnelle (MacLean et Barrett, 1993). La chimie des andésites est placée dans le champ calco-alcalin.

Le diagramme de la figure 3.8 montre le spectre des éléments de terres rares normalisés aux valeurs de la chondrite C1 de Nakamura (1974).

Les rhyolites du Groupe de Lac Arthur (Fig. 3.8) sont relativement peu enrichies en terres rares légères. Ces roches présentent aussi de nettes anomalies en Eu avec le rapport Eu/Eu^* variant de 0,3 à 0,6. Ces caractéristiques chimiques des rhyolites du

Groupe de Lac Arthur sont comparables à celles des rhyolites des principaux camps miniers de la Province du Supérieur (Labbé 1995).

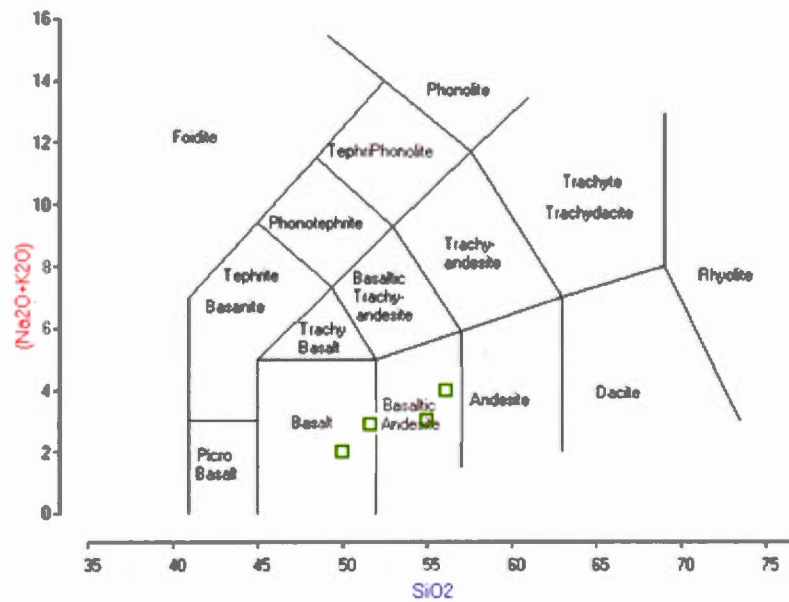


Figure 3.6: Diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pour les roches volcaniques, illustrant une composition basaltique à basalte andésitique (LeBas et al., 1986).

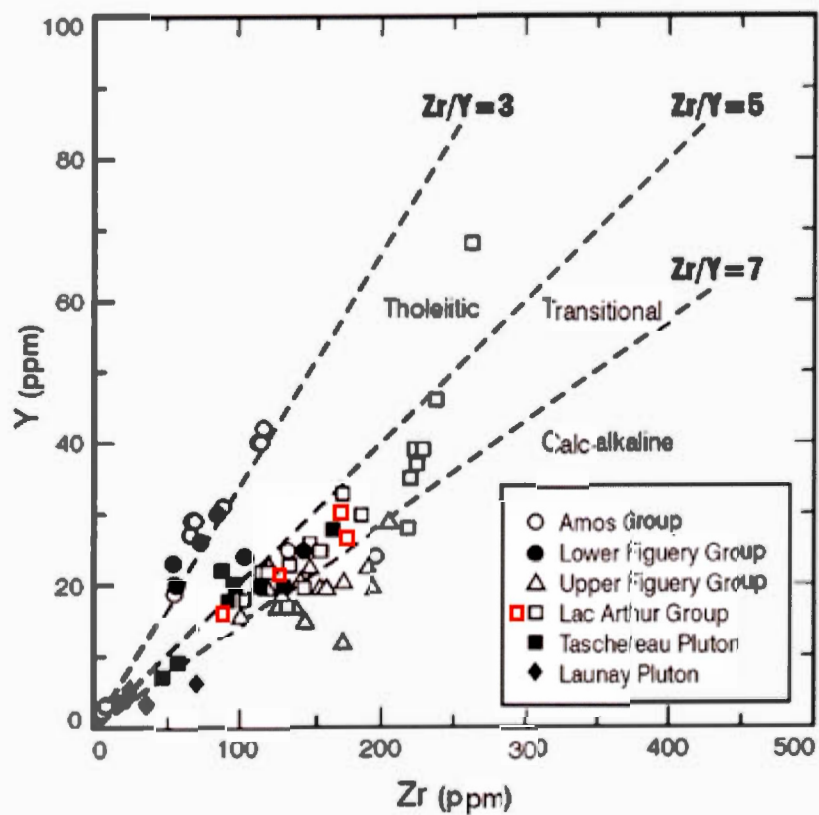


Figure 3.7: Diagramme Zr/Y pour les roches volcaniques. Affinité transitionnelle des andésites du Groupe Lac Arthur, modifié de (Jébrak et Doucet, 2002). Les carrés rouges représentent nos données.

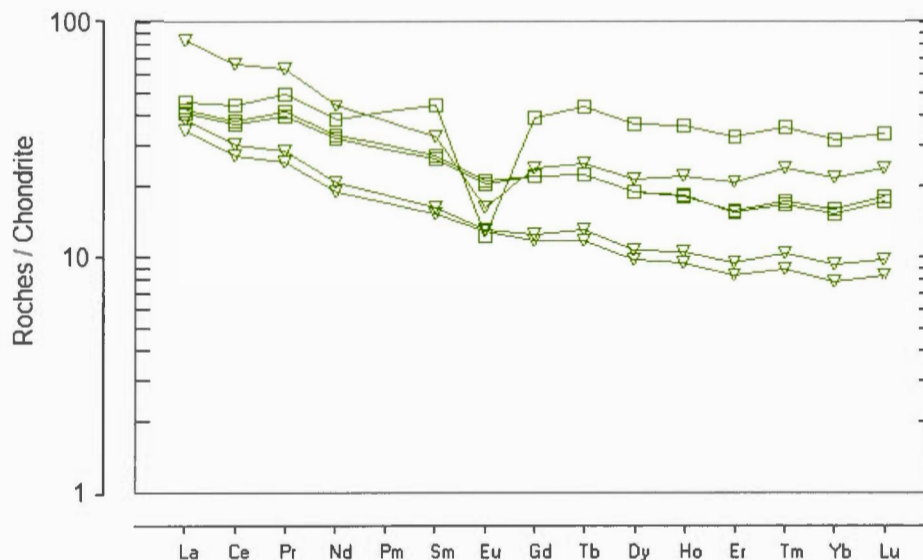


Figure 3.8: Diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites selon Nakamura (1974) pour les roches volcaniques basaltiques à basalte andésitique.

3.2.2 Analyses géochimiques des roches intrusives

Le diagramme des terres rares nous permet de relier les intrusions synvolcaniques aux roches volcaniques encaissantes. Sur la Fig. 3.9, on a placé l'ensemble des analyses pour les roches volcaniques et plutoniques. On observe la même signature géochimique et les deux populations montrent une anomalie négative en Eu. Cette anomalie peut être expliquée due au fractionnement du plagioclase. Le diagramme de Pearce (1984) est utile pour déterminer l'environnement tectonique (Fig. 3.10).

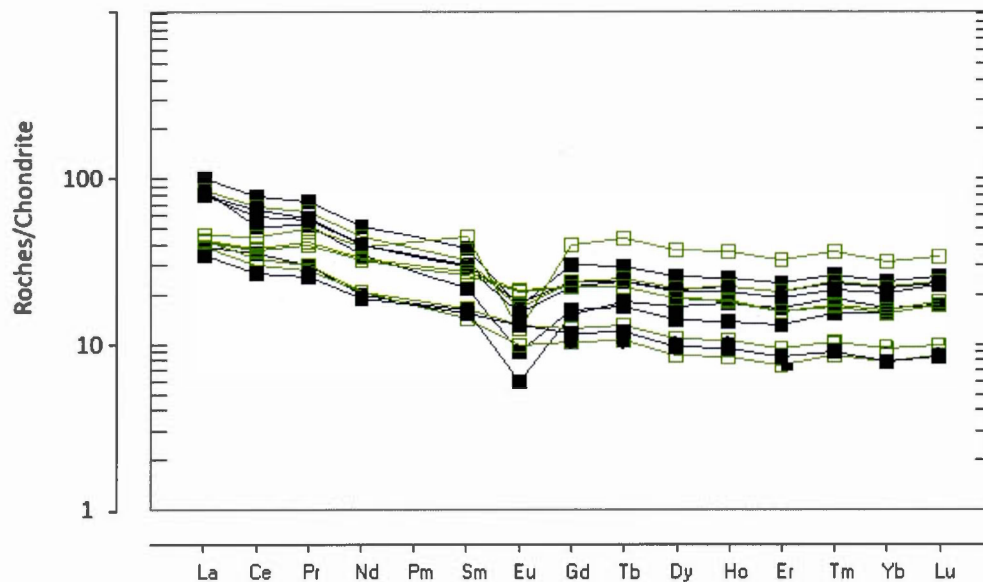


Figure 3.9: Diagramme multiéléments normalisés aux chondrites selon Nakamura (1974) pour les roches intrusives en noir et les roches volcaniques en vert.

Dans un diagramme $\log(Yb+Ta)$ vs $\log(Rb)$ de Pearce et al., 1984, les échantillons provenant du pluton de Trécesson tombent dans le champs des granites de ride océanique (Fig. 3.10).

Le diagramme Zr/Y permet de faire une comparaison entre l'intrusion et les roches volcaniques encaissantes. Ce genre de comparaison permet de relier des intrusions synvolcaniques aux roches volcaniques cogénétiques. Sur le diagramme de la Fig. 3.11, on observe une signature géochimique similaire pour les roches intrusives et les roches volcaniques.

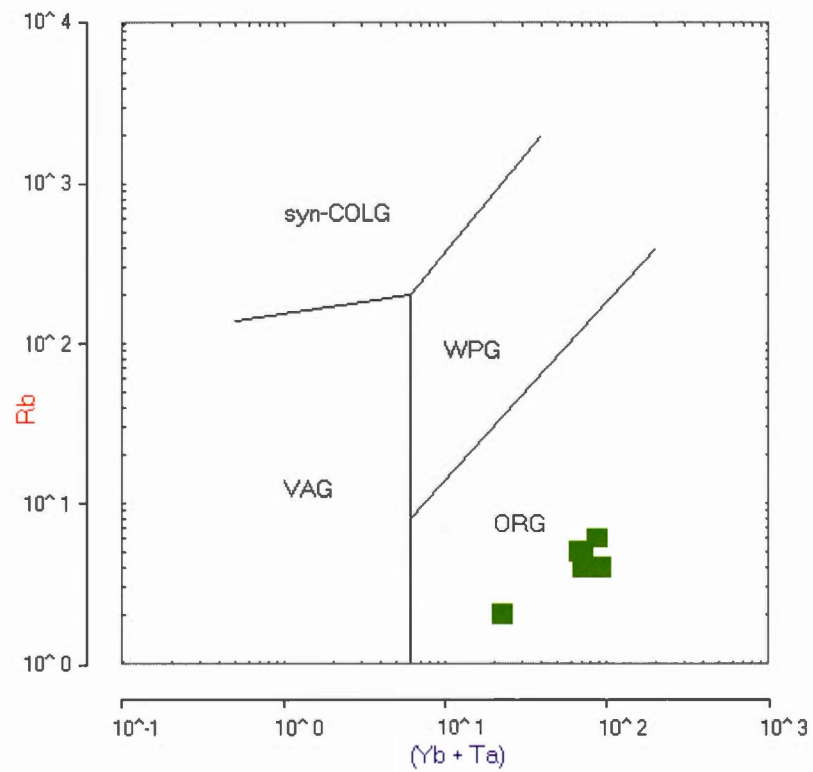


Figure 3.10: Diagramme discriminant $(Yb + Ta)$ vs Rb de Pearce et al. (1984), classification des granites.

Abréviations, d'anglais: ORG: granite de ride océanique; VAG: granite d'arc volcanique; WPG: granite intra-plaque; syn-COLG: granite syn-collisionnel.

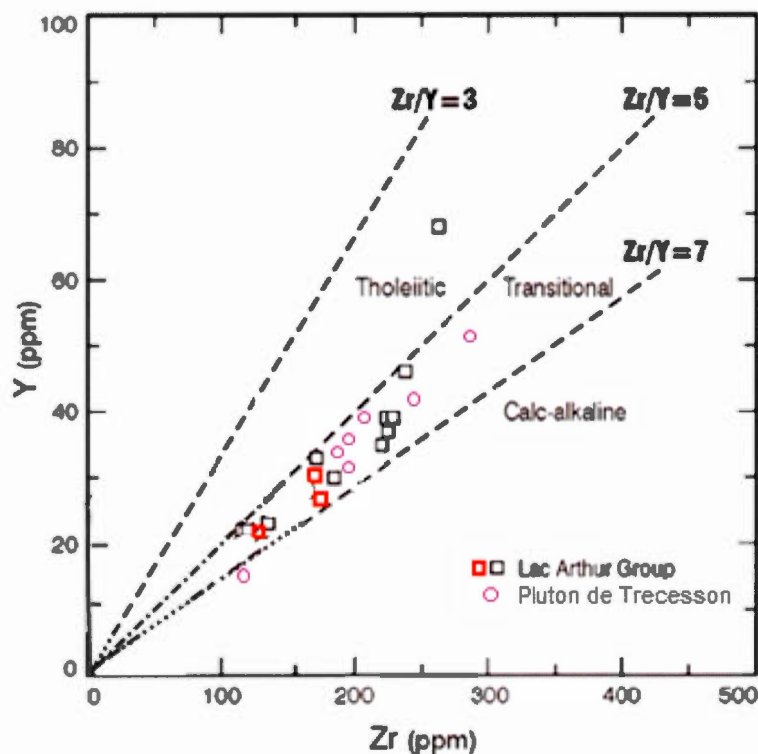


Figure 3.11: Diagramme Zr/Y pour les roches volcaniques du Groupe de Lac Arthur et les roches plutoniques de l'intrusion de Trécesson. Les carrés rouges et les ronds violets représentent nos données. Modifié de (Jébrak et Doucet., 2002).

3.3 Déformation régionale

La coupe géologique interprétative, illustrée sur la figure 3.13, nous montre les unités principales et ainsi que les failles majeures et donne une idée générale sur la structure régionale. Les unités sont à pendage vers le nord ; les contacts entre les unités stratigraphiques sont interprétés comme des failles de chevauchement vers le sud dont certaines d'entre elles sont mises en évidence par des anomalies électromagnétiques. Une série de plis régionaux est interprétée à partir des inversions de polarité déterminées à l'aide des coussins dans les andésites et les basaltes (Labbé 1995).

Les unités stratigraphiques les plus jeunes sont situées dans le nord où certains couloirs de déformation sont observés, en particulier celui de Jonpol pouvant atteindre deux kilomètres de largeur (Fig. 3.12). Ce couloir affecte une importante bande rhyolitique et d'andésites du Groupe de Lac Arthur, ainsi qu'une partie des basaltes du Groupe d'Amos. Il est caractérisé par une schistosité pénétrative sub-verticale de direction N 280° ainsi que par des fabriques de type C-S et des bandes de cisaillement avec une composante tardive de mouvement subhorizontal dextre (Labbé 1995).

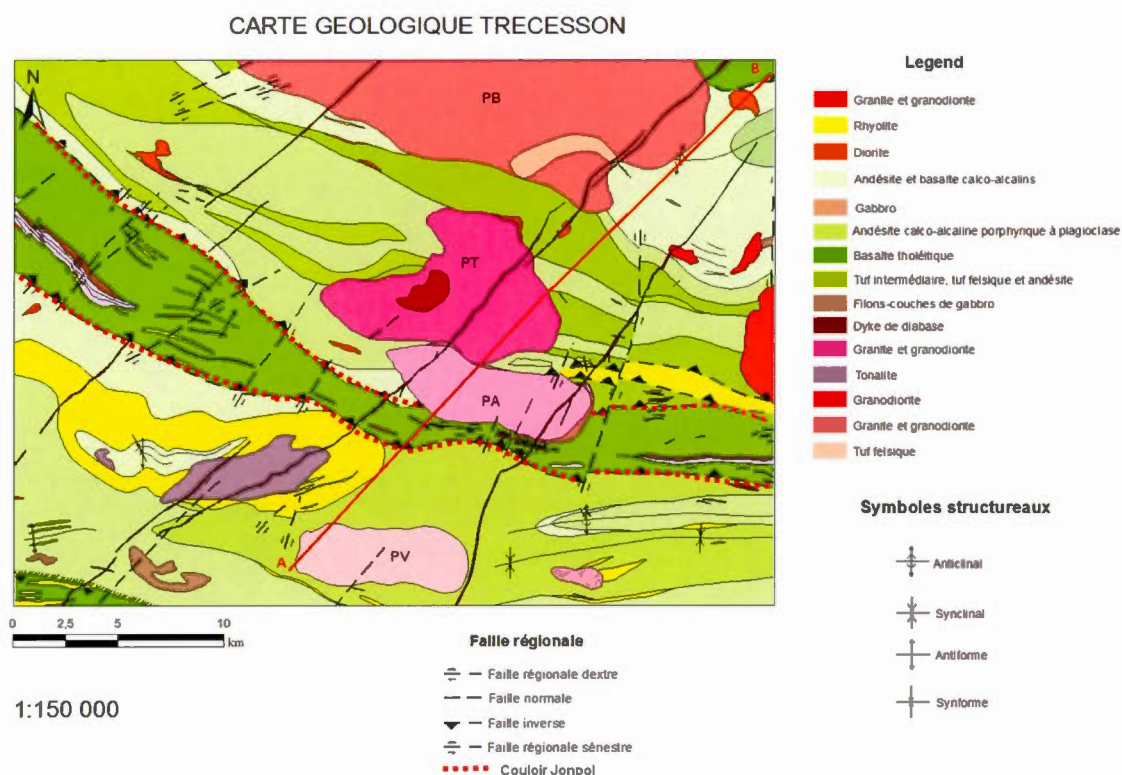


Figure 3.12: Carte géologique détaillée de la zone d'étude.

Abréviations: **PT**: pluton de Trécesson; **PA**: pluton d'Amos; **PB**: pluton de Berry; **PV**: pluton de Villemontel.

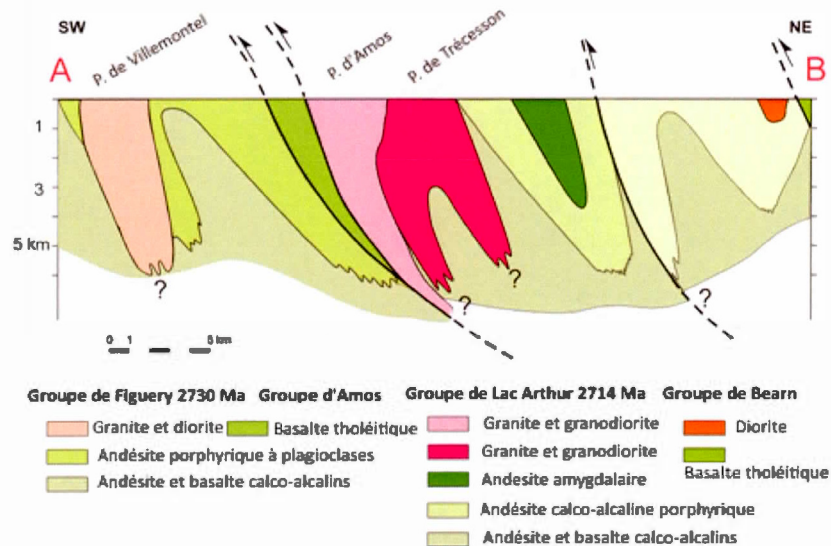


Figure 3.13: Coupe géologique A-B interprétative de la zone d'étude.

Le grain structural régional est orienté NW-SE reflétant bien l'orientation des anomalies magnétiques (Fig. 3.14). Le patron magnétique contient des structures régionales rectilignes orientées N-S ou NE-SW et représentant des dykes de gabbro d'âge Protérozoïque. On note que certaines anomalies magnétiques sont tronquées par des linéaments majeurs orientés NE-SW. Ces linéaments sont interprétés comme des structures cassantes. Le litage primaire (S0) est préservé dans les coulées des laves coussinées non déformées ou peu déformées. La stratigraphie est généralement orientée NW-SE avec un pendage modéré à abrupt vers le nord-est. À l'intérieur des unités volcaniques, les sommets stratigraphiques, identifiés à partir des coulées coussinées, sont en grande partie orientés vers le nord. Quelques coulées montrent des polarités vers le sud et ces changements sont utiles pour identifier la position des grands plis régionaux (Doucet 2001).

La fabrique structurale principale (S1) est une schistosité qui montre une attitude NW-SE avec un pendage subvertical à abrupt vers le nord. La schistosité régionale

est déplacée à proximité des masses intrusives et tout comme la stratification, elle tend à se mouler autour de ces massifs.

La foliation régionale s'intensifie à proximité des plutons. Une seconde foliation (S2), représentée par un clivage de crénulation à pendage abrupt et postérieure à la schistosité régionale, est observée dans quelques secteurs. Une linéation minérale qui accompagne la schistosité régionale montre généralement une attitude oblique à abrupte dans le plan de la schistosité (Doucet 2001).

Les failles majeures dans la région sont caractérisées par une orientation NW-SE en chevauchement vers le sud (Fig. 3.12). Quelques failles mineures comme la faille d'Amos Nord sont d'une orientation N-S (Fig. 3.12). Une zone de faille majeure est observée à 14 km de l'extrémité sud du pluton de Trécesson où se trouve la faille Manneville Nord. Cette même faille fait partie de la zone de failles de Porcupine-Destor d'une longueur approximative de 300 km.

La zone tectonique de Destor-Porcupine-Manneville est inclinée fortement vers le nord et devient probablement listrique en profondeur. Cette faille est caractérisée par deux événements tectoniques : une phase précoce en chevauchement entre 2697 et 2690 Ma et une phase en décrochement pur entre 2689 et 2680 Ma (Mueller et al., 1996). Les relations stratigraphiques de part et d'autre de la faille suggèrent un mouvement principalement inverse.

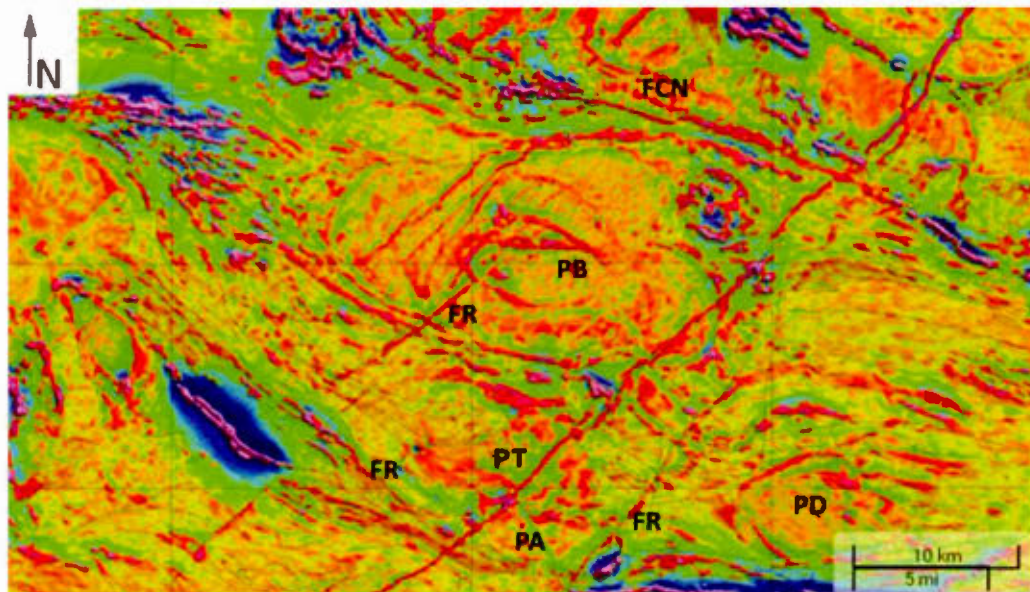


Figure 3.14: Gradient vertical du champ magnétique total résiduel, haute résolution, tirée du site de SIGEOM 2016 (carte interactive).

Abréviations: **PT**: pluton de Trécesson; **PA**: pluton d'Amos; **PB**: pluton de Berry;
PD : Pluton de Duvernay.

Faïlles ; **FCN**: Faille Chicobi-Nord; **FR**: Faille régionale.

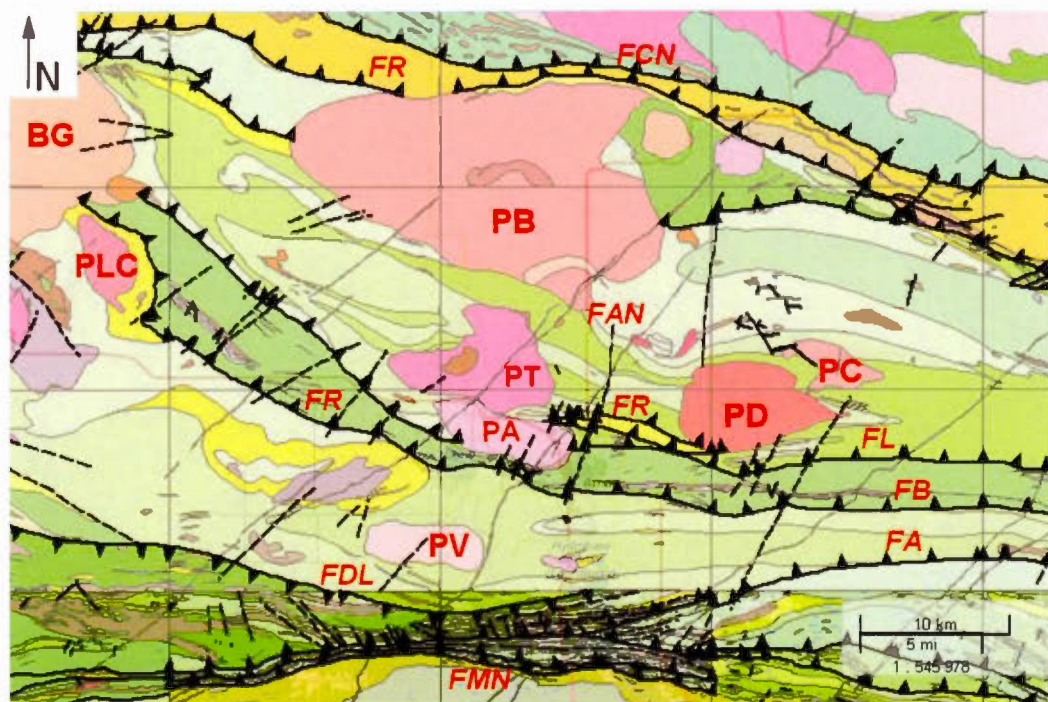


Figure 3.15: Carte régionale des failles majeures, tirée du SIGEOM 2016 (carte interactive).

Abréviations : **Plutons et batholites** ; PT: pluton de Trécesson; PA: pluton d'Amos; PB: pluton de Berry; PV: pluton de Villemontel; PD : Pluton de Duverny; PLC : Pluton du Lac au Sable; BG : Batholite de Guyenne.

Failles ; FA: Faille Abcourt; FB: Faille Beauchamp; FL: Faille Lapaix; FAN: Faille Amos Nord; FDL: Faille de Lyndhurst; FCN: Faille Chicobi-Nord; FR: Faille régionale; FMN: Faille Manneville Nord.

Sur le terrain, on observe une fabrique structurale régionale qui est définie par une schistosité (S1) orientée NW-SE et plongeante vers le NE. Les strates volcaniques (So) sont orientées NW-SE à E-W et plongent vers le N ou le NE.

Les coussins volcaniques indiquent la polarité de la stratigraphie avec un sommet stratigraphique situé vers le nord (roches plus jeunes vers le nord) et le contact entre les unités volcaniques est, en général, faillé (Labbé et Tremblay, 1994). Une rotation de S0 et S1 est observée proche des bordures des intrusions.

Une deuxième schistosité S2 est marquée par un clivage de crénulation. Des failles tardives recoupent les unités intrusives selon une orientation NW-SE (Jébrak et Doucet, 2002).

Les plissements sont composés d'un système d'anticlinaux et synclinaux d'échelle kilométrique (Vogel, 1979). La schistosité régionale développée pendant la seconde période de plissement régionale «kénoréen» est contemporaine du développement d'une schistosité est-ouest et a affecté les couches volcaniques (Corfu, 1993). Un décrochement dextre peut être associé à une phase tardive de déformation (Labbé 1995).

La compilation de données, provenant de la base d'information du Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ), montre les principaux éléments structuraux (Fig. 3.16). La foliation est d'orientation E-W ; les veines de quartz et les joints de diaclases sont d'orientation préférentielle N-S (Fig. 3.16 A, B) alors que la schistosité régionale est d'orientation NW-SE (Fig. 3.17).

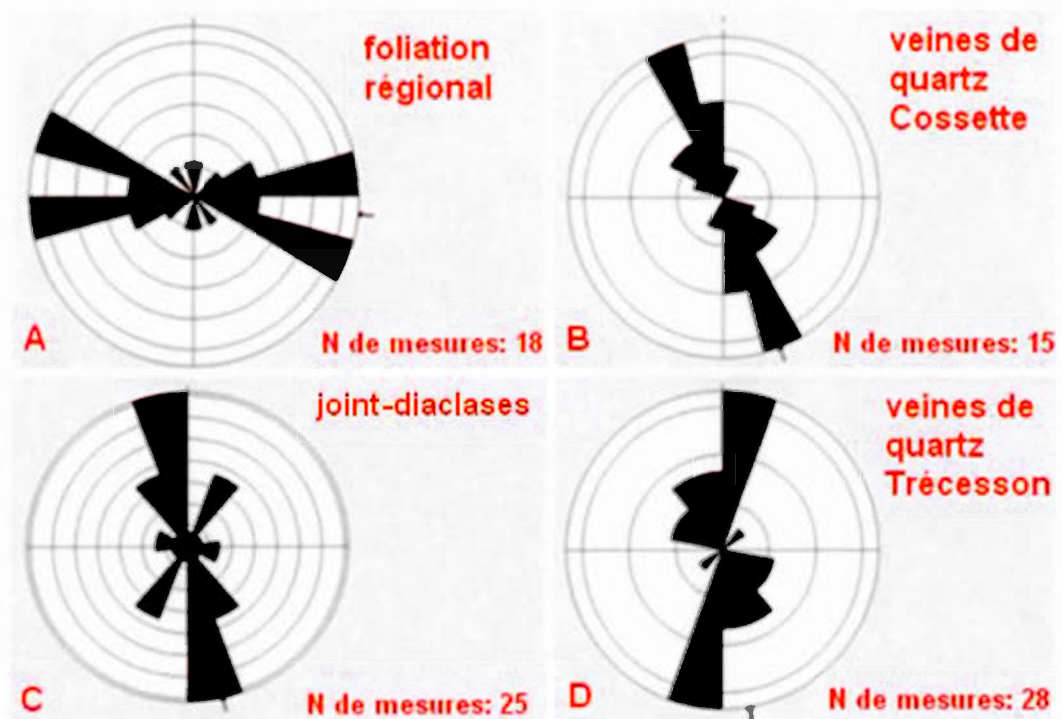


Figure 3.16: Diagrammes-Rosaces pour les différents éléments structuraux. A : foliation pour l'ensemble de la région ; B : orientation des veines de quartz pour l'ensemble des décapages Cossette ; C : joint-diaclases pour le pluton de Trécesson ; D : veines de quartz observés dans le pluton de Trécesson.

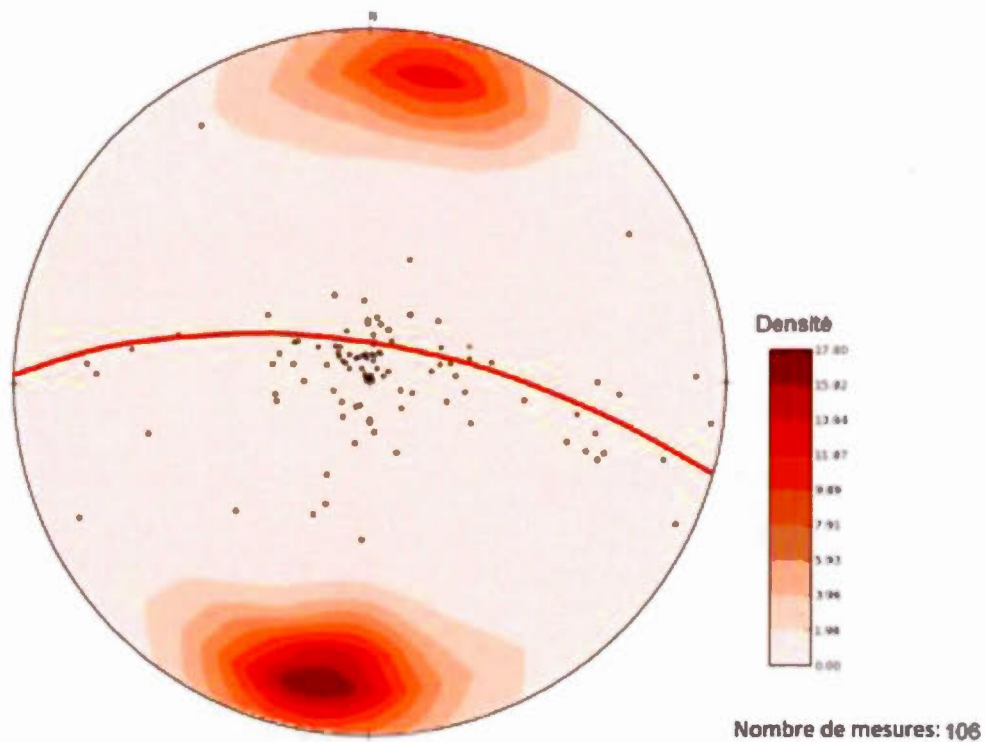


Figure 3.17: Schistosité régionale, pôles de la schistosité régionale.

3.4 Géochronologie U-Pb sur zircons

Une datation (U-Pb) sur un échantillon a été effectuée au laboratoire GEOTOP de l'université du Québec à Montréal. L'échantillon TR12-GY-19 provient de l'intrusion de Trécesson et se situe à un kilomètre au NW du croisement entre la route 111 et le chemin 399 (Fig. 3.18) La datation a été effectuée sur une roche intrusive de composition granodioritique.

Les zircons extraits de cette roche sont abondants et forment une population homogène, de petits grains prismatiques (50 à 80 microns), avec un habitus pyramidal et des terminaisons simples de type (101) (Fig. 3.19). Les zircons sont incolores, translucides et peuvent contenir quelques inclusions. Les gros cristaux sont caractérisés par la présence de noyau hérité (Fig.3.19).

Plus de quinze monocristaux de meilleure qualité (Fig. 3.19) ont été sélectionnés et traités par la technique de l'abrasion chimique pour éviter le problème de discordance principalement causé par la «perte de plomb» (Mattinson 2005). Quatre fractions ont été analysées par la méthode spectrométrique et la dilution isotopique d'ionisation thermique (TIMS-ID).

Les résultats sont présentés dans le tableau 1 et sur le diagramme Concordia de la figure 3.18. Les fractions ont fourni un fort signal sur le spectromètre de masse et les résultats des données sont de bonne qualité. Les résultats des analyses 1 et 4 ont donné une discordance, respectivement de 0.5% et 0.4% (Tableau 1), des résultats légèrement discordants mais des âges identiques, respectivement de $2710,0 \pm 2,0$ Ma et $2711,0 \pm 1,8$ Ma.

L'analyse 2 a donné une discordance de (2,4%) et un âge $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ de $2708,3 \pm 1,7$ Ma similaire à l'erreur pour les analyses 1 et 4. La fraction numéro 3 a donné de piètres résultats avec un faible ratio $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ de 98, une haute valeur de plomb.

Les résultats 1, 2 et 4 suivent une régression linéaire. L'interception supérieure de la Concordia correspondant à un âge de $2711,0 \pm 1,2$ Ma (Fig. 3.18), interprété comme représentant l'âge de mise en place du pluton.

Tableau 1: Résultats de la datation U-Pb sur zircons.

No.	# gr	Poids (mg)	U (ppm)	Pbcom (pg)	Tb/U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ	Disc.	ρ
						Age (Ma)			Age (Ma)		Age (Ma)		%	
1	5 zr	0,006	42	2,2	0,481	3427	2699,9	7,6	2705,7	3,6	2710,0	2,0	0,5	0,94942
2	4 zr	0,005	63	4,4	0,535	1893	2654,3	7,0	2685,1	3,4	2708,3	1,7	2,4	0,95755
3	3 zr	0,006	107	254,0	0,627	98	2736,4	14,6	2723,7	9,8	2714,3	12,6	-1,0	0,67694
4	3 zr	0,004	75	5,2	0,483	1161	2702,2	7,2	2707,3	3,4	2711,0	1,8	0,4	0,9531

Cet âge de mise en place est concordant avec l'âge obtenu pour la région d'Amos (Fig. 3.18, 3.20 et 3.21) sur le Groupe de Lac Arthur à 2714 $\pm$ 3 Ma (Labbé et Tremblay, 1994, Fig. 3.20). Le pluton de Trécession est considéré comme synvolcanique ainsi que les plutons de Duvernoy et de Claverny (Labbé et Tremblay, 1994).

Deux autres datations ont été effectuées par Labbé en 1999, une provenant d'un tuf rhyolitique du Groupe de Lac Arthur (Fig. 3.18) et l'autre d'une rhyolite de la Formation de Héva (Fig. 3.18). L'âge obtenu pour le premier échantillon est de 2714 $\pm$ 3 Ma et correspond à l'âge maximum du tuf rhyolitique (Labbé et Machado, 1995). Le Groupe de Lac Arthur correspond à un cycle volcanique non identifié jusqu'à maintenant dans la partie québécoise de l'Abitibi. Des unités felsiques d'âge semblable (2713 $\pm$ 2 Ma ; Corfu et al., 1989) sont répertoriées en Ontario, au sud du lac Abitibi. Ces roches sont assignées au Groupe de Hunter Mine mais n'ont probablement aucun lien direct avec celles du Groupe de Hunter Mine du Québec qui sont plus vieilles (Mueller et al., 1996). Au Québec, les seules roches présentant un âge voisin de celui du Groupe de Lac Arthur sont des intrusions felsiques, comme le pluton de Taschereau (2718 $\pm$ 2 Ma ; Frarey et Krogh, 1986), qui sont probablement des intrusions synvolcaniques associées à des unités effusives de même famille que le Groupe de Lac Arthur. Le second échantillon provenant de la Formation de Héva a livré un âge de 2727 $\pm$ 2 Ma qui est interprété comme un âge de cristallisation (Labbé et Machado, 1995).

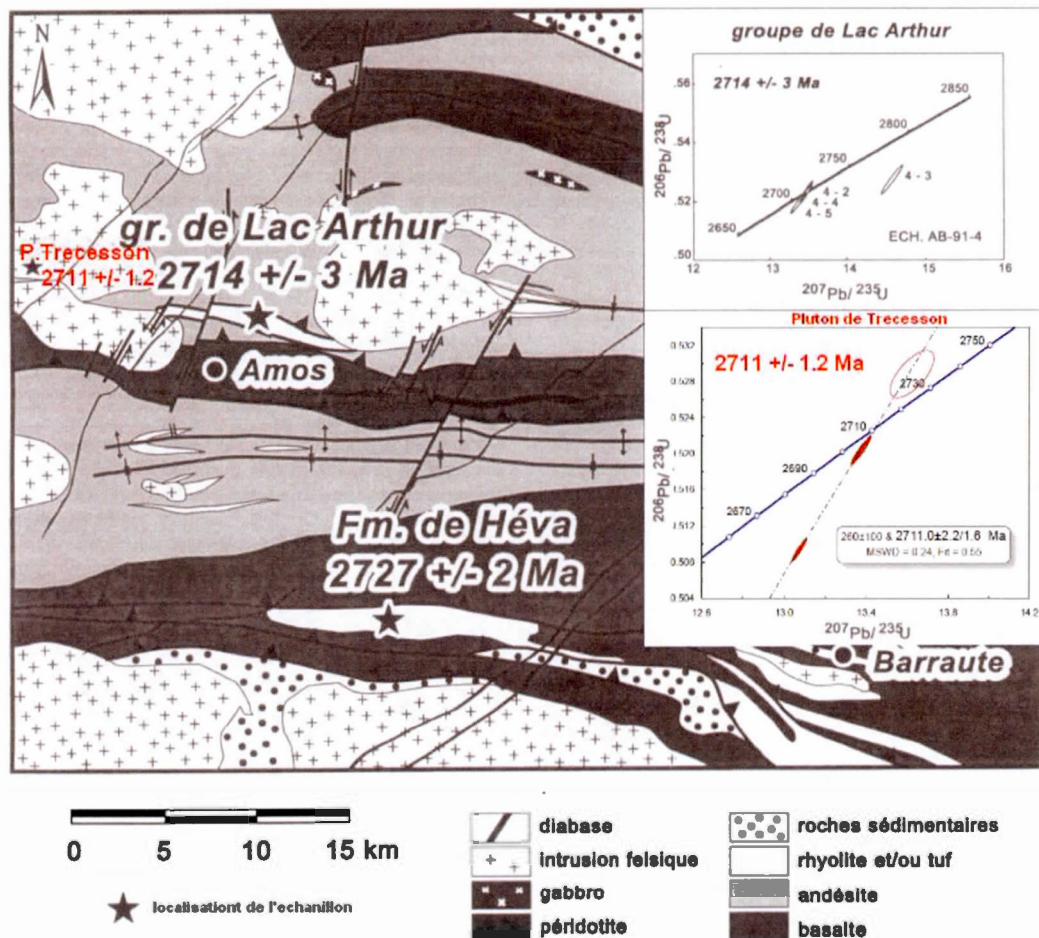


Figure 3.18: Localisation de l'échantillon ayant fait l'objet d'une datation U-Pb dans le secteur d'Amos. Carte géologique modifiée de Labbé (1995).



Figure 3.19: Image des zircons utilisée pour la datation. A : petits zircons avec une taille inférieure à 130 nanomètres; B : gros zircons avec un cœur hérité.

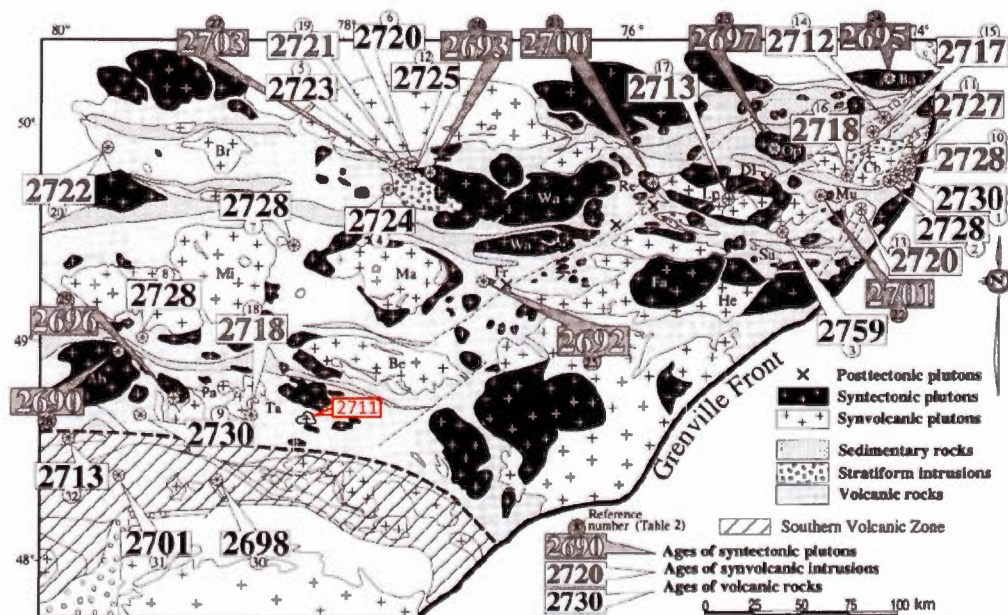


Figure 3.20: Âges U-Pb des plutons dans la ZVN, en rouge on a situé le pluton de Trécesson avec son âge de mise en place de 2711 ± 1.2 Ma., modifiée de Chown et al. (1992).

Abréviations des plutons : **Ab**, Abitibi; **Be**, Bernetz; **Br**, Brouillan; **Cb**, Chibougamau; **Fa**, Father; **Fv**, Flavrien; **Fr**, Franquet; **He**, Hebert; **La**, Lacorne; **Lp**, Lapparent; **Ma**, Marest; **Mi**, Mistaouac; **Mu**, Muscocho; **Ol**, Olga; **Op**, Opemisca; **Pa**, Palmarolle; **Su**, Surprise; **Ta**, Taschereau; **Wa**, Waswanipi. **DLC**, Dore Lake Complex, **BRC**, Bell River Complex.

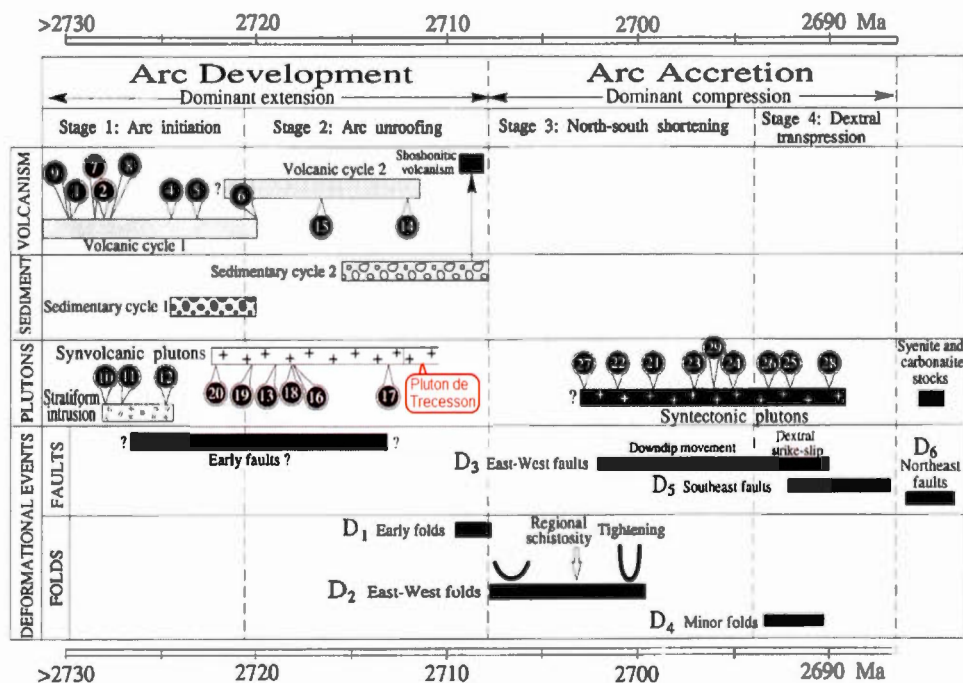


Figure 3.21: Synthèse des événements tectoniques pour la ZVN, modifiée de Chown et al., 1992.

3.5 Minéralisations du pluton de Trécession

Trécession est l'hôte de nombreux filons de quartz minéralisés en Au, Ag, W, Cu, Pb et Zn et localisés principalement le long de la bordure de la masse intrusive (Labbé 1995). Deux orientations sont prédominantes pour les parties minéralisées : NW-SE et NE-SW. On observe également une zonalité métallique; dans la partie est, les filons contiennent essentiellement de l'or et du tungstène, alors que dans la partie ouest ils sont polymétalliques (Au, Ag, Cu, Zn, Pb) à l'exception des filons Cossette Nord et Sud (Fig. 3.22). Les minéralisations sont marquées par des zones silicifiées et chloritisées. On n'observe pas de zones de cisaillement associées aux parties minéralisées.

Les filons du gîte Chib-Kayrand (Fig. 3.22) sont situés le long de la bordure orientale du pluton de Trécesson. La minéralisation contient de l'or et du tungstène et elle est répartie sur une dizaine de filons (Labbé, 1995). La largeur des filons est d'ordre décimétrique mais certains d'entre eux peuvent atteindre 50 m de longueur et 6 à 7 m de largeur. Les orientations dominantes des filons est NNE-SSW et NNW-SSE avec un pendage subvertical à abrupte vers l'est. Des travaux de décapage et d'échantillonnage ont été effectués par Knick Exploration en 2014. Plusieurs valeurs de forte teneurs en Au et W ont été obtenues confirmant les valeurs historiques obtenues par les compagnies précédentes.

La zone Gold Star est localisée au SW du gîte Chib-Kayrand et elle est composée d'un stockwork de quartz de forme tabulaire entièrement encaissé par le pluton de Trécesson, avec une orientation N 315°. Les veinules de quartz, formant la majeure partie du stockwork, isolent des fragments anguleux d'éponte fortement silicifiés conférant à la zone un aspect bréchique. Cette zone renferme des disséminations de pyrite et de chalcopryrite et localement de la scheelite (Corbett, 1941).

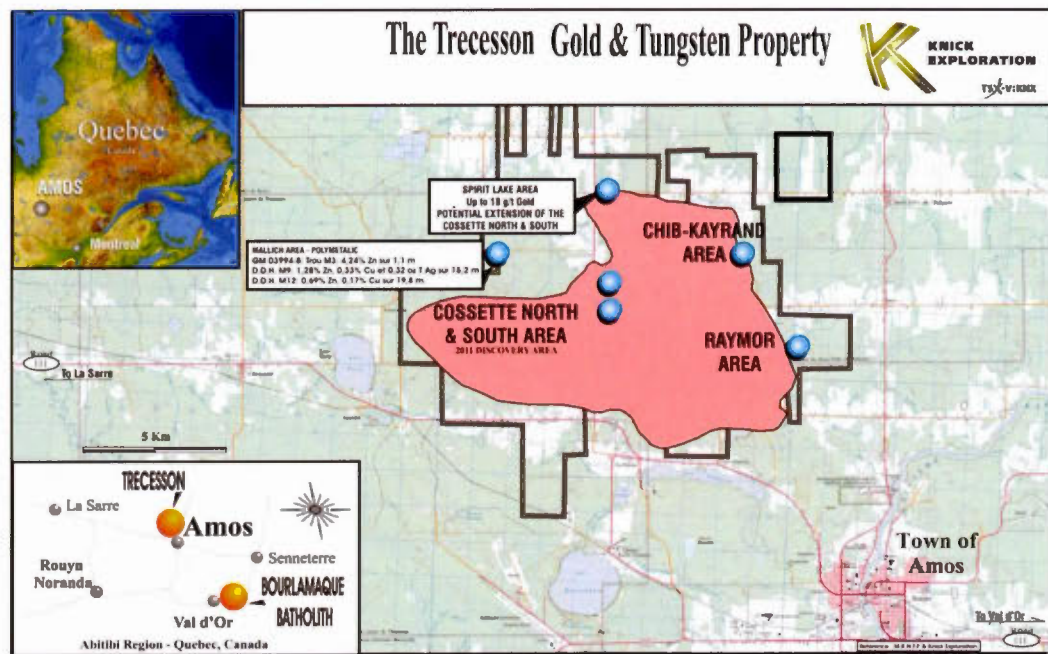


Figure 3.22: Localisation des minéralisations principales du pluton de Trécesson et ses bordures, modifiée d'une présentation de Knick Exploration 2015.

CHAPITRE IV

INDICES AURIFÈRES COSSETTE NORD ET SUD

4.1 Minéralisations des veines Cossette Nord et Sud

Les veines de quartz dans la zone minéralisée Cossette Nord et Cossette Sud se situent dans la partie centrale du pluton, à l'intérieur de la phase intrusive pauvre en quartz (monzonitique). Cette minéralisation aurifère est constituée par des faisceaux de veines de quartz orientées NNW-SSE pour Cossette Nord et NNE-SSW pour Cossette Sud, mises en place dans une zone tabulaire fortement silicifiée et chloritisée. Les deux systèmes filoniens sont espacés l'un de l'autre de 370 mètres et on n'arrive pas à observer la partie centrale entre les deux filons, dû au manque d'affleurements. La fracturation est intense mais la roche intrusive portant la minéralisation est non schisteuse, compacte, massive. Les résultats de forage montrent que la minéralisation aurifère est continue et devrait être explorée en profondeur. (NI 43-101, Théberge, 2013)

Tableau 2: Compilation des meilleurs résultats de la campagne de forage de 2011 effectuée par Knick Exploration tiré de NI 43-101, Théberge, 2012.

N° trou	Cossette	de (m)	à (m)	épaisseur en forage (m)	Au g/t	épaisseur réelle (m)
TR-11-19	Nord	8,80	10,0	1,2	10,55	1,03
TR-11-55	Sud	20,00	23,30	3,30	3,84	2,80
TR-11-57	Sud	5,95	7,55	1,60	9,57	1,22
TR-11-61	Sud	23,00	26,80	3,80	14,22	3,27
TR-11-73	Sud	24,10	26,05	1,95	22,69	1,68
TR-11-78	Sud	6,10	8,25	2,15	9,92	1,50
TR-11-119	Sud	8,40	9,95	1,55	22,86	1,33

4.1.1 Indice Cossette Sud

La zone principale minéralisée sur Cossette Sud a été dynamitée et, sur son emplacement, on retrouve une tranchée d'une largeur de 0.5 à 1.5 mètres et de 35 mètres de longueur. La forme de la tranchée est irrégulière, on observe un ensemble de corps allongés, anastomosés, parallèles entre eux qui suggèrent la présence de veines de quartz en échelon. On observe un contact net entre la zone déformée, porteuse des filons aurifères, et l'encaissant stérile (Fig. 4.1 D). Ce contact est marqué par de la roche fortement chloritisée (Fig. 4.1 A). On observe localement des structures C-S discrètes avec un mouvement dextre.

Les veines sont associées à des zones riches en chlorite et en feldspath (Fig. 4.1 B). La minéralisation consiste en or visible associé aux veines de quartz et de l'or associée à la pyrite, on observe également de la chalcoppyrite, de la sphalérite et de la galène. Le meilleur résultat des forages en 2011 est dans le trou TR-11-61 avec des valeurs de 14,22 g/t sur 3,27 m (Tableau 2). L'orientation des filons de quartz est de direction N 020°, avec un pendage qui varie entre 75° et 80° vers l'ENE. La roche porteuse du filon minéralisée est aussi recoupée par des veines de quartz blanc laiteux, stérile (4.1 C).



Figure 4.1: Minéralisation Cossette Sud. A : contact entre la monzonite et la zone chloritisée porteuse des veines de quartz minéralisé; B : zone bréchique minéralisée riche en chlorite et feldspath; C : veines stériles de quartz dans la roche encaissante monzonitique; D : contact net entre la zone bréchique minéralisée et l'encaissant monzonitique.

4.1.2 Indice Cossette Nord

Au niveau de la zone Cossette Nord, la minéralisation est bien exposée par un décapage situé sur une crête rocheuse. Ce décapage permet d'observer la géométrie entre les veines de quartz et la roche encaissante. La minéralisation aurifère est répartie dans un système de veines de quartz blanc laiteux, d'épaisseur variant entre 0.2 et 2 mètres d'épaisseur (Fig. 4.3 A). La minéralisation consiste en or visible associé aux veines de quartz et de l'or associée à la pyrite. L'orientation des veines de l'indice Cossette Nord est N 330°, avec un pendage qui varie entre 80° et 85° vers l'ENE. Les veines de quartz se recoupent mutuellement - ce qui confère à la roche un

aspect bréchique (Fig.4.2 C). Les altérations dominantes sont la chloritisation et la silicification. L'altération en carbonates est présente localement mais n'est pas représentative.

On distingue deux familles de veines de quartz sur l'affleurement de Cossette Nord. La première famille est constituée de veines et veinules en tresses, minéralisées en or, avec des zones bréchiques par endroits, avec une orientation N330°. La deuxième famille est constituée de veines de quartz associées à des veines de quartz-hématite formant un système perpendiculaire aux veines minéralisées de la première famille, orientés N80° avec un pendage subvertical. La figure 4.3 B, C et D illustre les veines de quartz secondaires associées aux veines d'hématite. On observe une déformation en cisaillement avec une composante dextre qui est tardive par rapport à la mise en place des veines de quartz minéralisées et soulignée par les veines de quartz-hématite. Des structures C-S de taille décimétriques indiquent des mouvements inverses avec une composante dextre qui suggère des événements en compression E-W.

La figure 4.4 montre le schéma du décapage Cossette Nord. La projection stéréographique représente une compilation de 200 mesures structurales de veines de quartz. On observe leur principale direction, orientée N 330° avec un pendage subvertical.

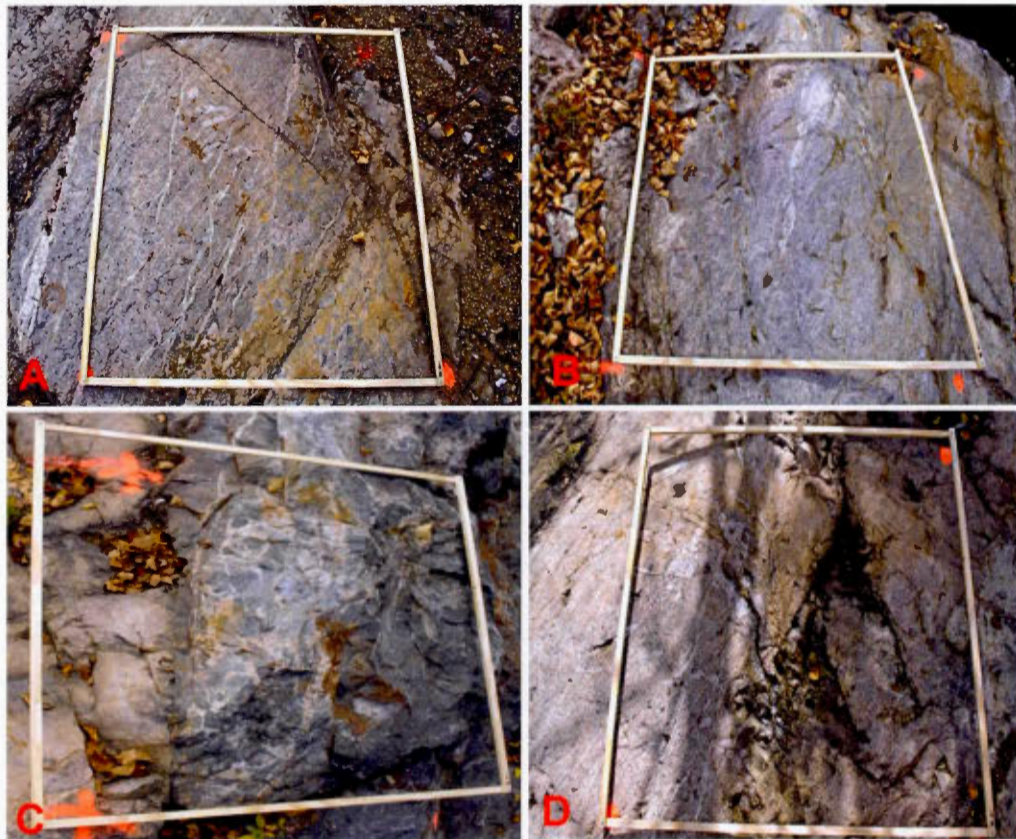


Figure 4.2: Photos de terrain du décapage Cosette Nord, le cadre en bois est de 1m x 1m et le côté droit est parallèle à la direction du nord, l'angle droit du bas indique le nord. A: veinules de quartz en tresse; B: déformation ductile/fragile d'une veine de quartz; C: zone bréchique; D: réseaux de veinules centimétriques de quartz.

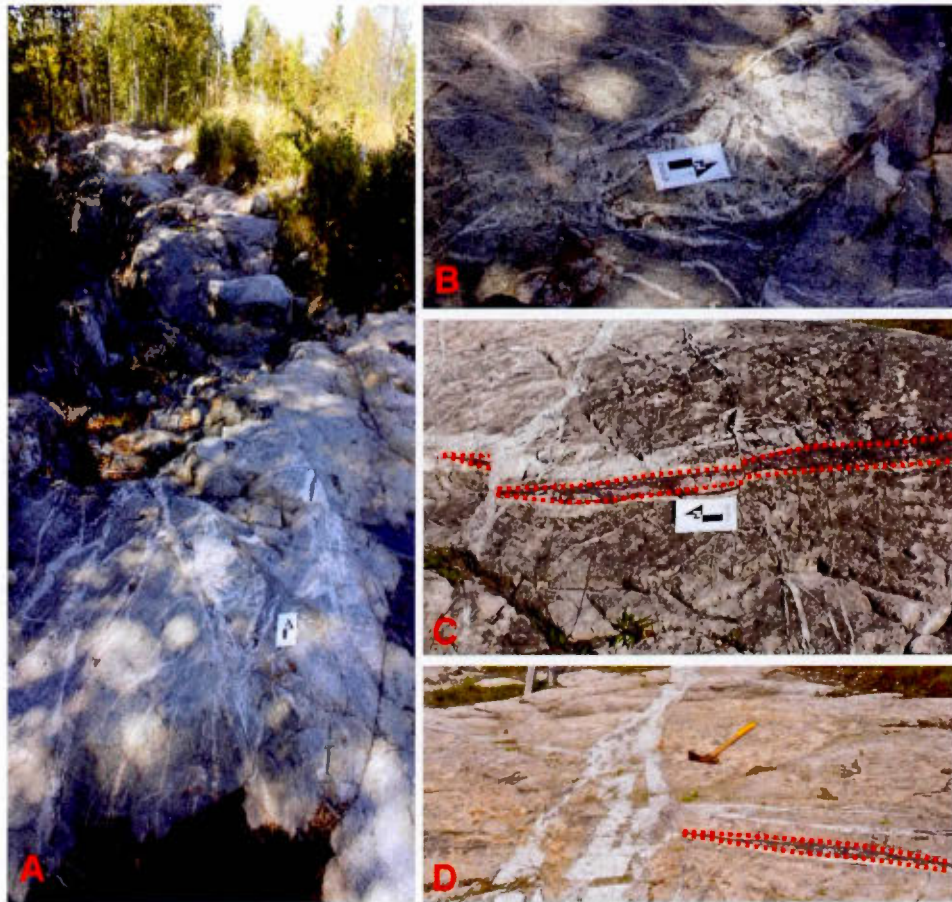


Figure 4.3: Affleurement de Cossette Nord ; A : vue générale du décapage, l'échelle est 15cm x 7 cm et la flèche indique le nord, sur la figure D la pointe du marteau indique le nord ; B : zone bréchique minéralisée avec un réseau de veines de quartz anastomosé ; C : veines stériles de quartz-hématite (en rouge) marquant une déformation cassante tardive ; D : veine stérile de quartz et veine d'hématite.

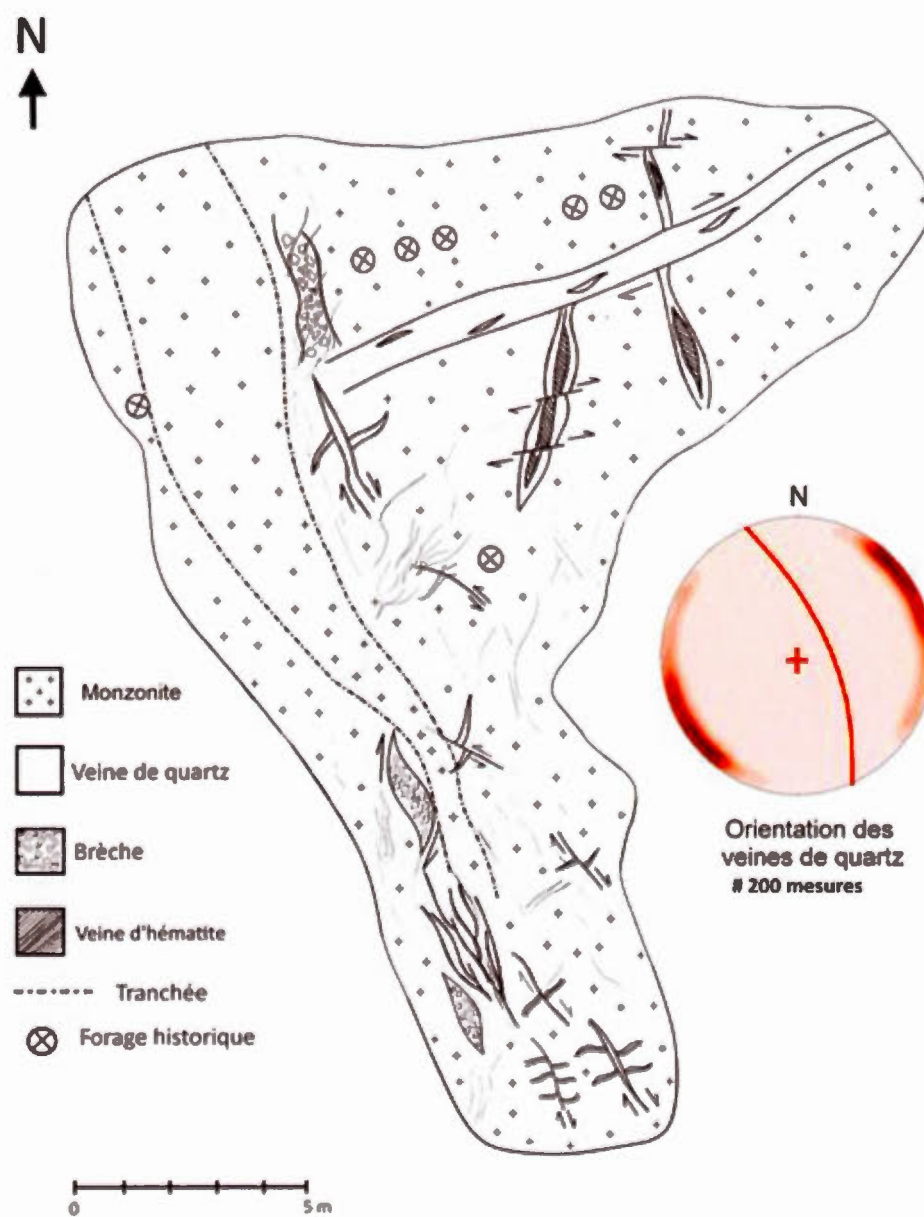


Figure 4.4: Schéma du décapage de la zone Cossette Nord avec compilation de l'orientation des veines de quartz représentées par la projection stéréographique.

4.2 Observations microscopiques

L'étude des lames minces provenant d'un échantillon de surface de l'indice Cossette Nord nous a permis d'observer de l'or associé à un grain de pyrite recoupé par une veinule de séricite. L'or est présent sous forme d'inclusions micrométriques dans la pyrite et en remplissage de microfractures dans la pyrite (Fig. 4.5).

On peut distinguer trois types de populations d'or. La première population est caractérisée par de l'or en inclusion dans la pyrite (Fig. 4.6). La deuxième est représentée par de l'or associé aux fissures dans la pyrite. La troisième est de l'or libre dans le quartz laiteux qu'on observe dans certaines carottes de forage.

Plus de détails sur l'habitus de l'or et des minéraux associés ont été obtenus grâce aux observations effectuées au microscope électronique à balayage (Fig. 4.5 et 4.6)

Les analyses des grains d'or effectuées au MEB indiquent que l'or est sous forme d'électrum, un minéral dont 15 % du poids total est constitué par de l'argent (Fig. 4.7 A et B).

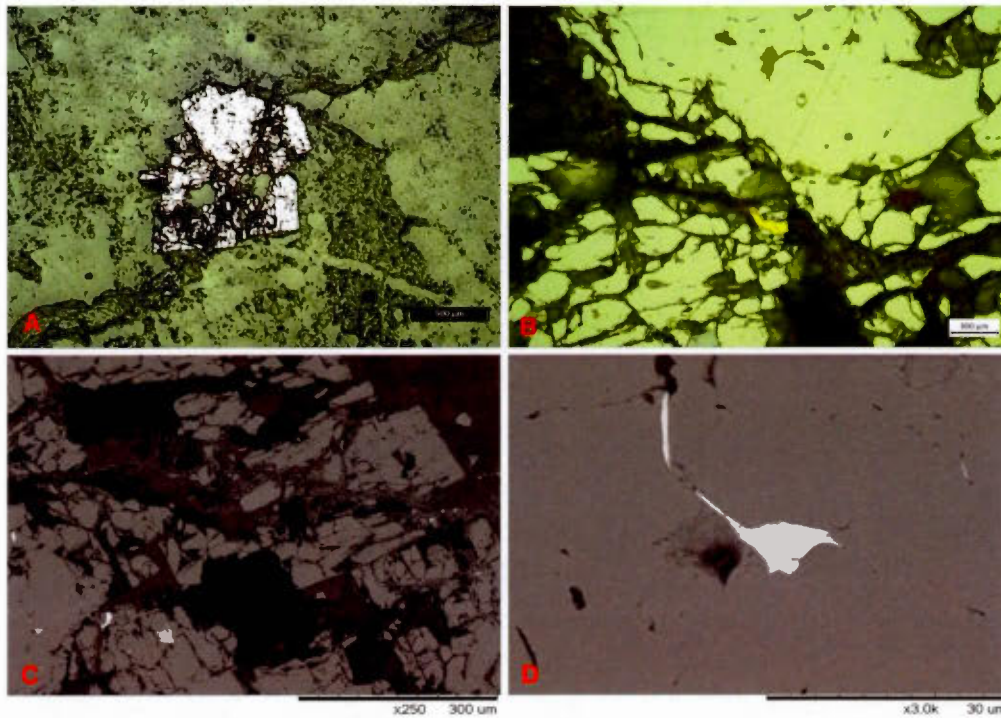


Figure 4.5: Microphotographie de pyrite aurifère dans l'échantillon de terrain 05-TCVS-A. A: pyrite aurifère, traversée par une veinule de séricite, lumière réfléchie; B: grain d'or libre, dans une pyrite fracturée, lumière réfléchie ; C: ensemble des grains d'or (en blanc) libre et en inclusion dans la pyrite fracturée, MEB ; D: grain d'or en inclusion dans la pyrite, MEB.

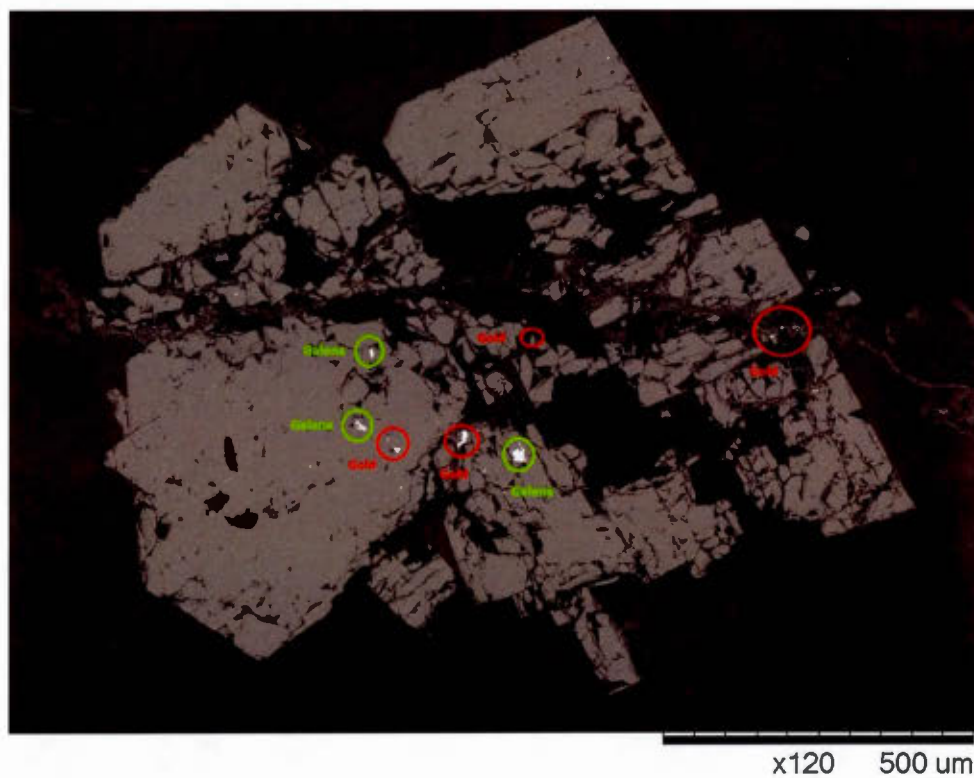


Figure 4.6: Exemple de l'or et de la galène observés au microscope électronique à balayage (échantillon 05-TCVS-A). Les cercles rouges montrent l'or et les cercles vert la galène, le minéral encaissant est de la pyrite.

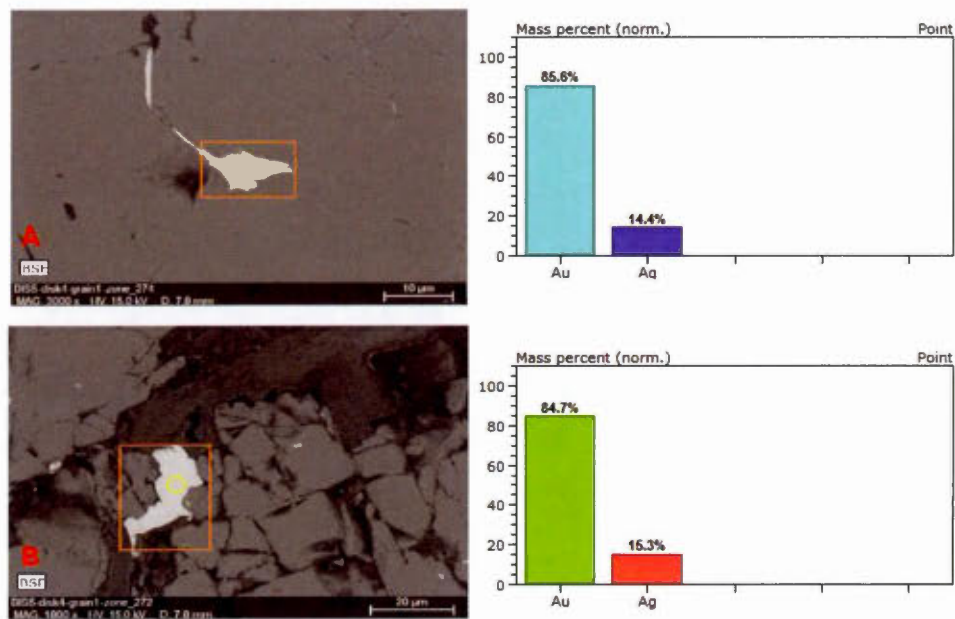


Figure 4.7: A) et B) Analyses de grains d'or et pourcentages d'Au et d'Ag associés.

4.3 Modèle d'élévation de terrain

Une étude du modèle d'élévation numérique de terrain a été effectuée dans le but d'interpréter et de déterminer les principaux éléments structuraux à partir des linéaments visibles. Le modèle d'élévation de terrain est une représentation de la topographie d'une zone terrestre, il prend en compte le relief naturel à partir des données numériques de télédétection.

La couverture végétale, les activités entropiques et la couverture quaternaire dans la région de l'Abitibi, rendent le travail d'observation et de description des affleurements rocheux difficile et voir même impossible par endroits. Pour cette raison, on a utilisé la méthode de modélisation numérique d'élévation de terrain pour les interprétations de linéaments.

Sur la figure 4.8 on observe des linéaments d'ordre kilométrique, qu'on a compilé dans un diagramme de Rose. À partir du modèle d'élévation, on observe certains linéaments pouvant atteindre 5-6 km et que l'on n'arrive pas à observer ni sur l'image satellite de haute résolution ni sur la carte topographique. Le diagramme de Rose nous indique que les linéaments principaux sont orientés NE-SW et NW-SE. Ces orientations sont parallèles aux filons aurifères Cossette Nord et Sud.

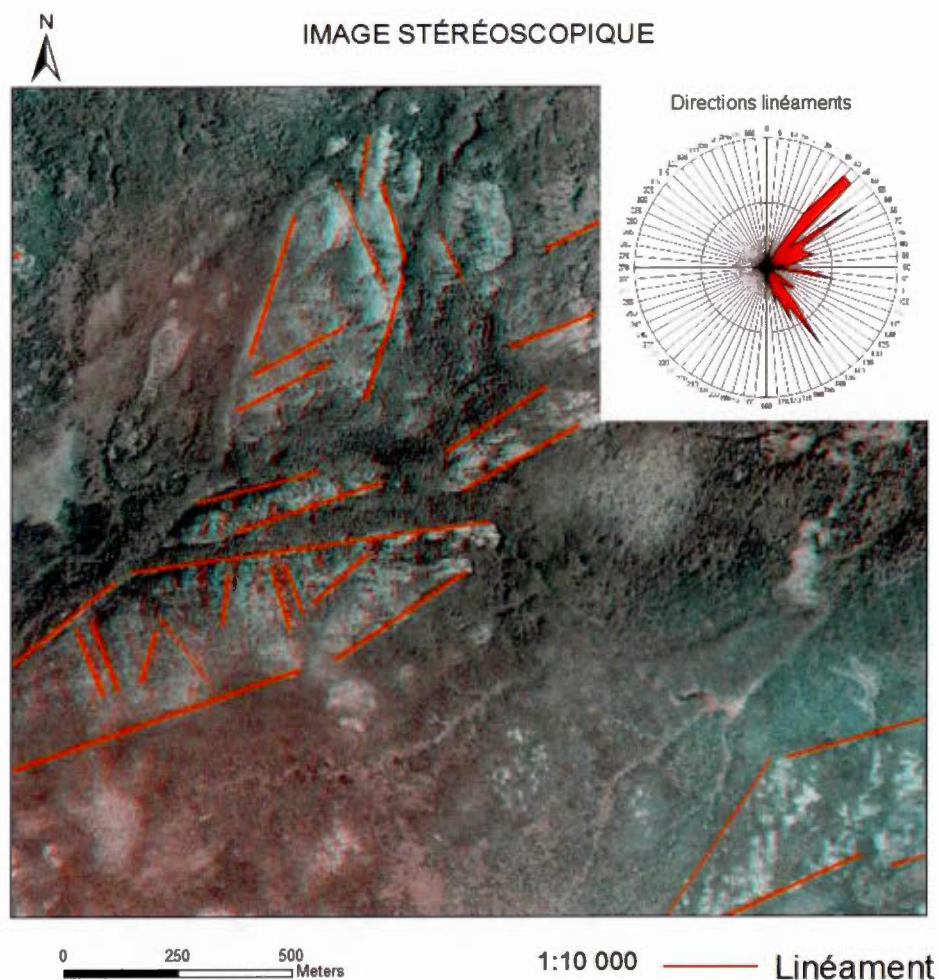


Figure 4.8: Illustration des linéaments visibles sur une photo stéréoscopique de la région d'étude et diagramme-Rosace (34 linéaments) montrant leur orientation préférentielle NE-SW et NW-SE à l'échelle du pluton de Trécesson. On se situe au centre du pluton proche de l'indice Cossette.

En situant les forages historiques effectués sur la propriété de Knick Exploration, on peut suggérer l'emplacement possible d'une nouvelle campagne de forage (Fig. 4.9). Ce linéament d'orientation NNW peut correspondre à la continuité de la veine aurifère de Cossette Nord avec une orientation de N 330°.

Nouvelle cible pour l'exploration

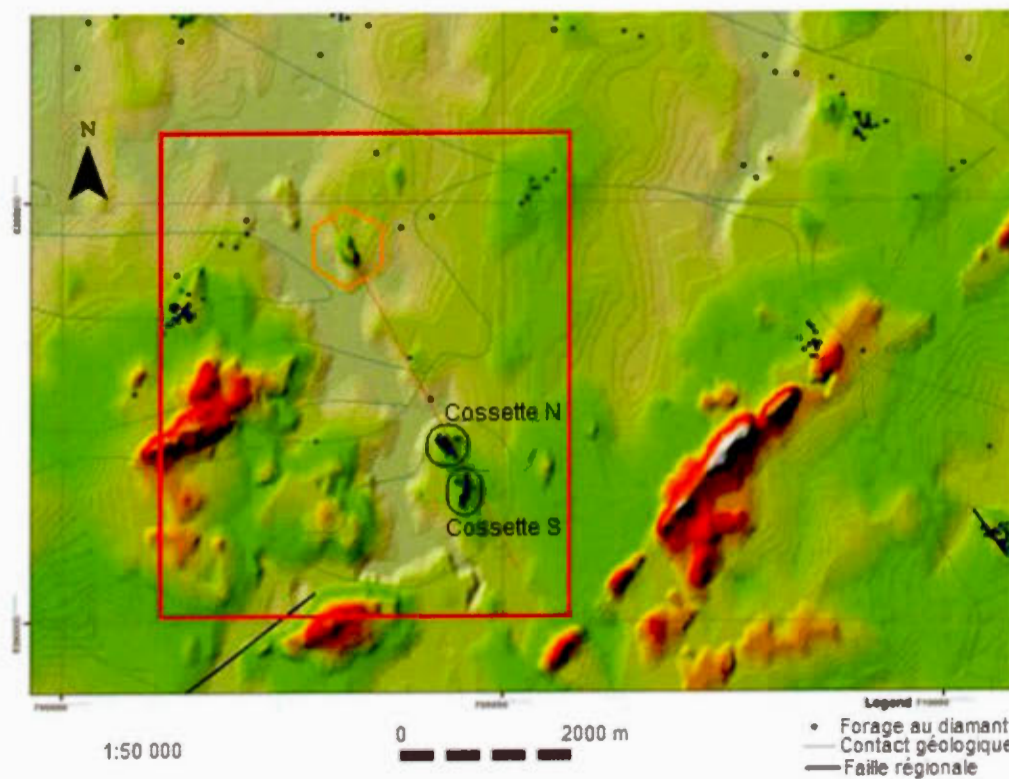


Figure 4.9: Exemple d'une nouvelle cible d'exploration par forage dans l'hexagone orange.

CHAPITRE V

DISCUSSION

5.1 État des connaissances sur l'âge des minéralisations aurifères en Abitibi

Les deux grands ensembles lithotectoniques formant la sous-province de l'Abitibi (partie québécoise) sont la Zone Volcanique Nord (ZVN) et la Zone Volcanique Sud (ZVS). Ils sont séparés par la faille Destor-Porcupine. La ZVN est dix fois plus grande en surface par rapport à la ZVS. La déformation régionale au sein de la ZVN et de la ZVS est diachrone, 2710-2690 Ma pour la ZVN et 2698-2640 Ma pour la ZVS (Gaboury, 2004). Cette déformation débute par un raccourcissement N-S dominant et évolue vers un décrochement dextre dominant (Gaboury, 2004).

Il est difficile de situer dans un cadre temporel précis les minéralisations aurifères de l'Abitibi. Les minéralisations aurifères orogéniques se sont formées de manière synchrone à tardive dans l'histoire tectono-métamorphique des zones volcaniques Nord et Sud. La majorité des gisements sont distribués le long des failles majeures orientées E-W (Cadillac, Porcupine, Casa Bérardi). La grande majorité des gisements orogéniques (mines fermées et actives) sont situés dans la ZVS et sont portés par des structures orientées est-ouest (Gaboury 2004).

Le modèle idéalisé pour déterminer l'âge absolue d'une minéralisation aurifère filonienne est basé sur des relations de recoupement entre différentes générations de dykes et de veines minéralisées. Ce qui est le cas par exemple pour le gisement de Barry qui se situe dans la ZVN à 100 km à l'est de Lebel-sur-Quevillon et à 180 km au SW de Chibougamau. L'étude de Kitney (2009), suggère un âge absolu de 2697.1 +/- 0.6 Ma pour cette minéralisation de type or orogénique dans des filons de quartz-

carbonates. Cet âge concorde avec l'âge de la déformation régionale pour la ZVN (2710-2690 Ma), ce qui correspond à une déformation D2 entre 2710 et 2702 Ma (Daigneault et al., 2004).

Une autre indication est l'âge de mise en place des plutons syn-tectoniques. Le pluton de Colombourg, situé dans la ZVN, s'est mise en place à 2696.9 +/- 2.8 Ma (Mortensen, 1993). Sa mise en place indique une extension locale durant une phase de raccourcissement régional (Chown et Daigneault, 1993).

L'âge du pic métamorphique régional globalement estimé pour la ZVS est de 2680-2660 Ma (Powell et al., 1995). Dans la région de Val d'Or, il serait de 2690-2670 Ma, tel que déterminé à la mine Sigma (Hanes et al., 1992).

L'étude géochronologique de Lemarchand (2012) effectuée au sein du batholite de Bourlamaque suggère que les minéralisations filoniennes aurifères de ce pluton sont séparées du métamorphisme régional par plusieurs dizaines de millions d'années. Les résultats de datation obtenus ne permettent cependant pas de dater précisément l'introduction de l'or dans le système mais plutôt indiquent les principaux pics d'activité hydrothermale associée à des phases d'introduction ou de remobilisation de l'or sur des périodes de plusieurs dizaines de millions d'années. Une origine des fluides minéralisateurs liée à l'accrétion de la sous-province du Pontiac, avec la dévolatilisation en profondeur des séries sédimentaires du Pontiac et la production des granites de type S a été suggérée par Feng et al. (1992).

La minéralisation orogénique précoce dans la région de Val-d'Or mise en place pendant la compression régionale est datée autour de 2692 Ma, sur la base de relations de recoupement, que montrent différentes générations de dykes (Couture et al., 1994 ; Robert 1994). Un deuxième événement aurifère de la région de Val d'Or

est représenté par des veines de quartz-tourmaline-carbonates qui sont formées après le pic métamorphique (Hanes et al., 1992), soit plus jeunes que 2660 Ma.

5.2 Gisements d'or orogénique et facteurs de contrôle

Ces gisements d'or orogénique se mettent généralement en place tardivement par rapport à la déformation. Ils sont souvent associés à une phase orogénique sans association claire avec des plutons. Dans la majorité des cas, ils se mettent en place dans le domaine de transition fragile-ductile, dans des structures secondaires d'accidents majeurs (Jébrak et Marcoux 2008). L'accrétion tectonique agit comme moteur pour activer la circulation de fluides hydrothermaux le long de grands accidents crustaux. Plus précisément, il s'agit de gisements syn- à tardi-métamorphiques, reliés à une tectonique de raccourcissement horizontal. Les gisements forment de larges champs minéralisés en association avec des roches métamorphiques dans la plupart des cas au faciès des schistes verts. Ils peuvent se former dans des niveaux paléocrustaux de 5 à 20 km de profondeur (Groves et al., 1998; Hagemann and Cassidy, 2000; Dubé and Gosselin, 2007). La source des fluides est sujet à discussion, elle pourrait être d'origine métamorphique, magmatique et/ou mantellique (Hagemann and Cassidy, 2000; Dubé and Gosselin, 2007). Une variation considérable de la minéralogie et des caractéristiques géochimiques peut être expliquée par la nature hétérogène des roches encaissantes et des conditions variables de pression-température (Colvine et al., 1988; Cassidy et al., 1998; Groves et al., 1998; McCuaig and Kerrich, 1998). Les fluides aurifères semblent se former le plus souvent sous des pressions de 1.5 ± 0.5 kbars et des températures autour de $400^\circ \pm 50^\circ\text{C}$, sont de faible salinité $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$, et l'or est transporté sous forme d'un complexe sulfuré réduit (Groves et al., 2003). Plusieurs auteurs proposent une source profonde de l'or et des fluides provenant d'une dévolatilisation crustale ou métamorphique (Groves, 1993).

Les gisements orogéniques sont présents dans différentes époques géologiques mais sont particulièrement abondants dans les ceintures archéennes. Des gisements comparables sont cependant exploités dans des orogènes plus jeunes, notamment dans le Birrimien (Protérozoïque moyen) du continent africain où ils sont encaissés par des séquences de roches méta-sédimentaires.

Association minérale

Les veines porteuses de la minéralisation sont, en général, pauvres en sulfures < 5% sulfures (Fe) et montrent une altération à carbonates. L'assemblage type de ces veines est constitué de quartz-albite-muscovite-tourmaline-fuchsite-chlorite-scheelite-séricite. Leur rapport Au/Ag est autour de 1. La majorité des dépôts présentent une association métallique des éléments suivants : Au, Ag +/- As, B, Bi, Sb, Te et W (Hagemann et Cassidy, 2000) ± Cu, Pb, Zn. Les minéraux d'altération indicateurs de la minéralisation aurifère sont les carbonates (ankérite, calcite) et les sulfures (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite), lesquels peuvent varier en fonction de la nature de l'encaissant et de la profondeur de mise en place. L'altération des roches encaissantes, typique du faciès des schistes verts, impliquent l'addition de quantités significatives de CO₂, S, K, H₂O, SiO₂, ± Na et d'éléments lithophiles légers (Groves et al., 1998).

Environnement de mise en place

Les fluides permettent de lessiver et de concentrer les ions métalliques dans des pièges structuraux. Ce processus est principalement contrôlé par la température et la pression. On observe que 70 % des minéralisations d'or orogénique se retrouve dans des niveaux métamorphiques variant du faciès des schistes verts au faciès amphibolite inférieur (Harcouet 2005).

Des corps intrusifs, associés à la minéralisation, ont pu contribuer à la fracturation de l'environnement de mise en place, créant des pièges, et ont pu jouer un rôle

prépondérant sur la minéralisation en jouant le rôle de moteur thermique pour la circulation de fluides hydrothermaux fertiles. Les structures porteuses de la minéralisation sont diverses, et comptent notamment des failles cassantes, des plis, des zones de tension ou des zones de cisaillement en milieu ductile-cassant à ductile. La morphologie et la géométrie de la minéralisation correspondent le plus souvent à des veines de quartz, des stockworks et des sulfures disséminées dans les roches encaissantes (Harcouet 2005).

Contrôle structural

Les failles majeures jouent très souvent un rôle de métallotecte régional, alors que les failles secondaires sont généralement les lieux de précipitation de la minéralisation. Les indicateurs de minéralisation sont les veines, les veinules, les textures de remplissage, les altérations, la bréchification et les zones de cisaillement associées. La déformation orogénique qui accompagne la minéralisation aurifère favorise aussi l'extraction et la circulation de fluides riches en soufre.

Le contrôle structural des différents gisements d'or orogéniques dépend de la géométrie des failles associées. Par exemple, comme les failles inverses à fort pendage comme à la mine Sigma dans le pluton de Bourlamaque ; les failles de chevauchement, les failles coulissantes, les failles normales, les systèmes de fractures avec peu/ou pas de mouvement, les charnières de plis horizontaux ou verticaux.

Selon (Groves et al., 2000), les gisements de ce type sont non seulement plus nombreux à proximité des failles majeures, mais sont aussi de plus grande taille. Les gisements majeurs se situent généralement à moins de 5 km de zones de failles majeures (Groves et al., 2000).

Le nombre de failles par unités de surface peut constituer un indicateur de l'importance de la déformation régionale en régime fragile. La densité élevée de failles par unités de surface contribue à favoriser la circulation des fluides

hydrothermaux et constitue aussi un piège structural potentiel pour la précipitation de l'or (Hagemann et Cassidy, 2000).

5.3 Minéralisations aurifères filoniennes du secteur de Val d'Or

Dans la région de Val d'Or, Robert (1994) a proposé l'existence de deux types de minéralisations filoniennes aurifères structuralement bien définies ; des gisements pré-métamorphiques (précoces), à quartz-carbonates-pyrite, généralement plissées et boudinées, et recoupées par de nombreux dykes mafiques, et des gisements post-métamorphiques (tardifs) à quartz-tourmaline-carbonates-pyrite recoupant toutes les roches intrusives de la région, à l'exception des dykes de diabase protérozoïques. Deux groupes d'âges ont aussi été documentées pour les minéralisations filoniennes précoces et tardives de la région : des âges autour de 2700-2680 Ma pour les minéralisations précoces, et des âges de 2630 Ma et plus jeunes pour les minéralisations tardives (Tableau 3). La localité-type pour les minéralisations pré-métamorphiques est représentée par la mine Norlartic, où un dyke felsique datée à 2692 ± 2 Ma (Pilote et al., 1993), recoupe la zone minéralisée constituée d'un stockwork de veinules de quartz-carbonates-pyrite (Couture et al., 1994). Les roches intrusives, datées à 2682 ± 2 et 2680 ± 4 Ma (Couture et al., 1994), encaissant des minéralisations aurifères post-métamorphiques sont présents aux mines Sigma et Camflo. L'ensemble de ces veines aurifères tardives partagent certaines caractéristiques minéralogiques et sont principalement constituées de quartz, tourmaline, carbonates, sulfures, et de chlorite et séricite en moindre proportion (Sauvé et al., 1993). L'or semble fortement lié à la présence de carbonates (Robert et Brown, 1984).

Le pluton de Bourlamaque est situé au nord-est de la ville de Val d'Or, il couvre une superficie d'environ 170 km². Sa composition est calco-alcaline et il est encaissé par

les groupes de Malartic et de Louvicourt (Scott et al., 2002). Le faciès métamorphique régional est aux schistes verts. Cette intrusion, datée à 2700 +/- 1 Ma (Wong et al. 1991), est interprétée comme un pluton synvolcanique (Taner et Trudel, 1989; Jébrak et al., 1991). Selon Jenkins 1994 et Brown 1999, le contexte de mise en place, serait celui d'une extension en bassin arrière-arc. Le pluton est situé à 5 km au nord de la zone tectonique de Cadillac (Fig.4.2). La déformation au sein du pluton est d'origine tectonique et celui-ci varie de peu à moyennement déformé. Les zones de déformation intense correspondent à une série de corridors de déformation cisailante encaissant la majorité des gisements aurifères du pluton (Lemarchand 2012). Le pluton de Bourlamaque est l'hôte de huit gisements d'or filonien (Fig. 5.1) qui sont, en grande partie, situés sur les bordures de l'intrusion et associées à des cisaillements orientés est-ouest. Les veines porteuses sont constituées de filons de quartz-tourmaline-carbonates-sulfures d'une épaisseur variant entre 1 m et une dizaine de mètres (Lemarchand 2012, Robert 1990). La minéralisation aurifère est associée à une altération à carbonates avec une prédominance de la calcite par rapport à l'ankérite (Beaudoin et Pitre, 2005). Les conditions de mise en place des filons se seraient effectuée sous des conditions globalement isothermales, autour de 350° C (Beaudouin et Pitre, 2005). La mise en place de ces veines minéralisées est considérée comme pénécotemporaine à la phase de déformation D2 et antérieure à la phase de déformation en décrochement (D3 ; Robert 1994). Dans la région de Val d'Or, le pic du métamorphisme régional, associé à la D2 et responsable de la schistosité régionale, est estimé à 2680-2660 Ma (Powell et al., 1995). Selon Lemarchand (2012), les événements minéralisateurs encaissés par le pluton de Bourlamaque pourraient avoir débuté dès 2650 Ma.

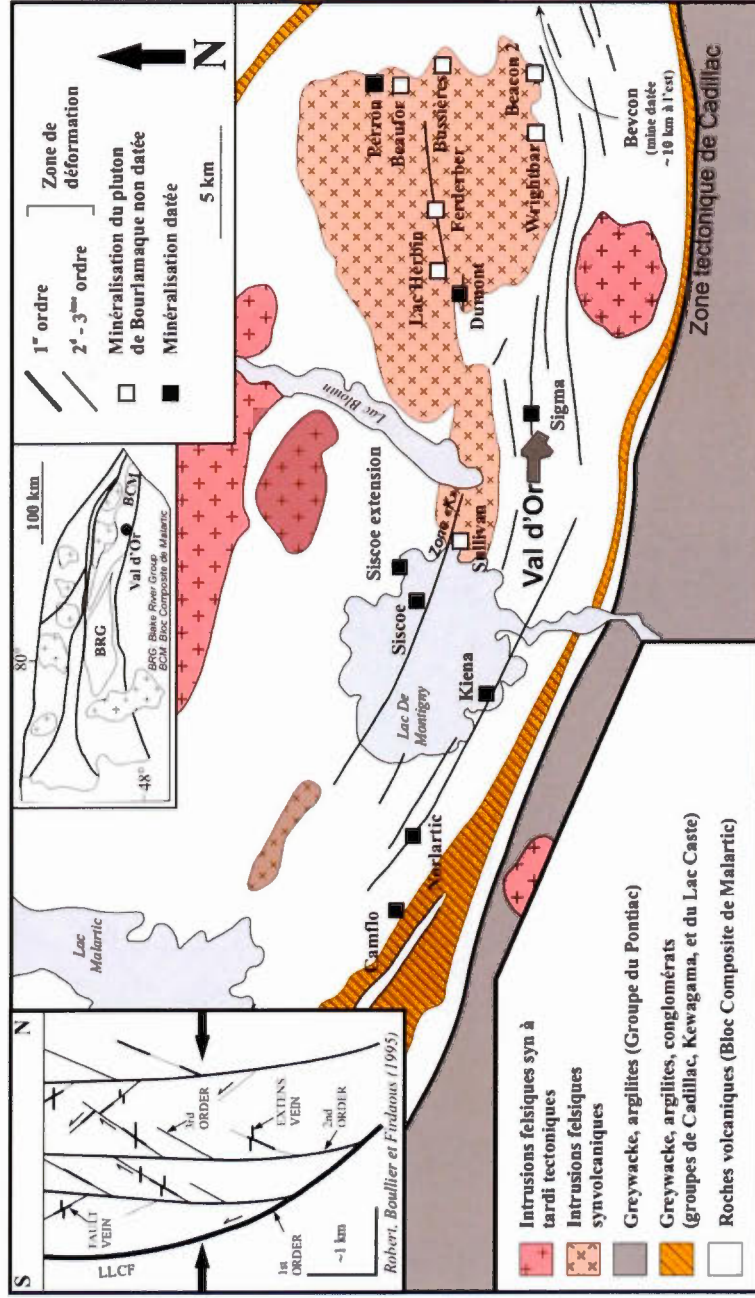


Figure 5.1: Carte géologique simplifiée de la région de Val-d'Or. Modifiée de Lemarchand (2012).

Tableau 3: Compilation d'âges de minéralisation pour le secteur de Val-d'Or, d'après
Powell et al. (1995) et (Desrochers et al., 1996).

Ciment	Objet daté	Technique	Âge	Référence
Beacon	zircon dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	sonde ionique U/Pb sonde ionique U/Pb	~ 2681 Ma ~ 2704 Ma	Claoué-Long, King et Kerrich (1990)
Camilo	titanite dans veine de quartz-carbonate titanite hydrothermale rutile dans syénite quartzifère minéralisée rutile dans veine de quartz-scheelite biotite dans veine de quartz biotite dans éponge muscovite dans veine de quartz muscovite dans éponge	U/Pb U/Pb U/Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	2627 ± 2 Ma 2621 ± 4 Ma 2633 ± 3 Ma 2600 ± 3 Ma 2519 ± 7 Ma 2507 ± 8 Ma à 2469 ± 9 Ma 2553 ± 7 Ma 2511 ± 7 Ma	Jemielita, Davis et Krogh (1990) Zweng et Mortensen (1993) Jemielita, Davis et Krogh (1990) Jemielita, Davis et Krogh (1990) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993)
Dumont - Bras d'Or	zircon dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	sonde ionique U/Pb U/Pb	2694 ± 70 Ma 2693 ± 2 Ma	Claoué-Long, King et Kerrich (1990) Kerrich et Kyser (1994)
Kiena	zircon dans dyke felsique recoupant un stockwork minéralisé	U/Pb	2696 ± 2 Ma	Morasse et al. (1993)
Norlantic	zircon dans tonalite post minéralisation	U/Pb	2692 ± 2 Ma	Couture et al. (1994)
Perron - Nord Pascalis	scheelite et tourmaline dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	Sr/Nd sonde ionique U/Pb	2593 ± 27 Ma 2697 ± 19 Ma	Anglin, Jonasson et Franklin (1996) Claoué-Long, King et Kerrich (1990)
Sigma	rutile dans halo d'altération d'une veine de quartz scheelite dans veine de quartz zircon dans veine de quartz muscovite dans veine de quartz	U/Pb Sr/Nd sonde ionique U/Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	2599 ± 9 Ma 2485 ± 250 Ma 2682 ± 8 Ma 2579 ± 9 Ma	Wong et al. (1991) Anglin, Jonasson et Franklin (1996) Claoué-Long, King et Kerrich (1990) Hanes, Archibald et Hodgson (1992)
Siscoe	pyrite hydrothermale d'une veine de quartz-tourmaline et de son éponge	Pb/Pb	2566 ± 71 Ma	Olivo et al. (2007)
Siscoe Extension	scheelite dans veine de quartz	Sr/Nd	2602 ± 20 Ma	Anglin, Jonasson et Franklin (1990)

5.4 Nature et origine des filons aurifères du pluton de Trécesson.

La région de l'Abitibi comprend 1367 zones minéralisées de type or orogénique documentées, incluant 211 mines (actives ou fermées) et de nombreux gisements à tonnage évalué (Lamothe et al., 2006). Une grande partie de ces minéralisations sont situées essentiellement, sur des failles majeures ou à proximité de ce celles-ci, telles que les failles de Cadillac et de Destor-Porcupine.

La particularité de la faille de Destor-Porcupine (FDP) est que sa partie ouest présente plus de minéralisations économiques que sa partie est. Beaucoup de travaux de recherche ont été menés pour expliquer cette particularité. La région d'Amos se situe à 15 km au nord de la faille Destor-Porcupine et jusqu'à présent, elle est considérée comme étant une région prometteuse. Legault et al. (2005) ont identifié six types de minéralisation aurifère le long de la faille de Destor-Porcupine, sur la base des cortèges des minéraux d'altération, de la nature de l'encaissant, des textures de cristallisation et de l'association des métaux présents.

La minéralisation de l'indice Cossette se rapproche du type de minéralisation dénommé «veine de quartz + carbonates avec un rapport Au/Ag généralement élevé (>3)» (Legault et al., 2005). Une mise en place variant de syn- à tardi-déformation régionale (D1 et D2) et contemporaine d'un régime de raccourcissement a été proposé par Legault et al. (2005) pour ce type de minéralisation.

En ce qui concerne l'âge de la minéralisation aurifère encaissé par le pluton de Trécesson, on peut dire que la minéralisation est évidemment postérieure à la mise en place de ce pluton qui est daté à 2711 ± 1.2 Ma (voir section 2.5 Géochronologie U-Pb sur zircons). L'âge de la déformation régionale et, conséquemment, de la mise en place des plutons syn-tectonique de la ZVN est estimée à 2703-2690 Ma (Chown et

al., 1992). Nous proposons ici deux hypothèses possibles en ce qui concerne l'âge de la minéralisation filonienne encaissée par le pluton de Trécesson.

Hypothèse 1 : Une minéralisation pour le pluton de Trécesson située entre 2703 et 2690 Ma, c'est-à-dire pénécontemporaine des intrusions syn-orogéniques de la ZVN. Si on compare cet âge à celui des minéralisations d'or orogénique décrites dans le secteur de Val d'Or, on pourrait donc, essentiellement sur la base de l'âge présumé, associer la minéralisation aurifère du pluton de Trécesson aux veines aurifères précoces (i.e. > 2692 Ma) du camp minier de Val d'Or (Couture et al., 1994; Robert 1994). Cela voudrait donc dire que la minéralisation aurifère du Trécesson aurait échappée aux déformations affectant les gisements précoces de Val d'Or. Dans le camp minier de Val d'Or, ces minéralisations aurifères précoces sont exposées dans les mines Siscoe, Kiena, Orion et Norlartic (Couture et al., 1994), toutes situées à l'ouest du pluton de Bourlamaque. Selon cette hypothèse, on pourrait expliquer l'absence de déformations superposées sur les veines du pluton de Trécesson parce que celui-ci est situé dans la ZVN et que la déformation régionale y est plus vieille d'au moins 10 Ma que dans la ZVS (Gaboury 2004). Ce qui impliquerait évidemment que la déformation régionale caractérisant le camp minier de Val d'Or n'a pas été enregistrée au nord de la faille Destor-Procupine.

Hypothèse 2 : La seconde hypothèse serait que les minéralisations du pluton de Trécesson sont pénécontemporaines des minéralisations d'or filonien «jeunes» du secteur de Val d'Or, soit < 2650 Ma. Dans le camp minier de Val d'Or, ces veines aurifères sont constituées de quartz, tourmaline, carbonates, sulfures, chlorite et séricite et sont associées à des corridors de déformation cisailante. Les minéralisations filoniennes du Trécesson se distinguent cependant des gisements jeunes de la région de Val d'Or par une absence systématique de tourmaline, la présence d'hématite associées aux veines de quartz, une faible quantité de carbonates d'altération une absence de corridors de déformation cisailante dans les épontes des

filons aurifères. Ces différences minéralogiques et morphologiques pourraient être attribuées au fait que les filons du Trécesson se seraient mis en place à un niveau structural supérieur et sous des conditions métamorphiques plus faibles que celles des filons aurifères «jeunes» du camp miner de Val d'Or.

Pour répondre de façon adéquate à ces questions, il faudrait dater la minéralisation filonienne du pluton de Trécesson, soit par des datations U/Pb sur zircons hydrothermaux, si de tels zircons sont évidemment présents dans les zones minéralisées, ou par des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et/ou sur des minéraux d'altérations, comme la séricite, présents dans les épontes des veines minéralisées.

A titre de comparaison avec le pluton de Bourlamaque, le pluton de Trécesson a une superficie approximative de 60 km² et fait partie de la ZVN. Sa composition est généralement granodioritique et il est considéré comme synvolcanique avec un âge de mise en place à 2711 Ma. La faille de Destor-Porcupine se situe à 15 km au sud du pluton, mais on observe quelques failles secondaires parallèles à la faille de Destor-Porcupine proche de l'extrémité sud du pluton. Les filons de quartz aurifère de l'indice Cossette sont peu déformés ; leurs bordures sont marquées par de la chloritisation. Les altérations dominantes sont la chlorite, l'altération feldspathique et localement la silicification. La présence de l'or en inclusion dans la pyrite et de l'or associée aux microfissures de la pyrite pourraient être due à une remobilisation tardive. Le contrôle de la minéralisation est structural. La géométrie des veines de quartz est, en échelon et de remplissage, créée par une déformation régionale orientée N-S. Cette déformation s'est produite sur l'ensemble de la région et elle est probablement causée par l'accrétion des différents terrains composant la ZVN. Cet épisode de raccourcissement se traduit par le plissement des unités, le développement d'une schistosité régionale, la verticalisation des lithologies, le chevauchement de la ZVN sur la ZVS le long de la faille Manneville (Labbé 1999).

En résumé, le pluton de Trécesson est un système intrusif plus petit de taille que celui de Bourlamaque. Il est, cependant relativement éloigné des failles majeures, soit plus de 15 km. La minéralisation est localisée au centre et en bordure du pluton. L'orientation dominante des veines minéralisées est NNW-SSE et NNE-SSW. Le contrôle des veines est structural mais on n'observe pas de couloirs de déformation comme dans le pluton de Bourlamaque (voir tableau 4). On note une absence de tourmaline. On observe plutôt des zones bréchifiées avec des veinules de quartz formant des corps de quelques dizaines de mètres de longueur. Ces structures sont primaires et se sont formées pendant une compression régionale N-S.

Tableau 4: Comparaison entre le pluton de Trécesson et le pluton de Bourlamaque.

	Trécesson	Bourlamaque
Superficie	60 km ²	170 km ²
Age de mise en place	2711 +/- 1.2 Ma (cette étude)	2700 +/- 1 Ma (Wong et al., 1991)
Affinité	calco-alcaline	calco-alcaline
Formation géologique	cogénétique de la Formation du Lac Arthur	cogénétique de la Formation de Val-d'Or
Classification pétrographique	diorite, diorite quartzifère	gabbro, diorite et diorite quartzifère
Faciès métamorphique	schiste vert	schiste vert
Assemblage minéralogique	quartz, albite, chlorite, biotite, hornblende, épidote, rares carbonates	quartz, albite, chlorite, épidote, micas blanc, leucoxène, hornblende, rares carbonates
Contexte tectonique	contexte extensif dans le cadre de la formation d'un bassin d'arrière arc	idem.
Roches encaissantes	roches volcaniques mafiques	roches volcaniques felsiques
Structures dominantes	système de veinules en tresses, zones bréchifiées	veines de cisaillement et veines d'extension
Minéralogie des veines minéralisées	quartz, chlorite, carbonates	quartz-tourmaline-carbonates
Orientation des veines porteuses	NE-SW, NW-SE	NE-SW
Distribution de l'or dans les veines	en inclusion dans la pyrite, dans les microfissures, libre dans le quartz	idem.
Contexte de minéralisation	milieu pauvre en matière organique et roches sédimentaires, présence d'unités volcaniques mafiques à intermédiaires	idem.
Profondeur des structures	inconnue	de l'ordre de 1-2 km
Complexité structurale	moyenne	élevée
Couloirs de déformation	absence	présence

CONCLUSION

Les travaux réalisés au cours de cette étude permettent de formuler les conclusions suivantes:

1. L'altération dominante dans les minéralisations aurifères filoniennes de Cossette Nord et Sud est représentée par un assemblage de séricite-albite, d'une silicification et d'une chloritisation des minéraux mafiques alors que les carbonates forment une altération mineure. Les analyses au microscope électronique à balayage montrent deux types d'occurrence de la minéralisation aurifère : de l'or en inclusion dans la pyrite et de l'or dans les microfractures de la pyrite-ce qui pourrait être expliqué par une remobilisation tardive de l'or natif. L'or est sous forme d'électrum, dont 15 % du poids total est constitué par de l'argent.

2. Le contrôle de la minéralisation est nettement d'origine structural. Les veines de quartz minéralisées sont des veines d'extension. Les tranchées, historiquement échantillonnées, sont formées de veines de quartz en échelon. Ces veines minéralisées se sont mises en place dans un contexte tectonique en compression avec une orientation N-S. Dans la région d'Amos, le pluton de Trécession représente une forte anisotropie mécanique par rapport aux roches volcaniques encaissantes. Ce contraste rhéologique entre le pluton et les roches encaissantes a permis le développement de fractures conjuguées et de veines en échelons porteuses de minéralisations avec une orientation dominante NNW-SSE et NNE-SSW. Les linéaments régionaux, visibles à l'échelle du pluton, sont aussi d'orientation NNW-SSE et NNE-SSW et représentent donc des cibles potentielles à explorer pour d'autres minéralisations aurifères sous forme de filons de quartz.

3. La datation U-Pb sur zircons de la granodiorite du pluton de Trécesson a livré un âge de 2711 +/- 1.2 Ma. Cet âge est cohérent avec l'interprétation de Labbé (1995) selon laquelle il s'agit d'un pluton synvolcanique. Les analyses géochimiques des terres rares montrent d'ailleurs une signature géochimique des roches plutoniques qui est semblable à celle des roches volcaniques encaissantes.

4. La minéralisation filonienne est évidemment tardive par rapport à la mise en place du pluton de Trécesson, et donc postérieure à 2711 +/- 1.2 Ma. On propose deux hypothèses possibles concerne l'âge de la minéralisation filonienne.

Hypothèse 1 : la minéralisation pourrait être pénécontemporaine de la déformation régionale et marquée par la mise en place des intrusions syn-orogéniques de la ZVN, telles que, par exemple, le pluton d'Amos qui se situe sur la bordure sud du pluton de Trécesson. Par comparaison avec les minéralisations aurifères filoniennes de la région de Val d'Or, cette hypothèse signifierait que les filons aurifères du Trécesson correspondent temporellement aux minéralisations aurifères «précoces» décrites par (Robert 1994) qui sont datées à c. 2692 Ma et exposées, par exemple, dans la mine Norlartic (Couture et al., 1994).

Hypothèse 2 : les minéralisations aurifères du pluton de Trécesson sont pénécontemporaines des minéralisations d'or filonien «jeunes» du secteur de Val d'Or, qui sont, quant à elles, datées à < 2650 Ma (Lemarchand 2012) et que l'on retrouve principalement sur les bordures et au sein du batholite du Bourlamaque. Ces filons aurifères sont des veines de quartz-tourmaline-carbonates qui sont généralement associées à des zones de déformation cisailante (Lemarchand 2012), ce qui n'est cependant pas le cas pour les filons aurifères recoupant le pluton de Trécesson.

5. Le pluton de Trécesson est une intrusion de taille significativement plus faible que celle du batholite de Bourlamaque. Cette intrusion de Trécesson est relativement éloignée, plus de 15 km, des failles majeures d'échelle crustale de la ZVN. La minéralisation aurifère est localisée au centre et en bordure du pluton. Le contrôle est clairement structural mais on n'y observe pas de corridors de déformation intense, comme dans le batholite de Bourlamaque, mais plutôt des zones bréchifiées avec des veinules de quartz formant des corps allongés. La minéralisation aurifère du pluton de Trécesson diffère donc principalement de celle du pluton de Bourlamaque par son contrôle structural et par son cortège de minéraux d'altération.

ANNEXE

ANNEXE A

Résultats de datations U/Pb sur zircons

Tableau 1.A- Analyses de datation

No.	# gr	Poids	U	Pbcom	Th/U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	Disc.	ρ
		(mg)	(ppm)	(pg)		²⁰⁴ Pb	²³⁸ U		²³⁵ U		²⁰⁶ Pb			
							Age (Ma)		Age (Ma)		Age (Ma)		%	
1	5 zr	0,006	42	2,2	0,481	3427	2699,9	7,6	2705,7	3,6	2710,0	2,0	0,5	0,95
2	4 zr	0,005	63	4,4	0,535	1893	2654,3	7,0	2685,1	3,4	2708,3	1,7	2,4	0,96
3	3 zr	0,006	107	254,0	0,627	98	2736,4	14,6	2723,7	9,8	2714,3	12,6	-1,0	0,68
4	3 zr	0,004	75	5,2	0,483	1161	2702,2	7,2	2707,3	3,4	2711,0	1,8	0,4	0,95

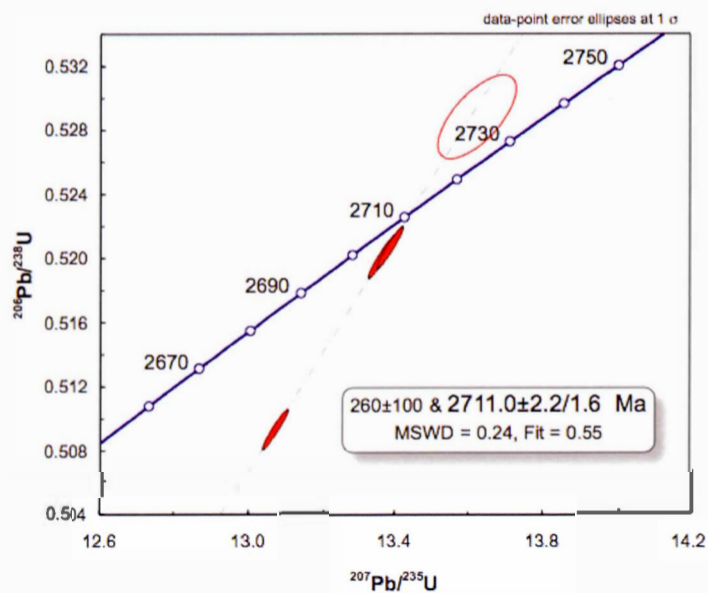


Figure 1.A : Diagramme Concordia

ANNEXE B

Résultats des analyses géochimiques

Tableau 1.B- Analyses géochimiques

Symbole	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Cr2O3	V2O5
Unité	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Limite de détection	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.003
Méthode analyse	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF	FUS-XRF
TR-12-GY-01	77,11	11,54	2,49	0,026	0,74	0,63	3,86	2,65	0,24	0,04	0,03	< 0.003
TR-12-GY-03	77,48	11,6	2,68	0,027	0,63	0,32	3,5	3,06	0,24	0,04	0,05	0,003
TR-12-GY-05	76,9	12,1	2,6	0,026	0,61	0,87	3,66	2,42	0,27	0,05	0,03	< 0.003
TR-12-GY-06	72,29	13,86	3,95	0,042	0,64	1,83	3,99	1,79	0,3	0,06	0,03	< 0.003
TR-12-GY-08	72,39	14,01	3,72	0,027	0,72	1,18	2,88	3,14	0,31	0,06	0,03	< 0.003
TR-12-GY-09	55,95	16,43	8,53	0,129	5,12	6,89	4,25	0,44	0,89	0,13	0,02	0,033
TR-12-GY-10	56,83	16,48	6,88	0,072	6,49	6,59	2,83	0,84	0,51	0,08	0,05	0,018
TR-12-GY-11	77,13	11,18	3,61	0,061	1,63	0,93	3,2	1,05	0,25	0,03	0,02	< 0.003
TR-12-GY-14	77,46	11,04	1,17	0,032	0,24	2,62	3,67	1,6	0,06	0,01	0,02	< 0.003
TR-12-GY-16	51,91	15,18	11,48	0,173	5,87	9,12	2,39	1,53	0,93	0,09	0,03	0,041
TR-12-GY-19	72,55	13,55	4,22	0,058	0,59	2,11	3,99	2,44	0,36	0,09	0,02	< 0.003
TR-12-GY-21	50,07	16,47	13,1	0,229	4,33	8,78	2,41	0,14	1,56	0,3	0,03	0,043
TR-12-GY-22	55,01	15,53	10,07	0,188	4,03	7,57	3,05	0,39	1,52	0,29	0,04	0,042

Tableau 2.B- Analyses géochimiques

Symbole	Bi	Th	U	Nb	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de détection	0.1	0.05	0.01	0.2	0.1	1	0.2	0.1	3	0.05	0.05	0.01	0.05
Méthode 'analyse	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
TR-12-GY-01	< 0.1	9,88	1,72	8.6	< 0.1	3	< 0.2	0.2	452	27.7	70.1	6.55	24,1
TR-12-GY-03	< 0.1	9,59	1,89	8.0	< 0.1	3	< 0.2	0.2	384	13.0	30.9	3.40	12,4
TR-12-GY-05	< 0.1	8,27	1,21	7.8	< 0.1	3	< 0.2	0.7	433	28.5	44.7	5.88	21,8
TR-12-GY-06	< 0.1	3,24	0,54	11.4	< 0.1	6	< 0.2	1.0	460	26.6	50.8	6.32	25,4
TR-12-GY-08	< 0.1	5,44	0,93	11.9	< 0.1	5	< 0.2	1.3	403	33.5	67.6	8.23	32,6
TR-12-GY-09	< 0.1	1,49	0,37	4.9	< 0.1	1	< 0.2	0.2	123	12.8	26.4	3.18	13,2
TR-12-GY-10	< 0.1	1,72	0,42	4.6	< 0.1	1	< 0.2	0.3	151	14.2	28.7	3.37	13
TR-12-GY-11	< 0.1	4,47	1,12	12.2	< 0.1	2	< 0.2	0.3	175	28.0	58.2	7.12	28
TR-12-GY-14	0,3	5,91	2,92	10.7	< 0.1	4	< 0.2	2.0	152	15.2	38.5	5.61	24,7
TR-12-GY-16	< 0.1	2,79	0,88	3.2	< 0.1	1	< 0.2	0.7	225	11.5	23.5	2.88	12
TR-12-GY-19	< 0.1	5,61	1,1	10.4	< 0.1	4	< 0.2	0.6	353	26.1	56.3	6.45	25,4
TR-12-GY-21	< 0.1	0,75	0,23	8.4	< 0.1	2	< 0.2	< 0.1	33	13.7	32.1	4.48	20,3
TR-12-GY-22	< 0.1	0,74	0,23	8.4	< 0.1	2	< 0.2	< 0.1	137	14.2	33.3	4.71	21,1

Tableau 3.B- Analyses géochimiques

Symbole	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de détection	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002	0.1	0.01	0.5
Méthode 'analyse	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
TR-12-GY-01	5,41	0,702	5,16	0,86	5,33	1,11	3,31	0,518	3,64	0,641	5	1,19	1,2
TR-12-GY-03	3,31	0,459	4,17	0,85	5,76	1,23	3,7	0,564	3,66	0,59	4,8	0,91	1,3
TR-12-GY-05	4,39	0,702	4,49	0,8	4,86	0,97	2,94	0,463	3,36	0,589	4,7	0,86	< 0.5
TR-12-GY-06	6,16	1,36	6,65	1,13	7,36	1,56	4,72	0,705	4,76	0,791	6,5	0,93	< 0.5
TR-12-GY-08	7,75	1,29	8,37	1,4	8,71	1,77	5,24	0,796	5,3	0,882	7,2	0,99	9,5
TR-12-GY-09	3,34	1,02	3,49	0,62	3,71	0,75	2,15	0,315	2,07	0,337	2,9	0,22	< 0.5
TR-12-GY-10	2,91	0,767	2,9	0,5	2,97	0,59	1,7	0,257	1,74	0,295	2,8	0,31	< 0.5
TR-12-GY-11	6,64	1,26	6,67	1,19	7,45	1,56	4,69	0,725	4,86	0,817	9,3	0,88	< 0.5
TR-12-GY-14	9,13	0,952	11	2,06	12,7	2,56	7,35	1,08	7	1,15	4,3	1,23	< 0.5
TR-12-GY-16	3,12	1	3,25	0,56	3,36	0,67	1,89	0,271	1,74	0,289	1,9	0,11	< 0.5
TR-12-GY-19	5,92	1,2	6,22	1,12	7,14	1,46	4,24	0,644	4,45	0,77	5,2	0,97	< 0.5
TR-12-GY-21	5,34	1,59	6,16	1,06	6,54	1,28	3,56	0,524	3,55	0,62	4,1	0,37	< 0.5
TR-12-GY-22	5,57	1,64	6,2	1,06	6,53	1,29	3,53	0,506	3,39	0,59	4	0,39	< 0.5

Tableau 4.B- Analyses géochimiques

Symbole	Rb	Sr	Y	Zr	Bi	Th	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de détection	1	2	0.5	1	0.1	0.05	1	0.5	5	1	2	0.5	1
Méthode 'analyse	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
TR-12-GY-01	72	48	31.3	159	< 0.1	9,88	14	0.8	< 5	72	48	31.3	159
TR-12-GY-03	93	32	33.6	160	< 0.1	9,59	14	0.8	< 5	93	32	33.6	160
TR-12-GY-05	93	60	27.5	172	< 0.1	8,27	15	0.8	< 5	93	60	27.5	172
TR-12-GY-06	68	82	43.3	235	< 0.1	3,24	19	1.5	< 5	68	82	43.3	235
TR-12-GY-08	88	44	50.5	258	< 0.1	5,44	20	1.1	< 5	88	44	50.5	258
TR-12-GY-09	12	140	20.6	122	< 0.1	1,49	18	1.5	< 5	12	140	20.6	122
TR-12-GY-10	23	164	16.9	118	< 0.1	1,72	17	1.1	< 5	23	164	16.9	118
TR-12-GY-11	34	79	41.7	378	< 0.1	4,47	15	0.7	< 5	34	79	41.7	378
TR-12-GY-14	51	43	72.1	113	0,3	5,91	13	1.1	< 5	51	43	72.1	113
TR-12-GY-16	51	180	17.1	76	< 0.1	2,79	18	1.5	< 5	51	180	17.1	76
TR-12-GY-19	72	90	39.8	188	< 0.1	5,61	19	1.2	< 5	72	90	39.8	188
TR-12-GY-21	2	166	34.1	167	< 0.1	0,75	22	1.8	< 5	2	166	34.1	167
TR-12-GY-22	5	138	34.5	168	< 0.1	0,74	23	1.2	< 5	5	138	34.5	168

Tableau 5.B- Analyses géochimiques

Symbole	Tl	Pb	Bi	Th	U	Mo	Ag	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de détection	0.05	5	0.1	0.05	0.01	2	0.5	5	20	1	20	10	30
Méthode d'analyse	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
TR-12-GY-01	< 0.05	6	< 0.1	9,88	1,72	10	1.3	15	190	5	< 20	< 10	< 30
TR-12-GY-03	0,07	< 5	< 0.1	9,59	1,89	11	1.3	18	220	4	< 20	< 10	< 30
TR-12-GY-05	< 0.05	< 5	< 0.1	8,27	1,21	10	1.5	20	190	4	< 20	< 10	< 30
TR-12-GY-06	< 0.05	5	< 0.1	3,24	0,54	9	2.0	21	170	5	< 20	< 10	70
TR-12-GY-08	0,05	< 5	< 0.1	5,44	0,93	12	2.0	24	210	3	< 20	100	70
TR-12-GY-09	< 0.05	< 5	< 0.1	1,49	0,37	2	1.1	178	120	30	90	20	90
TR-12-GY-10	< 0.05	< 5	< 0.1	1,72	0,42	4	1.1	101	360	32	190	< 10	40
TR-12-GY-11	< 0.05	< 5	< 0.1	4,47	1,12	5	3.0	< 5	120	3	< 20	20	50
TR-12-GY-14	< 0.05	9	0,3	5,91	2,92	8	0.9	< 5	110	< 1	< 20	< 10	< 30
TR-12-GY-16	< 0.05	7	< 0.1	2,79	0,88	< 2	0.5	219	200	47	90	140	90
TR-12-GY-19	< 0.05	7	< 0.1	5,61	1,1	9	1.6	17	170	6	< 20	20	40
TR-12-GY-21	< 0.05	13	< 0.1	0,75	0,23	< 2	1.5	207	220	39	110	120	170
TR-12-GY-22	< 0.05	32	< 0.1	0,74	0,23	3	1.5	213	260	43	100	100	150

ANNEXE C

Cartes de localisation des forages au diamant, des échantillons, des lames minces et
des analyses géochimiques et leurs coordonnées

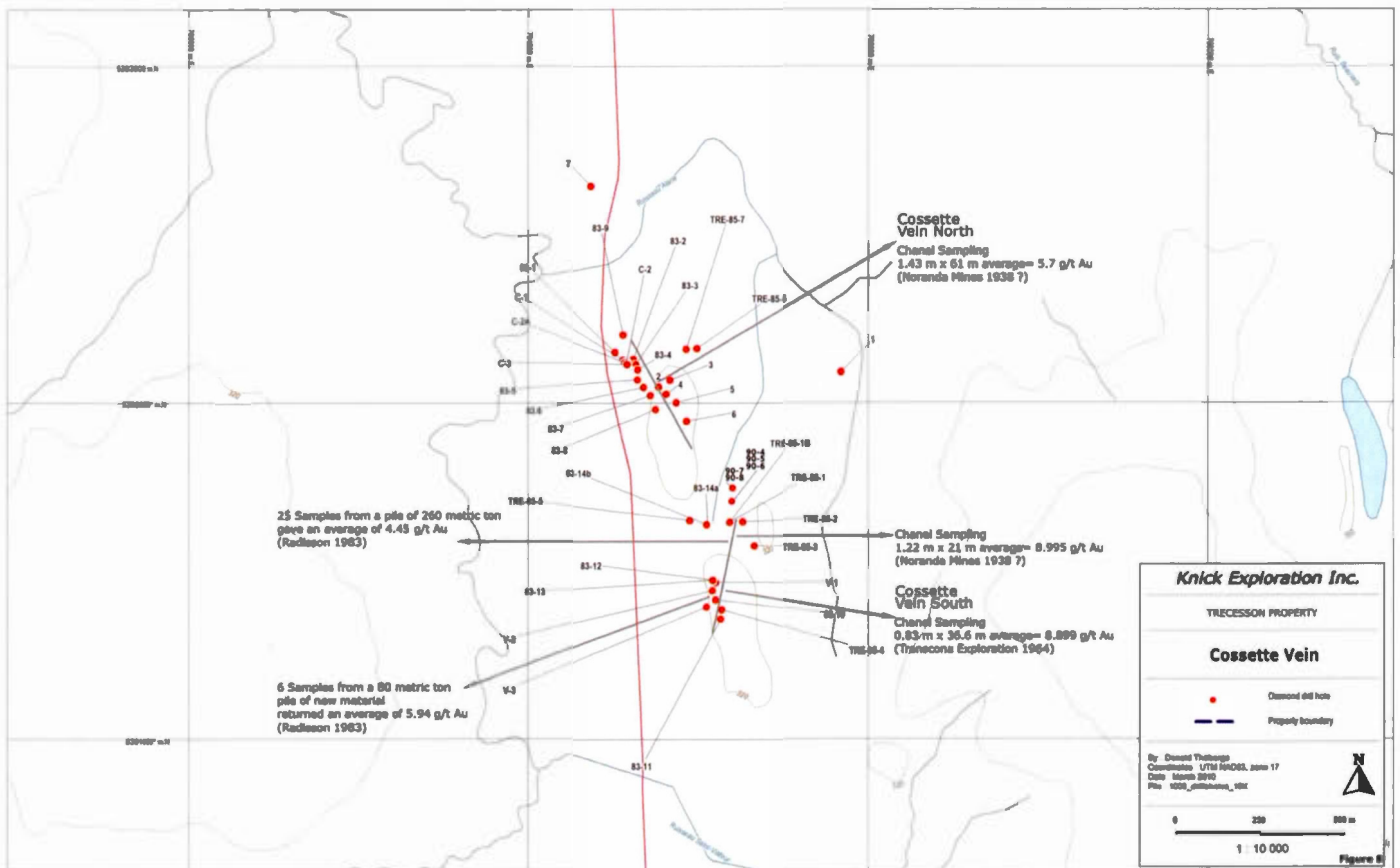


Figure 1. C- Localisation des forages au diamant, effectué par Knick Exploration en 2011. On se situe au centre du pluton de Trécesson.

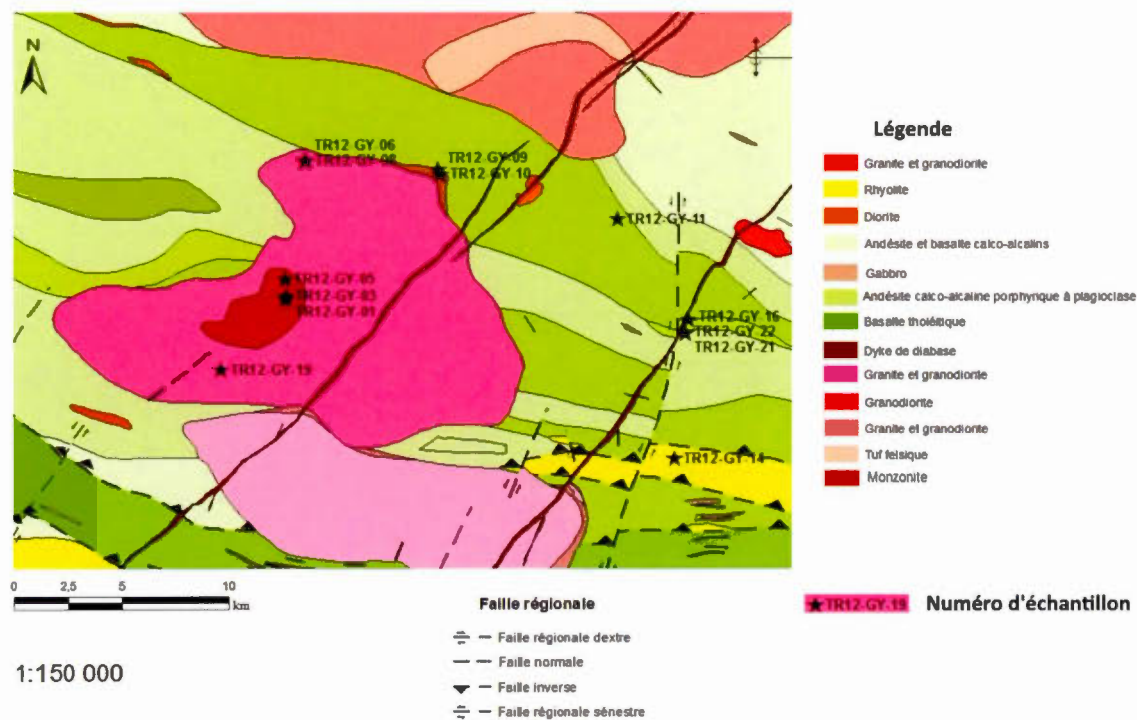


Figure 2. C- Carte de localisation des échantillons récoltés pour cette étude.

Tableau 1.C- Coordonnées et lithologies des échantillons récoltés pour cette étude.

N° échantillon	Lithologie	Coordonnées UTM
TR12-GY-01	Monzonite	0704668/5391619
TR12-GY-02	Monzonite	0704670/5391658
TR12-GY-03	Monzonite	0704671/5391696
TR12-GY-04	Monzonite	0704915/5388583
TR12-GY-05	Monzonite	0704647/5392123
TR12-GY-06	Granodiorite	0705119/5395082
TR12-GY-07	Granodiorite	0705137/5395076
TR12-GY-08	Granodiorite	0705137/5395076
TR12-GY-09	Andesite amigdalair	0708328/5394869
TR12-GY-10	Diorite	0708398/5394745
TR12-GY-11	Andesite amigdalair	0712668/5393620
TR12-GY-12	Andesite amigdalair	0712627/5393623
TR12-GY-13	Andesite amigdalair	0712643/5393626
TR12-GY-14	Rhyolite	0714043/5387637
TR12-GY-15	Rhyolite	0714398/5387609
TR12-GY-16	Andesite amigdalair	0714398/5391100
TR12-GY-17	Andesite amigdalair	0714383/5391097
TR12-GY-18	Andesite amigdalair	0714456/5391170
TR12-GY-19	Granodiorite	0703102/5389862
TR12-GY-20	Volcanique felsique	0714313/5390774
TR12-GY-21	Volcanique felsique	0714313/5390774
TR12-GY-22	Volcanique felsique	0714306/5390792

RÉFÉRENCES

- 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*, volume 115, pages 63-95.
- Beaudoin, G., Pitre, D., 2005,** Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field. *Mineralium Deposita*, volume 40, pages 59-75.
- Card, K.D., 1990,** A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, volume 48, pages 99-156.
- Card, K.D., Ciesielski, A., 1986,** Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; vol. 13; pages 5-13.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I., and McNaughton, N.J., 1998,** Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia. Deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis: *Ore Geology Reviews*, volume 13, pages 65-102.
- Chown, E.H. and Daigneault, R., 1993,** Interplay between regional and magmatic fabrics, Colombourg Pluton, Quebec. *Geological Society of America.*, Abstract 25: page 304.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen, J., 1992,** Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, volume 1. 29: pages 2211-2225.

Chown, E.H., Hanap, R., Moukhsil, A., 2002, The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, volume 115, pages 291 - 310.

Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P. M., Troop, D. G., 1988, Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139, 136 pages.

Corbett, H.E., 1941, Report on the property. Ministère des Ressources naturelles du Québec; GM 8062.

Corfu, F., 1993, The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb Geochronology. *Economic Geology*, volume 88, pages 1323-1340.

Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y., Jensen, L. S., 1989, U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 26, pages 1747-1763.

Couture J-F., Pilote P., Machado N., Desrochers J-P., 1994, Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, southern Abitibi Belt: evidence for two distinct mineralizing events. *Economic Geology*, volume 89: pages 1542–1551.

Daigneault, R., Mueller, W. U., 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*, volume 115, pages 261 - 290.

Daigneault, R., Mueller, W. U., Chown, E. H., 2004, Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronis history of arc development, accretion and collision, in

Eriksson, P., Altermann, W., Nelson, D. R., Mueller, W. U., Catuneanu, O., eds., *The Precambrian Earth: Tempo and Events*, Amsterdam, Developments in Precambrian Geology, volume 12, pages 88-102.

David, J., Gogin, L., Berclaz, A., Maurice, C., Parent, M., Francis, D., Stevenson, R., 2004, Geology and geochronologie of the Nuvvuagittuq supracrustal sequence: An example of Paleoproterozoic crust (ca. 3.8 Ga) in the western Superior Province. *Eos Transactions, CGU/AGU/SEG/EEGS Joint Assembly*, résumé numéro Y23D-03.

Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W., Benn, K., 1995, U–Pb geochronology of the Opatika tonalite–gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: pages 113–127.

Desrochers, J.-P., Hubert, C., 1996, Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, volume 33, pages 1556-1569.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., Rocheleau, M., 1983, Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Science*, volume 20, pages 1374-1388.

Doucet, P., 2001, Géologie de la région de Taschereau, de Sainte-Gertrude-Manneville et de Villemontel, Ministère des ressources naturelles, Québec, RG, 2000-08, 33 pages.

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, Special Publication No. 5, pages 49-73. Eriksson, P., Altermann, W., Nelson, D. R., Mueller, W. U., Catuneanu, O., eds., *The Precambrian Earth: Tempo and Events*,: Amsterdam, Developments in Precambrian Geology, volume 12, pages 88-102

Feng, R., Kerrich, R., McBride, S., Farrar, E., 1992, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the thermal history of the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. *Canadian Journal of Earth Science*, 1992, 29(7): pages 1389-1411.

Frarey, M.J., Krogh, T.E., 1986, U-Pb zircon ages for late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. In: *Current research, part A*. Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, pages 43-48.

Gaboury, D., 2004, Métallogénie de l'Abitibi: distributions spatiale et temporelle des minéralisations et implications pour l'exploration. Recueil de résumés de conférence, 2004 – Chicoutimi, consorem.uqac.ca.

Géologie du Québec 1994, Les publications du Québec, 154 pages, MM 94-0 1.

Goldfarb, R. J., Graves, D., Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geological time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, pages 1-75.

Groves, D., Goldfarb, R., Knox-Robinson, C., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G., 2000, Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17: pages 1-38.

Groves, D.I., 1993, The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, volume 28, pages 366-374.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. and Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: pages 7–27.

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*, volume 98: pages 1-29.
Hagemann, S.G., Brown, P., eds., *Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, volume 13: pages 9-68.

Hagemann, S.G., Cassidy, K.F., 2000, Archean orogenic lode gold deposits. In: in *Gold in 2000*, edited by S.G. Hagemann & P.E. Brown: *Reviews in Economic Geology* 13: pages 9-68.

Hanes, J.A., Archibald, D.A., Hodgson, C.J., Robert, F., 1992, Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi Greenstone Belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.-time gap between plutonism–metamorphism and mineralization. *Economic Geology* 87: pages 1849–1861.

Harcouet, V., 2005, Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux: application au Ghana. Thèse de doctorat, 267 pages. Institut de physique du globe de Paris - IPGP.

Henriksen, G., N., 2014, Report on the stripping, detailed geological mapping and sampling program for Knick Exploration inc. in the northeast part of Trecesson property in the Amos area, Trecesson and Dalquier township ; NTS 32D09.

Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G.F., Verpaerst, P., 1990, Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*. volume 18, pages 1086-1090.

Jébrak, M., Marcoux, E., 2008, Géologie des gîtes minéraux. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, 667 pages, ISBN : 978-2-551-23737-1.

Jébrak, M., Doucet, P., 2002, Geology and gold–molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau–Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research*, volume 115: pages 329-348.

Jébrak, M., LeQuentrec, M. F. , Mareschal, J.-C. , Blais, D., 1991, A gravity survey across the Bourlamaque pluton massif, southern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada: the relationship between the geometry of tonalite plutons and associated gold mineralization. *Precambrian Research*, volume 50, pages 261 - 268.

Jenkins, C.L., 1994, Conceptual metallogenic modelling of Archean volcanogenic massive sulphide and lode-gold deposits in Bourlamaque and Louvicourt townships, Val-d'Or district, Quebec. Thèse Ph.D. École Polytechnique de Montréal - Université de Montréal , 338 pages.

Jenkins, C.L., Brown, A.C., 1999, Cadre métallogénique des gisements de sulfures massifs volcanogènes et filoniens aurifères des cantons Bourlamaque et Louvicourt, partie sud de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Secteur des mines. Rapport MB 99-12, 42 pages.

Kitney, K. E., 2009, Structural, Mineralogical, Geochemical and Geochronological Investigation of the Barry Gold Deposit, Abitibi Subprovince, Canada. Canadian theses.

Labbé, J.-Y., 1995, Géologie de la région d'Amos. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, MB 95-24.

Labbé, J.-Y., 1999, Études géologiques de la région d'Amos (recueil de 4 articles). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, ET98-04: 88 pages.

Labbé, J.-Y., Machado, N., 1995, Structural, geochemical and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Amos-Barraute area, Abitibi Subprovince. Réunion internationale sur la tectonique et la métallogénie des ceintures orogéniques du Précambrien inférieur et moyen, Programme et résumés, Montreal, 290 pages.

Labbé, J.-Y., Tremblay, D., 1994, Synthèse géologique de la région d'Amos. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, MB 94-09.

Lamothe, D., Harris J.-R., 2006, Évaluation du potentiel en minéralisations de type or orogénique des roches archéennes de l'Abitibi. EP-2006-1. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Latulippe, M., 1966, The relationships of mineralization to Precambrian stratigraphy in certain mining areas of Ontario and Quebec. Geological Association of Canada Special Paper. volume 3, pages 21–41.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, volume 27, pages 745-750.

Legault, M., Goutier, J., Beaudoin, G., Aucoin. M., 2005, Synthèse métallogénique de la faille de Porcupine-Destor, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, ET 2005-01.

Lemarchand, J., 2012, Les minéralisations filoniennes aurifères du pluton de Bourlamaque (Val- d'Or, (Abitibi) : synthèse structurale et apports de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Thèse Ph.D. Université du Québec à Montréal, 234 pages.

Ludden, J.N. , Hubert, C., Gariepy, C., 1986, The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine volume 123, pages 153- 166.

MacLean W, Barrett T., 1993, Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration 48: pages109-133

Mattinson, J., 2005, Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircons ages. Chemical Geology, 200: pages 47-66.

McCuaig, T. C., Kerrich, R., 1998, P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic. Ore Geology Reviews, volume 12, pages 381-453.

Mortensen, J.K., 1993, U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince, Part 2. Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Science*, 30: pages 29-41.

Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K. , Chown, E.H., 1996, Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, volume 265, pages 127-150.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, volume 38, pages 757-775.

Paterson, S. R., Tobisch, O., Vernon, R. H., 1989, Criteria for establishing the relative timing of pluton emplacement and regional deformation. *Geology*, 17: pages 475-476.

Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, pages 956-983.

Percival, J.A., 2007, Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, p. 903-928.

Pilote, P., Couture, J.-F., Desrochers, J.-P., Machado, N., Pelz, P., 1993, Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartic. DV - Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale, pages 61-66.

Pilote, P., Moorhead, L., Mueller, W., 1998, Développement d'un arc volcanique, la région de Val d'Or, ceinture de l'Abitibi-Volcanologie physique et évolution métallogénique. Association géologique du Canada -Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle, Québec 1998, livret -guide d'excursion A2, 85 pages.

Powell, W. G., Carmichael, D.M., Hodgson, C.J., 1995, Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Québec. Canadian Journal of Earth Science, volume 32, pages 787-805.

Rabeau, O., 2010, Distribution de l'or de type orogénique le long de grands couloirs de déformation archéens : Modélisation numérique sur l'exemple de la ceinture de l'Abitibi. Thèse de doctorat; Université du Québec à Montréal/ Institut national polytechnique de Lorraine, 172 pages

Robert, F., 1990, Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi subprovince, in Gold and base-metal mineralization in the Abitibi subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment. Geology Department (Key Centre) & University Extension, The University of Western Australia. Publication No. 24: pages 167- 210.

Robert, F., 1994, Vein fields in gold districts: the example of Val d'Or, southeastern Abitibi province. Geological Survey of Canada, Ottawa, pages 295–302.

Robert, F., Brown, A.C., 1984, Progressive alteration associated with gold-quartz-tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Economic Geology, volume 79, pages 393-399.

Sauvé, P., Imreh, L., Trudel, P., 1993, Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or. Ministère de l'Energie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MM 91-03, 178 pages.

Scott, C. R., Mueller, W. U., Pilote, P., 2002, Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d 'Or, Canada. *Precambrian Research*, volume 115, pages 223-260.

Simard, M., Labbé, J.Y., Maurice, C., Lacoste, P., Leclair, A., Boily, M., 2008, Synthèse du Nord-Est de la province du Supérieur, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport MM 2008-02, 196 pages.

Stockwell, C. H., 1982, Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part 1: A time classification of precambrian rocks and events, Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135 pages.

Streckeisen, A. L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. - *N. Jb. Miner., Abh.*, 107, pages 144–240, Stuttgart 1967.

Taner, M. F., Trudel, P., 1989, Bourlamaque batholith and its gold potential, Val-d'Or, Québec. *CIM Bulletin*, volume 82, pages 33-42.

Théberge, D., 2013, (43-101 Technical Report), Exploration Work Done On The Trécesson Property, Abitibi Area, Quebec, Canada, Amos Region, NTS 32D09, January 20, 2012, updated March 25, 2013, 115 pages.

Vogel, D.E., 1979, Canton de Trécesson. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, Rapport géologique N° 194. 42 pages.

Weber, W.W., Latulippe, M., 1964, Région d'Amos- Barraute, comté d'Abitibi-est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-109.

Wong, L., Davis, D.W., Krogh, T.E., Robert, F., 1991, U-Pb Zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val-d'Or region, Quebec. Earth and Planetary Science Letters, volume 104, pages 325-336.

Ressources électroniques:

Carte interactive, système d'information géominière du Québec :
http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=F