UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ANALYSE STRUCTURALE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE ET DE SES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES, RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

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

> PAR CHRISTINE VÉZINA

NOVEMBRE 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

Je tiens premièrement à remercier mon directeur de thèse Alain Tremblay, pour sa disponibilité, son aide précieuse et ses commentaires constructifs lors de la rédaction de ce mémoire. Merci surtout de m'avoir offert cette opportunité et d'avoir eu confiance en moi.

Je tiens à remercier "le photographe" Yannick Daoudène, qui a été mon mentor géologique tout au long de cette aventure et sans qui cette opportunité ne se serait jamais présentée. Son amour et sa passion pour la géologie ont été contagieux.

Je tiens à remercier le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles ainsi que Mitacs Accélération Québec pour avoir financé le projet. Un grand merci à Exploration Typhon Inc. pour l'accès à leur propriété durant plusieurs semaines. Je tiens surtout à remercier le MERN de m'avoir accepté au sein de leur équipe et d'avoir été une école d'apprentissage hors du commun. Un merci particulier à François Leclerc pour avoir cru en moi, m'avoir guidé et donné tous les outils nécessaires à la réussite de ce défi. Merci aux assistants et collègues de l'équipe du Ministère, ainsi qu'à Alexandre Boulerice pour leur aide et contribution à cette belle expérience.

Je remercie également le professeur Anthony Williams-Jones de l'Université McGill pour l'accès au matériel de leur laboratoire de microthermométrie. Un merci particulier à Volker Möller, pour son aide au laboratoire. Merci également au professeur Michel Jébrak qui m'a guidé dans mes interprétations d'analyses sur les inclusions fluides. Merci à Michelle Laithier, pour son talent artistique, ainsi qu'à Frédérik Toupin et Raynald Lapointe pour leur support technique et informatique. À mes amis, que je ne pourrai tous nommer, merci d'avoir toujours été là pour moi, autant dans les moments les plus durs que les plus festifs. Morgann, Laura, Marion, Pauline, Nico, Sacha et Christophe, vous êtes tous passés par là, vous avez été mes exemples de persévérance et de réussite. À Manon, je suis incroyablement reconnaissante d'avoir relevé ce défi (en plus de la SEG, des congrès, des voyages, et j'en passe!) en simultané avec toi. Tu as été une source d'aide et de motivation tout au long de cette épreuve. Merci aussi à ma famille, qui essaie toujours de comprendre pourquoi je m'entête à passer mes étés dans le bois avec les mouches. Merci notamment à mes parents de m'avoir encouragé à suivre ma passion et de m'avoir poussé à continuer mes études.

En dernier mais non le moindre, merci à toi Mitch pour tout ton soutien, tes encouragements et surtout pour ta grande patience. Tu as assisté aux premières loges des nombreux hauts et bas qu'a entraîné ce défi, mais sans toi (et ta "belle énergie"), rien de cela n'aurait été possible.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURESix
LISTE DES TABLEAUXxii
LISTE DES ABRÉVIATIONSxiii
RÉSUMÉxiv
CHAPITRE I INTRODUCTION
1.2 Objectifs2
1.3 Méthode de travail3
1.4 Travaux antérieurs
1.4.1 Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF)5
1.4.2 Indice aurifère Monexco
CHAPITRE II CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL
2.2 Géologie de la région de Chibougamau12
2.2.1 Stratigraphie12
2.2.2 Geologie Structurale
CHAPITRE III ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE
CHAPITRE III ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE
CHAPITRE III ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE
2.2.2 Geologie Structurale 16 CHAPITRE III 19 3.1 Étude régionale 19 3.1.1 Caractérisation des lithologies 21 3.1.1.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques 21 3.1.1.2 Roches sédimentaires 24
2.2.2 Geologie Structurale 16 CHAPITRE III 20NE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE 19 3.1 Étude régionale 19 3.1.1 Caractérisation des lithologies 21 3.1.1.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques 21 3.1.1.2 Roches sédimentaires 24 3.1.1.3 Intrusions mafiques 25
2.2.2 Geologie Structurale 16 CHAPITRE III 20NE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE 19 3.1 Étude régionale 19 3.1.1 Caractérisation des lithologies 21 3.1.1.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques 21 3.1.1.2 Roches sédimentaires 24 3.1.1.3 Intrusions mafiques 25 3.1.1.4 Intrusions felsiques 27

3.2 Étude locale	
3.2.1 Localisation et accès à l'indice aurifère Monexco	
3.2.2 Description de l'indice aurifère Monexco	
3.2.2.1 Décapage #1	
a) Roches volcaniques	
b) Intrusions gabbroïques	
c) Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz	
d) Veines de quartz	
3.2.2.2 Décapage #2	
a) Roches volcaniques	
b) Roches sédimentaires	
c) Intrusions gabbroïques	
d) Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz	
e) Veines de quartz	
3.2.3 Synthèse de la mise en place des lithologies	

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION STRUCTURALE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT D	E
A RIVIÈRE FRANCE	46
4.1 Fabriques planaires	47
4.1.1 Stratification (S_0)	18
4.1.2 Fabrique structurale principale (S ₂)4	48
4.1.3 Fabrique structurale tardive (S ₃)4	19
4.2 Fabriques linéaires	52
4.2.1 Linéation L ₂	52
4.2.2 Linéation L ₃	54
4.3 Plissement	54
4.4 Structures ductiles-cassantes	57
4.4.1 La Zone de cisaillement de la rivière France	57
4.4.2 Failles cassantes et fractures6	50

.

4.5 Synthèse structurale et chronologie relative	61
CHAPITRE V CARACTÉRISATION DES MINÉRALISATIONS 5.1 Minéralisation aurifère	64 64
5.1.1 Veines	65
5.1.1.1 Distribution spatiale	65
5.1.1.2 Variation des teneurs aurifères à l'intérieur des veines	69
5.1.1.3 Déformation des veines	72
a) Extension	72
b) Boudinage	74
c) Plissement et rotation	75
5.1.1.4 Synthèse	77
5.1.2 Altération	78
5.2 Étude sur les inclusions fluides	
5.2.1 Méthodologie	
5.2.1.1 Sélection et caractérisation des inclusions	
5.2.1.2 Microthermométrie	
5.2.2 Résultats	
5.2.2.1 Veines E-O	85
5.2.2.2 Veines N-S	
5.2.2.3 Veines NE-SO	
5.2.3 Interprétation	
5.2.3.1 Composition des fluides	
5.2.3.2 Salinité des fluides	90
5.2.3.3 Températures d'homogénéisation et salinité	92
5.2.3.4 Résumé	96

CHAPITRE VI

DISCUSSION	
6.1 Chronologie des événements géologiques	

6.3 Comparaison avec différents gisements d'or orogénique du	ı district minier de
Chibougamau	
6.3.1 Mine Norbeau	109
6.3.2 Mine Joe Mann	
6.3.3 Mine Gwillim	
CHAPITRE VII CONCLUSION	

ANNEXE A	 	
ANNEXE B	 	
RÉFÉRENCES	 	

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Carte géologique de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi et répartition géographique des principaux gisements d'or (Doucet et al., 2000)8
Figure 2.2 : Carte géologique de la région de Chibougamau (Modifiée de Daigneault et Allard, 1996)
Figure 2.3 : Stratigraphie du Groupe de Roy indiquant les affinités géochimiques, interprétations et âges respectifs des différentes unités (Leclerc et al., 2011b)15
Figure 3.1 : Carte détaillée de la Zone de cisaillement de la rivière France. (ModifiédelacarteinteractiveduMERN :http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr)
Figure 3.2 : Photos de terrain et microphotographies des roches volcaniques de la Formation de Bruneau de la zone d'étude
Figure 3.3 : Photos de terrains et photomicrographies des roches sédimentaires de la Formation de Bruneau
Figure 3.4 : Photographie et photomicrographie des intrusions mafiques de la zone d'étude
Figure 3.5 : Photos de terrain et photomigrographies des intrusions porphyriques à plagioclase et quartz observées sur la zone d'étude
Figure 3.6 : Carte de localisation des zones de décapage de l'indice Monexco. Les décapages en rouge ont fait l'objet d'une étude approfondie. (Beauregard et Gaudreault, 2008)
Figure 3.7 : Carte simplifiée du décapage #1 et localisation de la zone cartographiée, délimitée par l'encadré bleu (Modifié de Beauregard et Gaudreault, 2008). Les différents dykes de QFP sont identifiés par les lettres a, b, c et d
Figure 3.8 : Cartographie détaillée de la portion ouest du décapage #1 illustrant les relations de recoupement des différentes lithologies (1: 200)
Figure 3.9 : Contact diffus entre un gabbro et les roches volcanoclastiques de la Formation de Bruneau
Figure 3.10 : Carte simplifiée du décapage #2 et localisation de la zone cartographiée (encadré bleu) (Modifié de Beauregard et Gaudreault, 2008)
Figure 3.11 : Cartographie détaillée de la portion ouest du décapage #2 démontrant les relations de recoupement des différentes lithologies (1:200)

Figure 3.12 : Photos des relations de recoupement observées au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France, sur la propriété Monexco
Figure 4.1 : Photos de terrain, photomicrographies et projection stéréographique de la schistosité S_2 observée au cœur de la Zone de cisaillement de la rivière France50
Figure 4.2 : Photos de terrain et projection stéréographique de la schistosité S_3 observée au cœur de la Zone de cisaillement de la rivière France
Figure 4.3 : Photos de terrain et projection stéréographique des linéations L_2 et L_3 mesurées au sein de la ZCRF
Figure 4.4 : Photos de terrain et diagramme présentant des plis P_3 asymétriques au sein de la ZCRF. A. Plis asymétriques en « Z ». B. Plis P_3 asymétriques dont la trace axiale correspond au clivage de crénulation S_3 . C. Interprétation schématique montrant l'évolution progressive d'un pli asymétrique dans une zone de cisaillement (Daigneault, 1991a)
Figure 4.5 : Exemple de kink bands conjugués observés au sein de la ZCRF57
Figure 4.6 : Photos de terrain et photomicrographies de structures de cisaillement observées au sein de la ZCRF
Figure 4.7 : A. Fractures d'orientation N-S développées au sein des QFP sur l'indice Monexco (échelle = 7 cm). B. Faille d'orientation NE-SO observée sur le décapage principal de l'indice Monexco. La faille recoupe les basaltes, ainsi que les intrusions de QFP. Le rejet, mis en évidence par le niveau oxydé, est d'apparence senestre61
Figure 5.1 : Projection stéréographique, photos et cartographie des veines de quartz- carbonates affleurant sur l'indice aurifère Monexco
Figure 5.2 : Photo d'une veine E-O de quartz-carbonates-tourmaline laminée à pendage abrupt observée sur le décapage principal
Figure 5.3 : Photo d'une veine NNE de quartz-tourmaline à pendage modéré vers l'est observée sur le décapage Principal. Cette veine a donné une valeur de 14,17g/t Au (Gaudreault, 2003). L'épaisseur apparente de cette veine en surface est délimitée par un trait noir
Figure 5.4 : Photos des différents types de veines d'extension observées au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France
Figure 5.5 : Photos d'une veine de quartz/carbonates boudinée sur le décapage #1 de la propriété de l'indice aurifère Monexco
Figure 5.6 : Photos témoignant du plissement subi par les veines de quartz observées sur la propriété de l'indice aurifère Monexco
Figure 5.7 : Photo d'une veine de quartz ayant subi une rotation anti-horaire ou antithétique dont le mouvement dextre est cohérent avec celui de la ZCRF77

Figure 5.15 : Diagramme illustrant un sommaire des différents types de gisements en fonction de la température d'homogénéisation et de la salinité (% eq. pds NaCl)96

Figure 6.1 : Modèle de formation de la Zone de cisaillement de la rivière France . 102

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Chibougamau (d	Résumé des différentes phases de déformation de la région de l'après Leclerc, 2011)
Tableau 5.1 :du point de fuicomposition H2C	Salinités (en % eq. poids NaCl) correspondant à des abaissements sion (en degrés celsius) mesurées pour des inclusions fluides de D-NaCl (d'après Bodnar, 1993)
Tableau 5.2 : aurifère Monexc	Tableau récapitulatif des données microthermométriques de l'indice o
Tableau 6.1 : la rivière France	Chronologie de la déformation au sein de la Zone de cisaillement de
Tableau 6.2 : mines de même	Résumé des principales caractéristiques de l'indice Monexco et des type dans la région de Chibougamau

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Éléments

Ag : Argent Au : Or CaCl₂ : Chlorure de calcium CH₄ : Méthane CO₂ : Dioxyde de carbone Cu : Cuivre H₂O : Eau NaCl : Chlorure de sodium Pb : Plomb U : Uranium Zn : Zinc

Minéraux/Roches

- Am Amphibole
- Ag Argent
- AS Arsénopyrite
- Au Or
- Cal Calcite
- Cb Carbonate
- CP Chalcopyrite
- Chl Chlorite
- PO Pyrrhotite
- PY Pyrite
- Qz Quartz
- SP Sphalérite
- Tm Tourmaline

RÉSUMÉ

Située au nord-est de la ville de Chibougamau, la Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) fait partie des zones de déformation aurifères d'orientation E-O, communes au sein de la Sous-Province archéenne de l'Abitibi. Elle s'est développée dans les séquences volcaniques et sédimentaires de la Formation de Bruneau, métamorphisées au faciès des schistes verts. Ces roches sont coupées par des filonscouches et des dykes de gabbro ainsi que par des intrusions felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath (QFP) et ont été variablement affectées par le cisaillement. Ce mémoire vise à définir le contexte géologique de la mise en place de la ZCRF, ainsi qu'à évaluer son effet sur la minéralisation afin d'établir des caractéristiques communes avec d'autres zones de minéralisations aurifères de la région de Chibougamau. L'étude a été réalisée à partir d'observations faites à l'échelle régionale, et de données recueillies à l'échelle locale, soit sur l'indice aurifère Monexco, situé à 30 km au nord-est de Chibougamau.

L'évolution structurale et métallogénique de la ZCRF peut être interprétée dans un modèle de déformation continue, issue des déformations régionales D_2 et D_3 . La déformation D_2 est associée à une phase compressive nord-sud ayant générée des plis et des failles régionales d'orientation E-O. La localisation de la déformation D_2 , notamment favorisée par les contrastes de compétence des unités lithologiques, a entraîné le développement de zones de cisaillement subverticales. La ZCRF, d'environ 450 mètres d'épaisseur, est orientée parallèlement à la schistosité régionale E-O et se manifeste par des couloirs légèrement obliques présentant un motif anastomosé. Elle se caractérise par une schistosité pénétrative S₂, des plis isoclinaux ainsi que par des linéations d'étirement L₂ plongeant modérément à fortement. Les indicateurs cinématiques suggèrent une composante dominante inverse du sud vers le nord.

Afin d'accommoder le raccourcissement, des structures principalement NE-SO se sont matérialisées lors de la déformation D_3 . Ces structures se présentent sous la forme de schistosité, clivage de crénulation, clivage de fracture et plis asymétriques. Dans les zones où la déformation est le plus intense, les plans associés à la S₃ se sont subparallélisés au cisaillement se traduisant par un mouvement de décrochement dextre. Ce mouvement se traduit par une linéation L_3 subhorizontale très discrète, ainsi que par des indicateurs cinématiques tels que des bandes de cisaillement ou des porphyroclastes déformés en sigmoïdes.

La minéralisation qui caractérise l'indice Monexco est principalement concentrée dans des veines et veinules de tension composées de quartz-ankérite-tourmaline et de sulfures aurifères. Ces veines et veinules font partie de trois familles d'orientation distinctes dont les directions dominantes sont E-O, N-S et NE-SO. La minéralisation au sein de la propriété est étroitement associée aux intrusions mafiques et felsiques qui offrent un contraste rhéologique favorisant la mise en place des minéralisations ainsi qu'au système de structures NE-SO. Ce système aurifère filonien coupe l'ensemble des unités lithologiques. La minéralisation se trouve également disséminée dans les épontes des veines. Les minéraux d'altération dominants sont la chlorite, l'ankérite et la séricite. Les veines de quartz «tardives» sont variablement affectées par les déformations D₂ et D₃, ce qui suggère que la majeure partie de la minéralisation aurifère est tardi-D₂/syn-D₃.

Mots-clés : gisement filonien aurifère, cisaillement, rivière France, Abitibi, Chibougamau, Monexco

CHAPITRE I

INTRODUCTION

La Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) fait partie de nombreux couloirs d'orientation E-O de la Sous-province de l'Abitibi qui présentent un intérêt économique. Située au nord-est de la ville de Chibougamau, la ZCRF s'est développée au sein des roches volcaniques et volcanoclastiques de la Formation de Bruneau. Ces roches de composition mafique à intermédiaire sont recoupées par des intrusions felsiques et mafiques qui sont étroitement liées à la minéralisation aurifère de la zone de cisaillement. La minéralisation, de type filonien, est principalement concentrée dans des veines et veinules de tension composées de quartz-ankéritetourmaline et de sulfures aurifères.

Ce mémoire de maîtrise fait suite à des travaux de terrain réalisés en collaboration avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN). L'objectif principal des travaux de cette recherche était de proposer un cadre structural et chronologique des évènements ayant conduit à la formation de minéralisations aurifères le long de la ZCRF. Le mémoire présente les résultats et les interprétations des travaux réalisés à l'échelle régionale ainsi qu'à l'échelle locale, sur la propriété Monexco, un indice où la minéralisation et le cisaillement de la ZCRF sont les mieux exposés.

1.1 Problématique

La mise en place de gisements aurifères de type orogénique, ainsi que les processus métallogéniques associés (source des fluides, transport, etc.) font encore l'objet de débats. Selon Groves et al. (2003), ceci est dû aux incertitudes scientifiques reliées (1) au contexte tectonique ainsi que l'âge de la minéralisation dans les ceintures métamorphiques; (2) à la source des fluides métallifères ainsi que des métaux; (3) à l'architecture des systèmes hydrothermaux, plus précisément les structures de premier et deuxième ordre; et finalement (4) aux mécanismes de mise en place de l'or. La ZCRF est l'hôte de plusieurs indices aurifères et constitue une cible économique intéressante dans la région de Chibougamau. L'analyse structurale détaillée de sa déformation et de sa minéralisation aurifère constitue une étude importante quant à l'interprétation des mécanismes de mise en place de l'or et sa distribution au sein d'une propriété.

Pour ce faire, plusieurs questions ont été abordées au cours de cette étude dans le but d'atteindre nos objectifs. Comment la ZCRF s'est-elle matérialisée et comment a-t-elle évoluée pendant la déformation régionale? Est-ce que les intrusions felsiques et mafiques coupant les roches volcaniques offrent un contraste rhéologique favorable dans la mise en place de la minéralisation? À quel type de veine ou à quelles structures les minéralisations sont-elles associées?

1.2 Objectifs

Ce mémoire a pour objectif d'évaluer la chronologie relative de la déformation et de la minéralisation aurifère, de manière à formuler des hypothèses quant aux processus de mise en place de la zone de cisaillement et à la genèse de la

minéralisation dans ce type de corridor de déformation. Il a pour but une meilleure définition du contexte lithostratigraphique et structural par la cartographie de la Zone de cisaillement de la rivière France dans la région de Chibougamau, et la reconnaissance d'indices aurifères possédant des caractéristiques similaires encaissés dans d'autres formations lithologiques de la région. Afin d'atteindre les objectifs visés, ce mémoire présentera : a) une description détaillée des unités lithologiques encaissant ces minéralisations, b) une description des structures témoignant de la déformation au sein de la zone de cisaillement et c) une caractérisation de la morphologie des veines aurifères (minéralogie, distribution spatiale, composition). Les résultats obtenus permettront de générer des guides d'exploration et de formuler des hypothèses quant à la mise en place et la source des minéralisations aurifères dans des corridors de déformation de même type.

1.3 Méthode de travail

Plusieurs méthodes de travail ont été utilisées afin d'atteindre les objectifs de l'étude présentée dans ce mémoire. Les travaux de cartographie, régionale et locale, ont été entrepris au cours des étés 2013 et 2014. Les observations faites sur le terrain, les données et les échantillons récoltés ont servi à la caractérisation pétrographique, à l'analyse structurale et à la caractérisation des minéralisations.

La cartographie régionale avait pour objectif une meilleure définition du contexte lithostratigraphique régional et l'identification des relations de recoupement. L'étude régionale du secteur du ZCRF a été faite au 1 : 20 000, sur le feuillet 32J01, lors de l'été 2014 en collaboration avec une équipe de géologues du MERN dirigée par François Leclerc. La ZCRF se retrouve principalement dans la portion sud du feuillet. 120 affleurements ont été visités dans le cadre de ce mémoire, où la collecte

d'échantillons et la reconnaissance lithologique ont été effectuées à l'aide d'un assistant. Ces travaux ont permis d'établir des caractéristiques communes de la ZCRF avec d'autres zones de minéralisations aurifères de la région de Chibougamau, voire de l'Abitibi.

Une cartographie détaillée a été complétée sur l'indice aurifère Monexco appartenant à la compagnie d'exploration minière Exploration Typhon Inc. La propriété a été choisie pour l'étude locale de la ZCRF, notamment pour sa minéralisation aurifère, mais principalement parce qu'elle constitue l'endroit où la zone de cisaillement est la mieux exposée. La cartographie détaillée au 1 : 200 a été faite sur deux zones ciblées sur deux des principaux décapages, soit le décapage principal (#1) et le décapage #2. Le décapage VG a aussi été étudié; cependant sa cartographie est moins détaillée et a servi d'appui pour les observations faites sur les deux autres décapages. L'échantillonnage, la prise de données structurales et l'identification des relations de recoupement ont été effectués. Une attention particulière a été portée sur les structures comme les plans de cisaillement, de schistosité, de plissement, la distribution spatiale et la morphologie des veines.

Les observations macroscopiques des échantillons et microscopiques de 60 lames minces ont servi à la caractérisation pétrographique des différentes lithologies identifiées sur le terrain. Les échantillons ont été sélectionnés sur le terrain d'étude à l'échelle locale et régionale.

L'étude structurale a été effectuée à partir des données recueillies sur la propriété de l'indice Monexco. L'analyse s'est faite sous la forme de stéréogrammes des données structurales prélevées au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France et ont été traitées à l'aide du logiciel Openstereo (projection Schmidt). Les résultats et les interprétations ont conduit à l'élaboration d'un modèle d'évolution tectonique. Une dizaine d'échantillons orientés ont été sélectionnés et la description microscopique détaillée à l'aide de lames minces orientées a servi de support à l'étude structurale et a contribué à une meilleure compréhension du modèle structural de l'indice Monexco et par ce fait, de la ZCRF. Les lames minces ont été utiles à la caractérisation de la déformation à partir de l'identification des indicateurs cinématiques.

Une étude sur les inclusions fluides a été entreprise dans le laboratoire de microthermométrie de l'Université McGill afin de caractériser les fluides hydrothermaux. Au total, six échantillons de veines de quartz de la propriété Monexco ont été sélectionnés et analysés. Les inclusions ont été examinées sur un microscope équipé d'une plateforme pour la pyrométrie et la cryométrie. Les variations de températures ont été effectuées à partir d'un système Linkam équipé d'un système de contrôle de température automatisé de modèle TMS94. L'analyse sur les inclusions fluides a fournit des informations sur la composition des fluides associés aux veines de quartz et à la minéralisation.

1.4 Travaux antérieurs

1.4.1 Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF)

La Zone de cisaillement aurifère de la rivière France a fait l'objet de plusieurs campagnes d'exploration, notamment par les compagnies d'exploration SOQUEM, Quartz Mountain Gold Corp, Campbell Chibougamau Mines LTD et Exploration Cache Inc. Quelques indices le long du cisaillement, dont les indices 87-01 (D'Amboise, 1990), 2-89-11 (Allard, 1990), 88-05 (D'Amboise, 1990), et ceux de la route 167 (Evans, 1991) et du lac Éva (Bellavance et Schmitt, 1992), ont livré des teneurs en or variant de 1 g/t à 18 g/t Au sur des échantillons choisis.

1.4.2 Indice aurifère Monexco

Plusieurs travaux d'exploration furent réalisés sur l'indice Monexco par Obalski Ltd, Chibougamau Prospecting Syndicate, Société de Développement de la Baie-James, SOQUEM et Ressources Antoro Inc. avant l'acquisition de la propriété par Exploration Typhon Inc. en 2002. Suite à cette acquisition, Exploration Typhon Inc. a entrepris en 2003 des travaux d'exploration comprenant de la coupe de ligne, un levé de polarisation provoquée-résistivité, un levé magnétique, de la cartographie géologique de reconnaissance, le décapage de trois zones d'affleurements couvrant une superficie totale de 5,170 m² sur le site Monexco, de l'échantillonnage à la volée et de l'échantillonnage par rainurage. En 2004, la poursuite des travaux a mené à l'agrandissement des zones décapées et à une campagne de forage au diamant, soit 7 sondages totalisant 320,76 mètres (Beauregard et Gaudreault, 2008). De 2005 à 2008, d'autres types de travaux ont été effectués, comprenant de l'échantillonnage d'humus, un échantillon en vrac de 25 kilogrammes prélevé sur le décapage principal, une compilation 3D avec GOCAD, etc... (Beauregard et Gaudreault, 2008). Depuis 2011, une autre campagne de forage a été complétée ainsi que des travaux d'échantillonnage et une campagne d'exploration en 2015. L'ensemble des travaux effectués sur la propriété est résumé et présenté dans l'Annexe A.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

2.1 Géologie de la Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi (figure 2.1) est localisée dans la partie sud-est de la Province du Supérieur. Elle constitue la plus grande ceinture de roches vertes de cette province géologique, avec une superficie de 300 km par 700 km (Daigneault et al., 2004). Elle est reconnue pour ses gisements volcanogènes de cuivre, de zinc, d'argent et d'or et ses minéralisations d'or orogénique (Hocq et Verpaelst, 1994; Kerrich et Ludden, 2000; Dubé et Gosselín, 2007). Elle est limitée au sud par la Sous-province du Pontiac, au nord par celle de l'Opatica et à l'ouest par la Zone tectonique de Kapuskasing. À l'est, la Zone tectonique du Front de Grenville vient limiter la Province du Supérieur (Roy et al., 2005).

Le socle de l'Abitibi est essentiellement constitué de granitoïdes (50%), de roches volcaniques (40%) et de roches sédimentaires (10%), dont le grade métamorphique est généralement au faciès des schistes verts (Hocq et Verpaelst, 1994). Un réseau de failles ductiles à fragiles-ductiles, orientées E-O, NO-SE et NE-SO, découpent la région et délimitent différents domaines structuraux. Ces failles sont interprétées comme des failles de chevauchement, ou zones de failles, inverses listriques à vergence généralement dirigée vers le sud (Daigneault et Allard, 1990). Elles se développent au sein des plis régionaux et représentent des structures mises en place pour accommoder le raccourcissement. Elles sont dominées par des linéations d'étirement en composante pendage (Daigneault, 2004). Des linéations d'étirement

horizontales, localisées dans des bandes restreintes au sein des zones de failles E-O superposant un clivage de crénulation NE, indiquent une phase subséquente de décrochement dextre (Daigneault, 2004).



Figure 2.1 : Carte géologique de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi et répartition géographique des principaux gisements d'or. L'encadré rouge représente la région de Chibougamau (Doucet et al., 2000).

Les zones de faille et de cisaillement à l'intérieur des couloirs de déformation forment un réseau anastomosé qui définit une mosaïque de domaines de forme losangique. Elles varient en longueur de quelques dizaines de kilomètres à près de 250 kilomètres et en largeur, de quelques centaines de mètres à plus de deux kilomètres (Hubert et al., 1984; Daigneault et Archambault, 1990; Hocq et Verpaelst, 1994). Toutes ces zones sont caractérisées par une forte schistosité, qui diminue rapidement vers l'extérieur des structures. Les linéations plongent fortement le long des structures E-O et plus faiblement dans les failles NO. Dans le cas des zones de faille et de cisaillement, un mouvement vertical se traduit par une linéation fortement plongeante. En revanche, lorsque la linéation est moins fortement plongeante, les critères cinématiques suggèrent que la composante décrochante le long des structures NO-SE est dextre, telles les zones de cisaillement qui sont associées à la Zone de cisaillement du lac Sauvage (Daigneault, 1991b). La composante le long des zones de faille et de cisaillement NE-SO est plutôt senestre (Daigneault et Archambault, 1990). Dans la région de Chibougamau, les failles orientées NE, de type fragile-ductile à fragile, telle la faille Gwillim par exemple, sont plutôt à mouvement inverse-senestre (Daigneault, 1991b; Leclerc, 2011).

La Sous-province de l'Abitibi est constituée de deux zones distinctes, soit la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS), séparées par la faille de Destor-Porcupine Manneville (Mueller et al., 1996; Daigneault, 2004). La ZVS est en contact avec la Sous-province du Pontiac le long de la faille régionale Cadillac-Larder Lake. Ces deux structures majeures, les failles de Destor-Porcupine et de Cadillac, sont spatialement et génétiquement associées aux gisements aurifères qui caractérisent l'Abitibi (Jébrak et Marcoux, 2008). Elles contrôlent la distribution de ces gisements à l'échelle de la ceinture ainsi que la localisation des bassins sédimentaires de type Timiskaming et les intrusions alcalines associées (Robert, 2001).

La ZVN est subdivisée en une zone interne au nord et une externe au sud. Elle est dix fois plus large que la ZVS. Elle est essentiellement composée de roches volcaniques de composition mafique à felsique, localement interstratifiées ou surmontées par des roches sédimentaires (Daigneault et al., 2004). La déformation de la ZVN est hétérogène et se caractérise par une alternance de domaines de forte et de faible déformation. Les plissements sont dominants dans les domaines de faible déformation tandis que les zones de forte déformation se retrouvent habituellement au contact entre des ensembles lithologiques distincts. La déformation dans la partie nord de la ZVN se résume par une phase de raccourcissement N-S qui passe progressivement à du décrochement dextre (Daigneault et al., 2004).

La ZVS est composée de roches ultramafiques à felsiques d'affinité tholéiitique à calco-alcaline. Elle constitue la portion de la Sous-province de l'Abitibi qui est plus propice aux minéralisations d'or orogénique. En effet, les minéralisations aurifères y représentent une production historique de plus de 5000t d'or (Wyman et al., 1999). La zone Sud comprend les segments de Blake River, de Malartic et de Piché avec des séquences de basaltes tholéiitiques et des séquences felsiques calcoalcalines, ainsi que des komatiites et des basaltes andésitiques d'affinité tholéiitiques. La déformation régionale de la zone volcanique sud se serait étalée sur une période plus longue et serait plus complexe que celle de la ZVN (Daigneault, 2004). Comme pour la ZVN, elle se caractérise par un raccourcissement N-S dominant évoluant vers un décrochement dextre dominant, ce dernier étant associé à la formation de bassin de type « pull-apart ». Dans la ZVN, la déformation régionale se résume à trois événements distincts : (1) une déformation D₁ attribuée à une compression, mais dépourvue de fabriques S_1 pénétratives (Robert, 2001); (2) une déformation D_2 reliée à une compression orogénique résultant d'un raccourcissement N-S menant au développement d'une forte schistosité dans les couloirs de déformation associés à des bandes de cisaillement conjuguées. Ceci témoigne du cisaillement pur compatible avec l'aplatissement (Daigneault et Allard, 1990); (3) une déformation D₃ caractérisée par des zones de cisaillement dextre injectées de plutons granitiques. Les complexes volcaniques comportant des structures anticlinales ont été injectées de plutons syn-volcaniques ayant protégé les dômes structuraux des effets de la déformation. Les zones de failles régionales développées lors de la déformation présentent une phase d'extension et d'exhumation qui représenterait la réponse au raccourcissement et à l'épaississement crustal généré par les chevauchements (Robert, 2001 ; Daigneault, 2004)). Ces structures ont facilité la mise en place de plutons tardi- à post-cinématique (Dimroth et al., 1986).

Les roches de l'Abitibi ont enregistré un métamorphisme régional archéen essentiellement au faciès des schistes verts. Le grade métamorphique varie du faciès schistes verts inférieur – prehnite-pumpellyite à schistes verts (Jolly, 1978; Dimroth et al., 1983) excepté autour des plutons où des auréoles métamorphiques ont atteint des conditions allant de schiste vert supérieur à amphibolite supérieur (Jolly, 1978; Daigneault et al., 2002 ; Daigneault, 2004). Le faciès prehnite-pumpellyite, notamment observé dans le Groupe de Blake River, est interprété comme étant l'altération régionale reliée au volcanisme (Dimroth et al., 1983 ; Faure, 2013). Le faciès amphibolite moyen a été atteint également avec une augmentation progressive du métamorphisme vers le sud dans les roches du Pontiac (Jolly, 1978; Daigneault et al., 2002, Faure, 2013). Le grade métamorphique augmente à l'approche de la Zone tectonique du Front de Grenville à l'Est de la Sous-province de l'Abitibi (Roy et al., 2005).

L'évolution structurale de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est encore un sujet de controverse. La tectonique de l'Archéen est encore débattue entre les tenants de l'horizontalisme et du verticalisme (Van Kranendonk et al., 2007). Les horizontalistes proposent la mobilisation de la croûte profonde due à la convergence oblique de plaques lithosphériques sur une durée de 60 Ma. (Daigneault et al., 2004), alors que les verticalistes proposent plutôt un modèle impliquant des plumes mantelliques (Bédard et al., 2013; Harris et Bédard, 2014).

2.2 Géologie de la région de Chibougamau

2.2.1 Stratigraphie

La stratigraphie de la région de Chibougamau (figure 2.2) est caractérisée par des assemblages de roches volcaniques à la base (le Groupe de Roy) surmontées par des roches sédimentaires (le Groupe d'Opémisca). La figure 2.3 présente la stratigraphie détaillée de la région. Les roches du Groupe de Roy sont regroupées selon deux cycles volcaniques (Daigneault et Allard, 1990 ; Leclerc et al., 2011a).



Figure 2.2 : Carte géologique de la région de Chibougamau (Modifiée de Daigneault et Allard, 1996).

Le premier cycle volcanique du Groupe de Roy comprend les formations d'Obatogamau et de Waconichi. Les roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique de la Formation d'Obatogamau incluent des basaltes massifs à coussinés, des brèches de coussins, ainsi que des filons-couches gabbroïques. Le Membre de David, caractérisé par des basaltes massifs, coussinés et bréchiques d'affinité tholéiitique, affleure seulement au nord du lac Chibougamau et constitue stratigraphiquement le membre supérieur de la Formation d'Obatogamau (Leclerc et al., 2011a). La Formation de Waconichi est plutôt caractérisée par la présence de roches volcaniques intermédiaires à felsiques, telles des roches pyroclastiques. des coulées de lave et des formations de fer datées à 2729-2726 Ma (Mortensen, 1993; Legault, 2003; Leclerc et al., 2011a). Cette formation est subdivisée en cinq membres, soit les membres de Lemoine, Scott, Portage, Queylus, et Allard (Leclerc et al., 2012). Les membres de Lemoine et Scott sont caractérisés par des dacites, andésites et rhyolites porphyriques. Le Membre d'Allard, avec ses roches volcaniques mafiques d'affinité transitionnelle, ses roches volcanoclastiques mafiques à felsiques d'affinité calco-alcaline et ses turbidites, repose sur le Membre de Scott (Leclerc et al., 2011a). Le Membre de Portage est constitué de formations de fer de type Algoma (Henry et Allard, 1979; Roy et al., 2007; Leclerc et al., 2012) et de roches volcanoclastiques. Sa base est injectée par les roches intrusives du Complexe du Lac Doré. Les formations de fer sont interprétées comme des exhalites distales (Henry et Allard, 1979). À cause de la déformation induite par la zone de cisaillement du Lac Sauvage et la mise en place du Complexe du Lac Doré, les relations stratigraphiques initiales sont parfois difficilement reconnaissables. Le Complexe du Lac Doré est intrusif dans les roches du premier cycle volcanique. Ce complexe ignée lité, de composition principalement anorthositique, est daté à 2728.3 + 1.2/-1.1 Ma (Mortensen, 1993), et serait contemporain de la Formation de Waconichi (Bédard et al., 2009). Il représente une importante source de fer, de vanadium et de titane (Morin et al., 1999). On y retrouve des ferrogabbros contenant entre 10 à 60% de magnétite titanifère, avec une moyenne de 25% (Perry, 2011).

Le deuxième cycle du Groupe de Roy comprend les formations de Bruneau, de Blondeau et de Bordeleau. La Formation de Bruneau regroupe des roches volcaniques mafiques à faciès massif, coussiné et bréchique d'affinité tholéitique, ainsi que des lentilles de roches volcanoclastiques mafiques à felsiques, d'affinité calco-alcaline (Lerclerc, 2011). La Formation de Blondeau comprend à la base des basaltes variolaires surmontés de roches volcanoclastiques et volcano-sédimentaires de composition intermédiaire à felsique et d'affinité calco-alcaline (Leclerc, 2011). Dans la région de Chibougamau, les turbidites volcanogènes de la Formation de Bordeleau marquent la transition entre la Formation de Blondeau et le Groupe d'Opémisca (Moisan, 1992). Ailleurs, les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca (conglomérats, subarkoses, clayslates) se trouvent en discordance sur les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Roy et occupent des bassins synclinaux contrôlés par des zones de cisaillement (Daigneault et Allard, 1990). Le sommet de la Formation de Bruneau, ainsi que les formations de Blondeau et de Bordeleau sont injectées par le Complexe de Cummings, qui comprend trois filons-couches de roches ultramafiques et mafiques différenciés (les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau).

D'un point de vue structural, le Complexe de Cummings se trouve au sein du Synclinal de Chibougamau, un pli isoclinal régional (Leclerc et Houle, 2011). La répétition structurale de certaines unités est associée à des zones de cisaillement régionales orientées E-O (Allard, 1976; Pilote, 1986; Bédard et al., 2009). L'épaisseur des unités volcano-sédimentaires du Groupe de Roy inclut jusqu'à 25% de filons-couches gabbroïques (Allard, 1976), ainsi que des intrusions felsiques à phénocristaux de quartz et feldspath (Bélanger, 1979; Trudeau, 1981; Bouchard, 1986; Lépine, 2009).

Gr	oupe / F	m.	Mb./affinité géochimique	Lithologi	es	Géochronologie
Fm. de Chibougamau		?	Conglomérat polygénique, arkose, mudrock	00000		
1	DISCORDANCE					
Or	émisca	Haüy	alcalin / calco-alcalin (roches volcaniques)	Conglomérat polygénique, subarkose clayslate, andésite porphyrique		< 2691,7 ±2,9 Ma (David et al., 2007)
	Jenniseu	Stella		Conglomérat polygénique, subarkose, clayslate	00000	< 2704 ± 2 Ma (Leclerc <i>et al.</i> , 2012)
/	\sim	\geq	\sim	DISCORDANCE	mound	
		Bordeleau	calco-alcalin	Arénite, arkose, mudstone, conglomérat et tuf à lapillis		
		n		Grès, mudrock, conglomérat Roche volcanoclastique intermédiaire à felsique		< 2721 ± 3 Ma (Leclerc <i>et al.</i> , 2012)
	Felsique	Blondea	calco-alcalin	Rhyodacite, basalte variolaire Suite intrusive	BOURBEAU	2716,7 +1,0/-0,4 Ma (Mortensen, 1993)
Cycle 2				de Cummings Péridotite, pyroxénite, gabbro, diorite, ferrogabbro, ferrodiorite		Pluton du Lac Line 2707,5 ± 1,4 Ma (Côté-Mantha, 2009)
		n		Intrusion felsique à QZ-FP		2710,2 ±0,8 Ma (Davis <i>et al.</i> , 2014)
loy	Mafique	Brunea	tholéiitique	Basalte et basalte andésitique Massif, coussiné et bréchique	V V V	2724,4 ±1,2 Ma (Davis <i>et al.</i> , 2014)
œ	Felsique	Waconichi	tholéiltique à calco-alcalin	Roche volcanoclastique, exhalite, turbidite, rhyolite à basalte		Formation de Waconichi Membre d'Allard 2726,7 ±0,7 Ma (Leclerc et al., 2011) 2726,6 ±0,7 Ma (Leclerc et al., 2011) 2727,4 ±0,9 Ma (Leclerc et al., 2011) Membre de Scott
Cycle 1			David tholéiltique	Basalte et basalte andésitique Porphyrique, massif, coussiné et bréchique		2728,2 ± 0,8 Ma (Leclerc et al., 2011) Membre de Queytus 2728,7 ±1,0 Ma (Leclerc et al., 2011) 2729,9 +1,6/-1,3 Ma (Legault, 2003) Membre d'Andy 2729,0 ±1,1 Ma (David et al., 2012) Membre de Lemoine
	Mafique	Obatogamau	intermédiaire tholéiitique	Moins de 1 % de phénocristaux	v v	2728,0 +1,5/-1,4 Ma (Mortensen, 1993) 2729,7 +1,9/-1,6 Ma (Mortensen, 1993) Pluton de Boisvert 2697 ±3 Ma (Davis et al., 2005) Pluton de Chibougamau 2701,7 ± 2,9 Ma (McNicoll, 2008) 2705,1 +1,7/-1,2 Ma (David et al., 2011) 2714 +3/-2 Ma (Pilote et al., 1997) 2715 ±1 Ma (Plilote et al., 1997) 2716 ±3/-2 Ma (Joanisse, 1998)
			inférieur tholéiitique	1-3 % de phénocristaux		2718 ±2 Ma (Krogh, 1982) Pluton de La Dauversière 2719.8 +3,0/-0,6 Ma (Mortensen, 1993) Suite intrusive du Lac Doré 2727,0 ±1,3 Ma (Mortensen, 1993) 2728,3 +1,2/-1,1 Ma (Mortensen, 1993)

Figure 2.3 : Stratigraphie du Groupe de Roy indiquant les affinités géochimiques, interprétations et âges respectifs des différentes unités (Leclerc et al., 2011b).

La Formation de Chibougamau, d'âge Protérozoïque, est constituée de conglomérats, de grès et d'argilites qui reposent en discordance sur les roches archéennes. Enfin, le socle rocheux de la région de Chibougamau est aussi recoupé par des dykes de gabbro et de diabase du Protérozoïque (Krogh et al., 1987; Buchan et al., 1993; Heaman, 1994; Ernst et al., 1996, 1998).

2.2.2 Géologie Structurale

La région de Chibougamau a enregistré jusqu'à quatre phases de déformation (tableau 2.1). La première phase de déformation D_1 , telle que décrite par Daigneault et Allard (1990), est caractérisée par la mise en place de plis ouverts d'orientation N-S. Cependant, les évidences structurales associées à cette phase ont été fortement oblitérées par les phases subséquentes de déformation régionale. La présence d'une schistosité S₂ recoupant une ancienne schistosité S₁ soutient l'hypothèse d'un épisode de déformation précoce (Leclerc et al., 2008). La schistosité S₁ n'est cependant reconnue que localement, dans les charnières de plis P₂ qui se superposent sur des plis P₁ à surface axiale N-S, visibles dans les roches volcaniques affleurant entre les intrusions plutoniques et aussi dans certaines intrusions synvolcaniques (Dimroth et al.,1986 ; Leclerc et al., 2011a).

La déformation régionale principale D_2 est le résultat d'une phase compressive N-S, ayant menée au développement d'une schistosité pénétrative orientée E-O et à pendage abrupt vers le sud et vers le nord. La déformation D_2 est responsable du développement d'une succession de structures anticlinales et synclinales qui sont caractéristiques à la région de Chibougamau. Des intrusions et des corridors de déformation se sont aussi mis en place au cœur des structures anticlinales associées à D_2 (Leclerc et al., 2011a) La schistosité S_2 est hôte d'une linéation à fort plongement, parallèles aux axes de plis P_{2a} isoclinaux. Elle s'intensifie de façon notable au sein des corridors de déformation et des zones de cisaillement inverse-dextre d'orientation E-O (par exemple : les zones de cisaillement du lac Sauvage, d'Antoinette, de Kapunapotagen, de la rivière France). Les zones de cisaillement E-O forment un réseau anastomosé avec des zones de cisaillement NO-SE (par exemple : les "*Mine shears*" orientés N115° dans le camp minier de Chibougamau). Les zones de cisaillement E-O sont recoupées par des cisaillements NE-SO à mouvement senestre (par exemple : la faille Gwillim), qui causent une rotation des axes de plis P_{2a} selon une orientation parallèle à la direction maximale de la contrainte de raccourcissement NNE-SSO à N-S (Dimroth et al., 1986 ; Pilote, 1986 ; Dubé, 1990), générant ainsi une seconde phase de plissement (P_{2b}) et l'apparition, en carte, de motifs d'interférence de plis (Dumont, 1989 ; Daigneault et Allard, 1990).

La déformation D_3 est soulignée par la présence de clivages de crénulation et de «*kink bands*» d'orientation NE et NO qui se superposent sur les structures D_2 (Daigneault et Allard., 1990). D_3 serait le résultat «post-déformation régionale» qui se serait développé suite au maximum atteint par la contrainte compressive N-S (Daigneault et Allard, 1990). Cette phase de déformation D_3 serait liée au mouvement de zones de cisaillement NE à la composante principale décrochante (par exemple; la zone de cisaillement de McKenzie au mouvement décrochant dextre).

La déformation D_4 est caractérisée par la mise en place de failles orientées NNE-SSO dont la densité augmente significativement à mesure que l'on s'approche du Front de Grenville (Daigneault et Allard, 1994). Quelques zones de cisaillement D_4 sont également associées à ce front de déformation associé à l'orogénie Grenvillienne (Daigneault et Allard, 1990; Roy et al., 2005); ces zones de cisaillement sont marquées par une foliation NNE et des linéations plongeant vers le SE (Bandyayera et al., 2006; Leclerc et al., 2011a).

ъ

Tableau 2.1 : Résumé des différentes phases de déformation de la région de Chibougamau (d'après Leclerc, 2011).

Phase	Déformation Structurale		
D1	S_1 localement visible dans les charnières de plis P_2		
D2a	1. Schistosité régionale S_2 et plis isoclinaux P_2 E-O 2. Zones de cisaillement inverses E-O et NO-SE se présentant en réseaux anastomosé 3. Transposition de S_0 et S_1		
D2b	Zone de cisaillement senestre de Gwillim		
D3	 Zone de cisaillement dextre de McKenzie Kink bands dextres 		
D4	Failles NNE senestres et dextres		
D5	Dykes mafiques NE-SO (Paléoprotérozoïque)		

CHAPITRE III

ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE

Ce chapitre présente les observations de la cartographie géologique de la Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF). La première section présentera la localisation de la zone d'étude à l'échelle régionale accompagnée de la description des unités lithologiques observées. La deuxième section présentera la localisation ainsi qu'une description de la zone d'étude à l'échelle locale, soit de l'indice aurifère Monexco. Elle a été étudiée afin de mieux identifier les relations de recoupement des unités lithologiques et, plus particulièrement, afin de caractériser de manière plus précise la ZCRF. Son étude a également servi à la compréhension de la mise en place de la minéralisation aurifère, qui sera détaillée au chapitre V. Finalement, la chronologie relative de la mise en place des lithologies sera décrite en troisième partie.

3.1 Étude régionale

La ZCRF se situe au cœur de la Formation de Bruneau $(2724,4\pm1,2 \text{ Ma};$ Davis et al., 2014). La Formation de Bruneau, située à la base du 2^{ème} cycle du Groupe de Roy, est caractérisée par des roches volcaniques mafiques à faciès massif, coussiné et bréchique et par des roches volcanoclastiques mafiques à felsiques. Les formations sus-jascentes de Blondeau et de Bordeleau, regroupent des roches volcanoclastiques et volcano-sédimentaires de composition intermédiaire à felsique et des turbidites volcanogènes respectivement. La figure 3.1 présente la zone d'étude dans son contexte régional.



Figure 3.1 : Carte détaillée de la Zone de cisaillement de la rivière France. L'étoile rouge localise l'indice aurifère Monexco (Modifié de la carte interactive du MERN : http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr).

L'intensité de la déformation varie selon l'endroit et selon les lithologies affectées. La ZCRF, dont la largeur moyenne est de 450 mètres, mais peut atteindre jusqu'à 900 mètres par endroits, est caractérisée par une forte altération en carbonates, séricite et chlorite. Le cisaillement s'étend sur une distance d'environ 15 km. Son orientation est E-O avec un pendage subvertical variant du nord au sud. La zone de cisaillement se présente sous la forme de couloirs de déformation qui ne suivent pas nécessairement des directions constantes, présentant un motif sinueux et dont les roches sont caractérisées par un fort débit schisteux.

3.1.1 Caractérisation des lithologies

Cette section présente la description détaillée des unités lithologiques rencontrées dans la zone d'étude. Elle aborde la distribution spatiale de ces unités, leur description minéralogique, ainsi que leurs évidences de déformation. Ces dernières sont ici résumées puisqu'elles feront l'objet d'une description structurale détaillée au chapitre suivant.

3.1.1.1 Roches volcaniques et volcanoclastiques

Les roches volcaniques mafiques constituent l'unité principale de la Formation de Bruneau. Elles se présentent sous forme de laves massives, coussinées et bréchiques métamorphisées au faciès des schistes verts. Elles ont une teinte qui varie de vert pâle à moyen.

Le faciès massif constitue environ 10 % des lithologies volcaniques (Leclerc, 2011). Ces roches présentent une matrice chloritisée (figure 3.2A), finement grenue à aphanitique, et minéralisée en pyrite et chalcopyrite disséminée (1-3%). Des grains de magnétite sont localement présents et disséminés dans la roche. Le faciès coussiné constitue jusqu'à 90% des coulées de laves (Leclerc, 2011). Les coussins, décimétriques à métriques, sont aplatis dans le plan de la schistosité régionale (figure
3.2B) et ils montrent un allongement préférentiel subvertical associé à une forte linéation d'étirement. Les coussins sont caractérisés par une granulométrie aphanitique et contiennent une minéralisation en pyrite, chalcopyrite et pyrrhotite disséminée, localement en trace et pouvant atteindre jusqu'à environ 5%. La minéralisation a aussi été observée en amas sur les bordures de coussins, fréquemment chloritisés. Le faciès bréchique est moins fréquent et est marqué par des évidences de forte activité hydrothermale. Tel qu'observé par Leclerc (2011), l'altération y est bien développée; la silicification hydrothermale se superpose à la chloritisation et les fragments possèdent localement une texture pseudogabbroïque causé par une albitisation secondaire.

Tous les faciès sont localement caractérisés par un remplissage de calcite au sein des fractures et/ou des vésicules présentes dans la roche. Une silicification ou encore une épidotisation caractérise les laves. Cette activité hydrothermale apparaît sous forme diffuse ou encore, sous forme d'un réseau de veinules. Dans la zone de cisaillement, l'altération se traduit fréquemment par une séricitisation et/ou une carbonatisation (figure 3.2C) de la matrice qui est clairement visible en lame mince.

Les roches volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire sont interlitées dans les laves (figure 3.2D). Des tufs mafiques sont aussi présents sur le terrain, mais ils sont moins fréquents. Ce sont principalement des tufs à cendres et à lapilli (2 mm à 3 cm) à matrice chloritisée et séricitisée (figure 3.2E). Les lits varient de centimétriques à décimétriques et les contacts sont également parallèles à la schistosité régionale S_2 . La polarité est difficilement identifiable, mais la présence locale de granoclassement suggère une polarité vers le sud.



Figure 3.2 : Photos de terrain et microphotographies des roches volcaniques de la Formation de Bruneau de la zone d'étude. A. Altération en chlorite d'un basalte mafique (LPA 5X). B. Basaltes en coussins aplatis dans les plans de la schistosité. C. Basalte présentant une altération en carbonates (LPA 5X). D. Litage dans un tuf intermédiaire à grains fins. E. Tuf intermédiaire à lapilli pyriteux (LPA 5X).

3.1.1.2 Roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont moins fréquentes au sein de la ZCRF. Elles sont toutefois relativement abondantes au nord du couloir de déformation, près du Lac Waconichi. Ces roches sédimentaires se présentent sous forme de lits de grès feldspathiques et de mudstones en alternance avec des siltstones et des lits plus cherteux variant de millimétriques à décimétriques (figure 3.3A). Elles semblent être principalement constituées de quartz, feldspaths, chlorite et séricite. Elles sont de teinte verdâtre à grisâtre. Sur le terrain, il est souvent difficile de les différencier des roches volcaniques puisque la couleur, la composition et la granulométrie sont similaires. Elles sont localement très oxydées (figure 3.3B) et contiennent une minéralisation en pyrite et chalcopyrite (1 à 5%). Ces roches sédimentaires présentent des laminations parallèles et obliques dans les faciès de granulométrie plus fine. Elles sont caractérisées par une alternance de lits plus clairs et plus sombres, marquant des variations compositionnelles.

La polarité stratigraphique est souvent difficile à identifier étant donné l'aspect pâteux de la matrice altérée. Cependant, la stratification entrecroisée et les structures en convolutes suggèrent une polarité vers le sud. Un granoclassement imprécis identifiable localement, tel l'alternance de niveaux d'argilites vers des niveaux plus cherteux, suggère aussi une polarité stratigraphique vers le sud. En lame mince, le granoclassement est également observé (figure 3.3C).



Figure 3.3 : Photos de terrains et photomicrographies des roches sédimentaires de la Formation de Bruneau. A. Alternance entre lits centimétriques de mudstone et de siltsone. B. Mudstone fortement oxydé C. Granoclassement dans un chert pyriteux (LPA 5X).

3.1.1.3 Intrusions mafiques

Les intrusions mafiques sont principalement constituées de filons-couches gabbroïques. Elles sont caractérisées par un faciès massif et une granulométrie fine à grenue. Les gabbros à granulométrie plus fine sont parfois confondus avec des basaltes microgrenus. En effet, la chlorite vient régulièrement donner à la matrice un aspect pâteux en cassure fraîche qui provoque l'obscurcissement de la texture primaire. La surface altérée devient fréquemment le meilleur indicateur pour identifier la roche. La patine varie dans les teintes de vert bleuté.

La roche, de couleur vert pâle à foncé, présente localement une texture ophitique (figure 3.4A). Une diminution de la taille des grains est observée à l'approche de la ZCRF et des zones d'altération associée et localement, ils sont cisaillés. Leur contact avec les autres unités est majoritairement irrégulier (figure 3.4B), mais plusieurs de ces intrusions gabbroïques sont présentes sous forme de dykes tardifs et présentent un contact franc. Les gabbros massifs présentent fréquemment une texture mouchetée (figure 3.4C), causée par la présence d'amphiboles et de plagioclases grenus dans une matrice fine de plagioclase, hornblende, chlorite et épidote.



Figure 3.4 : Photographie et photomicrographie des intrusions mafiques de la zone d'étude. A. Texture ophitique dans un gabbro massif. B. Contact entre un gabbro recoupant des tufs felsiques. C. Texture mouchetée dans un gabbro massif. D. Ouralitisation d'un grain de pyroxène (LPA 5X). (Chl : Chlorite; Am : Amphibole).

La minéralisation se présente sous la forme de pyrite-chalcopyrite et pyrrhotite disséminées (1-3%). On retrouve également des grains disséminés de magnétite. Des veinules millimétriques d'épidote caractérisent aussi ces roches. L'évidence d'hydrothermalisme se traduit par une altération en épidote et au sein de la ZCRF, en carbonates de fer, en chlorite et en séricite. Des fractures tardives sont aussi fréquemment remplies par de la calcite. L'altération des gabbros est marquée par la saussuritisation des plagioclases (formation d'épidote + albite), et l'ouralitisation des pyroxènes (formation d'amphibole + chlorite). Ce phénomène est plus facilement identifié en lame mince (figure 3.4D).

3.1.1.4 Intrusions felsiques

Les intrusions felsiques se présentent sous la forme de filons-couches et dykes porphyriques à plagioclase \pm quartz (QFP) qui sont variablement affectés par la déformation. Les relations de recoupement suggèrent plusieurs épisodes de mise en place. Sur le terrain, leurs épaisseurs varient entre 1 et 10 mètres.

Les QFP sont facilement reconnaissables en surface altérée par la présence de phénocristaux de plagioclases blanchâtres dans une matrice de couleur variant de vert pâle à rosée. Ces roches peuvent être massives, mais lorsqu'elles sont affectées par l'altération et la déformation, elles sont transformées en schistes à séricite. Leur contact avec les roches volcaniques et sédimentaires encaissantes est franc, ce qui témoigne de la nature intrusive de cette unité.

L'orientation de ces intrusions, qui est parallèle à la schistosité régionale et à la stratigraphie, suggère qu'il s'agit de filons-couches plutôt que de dykes. Le contact irrégulier cartographié par Bélanger (1979) dans la région entre certaines intrusions

porphyriques et leur roche encaissante implique également la présence de dykes. Leur texture grossièrement porphyrique est caractérisée principalement par des feldspaths dont la taille varie de millimétrique à centimétrique (figure 3.5A). Des yeux de quartz ont également été observés, mais ne sont pas présents dans tous les dykes. Les phénocristaux constituent environ 15-25% de la roche. Les grains sont principalement arrondis, mais dans les zones de forte déformation, ils sont parfois aplatis dans le plan de la schistosité régionale. Une faible minéralisation en pyrite et en pyrrhotite disséminée est localement observée.



Figure 3.5 : Photos de terrain et photomigrographies des intrusions porphyriques à plagioclase et quartz observées sur la zone d'étude. A. Intrusion felsique présentant une texture porphyrique B. Relique d'un porphyre de feldspath remplacé par la séricite (LPA 10X). C. Porphyre de quartz présentant une bordure résorbée (LPA 5X).

La roche possède une altération dominée par un assemblage de séricitechlorite et localement une carbonatisation. Les QFP sont fréquemment de couleur brunâtre. Cependant, au sein de la ZCRF, la couleur de la matrice peut varier. Elle possède une teinte rosée lorsque la carbonatisation est dominante ou verdâtre lorsque la séricitisation est dominante. Cette altération, observée en lame mince, est mise en évidence par la présence de reliques de feldspath (figure 3.5B) remplacée par de la séricite et des carbonates ferrifères. On y observe aussi des cristaux de quartz montrant des textures de résorption (figure 3.5C).

Deux datations 207 Pb/ 206 Pb ont été effectuées sur un QFP échantillonné au sein de la ZCRF. Ces dykes ont été datés à 2711,7 +9,4/-7,0 Ma (Mortensen, 1993) et 2710,2±0,8 Ma (Davis et al., 2014). Cet âge indique une mise en place pré-tectonique et implique que ces dykes furent déjà en place avant la formation de la ZCRF. Une datation U-Pb sur zircon a récemment été effectuée par les géochronologues du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Toronto sur un dyke de la propriété de Croteau-Est, encaissé également dans la Formation de Bruneau. Les résultats ont livré un âge de 2658±2.0 Ma (Pernin, 2014). Cet âge, beaucoup plus tardif, suggère qu'il y a plausiblement plusieurs générations de QFP qui se mettent en place dans la région de Chapais-Chibougamau lors des déformations D₂-D₃.

3.2 Étude locale

Une étude détaillée a été effectuée sur l'indice aurifère Monexco. La propriété minière se situe au cœur de la Formation de Bruneau et elle constitue la zone sur laquelle est bien exposée la ZCRF. Les roches observées sur cette propriété sont : a) un assemblage de roches volcano-sédimentaires fortement altérées, b) des filonscouches de gabbro, et c) une série d'intrusions felsiques de type « QFP ». L'ensemble de ces lithologies est orienté selon une direction parallèle à la schistosité régionale, affecté par le cisaillement E-O et découpé par des failles NE et NNE. Les roches volcano-sédimentaires mafiques et les gabbros cisaillés montrent une altération dominée par l'assemblage en chlorite-séricite-ankérite, alors que les intrusions de QFP sont plutôt caractérisées par une altération à ankérite-séricite. L'ensemble de ces lithologies est recoupé par un système de veines de quartz-carbonate-tourmaline.

3.2.1 Localisation et accès à l'indice aurifère Monexco

L'indice Monexco est situé à environ 30 km au nord-est de la ville de Chibougamau, dans le canton de McCorkill. Il se retrouve plus précisément à la limite des feuillets SNRC 32G16, 32H13, 32I04 et 32J01. La propriété est accessible à partir de la route forestière L-207 en empruntant le chemin A-11 qui se trouve au kilomètre 34,5. La propriété Monexco est caractérisée par une quantité importante de zones décapées (figure 3.6) dont les principales couvrent une superficie de 5,170 m² (Beauregard et Gaudreault, 2008). Le décapage principal (No. 1) est le point central de ces décapages. Il est localisé à l'UTM 572416E et 5538902N. (Beauregard et Gaudreault, 2008).

3.2.2 Description de l'indice aurifère Monexco

Parmi tous les décapages de l'indice Monexco (figure 3.6), deux ont fait l'objet d'une étude approfondie : a) le décapage principal (#1) et b) le décapage #2. Le décapage VG a aussi été étudié, mais sa cartographie est moins détaillée et a servi d'appui pour les observations faites sur les deux autres décapages. Les travaux ont été réalisés au cours d'une période de trois semaines au cours de l'été 2013. L'échantillonnage, la prise de données, l'identification des relations de recoupement et la cartographie à l'échelle de 1: 200 de deux zones distinctes sur les deux différents décapages ont été effectuées. Plusieurs mesures structurales ont aussi été compilées à partir des autres décapages de la propriété.



Figure 3.6 : Carte de localisation des zones de décapage de l'indice Monexco. Les décapages en rouge ont fait l'objet d'une étude approfondie. (Beauregard et Gaudreault, 2008).

3.2.2.1 Décapage #1

Le décapage #1 (figure 3.7) se situe au nord de la propriété Monexco. Il a une dimension d'environ 150 mètres est-ouest par 25 mètres nord-sud. Dans le cadre de cette étude, la portion ouest du décapage a été ciblée et cartographiée (figure 3.8) afin de définir les relations de recoupement entre les différentes lithologies et structures. La zone cartographiée à l'échelle 1 : 200 représente une surperficie d'environ 250 m². Elle se situe au sein d'une série de roches volcaniques et volcanoclastiques recoupées par des intrusions de gabbro et d'intrusions porphyriques à plagioclase \pm quartz (QFP).



Figure 3.7 : Carte simplifiée du décapage #1 et localisation de la zone cartographiée, délimitée par l'encadré bleu (Modifié de Beauregard et Gaudreault, 2008). Les différents dykes de QFP sont identifiés par les lettres a, b, c et d.





a) Roches volcaniques

Les basaltes se présentent sous la forme de laves massives interlitées avec des roches volcanoclastiques. Ces basaltes constituent la base de la séquence stratigraphique locale qui a été tronquée par des intrusions mafiques et felsiques. Les contacts stratigraphiques (S₀) sont transposés dans la schistosité régionale S₂. La zone

de cisaillement présente des structures C/S qui suggèrent un mouvement inverse vers le nord. Une crénulation associée à une déformation tardive a été mesurée à N235°.

b) Intrusions gabbroïques

Les schistes à chlorite et les tufs à cristaux et/ou à lapillis sont recoupés par des intrusions de gabbro variablement affectées par la déformation, qui sont identifiés sur la carte détaillée (figure 3.8). Ces gabbros sont caractérisés par une granulométrie fine avec des phénocristaux millimétriques de plagioclase dans une matrice d'amphiboles finement grenues, le tout donnant une texture mouchetée caractéristique. Ils se distinguent notamment par l'étirement des grains, plus prononcé au sein du gabbro près de la veine principale. Ils se distinguent aussi par la présence de grains de magnétite disséminés dans le gabbro moins déformé.

Près de la veine principale, le gabbro est cisaillé. La silicification et l'augmentation dans l'intensité de la schistosité aux abords de la veine donnent à la roche une texture schisteuse dans les épontes qui sont ankéritisées et minéralisées en pyrite disséminée (3 à 10%). Sur le décapage principal, le contact entre le filoncouche de gabbro et les laves encaissantes est diffus (figure 3.9) et témoigne d'un faible contraste de viscosité lors de la mise en place, et donc un faible contraste de température avec la roche encaissante. Cela suggère que la mise en place de l'intrusion serait synvolcanique et donc pré-déformation régionale. L'altération est soulignée par des carbonates de fer et de la chlorite.



Figure 3.9 : Contact diffus entre un gabbro et les roches volcanoclastiques de la Formation de Bruneau.

c) Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz

Sur le décapage #1, quatre intrusions felsiques porphyriques à quartz et feldspath (QFP) distinctes sont présentes, identifiées respectivement sur la figure 3.7 par a, b, c et d. Les intrusions possèdent une orientation E-O avec une direction moyenne de N100/85° et sont parallèles à la stratigraphie. Leur épaisseur varie entre 1 et 3 m. Elles se distinguent par la taille de leurs porphyres, ainsi que par un aplatissement variable des minéraux. Les intrusions felsiques contiennent des phénocristaux de quartz millimétriques à centimétriques, certains sont plus grossiers et arrondis alors que d'autres sont plus finement grenus ou encore aplatis selon la schistosité régionale. Les intrusions plus déformées ont davantage de porphyres de quartz plus grossiers et sont marquées par une schistosité plus accentuée. Les cristaux de quartz-feldspath baignent dans une matrice felsique cisaillée altérée en chlorite, séricite et ankérite.

L'un de ces dykes (figure 3.7-a), d'une épaisseur à peine métrique, a été boudiné et possède une texture plus grenue. Il contient aussi des sulfures visibles en trace. On y observe l'altération en chlorite et en séricite. Le QFP qui affleure au sud du décapage (figure 3.7-b), encaissé dans les basaltes, ne montre pas de trace d'ankéritisation, mais plutôt une altération en chlorite et séricite importante. Les deux QFP au nord du décapage (3,7-c et -d) sont altérés en séricite, ankérite et chlorite selon le plan de schistosité régional. L'ankéritisation semble s'intensifier vers l'est et affecte également la matrice. Cette zone à l'est est coupée par de nombreuses veines N-S et NE-SO de quartz-tourmaline-carbonate, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Elles sont à leur tour coupées par une série de failles inverses à mouvement apparent principalement dextre, orientées NNE-SSO, la plus importante de ces failles possédant une direction de N186/89°.

d) Veines de quartz

Les veines de quartz ont une épaisseur centimétrique à métrique. Elles sont regroupées en trois familles selon leur orientation, soit E-O, N-S et NE-SO.

Les veines E-O sont composées de carbonates et/ou de quartz-carbonates et elles sont moins minéralisées par rapport aux veines N-S et NE-SO. Une veine principale rubanée orientée N093/77° encaissée dans le gabbro chloritisé et ankéritisé contient des enclaves de roches provenant des épontes. Cette veine, composée de quartz-carbonate, contient aussi de la tourmaline qui se retrouve à la fois en amas et en veinules. Elle contient une minéralisation de pyrite fortement oxydée, disséminée et en amas. Les fentes de tension, orientées N-S, sont moins présentes sur le décapage #1 que sur les autres décapages et apparaissent souvent sous la forme de veines lenticulaires, encaissées dans les QFP. Elles sont composées de quartz-carbonatestourmaline, sont aurifères et contiennent de la pyrite disséminée. Les veines plus épaisses à pendage modéré vers le SE, recoupent les roches volcaniques ainsi que les intrusions felsiques.

Sur le décapage #1, les veines de quartz orientées NE-SO sont dominantes et recoupent les veines E-O. Elles sont essentiellement composées de quartz et certaines d'entres elles contiennent des quantités variable de tourmaline. Ces veines NE-SO sont localement plissées ou se présentent en échelon. Les veines plissées ont une trace axiale coplanaire à la zone de cisaillement E-O. Les veines en échelon d'orientation NE-SO sont peu déformées et recoupent les roches volcaniques.

3.2.2.2 Décapage #2

Le décapage #2 (figure 3.10) se trouve à environ 250 m au sud du décapage #1 et possède des dimensions d'environ 60 mètres selon un axe est-ouest, par 50 mètres en nord-sud. Il expose des roches volcaniques, volcanoclastiques et sédimentaires coupées par des intrusions felsiques et mafiques. Une attention particulière a été portée sur la zone nord-ouest du décapage qui a été ciblée et cartographiée en détail (figure 3.11) afin de mieux définir les relations de recoupement et les structures de ce décapage. La zone est intéressante pour la présence de QFP de différentes générations dans lesquels d'impressionnantes veines de tension se sont développées.



Figure 3.10 : Carte simplifiée du décapage #2 et localisation de la zone cartographiée (encadré bleu) (Modifié de Beauregard et Gaudreault, 2008).

a) Roches volcaniques

Sur ce décapage, les basaltes et les tufs à cendres apparaissent sur une épaisseur d'environ 30 mètres et occupent la majeure partie de la zone affleurante. Ils sont de composition mafique à intermédiaire, les deux lithologies se distinguant principalement par l'altération en surface et le litage visible dans les tufs. Les basaltes, caractérisés par une altération en chlorite-ankérite et séricite, sont constitués d'une matrice très finement grenue à aphanitique, minéralisée en pyrite disséminée (1-3%). Les tufs sont semblables avec une matrice chloritisée et séricitisée incluant localement une minéralisation de pyrite disséminée. Les basaltes et les tufs sont recoupés par les gabbros et les intrusions felsiques. Le contact avec les intrusions felsiques est caractérisé par une altération en carbonate de fer plus intense.

Des failles normales centimétriques avec une orientation NE-SO à mouvement senestre ont été identifiées dans les basaltes et les tufs. Ces roches exposent aussi un cisaillement dextre d'orientation E-O, faiblement oblique à la schistosité. La schistosité S_2 a une direction moyenne de N097/77° avec une linéation fortement plongeante présentant un pitch moyen de 75°SE. Une schistosité S_3 a été mesurée dans les tufs mafiques. Elle est caractérisée par une crénulation peu pénétrative à N055/60°. Quelques microplis orientés à N047/72° avec des axes plongeant à 80° vers le SO sont associés au développement de la schistosité S_3 .

b) Roches sédimentaires

Le décapage #2 est caractérisé par la présence de lits de mudstones graphiteux en alternance avec des siltstones et des lits plus cherteux. Ces roches à grains très fins présentent des laminations parallèles et obliques, et sont localement plissées. Elles

sont altérées en chlorite et séricite et présentent une forte oxydation. Les roches sédimentaires sont localement recoupées par les intrusions felsiques et mafiques (figure 3.11).



Figure 3.11 : Cartographie détaillée de la portion ouest du décapage #2 démontrant les relations de recoupement des différentes lithologies (1:200).

Elles contiennent une minéralisation en pyrite disséminée (1 à 5%) et en amas dans les plans de schistosité. L'altération, la déformation et la granulométrie fine compliquent la détermination de la polarité stratigraphique. Cependant, des niveaux d'argilites vers des niveaux plus cherteux suggèrent une polarité majoritairement vers le sud. Les changements de lits apparaissent bien marqués par des niveaux plus oxydés vers le centre. Les mudstones présentent des plis isoclinaux serrés, avec des traces axiales parallèles à la schistosité régionale et une plongée de 45° vers l'est. La présence de ce type de pli suggère cependant que la polarité devrait varier rapidement du nord au sud. À l'est du décapage, une faille avec une zone de dommage métrique à mouvement apparent senestre a été mesurée à N045/71°. Les roches sédimentaires, moins compétentes que les volcanites, ont bien enregistré la déformation qui se manifeste notamment par une schistosité plus intense. La schistosité S₃ est faiblement matérialisée au sein de cette unité avec une direction moyenne est de N063/55°.

c) Intrusions gabbroïques

Les gabbros au sud-est de la portion cartographié du décapage (figure 3.10) sont composés d'une matrice vert grisâtre à grains fins fortement foliée qui est caractérisée par un fort pourcentage de chlorite, de mica et d'amphibole. Ils sont minéralisés en pyrite et chalcopyrite disséminée (1-3%). Ce gabbro est plus compétent que les laves encaissantes et est fracturé plutôt que cisaillé. Sur la zone cartographiée (figure 3.11), des intrusions mafiques ont une matrice gris verdâtre à grains fins, une foliation moins prononcée que les gabbros et elles sont fortement carbonatées. Il s'agit de lamprophyres caractérisés par une bordure figée au relief positif, qui coupent les tufs, mais qui ne semblent pas couper les QFP. La foliation dans les intrusions mafiques, est oblique en comparaison avec l'orientation de la schistosité dans les roches sédimentaires. Elle est orientée en moyenne à N067/70° et est légèrement plus prononcée au sein des lamprophyres et est orientée à N078/69° dans les gabbros. Les schistosités S_2 et S_3 ont été mesurées dans les intrusions se trouvant au centre du décapage cartographié. Elles sont de N103/68° et N052/51° respectivement.

Un filon-couche co-magmatique de gabbro s'est mis en place dans les basaltes en coussins qui se trouvent au sud-est du décapage. Il a une épaisseur d'environ 10 m et montre une variation dans l'intensité de la déformation. Étant plus compétent que les laves, il se fracture selon une direction N-S et E-O plutôt que de développer une schistosité. La partie est du décapage présente ces deux familles de fractures dans la zone plus compétente de l'intrusion gabbroïque. Elles ont respectivement une direction de N356/69° et N258/50°.

d) Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz

Deux générations différentes de QFP (figure 3.11), caractérisées par une déformation contrastée, suggèrent qu'il y aurait eu plusieurs épisodes intrusifs. L'intrusion la plus déformée, d'environ 3 mètres d'épaisseur, est caractérisée par l'étirement des phénocristaux de quartz et de feldspath orientés parallèlement à la déformation régionale. Les deux générations ont une texture microgrenue et présentent une couleur d'altération verdâtre marquée par la chlorite et la séricite. Localement, on y trouve de la tourmaline en veinule et une minéralisation de pyrite disséminée. Le QFP moins déformé, qui a une épaisseur maximale d'environ 7 mètres, est moins altéré en surface, a une teinte plus claire et présente des phénocristaux de quartz et de feldspath faiblement étirés. Vers le nord, on trouve plus de phénocristaux de feldspaths disséminés et plus grossiers. La quantité de cristaux de quartz diminue. En majorité, les QFP de cette zone sont orientés parallèlement à la schistosité régionale tout comme sur le décapage #1. Ils ont une direction moyenne de N102/66°. Une linéation d'étirement a été mesurée avec un pitch de 76°O dans le QFP plus déformé sur un plan orienté à N096/67°. Sur le décapage #2, les QFP recoupent les dykes mafiques.

e) Veines de quartz

On retrouve deux types de veines de quartz sur le décapage #2. Le premier type désigne une veine de quartz fumé de largeur centimétrique à décimétrique et de longueur métrique avec une direction E-O et un pendage subvertical, parallèle à la schistosité régionale S₂. Cette veine est encaissée dans une intrusion gabbroïque. La veine est grenue, composée de grains de quartz grossiers et contient une minéralisation de pyrite disséminée en trace ainsi qu'une quantité notable de fuschite. Elle est boudinée selon la schistosité régionale. Le deuxième type de veine regroupe les veines dans les fentes de tension encaissées dans les intrusions felsiques les moins déformées. Elles sont peu déformées et ne coupent pas les schistes à chlorite en raison de la faible compétence de ces roches. Ces veines, orientées en moyenne à N009/80°, ont une largeur centimétrique et font un à deux mètres de longueur. Elles sont faiblement minéralisées en amas de pyrite. On n'observe pas de tourmaline, mais une faible carbonatisation. Ces veines ne sont pas encaissées dans l'intrusion felsique plus déformée. Plus à l'est, un réseau en stockwerk de veines à quartz-tourmaline-ankérite subhorizontales est coupé par des failles NE-SO dans le gabbro.

3.2.3 Synthèse de la mise en place des lithologies

Les différents faciès de roches volcaniques et volcanoclastiques, ainsi que les roches sédimentaires sont les roches les plus anciennes. Elles sont recoupées par plusieurs générations d'intrusions mafiques et felsiques (figure 3.12A).

Des évidences de terrain indiquent que les filons-couches de gabbro sont comagmatiques. Ces évidences se traduisent notamment par des contacts diffus avec la roche encaissante, une orientation parallèle aux contacts stratigraphiques ou encore un degré de déformation variable. En effet, quelques-unes des intrusions sont massives, certaines ont des orientations subparallèles à la foliation et localement elles sont cisaillées. Ceci suggère que certains filons-couches de gabbro ont une mise en place antérieure à la déformation régionale. Plusieurs générations de QFP sont présentes au sein de la ZCRF. Leurs contacts avec les roches encaissantes sont parallèles avec la schistosité régionale. Tel qu'observé sur le décapage #2, les deux intrusions felsiques se recoupent et sont variablement affectées par la déformation (figure 3.12B). La différence entre elles est davantage mise en évidence par le degré d'altération hydrothermale qui aurait eu comme conséquence d'affaiblir la compétence rhéologique de l'intrusion plus déformée. Les QFP coupent les filonscouches de gabbro (figure 3.12C), cependant la cartographie régionale a permis d'identifier la présence de dykes de lamprophyres plus tardifs.

Trois familles distinctes de veines découpent les assemblages stratigraphiques: 1) des veines parallèles à la foliation régionale E-O, 2) des veines de tension N-S et 3) des veines orientées NE-SO. Les veines de quartz les plus tardives, soit d'orientation NE-SO, coupent l'ensemble des lithologies et certaines sont variablement affectées par la déformation (figure 3.12D).



Figure 3.12 : Photos des relations de recoupement observées au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France, sur la propriété Monexco. **A.** Contact entre un QFP et un basalte, parallèle aux contacts stratigraphiques régionaux, sur le décapage #1. **B.** Contact entre un QFP non déformé et un QFP déformé sur le décapage #2. **C.** Intrusion mafique recoupée par un QFP, sur le décapage #2. **D.** Veine de quartz NE-SO qui recoupe une veine E-O, sur le décapage #1.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION STRUCTURALE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVIÈRE FRANCE

La Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) fait partie de nombreux couloirs de déformation s'étant développés pendant la déformation régionale qui caractérise la région de Chibougamau. Elle constitue une zone de déformation dont le rôle principal a été d'absorber une partie du raccourcissement régional N-S. L'analyse de cette zone de cisaillement dans le cadre de ce mémoire a pour but d'illustrer la relation génétique qui existe entre l'évolution structurale régionale et la minéralisation aurifère de type filonienne sur la propriété Monexco, dont la nature sera, quant à elle, traitée au chapitre V. L'étude des relations de recoupement en association avec les différents épisodes de déformation permet de proposer des hypothèses sur l'âge relatif de la minéralisation.

La ZCRF constitue une zone de déformation subverticale orientée E-O, qui coupe les roches volcaniques et intrusives de la Formation de Bruneau. À l'échelle régionale, elle se présente sous la forme d'un réseau de zones de cisaillement E-O et NO-SE au motif anastomosé qui s'étend sur une longueur d'environ 20 km. Selon Daigneault (1996), elle constituerait la continuité de la faille Faribault qui se trouve à l'ouest de la faille McKenzie. La ZCRF fait une largeur moyenne de 450 mètres, pouvant atteindre localement 900 mètres. Sur la propriété Monexco, elle est d'une largeur plus modeste d'environ 150 à 250 mètres. Sur le terrain, la ZCRF se manifeste par une importante transposition des structures primaires, la formation de

schistes à séricite-chlorite et une forte altération en carbonates de fer. L'intensité de la déformation est hétérogène et semble varier du nord au sud.

Dans le cadre de cette étude, l'analyse a été complétée à partir de données qui ont été recueillies lors de la cartographie de la ZCRF. Les données proviennent en majorité des décapages #1, #2 et VG de l'indice Monexco, qui forment les secteurs où le cisaillement est le mieux exposé. Plusieurs échantillons, certains orientés, ont été prélevés afin de préciser la de la cinématique de la déformation. Les lames minces ont été fabriquées à partir de surfaces orientées perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation d'étirement. La cartographie régionale a été utile afin d'approfondir la caractérisation du cisaillement à grande échelle et avoir une meilleure idée de l'étendue de la ZCRF.

Ce chapitre présente les résultats de l'étude structurale réalisée sur l'indice Monexco. Il énumère et décrit les différents éléments structuraux qui ont été repérés, soit une série de fabriques planaires, linéaires, du plissement et certaines structures ductiles-cassantes. Une synthèse des relations chronologiques entre ces différentes fabriques structurales sera proposée.

4.1 Fabriques planaires

Les unités volcaniques et sédimentaires de la ZCRF montrent fréquemment des structures planaires primaires, en particulier la stratification (S_0). Parallèlement, la majorité des roches de la ZCRF sont affectées par des fabriques planaires secondaires reliées à la déformation et au cisaillement. Tel que mentionnée précédemment, la schistosité S_1 , reconnue régionalement (Daigneault et Allard, 1984), est complètement oblitérée dans le secteur d'étude due à la superposition d'un épisode de déformation D_2 . Conséquemment, dans le cadre de cette étude, les fabriques planaires observées dans la région seront désignées S_2 et S_3 .

4.1.1 Stratification (S₀)

Au cœur de la ZCRF, la stratification est principalement préservée par les roches volcanoclastiques et les roches sédimentaires. L'alignement des blocs ou des lapillis dans les unités de tufs permet de discerner différents niveaux stratigraphiques. Dans les tufs et les roches sédimentaires, la stratification est aussi définie par l'alternance de lits plus grossiers et de lits plus fins et par la présence de laminations de teinte variable. De manière générale, les contacts entre les différentes unités lithologiques sont orientés E-O, soit parallèlement à la schistosité régionale. Ces surfaces de stratification ont été verticalisées durant la déformation régionale, consécutivement à la formation des grands plis régionaux. Les mesures de stratification montrent des pendages variant de 65 à 90°. Les observations de terrain suggèrent que les contacts stratigraphiques ont été transposés dans les grandes zones de déformation. Les évidences de granoclassement, de laminations entrecroisées et l'orientation des structures convolutées suggèrent globalement une polarité sédimentaire vers le sud. La présence de plis isoclinaux dans ces roches sédimentaires permet de croire que la polarité n'est cependant pas toujours orientée vers le sud.

4.1.2 Fabrique structurale principale (S₂)

La déformation régionale D_2 est caractérisée par une schistosité S_2 pénétrative qui résulte d'un raccourcissement régional nord-sud ayant généré une succession de structures synclinales et anticlinales. Cette schistosité est visible à la grandeur de la région, et est notamment soulignée par l'aplatissement des coussins dans les unités volcaniques. Au sein de la ZCRF, la schistosité S₂ se manifeste généralement par un développement beaucoup plus pénétratif souligné par des roches plus fortement débitées. La schistosité S2 est orientée E-O et possède un pendage abrupt vers le nord ou vers le sud. Sur l'indice Monexco, l'orientation de la schistosité S₂ varie de N080° à N110° (figure 4.1A). La fabrique S₂ se présente parfois sous la forme d'une schistosité caractérisée par la présence d'une roche fortement débitée en feuillet et par l'aplatissement des minéraux, notamment observé dans les roches plus compétentes, tels les QFP (figure 4.1B). L'intensité de la schistosité varie selon la lithologie affectée, et se manifeste davantage dans les unités volcaniques (figure 4.1C). La schistosité S₂ est principalement marquée par des minéraux micacés comme la séricite et la chlorite (figure 4.1D), et localement, par la concentration d'ankérite le long des plans de schistosité. La direction de S2 varie localement, mais de manière générale, elle est parallèle aux contacts lithologiques et/ou stratigraphiques. En lame mince, la schistosité présente fréquemment une forme anastomosée (figures 4.1E et 4.1F). Cette répartition est probablement due au développement disjonctif d'un clivage espacé (Passchier et Trouw, 1998).

4.1.3 Fabrique structurale tardive (S₃)

Sur le terrain, un clivage de crénulation plus espacé et discontinu, appelée S_3 , est localement visible. Il recoupe la schistosité S_2 et possède une orientation moyenne de N050°-N080° (figure 4.2A). À l'échelle régionale, ce clivage de crénulation se manifeste presque uniquement au sein de zones de forte déformation. Le long de la ZCRF, le clivage de crénulation S_3 forme un angle moyen de 10° à 25° par rapport à la schistosité régionale (S_2 ; figure 4.2B). Par rapport à la S_2 , l'espacement entre les plans de la S_3 est de l'ordre du centimètre, tandis que la S_2 montre des plans espacés de l'ordre du millimètre.



Figure 4.1 : Photos de terrain, photomicrographies et projection stéréographique de la schistosité S_2 observée au cœur de la Zone de cisaillement de la rivière France. **A.** Stéréogramme montrant l'orientation des pôles de la schistosité S_2 (Canevas de Schmidt. Hémisphère inférieur). **B.** Exemple de schistosité S_2 marquée par l'allongement des porphyres dans un QFP **C.** Schistosité S_2 fortement pénétrative affectant les roches volcaniques de la Formation de Bruneau. **D.** Alignement préférentiel de la chlorite le long de la schistosité S_2 (LPNA 5X) **E.** et **F.** Microphotographies montrant l'aspect anastomosé de la schistosité S_2 observé dans un tuf felsique suite au développement d'un clivage espacé (LPNA 10X et LPA 20X respectivement).

Sur l'indice Monexco, la S_3 se traduit notamment par une crénulation matérialisée par un plissement à trace axiale NE-SO, qui affecte à la fois les roches volcaniques et localement les QFP et les veines de quartz. Elle suit la même orientation que certains réseaux de veines et de fractures. Dans les roches plus compétentes, telles que les intrusions mafiques ou les roches silicifiées, la schistosité S_3 se présente plutôt sous la forme d'un clivage de fracture, particulièrement sur le décapage VG (figure 4.2C).



Figure 4.2 : Photos de terrain et projection stéréographique de la schistosité S_3 observée au cœur de la Zone de cisaillement de la rivière France. **A.** Stéréogramme montrant l'orientation des pôles de la schistosité S_3 (Canevas de Schmidt. Hémisphère inférieur). **B.** Schistosité S_3 recoupant la schistosité S_2 présentant un clivage de gauche. **C.** Schistosité S_3 matérialisée par un clivage de fracture observé sur le décapage VG de l'indice Monexco **D.** Photomicrographie d'un microlithon où la schistosité S_2 est plissé par la schistosité S_3 (LPA 10X).

En lame mince, la fabrique S_3 a rarement été observée. Un de nos échantillons présente toutefois ce qui s'apparente à des microlithons bordés par des plans de S_3 espacés et relativement droits et au sein desquels la texture fibreuse laisse entrevoir la schistosité régionale S_2 , qui apparaît très pénétrative et ondulée (figure 4.2D). La schistosité S_2 y apparaît recoupée et plissée par une schistosité postérieure qui est attribuée à S_3 . Une altération en carbonates de fer est superposée sur les deux fabriques, témoignant de la nature tardive de l'activité hydrothermale dans l'évolution structurale de la ZCRF.

4.2 Fabriques linéaires

Des linéations ont été observées au sein de la zone d'étude et de la ZCRF et sont présentes sur les plans de la schistosité S_2 et S_3 . Elles se présentent sous la forme de linéations d'étirement et de stries visibles dans les zones où la déformation est la plus intense.

4.2.1 Linéation L₂

La linéation L_2 a été mesurée sur les plans schistosité S_2 au cœur de la ZCRF et est représentée par une linéation d'étirement fortement plongeante à localement modérée avec un angle de chute (*pitch*) de 60° à 80° vers l'E et le SE (figure 4.3A). Le stéréogramme de la figure 4.3 montre l'orientation de ces linéations. Cette linéation d'étirement, principalement observée dans les argilites et dans les roches volcaniques mafiques, est soulignée notamment par la chlorite (figure 4.3 B et C).



Figure 4.3 : Photos de terrain et projection stéréographique des linéations L_2 et L_3 mesurées au sein de la ZCRF. **A.** Distribution spatiale des linéations d'étirement L_2 et L_3 (Canevas de Schmidt. Hémisphère inférieur). **B.** et **C.** Linéation L_2 observée dans des mudstones et dans un basalte, respectivement.

Des lames minces orientées ont été réalisées perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à cette linéation afin de vérifier l'existence de critères et d'indicateur de sens de cisaillement le long de cette fabrique. À l'échelle microscopique, la linéation L_2 est matérialisée par un étirement des grains cohérent avec un mouvement vertical parallèlement à la schistosité. Les données au stéréonet indiquent un plongement fort à localement modéré de la linéation qui suggère un mouvement vertical dominant avec une composante oblique. Un mouvement inverse

du bloc sud vers le nord a été déduit par la présence de structures C/S observées sur les plans perpendiculaires à la schistosité S₂, suivant la linéation d'étirement.

4.2.2 Linéation L₃

Une linéation L₃ (figure 4.3A) recoupe la linéation d'étirement L₂. Cependant, ces dernières sont rares et difficiles à mesurer, car elles sont fréquemment masquées par une crénulation tardive associée à S₃. Cette linéation L₃ est généralement subhorizontale à faiblement plongeante, suggérant l'existence d'une déformation en décrochement. Elle correspondrait à une linéation postérieure à L₂, reliée à la déformation D₃ ou à la réactivation des structures D₂. Lorsque observée, la L₃ est présente sur les plans de la schistosité S₃ qui ont été réfractés au sein des structures S₂. Les incréments de la déformation D₃ seraient essentiellement décrochants dextres, tel que suggéré par la présence de structures C/S, des porphyroclastes asymétriques de type σ et le plissement enregistré par les veines de quartz syn-cinématiques.

4.3 Plissement

Deux générations de plis sont présentes au sein de la ZCRF, des plis P_2 faiblement développés et principalement visibles dans les veines de quartz et des plis P_3 . Des plis en kink conjugués sont localement visibles et seraient aussi possiblement attribuables à la phase compressive.

Des plis P_2 ont été observés dans les argilites du décapage #2. Ce sont des plis serrés à isoclinaux dont la trace axiale est subverticale et orientée N106, parallèle à la schistosité régionale S_2 . Les axes de pli sont fortement plongeants et, le plus fréquemment, affectent les veines de quartz d'orientation N-S et NE-SO.

Les plis P₃ ne sont que localement visibles au sein de la ZCRF, et sont d'orientation moyenne de N230°-N260°. Ces plis asymétriques en «Z» (figure 4.4A) sont fortement plongeants vers le SO, une direction correspondant à la majorité des réseaux de fractures et des veines de quartz tardives. La trace axiale de ces plis correspond au clivage de crénulation, S_3 (figure 4.4B). Ils sont beaucoup mieux matérialisés dans les zones où la déformation cisaillante est le mieux enregistrée, soit au sein des roches volcaniques ou près de certaines zones de faille, notamment dans la partie orientale du décapage principal de l'indice Monexco. La figure 4.4C illustre l'évolution de ces plis asymétriques au sein d'une zone de cisaillement. Sur l'image, A correspond à l'anisotropie de base qui, soumise aux contraintes compressives, développe un clivage secondaire (B). Ces plis se matérialisent en « Z » (C) ou en « S », selon l'orientation du clivage secondaire par rapport à l'anisotropie principale. Ils peuvent subir une rotation (D), parfois jusqu'à leur subparallélisation à la direction du couloir de déformation. Ces plis sont communs dans les zones de cisaillement et se forment par cisaillement différentiel suite à l'action des clivages (Daigneault, 1991a), qui correspondrait à la S₃ au sein de la ZCRF.



Figure 4.4 : Photos de terrain et diagramme présentant des plis P_3 asymétriques au sein de la ZCRF. **A.** Plis asymétriques en « Z ». **B.** Plis P_3 asymétriques dont la trace axiale correspond au clivage de crénulation S_3 . **C.** Interprétation schématique montrant l'évolution progressive d'un pli asymétrique dans une zone de cisaillement (Daigneault, 1991a).

Des plis en kink conjugués (figure 4.5) ont aussi été observés au sein de la ZCRF, à l'extérieur de la propriété Monexco. La présence de kink band conjugués dans des roches caractérisées par une forte anisotropie sont diagnostiques d'une zone de déformation où domine l'aplatissement (cisaillement pur). Dans ce cas, les kink bands conjugués peuvent être des structures développées pendant la déformation régionale. D'autres portions du couloir de déformation comprendront des structures asymétriques qui témoigneront du cisaillement (cisaillement simple).



Figure 4.5 : Exemple de kink bands conjugués observés au sein de la ZCRF.

4.4 Structures ductiles-cassantes

La ZCRF est interprétée comme étant une zone de cisaillement inverse possédant une composante de décrochement dextre, souligné par la présence de failles et de fractures génétiquement associées. Ces structures témoignent d'un comportement fragile-ductile durant la déformation régionale associée à une contrainte différentielle élevée.

4.4.1 La Zone de cisaillement de la rivière France

Le cisaillement principal de la ZCRF est faiblement oblique à la schistosité régionale. Il possède une orientation moyenne de N080° avec un pendage modéré à subvertical, principalement vers le sud. Il affecte à différents degrés toutes les
lithologies sur le terrain. Au sein de la ZCRF, les roches volcaniques sont fortement déformées alors que les unités de roches intrusives mafiques et felsiques peuvent être variablement affectées, de manière plus hétérogène. Ceci peut être attribué à une plus grande compétence des roches intrusives ou, plus probablement, à leur mise en place différée plus ou moins synchrone du développement de la ZCRF elle-même. De façon générale, le cisaillement se manifeste par une nette augmentation de l'intensité de la schistosité S₂, qui adopte alors une forme sigmoïdale soulignée par la présence de structures C/S. Ces structures C/S sont le résultat d'un cisaillement à forte composante verticale comme le suggère la présence de linéations d'étirement à plongement abruptes. Ces linéations présentent localement un plongement modéré indiquant un mouvement essentiellement inverse avec une composante faiblement oblique. Elles suggèrent que le bloc sud monte par rapport au bloc nord. La ZCRF présente aussi, principalement sur l'indice Monexco, des structures C/S (figure 4.6 A) témoignant d'une composante en décrochement dextre, bien que les linéations subhorizontales soient relativement discrètes au sein de la ZCRF. La faible quantité de linéations L₃ est interprétée comme étant due à l'orientation oblique de la S₃ par rapport à la S₂. Un mouvement décrochant le long du cisaillement implique que la S₃ doit avoir été réfractée au sein de la S₂ lors de l'évolution structurale du cisaillement. Ceci implique que ces zones ont subit une subparallélisation et la L₃ se serait développée presque uniquement dans les zones où la déformation est très intense. Des échantillons orientés, prélevés au sein de QFP, préservent des évidences structurales claires en ce qui concerne cette cinématique décrochante. Des structures porphyriques sigmoïdales dextres de type σ ont été observées et indiquent une composante de mouvement dextre (figure 4.6B).



Figure 4.6 : Photos de terrain et photomicrographies de structures de cisaillement observées au sein de la ZCRF. A. Structures en C/S visibles sur l'indice aurifère Monexco présentant un mouvement dextre **B**. Microphotographie d'un porphyroclaste de quartz de type σ suggérant un cisaillement dextre (vue en coupe; LPA 5X) **C**. Microphotographie d'un porphyroclaste de type φ (LPA 10X) **D**. Veine de tension ayant subi une rotation progressive durant une déformation cisaillante à composante senestre.

La majorité des structures porphyroclastiques sont cependant de type φ (figure 4.6C); i.e. elles ne fournissent pas d'indications claires sur le sens de cisaillement (Passchier et Trouw, 1998). Plus rarement, des structures C/S dextres ont aussi été observées au microscope, mais elles sont parfois masquées par une altération hydrothermale tardive. Nous en déduisons que la ZCRF préserve d'abord et avant tout une cinématique de mouvement inverse associée à L₂ avec une composante dextre, parfois senestre, tardive associée à L₃. Les données de terrain et observations microstructurales suggèrent donc que le bloc sud a été soulevé et déplacé vers le nord.

La plupart des observations de terrain suggèrent que la ZCRF montre une composante décrochante dextre, mais il est important de souligner que certaines structures suggèrent aussi un jeu à composante senestre (figure 4.6D), bien que moins important. Cette composante, très locale, est interprétée comme étant le résultat de l'interaction de plusieurs familles de cisaillements conjuguées, observés au sein du système anastomosé globalement coaxial (Daigneault, 1991).

4.4.2 Failles cassantes et fractures

À l'échelle régionale, la ZCRF est recoupée par des structures cassantes tardives qui se présentent sous forme de failles et de fractures, parfois soulignées par un remplissage de carbonates. Ces structures se regroupent en 3 familles d'orientation, soit N-S, NO-SE et NNE-SSO à NE-SO. La famille N-S se manifeste par des fractures et est développée de façon plutôt aléatoire, mais se retrouve particulièrement au sein des lithologies les plus compétentes, tels que les QFP (figure 4.7A). La zone d'étude est dominée par des failles cassantes d'orientation NNE-SSO à NE-SO (N010° à N050°). Elles présentent un mouvement apparent majoritairement senestre (figure 4.7B) et localement dextre. Les failles mineures, d'épaisseur

centimétrique et orientées NE-SO montrent, quant à elles, un mouvement apparent principalement senestre. Les structures NE-SO et NO-SE forment des structures conjuguées associées à une phase compressive tardive. Le mouvement apparent en décrochement dextre sur les structures NE-SO et senestre sur les structures NO-SE est interprété par une réactivation tardive, relié au décrochement induit lors de la déformation D_3 . Les failles d'orientation NNE seraient reliées à la tectonique grenvillienne.



Figure 4.7 : A. Fractures d'orientation N-S développées au sein des QFP sur l'indice Monexco (échelle = 7 cm). **B.** Faille d'orientation NE-SO observée sur le décapage principal de l'indice Monexco. La faille recoupe les basaltes, ainsi que les intrusions de QFP. Le rejet, mis en évidence par le niveau oxydé, est d'apparence senestre.

4.5 Synthèse structurale et chronologie relative

La phase de déformation précoce (pré-D2), décrite par Daigneault et Archambault (1990), est caractérisée par des plis ouverts de traces axiale N-S à NO-SE ayant été possiblement générés par la subsidence des unités volcano-sédimentaires (Daigneault et Allard, 1984 ; Dimroth et al., 1986 ; Leclerc, 2011). Cet épisode de déformation est dépourvu de toute schistosité et les évidences de terrain de son existence sont absentes dans la zone d'étude. Conséquemment, et dans le respect des contraintes chronologiques de la déformation reliée à la ZCRF, cette étude fait abstraction de la déformation précoce « D_1 », et notre chronologie structurale débutera donc avec la phase D_2 .

Notre analyse de la déformation régionale dans la zone d'étude et de la ZCRF a permis de reconnaître trois phases de déformation caractérisées par la formation de structures variant de ductiles à fragiles.

1. La déformation D₂ correspond à une phase compressive N-S ayant mené à la mise en place de grands plis régionaux (Daigneault et Allard, 1990). Une schistosité régionale pénétrative orientée E-O à fort pendage s'est développée, décrivant la trace de ces plis régionaux. Cette déformation a entrainé la transposition à l'échelle régionale de la stratification S₀ des unités volcaniques et sédimentaires sur la S2. La linéation d'étirement L2 développée sur les plans de la S₂ montre des angles de chute modérés à abrupts. La phase compressive, n'étant plus capable d'accommoder le raccourcissement, a mené au développement de zones de cisaillement E-O et NO-SE présentant un motif anastomosé. La ZCRF est la matérialisation de l'une de ces zones de cisaillement anastomosée. Les structures de cisaillement associées à la ZCRF sont faiblement obliques à S2 et possèdent un pendage abrupt, principalement vers le sud, et un mouvement vertical dominant marqué par une linéation d'étirement abrupte à modérée. Des bandes de cisaillement témoignent d'une cinématique inverse. À l'échelle de l'affleurement, la ZCRF se manifeste par une augmentation de l'intensité de la déformation ayant mené à la formation de schistes à séricite, chlorite et carbonates. Ce cisaillement majeur affecte

toutes les unités stratigraphiques à différents degrés ainsi que certaines familles de veines de quartz.

- La déformation D₃ est caractérisée par des structures fragiles-ductiles, parfois 2. conjuguées, non pénétratives, qui sont superposées sur les structures et fabriques D₂. Ces structures sont matérialisées par un clivage de crénulation S₃ qui recoupe la schistosité S₂. S₃ possède un pendage abrupt et une orientation moyenne de N050°-N075° et correspond au plan axial des plis P₃. Elle est particulièrement bien développée au sein de la ZCRF, là où la déformation est plus forte. La déformation D₃ se présente donc sous la forme d'un clivage de crénulation, de fractures, par des plis asymétriques en « Z » et des kink bands conjugués. Une composante en cisaillement dextre le long de la ZCRF est déduite de la présence de structures C/S et de porphyroclastes de type o. La ZCRF préserve aussi, localement, une linéation d'étirement, ou des stries, L₃ discrètes faiblement plongeantes. On observe une réorientation des structures, par exemple des plans S3 vers la S2. Une composante senestre mineure et locale semble s'être développée et est visible dans les veines de tension plissées. Ce phénomène est fréquent dans les déformations essentiellement coaxiales où les zones de cisaillements se sont développées de manière à former un système anastomosé (Daigneault, 1991).
- La déformation D₄ est associée une phase de compression essentiellement E-O. Elle se matérialise par la présence des failles cassantes NNE-SSO à N-S (Allard, 1981; Ciesielski et Madore, 1989; Daigneault et Allard, 1990; 1994). Ces structures sont interprétées comme étant tardives et issues de l'orogénèse Grenvillienne.

CHAPITRE V

CARACTÉRISATION DES MINÉRALISATIONS

Ce chapitre présente les résultats obtenus suite à l'étude cartographique, pétrographique, structurale et minéralogique des veines de quartz aurifères de la propriété Monexco. La première partie de ce chapitre traite principalement de la minéralisation reliée aux veines et à l'altération associée à celles-ci. Les veines de quartz seront traitées selon leur distribution spatiale, la variation des teneurs aurifères et leur niveau de déformation. L'altération associée sera ensuite décrite. Une étude sur les inclusions fluides a aussi été réalisée afin d'obtenir une meilleure compréhension de la composition des fluides qui ont mené à la minéralisation aurifère. Les résultats obtenus suite à cette étude seront détaillés dans la deuxième partie de ce chapitre.

5.1 Minéralisation aurifère

La minéralisation qui se trouve au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) est de type aurifère hydrothermale. L'or est disséminé et se trouve essentiellement dans les épontes des veines de quartz et aussi dans le quartz luimême. Cette portion du chapitre aborde la caractérisation de ces veines, ainsi que l'altération qui y est associée afin d'obtenir une meilleure compréhension de la mise en place de l'or.

5.1.1 Veines

L'étude des veines de quartz constitue une étape essentielle à la compréhension d'une zone minéralisée de type filonien. L'analyse a pour but d'éclaircir la relation génétique des filons et d'établir une corrélation séquentielle entre la mise en place de l'or et la circulation des fluides hydrothermaux. L'ensemble des veines aurifères du secteur d'étude est encaissé le long de la ZCRF. Les veines minéralisées varient d'épaisseur centimétrique à métrique, et sont regroupées en trois familles d'orientations distinctes.

5.1.1.1 Distribution spatiale

Les veines présentes au sein de la ZCRF sont groupées en trois familles principales, soit : a) E-O, b) N-S et c) NE-SO (figure 5.1). Les veines E-O sont subverticales, subparallèles à la schistosité régionale et recoupent faiblement le cisaillement. Les veines N-S se présentent sous forme de fentes de tension reliées à des cisaillements et fractures associées. La grande majorité de ces veines de tension sont développées au sein d'intrusions felsiques et absentes des autres types de lithologies. La famille de veines N-S inclus également des veines à pendage modéré, caractérisées par une présence de tourmaline en bordure. Enfin, les veines NE-SO sont du remplissage de tension, localement « en échelon », qui recoupent la majorité des unités stratigraphiques.



Figure 5.1 : Projection stéréographique, photos et cartographie des veines de quartzcarbonates affleurant sur l'indice aurifère Monexco. Elles sont de trois types: le type 1 correspond aux veines E-O représentées par le cercle bleu, les veines NE-SO représentent le type 2 par celui en vert, et le type 3 correspond à des veines N-S, représentées par le cercle rouge et principalement observées sur le décapage #2.

Les veines E-O recoupent les unités de roches volcaniques et sont constituées de quartz-carbonates. Elles possèdent une attitude moyenne de N092/75. Ces veines sont parfois boudinées, par exemple, sur les décapages #1 et VG. Sur le décapage VG, par exemple, une veine E-O est boudinée le long de bandes de cisaillement dextre orientées NO-SE.

Sur le décapage principal, une veine de quartz-carbonates E-O, d'épaisseur centimétrique à métrique, montre une texture rubanée; elle contient des enclaves de roches volcaniques des épontes. Elle montre une faible concentration en pyrite qui se présente sous la forme d'amas et de disséminations principalement en bordure de la veine. De telles veines laminées (figure 5.2) sont considérées comme étant caractéristiques de gîtes aurifères filoniens à quartz-carbonates développés dans des encaissants de volcanites mafiques à intermédiaires. Ce type de veines occupent la partie centrale des structures fragiles-ductiles et sont généralement subparallèles à légèrement obliques au cisaillement (Hodgson, 1989; Robert et al., 1994; Robert et Poulsen, 2001; Dubé et Gosselin, 2007). Cette structure typique à ce type de gisement (Robert et al., 1994 ; Dubé et Gosselin, 2007), est caractérisée sur le terrain par la présence d'une variation latérale de la proportion des laminations. En effet, l'ouest du décapage présente la veine à texture rubanée, ayant une épaisseur quasi métrique. Vers l'est, la veine se caractérise graduellement par des veinules isolées orientées parallèlement.

Les veines et veinules de tension subverticales de direction dominante N-S sont principalement composées de quartz avec des quantités variables de chlorite, carbonates de fer et tourmaline. Certaines de ces veines contiennent de la pyrite et de la chalcopyrite en plus faible quantité. La plupart de ces veines sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Elles sont généralement faiblement déformées, mais localement affectées par une déformation cisaillante, sur le décapage #3 par exemple.

Elles sont essentiellement développées dans des intrusions felsiques coupant les roches volcaniques mafiques. Des veines d'extension et d'épaisseur décimétrique avec une orientation N-S à NNE-SSE sont aussi présentes dans l'ensemble des unités stratigraphiques. Par contraste avec celles que l'on retrouve uniquement dans les intrusions porphyriques à plagioclase \pm quartz (QFP), elles sont caractérisées par un pendage modéré vers l'est et par une forte quantité de tourmaline en bordure de la veine.



Figure 5.2 : Photo d'une veine E-O de quartz-carbonates-tourmaline laminée à pendage abrupt observée sur le décapage principal.

Les veines NE-SO sont des veines de tension qui se sont localement développées « en échelon ». Elles coupent l'ensemble des unités et ont une épaisseur variant de centimétrique à décimétrique. Elles sont principalement composées de quartz. Une quantité importante des ces veines est parfois riche en tourmaline et/ou carbonates de fer. Certaines d'entres elles sont plissées, suggérant une mise en place contemporaine à la déformation D_2 . Sur l'indice Monexco, ces veines sont majoritairement subverticales et se trouvent au sein de zones de cisaillement ductiles E-O à pendage abrupt, caractérisées par des déplacements inverses.

Plusieurs observations de terrain soulignent l'importance des éléments structuraux et lithologiques favorables à la minéralisation aurifère sur la propriété Monexco : a) la présence de contacts lithologiques présentant un fort contraste rhéologique entre les roches volcaniques (basalte ou roches volcanoclastiques) et les intrusions de gabbro ou de QFP; b) la présence de structures cassantes associées à la ZCRF (Beauregard et Gaudreault, 2008); et c) la présence de corridors d'altération et de fracturation marqués par des veines et veinules de quartz-carbonates-tourmaline.

5.1.1.2 Variation des teneurs aurifères à l'intérieur des veines

Les gisements d'or filoniens encaissés dans des ceintures de roches vertes possèdent des teneurs en Au variant entre 5 et 15 g/t Au (Dubé et Gosselin, 2007). L'indice Monexco ne fait pas exception à la règle. Régionalement, la minéralisation semble confinée à la ZCRF. Sur la propriété de Monexco, la zone de cisaillement atteint une largeur d'environ 120 m. L'or se trouve généralement dans les épontes des veines de quartz, ainsi que dans le quartz lui-même.

Suite aux travaux d'exploration, plusieurs échantillons de veines E-O ont été ramassés à la volée sur la propriété ainsi qu'en rainures, et au final, les teneurs mesurées se sont avérées moins significatives (Gaudreault, 2003 ; Beauregard et Gaudreault, 2008). Une teneur de 0,53 g/t Au a par contre été livrée sur la veine principale du décapage #1 (Beauregard et Gaudreault, 2008) et de 38,20 g/t Au, correspondant à leur échantillon 812506, sur une zone prospectée en 2008 en bordure de la rivière France, qui pourrait vraisemblablement représenter une extension latérale

de la veine principale (Beauregard et Gaudreault, 2008). Finalement, une veine E-O de quartz fumé, observée sur le décapage #2, présentant des traces de fuschite, et encaissée dans une intrusion mafique a livré une teneur de 10,63 g/t Au sur 1 mètre (Gaudreault, 2003).

Les veines N-S se divisent en 2 familles. Une minéralisation aurifère est concentrée dans des veines et veinules de tension lenticulaires, constituées de quartzankérite-tourmaline et de sulfures aurifères encaissées dans des intrusions felsiques. Elles se sont développées au sein de QFP plus compétents, parfois eux-mêmes minéralisés (Gaudreault, 2003). Le deuxième type de veine correspond à des veines de quartz d'orientation N-S à NNE d'épaisseur décimétriques recoupant l'ensemble des unités stratigraphiques. Ces veines de quartz sont à pendage modéré principalement vers l'est (30-50°) et caractérisées par une forte quantité de tourmaline à l'éponte. Sur le décapage #1, des valeurs de plus de 14,17 g/t Au ont été mesurées sur un échantillon (figure 5.3 ; Gaudreault, 2003). Les forages ont permis de constater que la minéralisation de ces veines associées à des cisaillements et fractures associées serait significative (Voir Beauregard et Gaudreault, 2008 ; page 25).

Les veines et veinules d'orientation NE-SO, qui semblent plus tardives montrent une teneur aurifère plus importante. Ce sont des veines et veinules constituées de quartz-tourmaline à pendage subvertical à modéré. Elles donnent généralement des teneurs aurifères plus élevées que celles mesurées dans les veines de tension ou les veines de cisaillement. Certaines de ces veines sont entièrement constituées de tourmaline. Ces dernières ont été observées principalement dans la partie est du décapage principal. Les veines NE-SO contiennent aussi parfois des grains d'or visible, notamment sur le décapage VG. La minéralisation se trouve majoritairement dans la tourmaline, en bordure des veines. Sur le décapage VG, des veines de tension NE-SO ont livré des teneurs atteignant 16,01 g/t Au (Beauregard et Gaudreault, 2008). Sur le décapage #3, des teneurs aurifères atteignant 34,60 g/t Au ont été livrées par les veines de quartz-tourmaline orientées à N020° à N060°, ou au contact de celles-ci avec l'encaissant (Gaudreault, 2003). Une quantité considérable des veines d'orientation NE-SO, notamment celles composées presque uniquement de quartz, semble cependant être stériles.

Outre l'or, l'indice Monexco est situé dans un secteur favorable à la découverte de métaux de base, tels le Zn et le Cu, ainsi qu'à l'Ag. Cependant, ils ne constituent pas la cible d'intérêt principale malgré des valeurs plus ou moins anomales obtenues dans d'importantes zones d'altération à chlorite et carbonates (Gaudreault, 2003 ; Beauregard et Gaudreault, 2008).



Figure 5.3 : Photo d'une veine NNE de quartz-tourmaline à pendage modéré vers l'est observée sur le décapage Principal. Cette veine a donné une valeur de 14,17g/t Au (Gaudreault, 2003). L'épaisseur apparente de cette veine en surface est délimitée par un trait noir.

5.1.1.3 Déformation des veines

La déformation enregistrée par les veines varie selon leur ordre de mise en place. L'analyse de cette déformation est impérative et permet d'évaluer de manière plus précise la chronologie des événements qui ont menés à la mise en place de la minéralisation. Les veines de quartz observées au sein de la ZCRF ont été variablement affectées par la déformation selon leur orientation. Du boudinage, de l'extension, du plissement et de la rotation affectant ces veines témoignent de cette déformation et permettent d'évaluer si les veines sont anté-, syn- ou post-déformation régionale.

a) Extension

Sur la propriété Monexco, les veines d'extension se présentent sous la forme de fentes de tension et de veines en échelon. Elles se forment à la suite d'une rupture dans un plan perpendiculaire à la contrainte minimale (σ 3). Les fentes de tension ont une forme lenticulaire et se trouvent au sein des QFP, une roche beaucoup plus compétente que les roches encaissantes. Les QFP constituent un piège structural favorisant la mise en place de ces veines, dont la majorité sont des veines N-S à pendage subvertical peu ou pas déformées (figure 5.4A). Elles font, en moyenne, entre 1 et 2 m en longueur et de 3 à 10 cm d'épaisseur. Des veines plus fines semblent mieux enregistrer la déformation lorsqu'elles sont encaissées dans un dyke de QFP ayant été cisaillé (figure 5.4B). Sur le décapage #3, d'impressionnantes veines métriques de tension, encaissées dans un QFP, présentent une forme sigmoïdale.



Figure 5.4 : Photos des différents types de veines d'extension observées au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France. A) Veines d'extension N-S encaissées dans une intrusion felsique à quartz et feldspath B) Veines d'extension N-S encaissées dans une intrusion felsique à quartz et feldspath ayant été affectées par la déformation C) Veines en échelon NE-SO encaissées dans un gabbro D) Fentes de tension remplies de carbonates E) Veines en échelon N-S encaissées dans un gabbro.

Certaines veines d'extension sont plus massives. Elles ont généralement une épaisseur décimétrique et peuvent atteindre jusqu'à plusieurs mètres de longueur. Elles constituent une série de veines NE-SO qui recoupent parfois plusieurs lithologies incluant les intrusions felsiques et sont caractérisées par une éponte riche en tourmaline et un pendage moyen. Les veines d'extension se présentent également sous la forme de veines en échelon, par exemple sur le décapage #1. Les veines en échelon sont d'orientation NE-SO, peu déformées et coupent généralement des roches volcaniques (figure 5.4C et E). Ces structures planaires proviennent de fractures de tension qui ont ensuite été remplies par du quartz ou encore de la calcite, des carbonates de fer (figure 5.4D) et/ou de la tourmaline.

b) Boudinage

Une faible quantité de veines boudinées est présente au sein de la ZCRF. Elles sont peu fréquentes et impliquent principalement des veines de faible épaisseur orientées parallèlement à la schistosité régionale, ayant subit une extension dans le plan de la S_2 (figure 5.5). Elles ont notamment été observées sur le décapage #1 et le décapage VG.



Figure 5.5 : Photos d'une veine de quartz/carbonates boudinée sur le décapage #1 de la propriété de l'indice aurifère Monexco.

c) Plissement et rotation

Le plissement affecte principalement les veines qui ont une orientation N-S et NE-SO. La caractérisation de ces veines plissées fournit des contraintes de chronologie relative par rapport à la déformation visible sur les décapages; l'ordre de mise en place des veines pouvant être déterminé par les relations de recoupement et par la déformation enregistrée par les différentes familles. Les veines N-S encaissées dans les intrusions felsiques n'ont pas ou peu subi de plissement. Cela semble indiquer une mise en place tardive, mais pourrait aussi être dû au contraste de compétence entre ces intrusions et la roche encaissante. Les veines de tension seraient liées à la phase compressive D_2 , tandis que les veines NE-SO associées à S_3 se seraient plutôt mises en place tardi- D_2 /syn- D_3 . Certaines veines recoupent toutes les unités et sont variablement plissées (figure 5.6A), notamment les veines de tension d'épaisseur décimétrique à pendage modéré comme celles du décapage #3. Les veines, autant celles d'orientation N-S que NE-SO, lorsqu'elles sont plissées, sont

caractérisées par une trace axiale orientée parallèlement au plan du cisaillement E-O (figure 5.6B et C). Certaines de ces veines ont été clairement réorientées au cours de la déformation cisaillante.



Figure 5.6 : Photos témoignant du plissement subi par les veines de quartz observées sur la propriété de l'indice aurifère Monexco. A) Veines NE-SO plissées et présentant un plan axial E-O du décapage #1 B) Veine d'extension ayant subi une rotation suite au mouvement à la composante décrochante du décapage #3 C) Veines NE-SO plissées et présentant un plan axial E-O du décapage #1.

Localement, il est possible d'observer des veines de quartz ayant subi des rotation anti-horaire ou antithétique entre deux bandes de cisaillement (ECC ou C') à mouvement dextre (figure 5.7). Elles commencent à subir un plissement qui se produit lorsque l'espacement entre les bandes de cisaillement n'augmente pas suffisamment pour accommoder la veine en entier lors de sa rotation (Harris, 2003).



Figure 5.7 : Photo d'une veine de quartz ayant subi une rotation anti-horaire ou antithétique dont le mouvement dextre est cohérent avec celui de la ZCRF.

5.1.1.4 Synthèse

La Zone de cisaillement de la rivière France présente un système de veines typique des gisements aurifères de type filonien. On y trouve notamment des veines de cisaillement, des veines d'extension, des fentes de tension et des veines en échelons. Les veines de cisaillement sont encaissées au sein du cisaillement E-O formé lors de la phase de compression N-S. Sur la propriété Monexco, la veine principale, encaissée sur le décapage #1, est faiblement oblique aux structures et présente une texture rubanée. Ce type de veine se développe à tout moment pendant la déformation régionale, soit dans les cisaillements préexistants ou soit ils se mettent en place lorsque ceux-ci sont encore actifs. La présence d'enclaves cisaillées de la roche encaissante dans la veine témoigne de cette affirmation (Robert et al, 1994). Certaines veines de cisaillement E-O moins larges ont été boudinées. Des veines, d'orientation N-S qui se sont mises en place parallèlement à la contrainte compressive principale σ_1 , se forment par remplissage de fractures en extension qui se sont développées lors de la compression N-S associée à D₂. Enfin, la mise en place de veines en échelons et des veines d'orientation NE-SO, est liée au développement des structures qui se sont matérialisées lors de la déformation D₃ et auraient été plissées lors de la phase de décrochement.

5.1.2 Altération

Régionalement, l'ensemble des lithologies a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts, essentiellement caractérisé par une altération en chlorite. Une silicification, ainsi qu'une épidotisation se superposent localement à cette altération chloriteuse dans les secteurs marqués par une forte activité hydrothermale. À l'approche de la Zone de cisaillement de la rivière France, une intense altération en séricite apparaît, celle-ci se logeant principalement dans les plans de la schistosité régionale.

C'est à l'approche de la zone minéralisée qu'il est intéressant de faire l'étude de la distribution spatiale et de la nature des assemblages minéralogiques reliés à l'altération. Dans les zones minéralisées associées à la ZCRF, une altération en carbonates de fer est dominante. Localement, il y a une faible présence de fuschite, un assemblage typique des gîtes filoniens aurifères associées aux zones de cisaillement de la région de Chibougamau (Guha et al., 1988) et ailleurs dans le monde (Poulsen, 1996). La caractérisation de l'altération s'est faite principalement à partir des observations de terrain sur la propriété Monexco, sur laquelle il semble y avoir une variation du type d'altération selon le type de lithologie. En effet, les QFP sont caractérisés par une altération dominante en séricite, sauf localement, où il peut y avoir une forte ankéritisation. Les roches mafiques volcano-sédimentaires et de composition gabbroïque montrent une altération dominante à chlorite, ankérite ± séricite. Dans la portion orientale du décapage #1, la carbonatisation est confinée principalement aux veines formant un réseau de fractures transposées dans la schistosité. La carbonatisation s'intensifie en se dirigeant vers l'est du décapage principal (figure 5.8). Cette distribution de l'altération hydrothermale pourrait être reliée à la présence de structures orientées NE-SO ayant préférentiellement drainé la circulation hydrothermale.



Figure 5.8 : Photo d'un basalte ayant subi une forte carbonatisation observé sur le décapage #1 de l'indice Monexco.

La distribution spatiale des altérations semble être étroitement liée à la mise en place des veines dans des structures tardives. Les limites des zones d'altération sont plutôt diffuses, mais semblent posséder une orientation plus ou moins NNE à NE. Selon Dubé et Gosselin (2007), la dimension des halos d'altération varierait selon la composition des roches hôtes et, typiquement, les halos d'altération proximaux sont zonés et caractérisés par une carbonatisation ferrifère et une séricitisation accompagnée d'une sulfurisation de l'éponte des veines. La figure 5.9 présente la séquence de développement des zones d'altération et de la minéralisation produite par la circulation de fluides riches en CO_2 au sein d'une zone de cisaillement E-O selon Guha et al. (1988).



Figure 5.9 : Modèle schématique présentant la mise en place de la minéralisation et de l'altération à l'échelle régionale par des fluides riches en CO_2 des gîtes d'or filoniens au sein d'une zone de cisaillement E-O dans la région de Chibougamau (Guha et al., 1988).

La délimitation précise des épisodes de carbonatisation est complexe. Il semble assez clair que la carbonatisation est syn-tectonique et les relations de terrain semblent indiquer que cette carbonatisation serait survenue au sein des intrusions gabbroïques lors du cisaillement; elle serait aussi et principalement associée aux structures NE-SO tardives.

5.2 Étude sur les inclusions fluides

Une étude sur les inclusions fluides a été entreprise afin de mieux définir la composition des veines de la ZCRF. Les analyses ont permis de mesurer avec précision la salinité, ainsi que la composition des inclusions fluides au sein des veines qui affleurent sur l'indice aurifère de Monexco. Les résultats ont pour but de proposer des corrélations entre les différentes familles de veines et la minéralisation associée afin de vérifier l'hypothèse selon laquelle la minéralisation serait préférentiellement associée à l'une ou l'autre des familles de veines.

Cette partie du chapitre V présentera d'abord la méthodologie employée pour cette étude d'inclusions fluides, les résultats obtenus et enfin l'interprétation de ces résultats.

5.2.1 Méthodologie

L'étude des inclusions fluides demande une méthodologie précise et rigoureuse. Avant d'arriver aux résultats, l'analyse se fait en plusieurs étapes, soit par la sélection des échantillons, la caractérisation des inclusions, la microthermométrie et le traitement des données.

5.2.1.1 Sélection et caractérisation des inclusions

Les échantillons analysés ont été prélevés sur les décapages #1 et #2 de l'indice Monexco. Les veines de quartz ont été échantillonnées selon leur orientation respective, soit E-O, N-S ou NE-SO, dans le but de les différencier et, éventuellement, de les classer en fonction de leur composition. Un total de 6 échantillons a été monté sur des lames minces doublement polies d'une épaisseur moyenne de 80 à 120 μ m, une épaisseur qui maximise la visualisation de la taille et l'orientation de l'inclusion fluide.

La caractérisation constitue une étape importante lors de l'étude d'inclusions fluides. Il est important de déterminer les relations de recoupement et de superposition entre les différentes générations d'inclusions, s'il y a lieu, afin de bien comprendre la paragénèse de mise en place. Une telle caractérisation permet de cibler et de déterminer les différentes familles d'inclusions (primaires, pseudo-secondaires, secondaires) et ainsi de les classifier. Elle définit les différentes phases de mise en place et permet de replacer en ordre chronologique le moment de piégeage des inclusions. Elle permet, finalement, de caractériser les assemblages, la distribution ainsi que les phases observées au sein des inclusions (Van Den Kerkhof et Hein, 2001).

5.2.1.2 Microthermométrie

La microthermométrie est l'une des méthodes d'analyse couramment utilisée pour l'étude des inclusions fluides. Elle requiert une préparation de lames minces doublement polies qui doivent ensuite être plongées dans l'acétone pour 15 à 24 heures. L'acétone permet de dissoudre la colle et de décoller l'échantillon de sa lame. L'étape suivante consiste à fragmenter l'échantillon de veine de quartz en morceaux d'environ 5 mm ou moins afin d'être examiné à l'aide d'un microscope équipé d'une plateforme pour la pyrométrie et la cryométrie. L'instrument utilisé dans le cadre de cette étude, comporte un système Linkam équipé d'un système de contrôle de température automatisé de modèle TMS94. Le chauffage (de $20^{\circ}\pm3^{\circ}$ (température ambiante) à 500°C) s'est fait à partir d'une plaque chauffante, alors que l'étape de refroidissement s'est fait à l'aide d'azote liquide (de $20^{\circ}\pm3^{\circ}$ à -150°C). Les inclusions ont été individuellement choisies et analysées une à la fois.

Lors de la phase de réchauffement, l'inclusion sera parfois abîmée par une décrépitation précoce. Le cas échéant, cela entraîne l'impossibilité d'effectuer d'autres mesures sur l'inclusion elle-même, ainsi que toutes les autres de même composition dans le même fragment. Les mesures de refroidissement ont donc été effectuées en premier lieu. Les variations de température ont été effectuées principalement à un gradient moyen de 30° C/min. Afin d'obtenir des valeurs plus précises, le taux de réchauffement est réduit à $0,1^{\circ}$ C/sec à l'approche des intervalles où les changements de phases critiques devraient être observés, i.e. si l'inclusion constitue un fluide riche en CO₂ par exemple, le taux de réchauffement sera réduit à l'approche de -56,6°C, soit la température qui correspond au point triple du CO₂ pur.

La méthode d'analyse permet de mesurer sous le microscope optique les changements de phases dans une inclusion fluide ciblée lors de variations de température. Des résultats précis peuvent être obtenus, mais l'étude demande un travail méticuleux et lent. Les résultats peuvent parfois être biaisés selon le choix des inclusions sélectionnées par l'analyste. Par exemple, bien que les inclusions plus larges (i.e. 10 µm ou plus) soient habituellement sélectionnées, car il est plus difficile de travailler sur de petites inclusions, elles ne sont pas nécessairement représentatives de l'ensemble du système hydrothermal au complet, ou encore, de l'épisode

minéralisateur (Burlinson, 2011).

5.2.2 Résultats

Lors de l'analyse, les changements de phases suivants sont généralement mesurés:

- T_f: Température de congélation. Elle correspond à la température à laquelle la phase liquide se retrouve complètement à l'état solide lors du refroidissement d'une inclusion.
- $T_{m,i}$: Température de fusion initial de la glace. Elle correspond à la température à laquelle le liquide est initialement formé lors du chauffage progressif d'une inclusion.
- $T_{m,f}$: Température de fusion finale de la glace. Elle correspond à la température à laquelle il y a fusion complète d'un solide lors du chauffage d'une inclusion.
- T_e: Température eutectique. Elle correspond à la première formation de liquide formé lors du réchauffement d'une inclusion. Elle est équivalente à la T_{m,i} sauf dans le cas d'une inclusion gazeuse ou à phase gazeuse dominante.
- T_h: Température d'homogénéisation. Elle correspond à la température à laquelle une inclusion fluide se transforme d'un état hétérogène (pluri-phasé) à un état homogène (monophasé).
- T_d: Température de décrépitation. Elle correspond à la température à laquelle il y a une fuite ou une fuite partielle du fluide par la formation de microfractures à la suite d'une surpression de fluide. L'inclusion se rompt de manière irréversible, ou « décrépite », lors du chauffage. L'utilisation du terme « décrépitation » implique une perte de contenu ainsi que des changements de volume de l'inclusion.

Afin d'alléger le texte, les abréviations ci-dessus seront parfois utilisées dans les sections qui suivent. Il est aussi important de noter que certaines mesures, telles que la température eutectique ou encore la température de fusion, n'ont pu être enregistrées sur tous les échantillons, principalement en raison de la petite taille des inclusions. De plus, un tableau présentant les résultats d'analyses microthermométriques (voir Annexe B) a été placé en annexe pour simplifier la lecture.

5.2.2.1 Veines E-O

Un seul échantillon a été sélectionné pour caractériser les veines E-O. L'échantillon 14CVV2 (figure 5.10) a été récolté sur la veine principale du décapage #1. Dix inclusions d'une taille moyenne de 10 μ m et d'origine secondaire ont été analysées.



Figure 5.10 : Photomicrographie d'inclusions fluides de l'échantillon 14CVV2 provenant de la veine principale E-O du décapage #1 (LPNA 50X).

Les mesures ont été faites sur des inclusions qui contiennent majoritairement trois phases, soit liquide, solide et gazeuse, à la température ambiante. La T_f n'a pas été mesurée sur toutes les inclusions, mais elle varie entre -56,9 et -76,2°C, avec une seule mesure de -104,4°C. La $T_{m,f}$ reste généralement constante, variant autour de -21°C à l'exception d'une inclusion ayant livré une valeur de -32,9°C. Une décrépitation précoce de quatre inclusions a empêché la mesure de leur température d'homogénéisation. Ces quatre inclusions faisaient partie de celles constituées de trois phases. La décrépitation survient lorsque le solide arrive à une dissolution quasi complète. Dans les cas où la mesure a pu être enregistrée, la température d'homogénéisation liquide-vapeur est généralement inférieure à celle de la phase solide et la phase gazeuse disparaît en premier. Pour cet échantillon, elle varie de 110,7 à 286,6°C sans décrépitation. La phase solide a livré une T_h entre 230,3 et 322,4°C.

5.2.2.2 Veines N-S

Parmi les deux échantillons analysés, seul l'échantillon 14CVV7, provenant du décapage #2, a livré des résultats utiles pour l'interprétation, l'échantillon 14CVV5 ayant été exclu de l'étude faute d'inclusions suffisamment adéquates pour l'analyse.

Sur l'échantillon 14CVV7, 21 inclusions pseudo-secondaire et secondaires, majoritairement biphasées et d'une taille d'environ $8\mu m$ ont été analysées. On peut différencier deux types d'inclusions. Le premier type, qui est en faible majorité, présente des T_f se situant entre -88,2 et -95,9°C. Certaines de ces inclusions ne sont composées que d'une seule phase à la température ambiante, mais caractérisées par l'apparition d'une bulle lors de la phase de refroidissement. Les T_{m,i} associées sont également stables, variant entre -54,8 et -56,6°C et sont caractérisées par l'apparition d'une bulle. Les T_h se situent entre -1,0 et 29,8°C. Le second type d'inclusions possède des températures de congélation plus élevées, entre -35,7 et -32,3°C. Les températures de fusion sont élevées et varient entre -3,9 et -2,6°C. Une valeur enregistrée à 7.1°C suggère une erreur de manipulation. Finalement, les T_h sont très variables, livrant des valeurs de 69,9 à 314,2°C.

5.2.2.3 Veines NE-SO

Trois échantillons ont été sélectionnés sur le décapage #1 afin de représenter les veines d'orientation NE-SO, soit les échantillons 14CVV1, 14CVV3 et 14CVV4. Les mesures ont été effectuées sur des inclusions secondaires et pseudosecondaires d'une taille d'environ 10µm, majoritairement biphasées.

Dix inclusions fluides ont été analysées sur l'échantillon 14CVV1. Deux de ces inclusions sont polyphasées (liquide-solide-gazeuse), tandis que celles restantes sont biphasées. La T_f est très variable avec des températures comprises entre -32,9 et -76,3°C. Les températures de fusion finales sont également variables avec des valeurs de -3,3 à -21,1°C. Enfin, les valeurs de T_h de trois de ces inclusions n'ont pu être mesurées puisqu'elles ont subi une décrépitation précoce. Le reste des inclusions a livré des valeurs de T_h entre 209,3 et 280,3°C.

Sur l'échantillon 14CVV3 (figure 5.11), 16 inclusions ont été analysées et deux types d'inclusions ont été identifiés. La majorité des inclusions est biphasée, mais une inclusion possède trois phases à température ambiante, soit possiblement H_2Ol , CO_2l et CO_2v . Les analyses sur ce type d'inclusions ont cependant été non concluantes étant donné le manque d'inclusions du même type. Les valeurs sur les

inclusions à phases liquide et gazeuse ont donné des T_f entre -27,9 et -61,8°C. Lors du réchauffement, des T_{m,f} ont été mesurées entre -15,9 et 0°C, en plus d'une inclusion présentant une valeur de 2,3°C, et l'homogénéisation a été atteinte entre 127,8 et 384,9°C.

Dix inclusions de même type ont été analysées sur l'échantillon 14CVV4. Lors de la phase de refroidissement, ces inclusions biphasées ont atteint la température de congélation entre -22,2 et -59,6°C. Les mesures de $T_{m,f}$ ont été plus constantes que pour les autres échantillons, entre -6,1 et 0°C. Finalement, la T_h de ces inclusions varie entre 114,6 et 381,7°C.



Figure 5.11 : Photomicrographie d'inclusions fluides dans une veine NE-SO sur le décapage #1 (LPNA 50X).

5.2.3 Interprétation

Cette section porte sur l'interprétation des données microthermométriques obtenues. Elle a pour but de caractériser les composants majeurs des fluides. La composition des fluides, leur salinité et les températures d'homogénéisation seront abordées et confrontées à des fins comparatives.

5.2.3.1 Composition des fluides

Les inclusions fluides sont parmi les seuls témoins des événements hydrothermaux auxquels sont associées les veines minéralisées. Leur composition est donc utile pour différencier les fluides et ainsi les associer ou les dissocier de la minéralisation aurifère.

Les analyses ont permis d'identifier quatre types de fluides présents au sein des veines de quartz associées à la minéralisation aurifère de l'indice Monexco: (I) des inclusions riches en CO_2 avec des teneurs variables en CH_4 , N_2 et H_2S et des teneurs en H_2O faibles à indétectables; (II) des fluides H_2O biphasés salins de faible à moyenne concentration avec ou sans CO_2 ; (III) des inclusions d'eau très saline avec une phase saline solide dans certains cas; et (IV) des fluides très salins H_2O -NaCl avec ce qui pourrait être des teneurs variables en CaCl₂.

Dans l'échantillon 14CVV2, qui appartient aux veines d'orientation E-O, les analyses ont révélé la présence d'inclusions de type III et IV en quantité équivalente. L'échantillon 14CVV7, associées à la famille des veines de tension N-S, possède deux types d'inclusions bien distinctes; des inclusions de type I, riches en CO₂, et des inclusions de type II. Dans les inclusions de type I, la majorité des températures de fusion mesurées se regroupent autour d'une valeur moyenne de -56,6°C, soit la température qui correspond au point triple du CO₂. Certaines températures mesurées sont inférieures à cette valeur, ce qui pourrait supposer l'existence d'autres composés volatiles miscibles, tel que le CH₄ qui réduit la température de fusion (Chi, 2002). Le reste des inclusions, présentes en plus faible quantité, correspondent au type II. Finalement, les analyses réalisées sur les échantillons de veines orientées NE-SO, possèdent des inclusions correspondant aux types II et III. Ces inclusions aqueuses sont présentes dans tous les échantillons; cependant l'échantillon 14CVV1 est caractérisé par des inclusions d'eau très saline avec une phase solide dans certains cas. Les échantillons 14CVV3 et 14CVV4 correspondent plutôt à des fluides H₂O biphasés salins de faible à moyenne concentration avec ou sans CO₂, de type II.

5.2.3.2 Salinité des fluides

La salinité globale d'inclusions provenant du système H_2O -NaCl est calculée à partir des températures de fusion de la glace.

La salinité des inclusions fluides aqueuses a été déterminée en utilisant l'équation cubique de Hall et al. (1988), révisée et analysée par régression aux moindres carrés par Bodnar (1993) (voir tableau 5.2). Cette équation correspond à l'abaissement des points de fusion comme variable dépendante et la salinité comme variable indépendante :

Salinité (%eq. poids NaCl) = $0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,0005570\theta^3$

où θ est l'abaissement du point de fusion en degrés Celsius.

Les veines N-S sont composées de deux types d'inclusions dont l'un correspond à un système H₂O-NaCl. Ces veines possèdent des inclusions à faible salinité qui varient entre 4,3 et 6,3% eq. poids NaCl. Elles sont biphasées et ne présentent pas de cristaux de sels à la température ambiante. Dans la majorité des cas, la présence de cristaux de sels, probablement de halite, à température ambiante dans les inclusions fluides indique une salinité élevée. Cette salinité est notamment observée dans les veines qui sont parallèles à la schistosité régionale, soit les veines E-O. L'échantillon 14CVV2 présente des fluides où la salinité varie entre 21,2 et 23,1% eq. poids NaCl. Les températures de fusion mesurées sont inférieures à -21,2°C, une valeur correspondant à la température eutectique du système H_2O -NaCl. Certaines inclusions possèdent des températures de fusion de la glace qui sont plus élevées que -21,2°C. Ceci peut être attribué à un fluide qui proviendrait plutôt du système H₂O-NaCl-CaCl₂ (Samson et Walker, 2000). Les échantillons provenant des veines d'orientation NE-SO possèdent des valeurs de salinité qui varie de 0 à 23,1% eq. poids NaCl. L'échantillon 14CVV1, est composé d'inclusions présentant des salinités élevées, entre 15,2 et 23,1 % eq. poids NaCl. Une mesure sur une inclusion a donné une valeur de 5,4% eq. poids NaCl, soit de salinité intermédiaire. Les analyses ont permis de classer les échantillons 14CVV3 et 14CVV4 comme provenant de fluides à faible salinité, malgré la présence de quelques d'inclusions présentant des salinités intermédiaires à élevées. Dans ces 2 échantillons, les salinités mesurées ont été de 0-19,4% eq. poids NaCl et 0-9,3% eq. poids NaCl respectivement.

Tableau 5.1 : Salinités (en % eq. poids NaCl) correspondant à des abaissements du point de fusion (en degrés celsius) mesurées pour des inclusions fluides de composition H_2O -NaCl (d'après Bodnar, 1993).

FPD										
	0.	୍ .1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0.	0.00	0.18	0.35	0.53	0.71	0.88	1.05	1.23	1.40	1.57
1.	1.74	1.91	2.07	2.24	2.41	2.57	2.74	2.90	3.06	3.23
2	3.39	3.55	3.71	3.87	4.03	4.18	4.34	4.49	4.65	4.80
3.	4.96	5.11	5.26	5.41	5.56	5.71	5.86	6.01	6.16	6.30
4.	6.45	6.59	6.74	6.88	7.02	7.17	7.31	7.45	7.59	7.73
5.	7.86	8.00	8.14	8.28	8.41	8.55	8.68	8.81	8.95	9.08
6.	9.21	9.34	9.47	9.60	9.73	9.86	9.98	10.11	10.24	10.36
7.	10.49	10.61	10.73	10.86	10.98	11.10	11.22	11.34	11.46	11.58
8.	11.70	11.81	11.93	12.05	12.16	12.28	12.39	12.51	12.62	12.73
9.	12.85	12.96	13.07	13.18	13.29	13.40	13.51	13.62	13.72	13.83
10.	13.94	14.04	14.15	14.25	14.36	14,46	14.57	14.67	14.77	14.87
11.	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.76	15.86
12.	15.96	16.05	16.15	16.24	16.34	16.43	16.53	16.62	16.71	16.80
13.	16.89	16.99	17.08	17.17	17.26	17.34	17.43	17.52	17.61	17.70
14.	17.79	17.87	17.96	18.04	18.13	18.22	18.30	18.38	18.47	18.55
15.	18.63	18.72	18.80	18.88	18.96	19.05	19.13	19.21	19.29	19.37
16.	19.45	19.53	19.60	19.68	19.76	19.84	19,92	19.99	20.07	20.15
17.	20.22	20.30	20.37	20.45	20.52	20.60	20,67	20.75	20.62	20.89
18,	20.97	21.04	21.11	21.19	21,26	21.33	21.40	21.47	21.54	21.61
19.	21.68	21.75	21.82	21.89	21.96	22.03	22.10	22.17	22.24	22.31
20.	22.38	22.44	22.51	22.58	22.65	22.71	22.78	22.85	22.91	22.98
21.	23.05	23.11	23.18							

Table 1. Salinities (wt.%) Corresponding to Measured Freezing Point Depressions (Degrees Celsius)

5.2.3.3 Températures d'homogénéisation et salinité

La manière la plus simple et la plus efficace de caractériser les inclusions fluides présentes dans les systèmes minéralisés est en terme de température d'homogénéisation en fonction de la salinité. La relation entre ces deux paramètres et leur variabilité dans les systèmes hydrothermaux les rend utiles comme outils de comparaison (Wilkinson, 2001). La figure 5.12 démontre qu'il existe une corrélation entre ces deux variables. Le diagramme a été créé à partir des données recueillies sur les trois échantillons de veines NE-SO.

En premier lieu, la figure présente un premier fluide faiblement salin qui diminue progressivement en salinité avec la diminution de la température d'homogénéisation. Le deuxième diminue plus rapidement vers des salinités plus faibles en fonction de la diminution de la température d'homogénéisation. La figure 5.13 présente un autre diagramme montrant les différentes tendances observables dans la corrélation de la température d'homogénéisation d'une inclusion en fonction de la salinité (% eq. poids NaCl).



Figure 5.12 : Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction de la salinité (% eq. poids NaCl) à partir d'inclusions provenant des veines ayant une orientation NE-SO. Les données ont été obtenues à partir des échantillons 14CVV1, 14CVV3 et 14CVV4.

Selon Wilkinson (2001), cette diminution de la salinité accompagnant une diminution de la T_h peut signifier deux processus, soit une dilution ou une ébullition. Le processus de dilution est dû au mélange de fluides hydrothermaux lié à un événement intrusif ou volcanique avec des fluides salins à basse température (possiblement météoritiques) entraînant la décroissance de la température. En comparaison avec le diagramme de Wilkinson (2001) (figure 5.13), les tendances observées avec les données obtenues sur Monexco peuvent aussi suggérer un processus d'ébullition. Toujours selon Wilkinson (2001), le terme ébullition devrait
être remplacé par « effervescence » ou encore « séparation de phase » dans les cas où le CO_2 est présent dans le système, comparant ce phénomène avec la décapsulation d'une bière, où la séparation de vapeur se produit et non une ébullition. Les inclusions provenant des veines NE-SO varient considérablement en salinité, ce qui suggère une séparation de phases des fluides hydrothermaux. Les inclusions qui proviennent des saumures contiennent fréquemment des éléments tels Na, Cl, Fe, Zn, Mg et Ba, ainsi que des quantités mineures de gaz comprimé tel le CO_2 ou le CH_4 .



Figure 5.13 : Diagramme schématique montrant les tendances typiques entre la température d'homogénéisation (°C) et la salinité (% eq. poids NaCl) en raison de divers processus d'évolution des fluides (Wilkinson, 2001).

Les résultats des données microthermométriques recueillies correspondent aux moyennes présentées dans le diagramme de Bodnar et al. (2014) (figure 5.14) qui illustre les gammes de T_h-salinité pour les inclusions fluides associées aux gisements d'or orogénique, soit des T_h qui varient en moyenne entre 100 °C et 400 °C. Il est important de noter que les données se corrèlent aussi avec des diagrammes de T_hsalinité correspondant à différents types de gîtes hydrothermaux. Les critères seront détaillés dans la discussion.



Figure 5.14 : Diagramme des températures d'homogénéisation en fonction de la salinité (% eq. poids NaCl) dans les gîtes d'or orogénique. Les courbes internes représentent la répartition des données compilées par Bodnar et al. (2014). Les points rouges correspondent aux données de cette étude.

La figure 5.15 illustre les résultats obtenus au sein du diagramme de Wilkinson (2001). Ce diagramme présente les gammes moyennes de T_h -salinité selon les différents types de gisements. Nos résultats correspondent approximativement à la gamme moyenne pour les gisements d'or filoniens. Ce type de gisement est caractérisé par des températures d'homogénéisation qui varient entre 200 et 400°C, et des salinités sous 10% eq. poids NaCl. Selon Wilkinson (2001), ces moyennes sont approximatives et il donc fréquent d'obtenir des valeurs en dehors des champs prévus.



Figure 5.15 : Diagramme illustrant un sommaire des différents types de gisements en fonction de la température d'homogénéisation et de la salinité (% eq. pds NaCl). Les points rouges correspondent aux données de cette étude (Wilkinson, 2001). Les résultats obtenus correspondent approximativement à la gamme moyenne des résultats attendus pour les gisements d'or filoniens.

5.2.3.4 Résumé

Les résultats de l'étude microthermométrique ont été interprétés selon les familles de veines trouvées au sein de l'indice aurifère Monexco. L'étude a pour but d'éclaircir l'évolution de l'activité hydrothermale afin de caractériser et comprendre les évènements menant à la minéralisation aurifère. Vu la nature secondaire de certaines inclusions, les résultats obtenus peuvent ne pas être représentatifs des conditions du système lors de la mise en place des veines. Les études sur les fluides contenus dans les inclusions secondaires peuvent cependant révéler l'évolution de la pression, de la température et de la composition des fluides du même gisement à un moment ultérieur.

Les échantillons ont été sélectionnés en fonction de l'orientation des veines de quartz. La cartographie détaillée a permis de caractériser les relations de recoupement et donc la chronologie de la mise en place des veines. Ainsi, les veines d'orientation E-O ont été identifiées comme étant les plus précoces, alors que les veines N-S se sont ensuite mises en place. Les veines NE-SO coupent finalement les veines ayant une orientation E-O et N-S. L'étude sur les inclusions des fluides a donc permis de faire une association entre l'évolution de la mise en place de ces veines de quartz et l'évolution des fluides hydrothermaux. Le tableau 5.2 présente un résumé de ces données microthermométriques, compilées dans le cadre de l'étude.

Quatre différents types de fluides ont été identifiés à l'aide des analyses. Un premier fluide, riche en CO₂, contient des teneurs variables en composés volatils miscibles, tel que le CH₄ et des teneurs en H₂O faibles à indétectables. Le deuxième type est un fluide H₂O biphasés salins de faible à moyenne concentration avec ou sans CO₂. Les troisième et quatrième types constituent respectivement un fluide très salin avec parfois une phase saline solide et un fluide H₂O-NaCl avec ce qui pourrait être des teneurs variables en CaCl₂.

La famille de veine E-O se distingue par une forte salinité. Elle est composée d'inclusions de type III et IV et présente des inclusions biphasées et polyphasées (liquide-solide-gazeuse). Les salinités moyennes varient entre 21,2 et 23,1% eq. poids NaCl. Les mesures de températures d'homogénéisation ont été limitées, à cause d'une décrépitation précoce de plusieurs inclusions. Selon Bodnar et al. (2014), il est d'ailleurs fréquent que dans les fluides salins-aqueux ou carboniques-aqueux, la T_h ne puisse être mesurée en raison de la décrépitation. Ce phénomène pourrait indiquer la présence de CO₂ dans le système, créant une pression interne élevée lors de la pyrométrie. Ceci suggère que les fluides de type III au sein des veines E-O proviennent d'un système H₂O-NaCl±CO₂, alors que les fluides de type IV proviennent d'un système H₂O-NaCl±CaCl₂. Les évidences de l'étude suggèrent que

la mise en place de cette famille de veines ne constitue pas l'événement minéralisateur principal.

Veines	E-O	N-S	NE-SO
Types	Type III Type IV	Type I Type II	Туре II Туре III
T _f	Type III : -56,9 à -69,3°C -104,4°C Type IV : -70,8 à -76,2°C	Type I : -88,2 à -95,9°C Type II : -32,1 à -35,7°C	Type II : -22,2 à -59,6°C Type III : -43,4 à -74,4°C
Te	5	Type I : -54,8 à -56,6°C	
T _{m,i}	Type III : -74,3°C	Type I : -61,3 à -72,0°C	Type II : -19,1 à -1,3°C
$T_{m,f}$	Type III : -18,3 à -21,2°C Type IV : -21,7 à -32,9°C	Type II : -3,9 à -2,6°C	Type II : -8,2 à 0°C Type III : -11,2 à -22,5°C
T _h	-	Type I : -1,0 à 29,8°C Type II : 69,9 à 314,2°C	Type II : 114,6 à 381,7°C Type III : 226,3 à 384,9°C
Composition	Type III : H ₂ O-NaCl Type IV : H ₂ O-NaCl±CaCl ₂	Type I : $CO_2 \pm CH_4$ Type II : H_2O -NaCl $\pm CO_2$	Type II : H ₂ O-NaCl±CO ₂ Type III : H ₂ O-NaCl
Salinité (%eq. poids NaCl)	Type III : 21,2 à 23,1%	Type II : 4,3 à 6,3%	Type II : 0 à 11,9% Type III : 15,2 à 23,1%

Tableau 5.2 : Tableau récapitulatif des données microthermométriques de l'indice aurifère Monexco.

Les veines N-S sont composées de deux types d'inclusions distinctes. Elles possèdent essentiellement des inclusions de type I et de type II. Celles de type I sont riches en CO₂ avec un peu ou pas d'H₂O et constituent la majorité des inclusions. Des températures de fusion inférieures à la température eutectique du CO₂ pur (-56,6°C) suggèrent la présence de CH₄ dans le système. Ce type d'inclusion fait partie de celles qui ont fréquemment été compilées dans les gisements d'or orogéniques. Le CO₂ dans les fluides proviendrait principalement du manteau, de fluides métamorphiques ou encore de fluides magmatiques, tandis que le CH₄ proviendrait de fluides de source profonde. Les fluides de type II correspondent à des fluides H₂O biphasés salins de faible à moyenne concentration avec ou sans CO₂. Selon Bodnar et al. (2014), il est commun d'observer des fluides correspondant au système binaire H₂O-NaCl ayant des salinités moyennes de 0-10% eq. poids NaCl. La présence

d'inclusions carboniques et aqueuses dans le même type de veine suggère l'immiscibilité des deux types de fluides. En effet, l'immiscibilité du système H₂O-NaCl-CO₂ constitue l'un des mécanismes les plus importants pour la minéralisation aurifère dans les gîtes d'or orogénique (Robert et Kelly, 1987; Guha et al., 1991; Bodnar et al., 2014)

La famille de veine NE-SO préserve un fluide qui aurait subit un mélange. Les inclusions fluides aqueuses y sont de type II et III. Il y a une corrélation entre la diminution de la salinité et la diminution de la Th. Ceci peut être interprété par deux processus bien distincts. Le premier implique, une dilution due à un mélange de fluides hydrothermaux avec des fluides salins à basse température de source possiblement météoritique qui entraîne la décroissance de la température. Le deuxième expliquant cette diminution implique qu'une effervescence a eu lieu entraînant la séparation des phases où il y a évacuation des substances volatiles, telles que le CO2 et le CH4. Les fluides issus du système NaCl-H2O-CO2 de l'indice Monexco se seraient séparés en fluides enrichis en CO₂ et en fluides enrichis en H₂O, ce qui a permis la mise en place d'inclusions carboniques à faible salinité et des inclusions aqueuses légèrement plus salines. L'ajout d'eau souterraine peu profonde déstabilise l'équilibre des fluides minéralisateurs et entraîne la séparation des phases. Lors de ce processus, on observe un changement de composition suite à l'échappement du CO₂, ce qui entraîne une concentration laissant les fluides résiduels enrichis en Au et Ag. La diminution de la pression et de la température du fluide ainsi que l'ajout d'un fluide étranger réduit la solubilité des fluides minéralisateurs, entraînant la précipitation de l'Au dans les zones favorables à sa mise en place. Ces évidences suggèrent que l'événement minéralisateur peut être associé à la mise en place de ces veines NE-SO.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Le chapitre qui suit présente une synthèse des observations et des interprétations effectuées dans les chapitres précédents, cette synthèse incluant une chronologie relative des différents phénomènes géologiques à l'origine de la mise en place de la minéralisation aurifère. Un modèle génétique pour la Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) sera proposé et des hypothèses quant à la source de l'or seront émises. Finalement, différents gisements de même type, situés dans la région de Chibougamau seront comparés à la minéralisation aurifère de la ZCRF.

6.1 Chronologie des événements géologiques

Les chapitres précédents ont abordés différents aspects de la géologie régionale, soit les aspects lithologiques, structuraux et hydrothermaux. La succession chronologique relative que nous avons établie (tableau 6.1) permet de proposer une synthèse de l'ensemble des observations géologiques et de les situer dans le temps. L'ensemble de ces événements se concentre selon deux épisodes de déformation (D_2 et D_3) au cours desquels s'est développée la ZCRF. Elles se manifestent par une alternance de déformation coaxiale (cisaillement pur) et non-coaxiale (cisaillement simple).



Tableau 6.1 : Chronologie de la déformation au sein de la Zone de cisaillement de la rivière France.

La ZCRF s'est développée au sein de la Formation de Bruneau, caractérisée par des roches volcano-sédimentaires injectées par des filons-couches de gabbro et des intrusions porphyriques à plagioclase-quartz (QFP) parallèlement aux contacts stratigraphiques. Une compression N-S associée à la phase de déformation D_2 a conduit à la formation de plis d'envergure régionale et d'une schistosité de plan axial orientée E-O (figure 6.1A). Le métamorphisme régional associé au faciès des schistes verts est contemporain à l'épisode de déformation D_2 . L'hétérogénéité rhéologique entre les différentes unités lithologiques a favorisé la localisation progressive de la déformation, au sein de corridors de cisaillement E-O. Ces corridors de déformation, tels la ZCRF, se sont développés afin d'accommoder le raccourcissement et sont caractérisés à l'échelle régionale par un motif anastomosé. La ZCRF est fortement pentée vers le sud et se traduit par un mouvement vertical inverse (figure 6.1B).



Figure 6.1 : Modèle de formation de la Zone de cisaillement de la rivière France. **A.** Stades précoces de la déformation D_2 menant au plissement régional. **B.** Localisation de la déformation et formation de failles inverses marquées par des zones de cisaillement ductiles. **C.** Déformation progressive et mise en place de dykes de QFP et de gabbro **D.** Matérialisation de S₃ et rotation progressive de la contrainte N-S entrainant la formation de structures en décrochement dextre.

Sur l'indice Monexco, le cisaillement est faiblement oblique par rapport à la schistosité régionale. Il se manifeste par une intensification de la schistosité et la présence d'une altération en séricite, chlorite et carbonates. La déformation progressive a permis la circulation des fluides hydrothermaux responsables de cette altération ainsi que de la mise en place de veines de quartz-carbonates au sein d'un réseau de fractures plus ou moins parallèles à la S₂. Les veines orientées E-O sont parfois laminées et localement encaissées dans les zones de cisaillement, mais ne

constituent pas la principale cible économique de la propriété minière. Les intrusions felsiques et mafiques sont variablement affectées par la déformation D_2 . Certaines d'entre elles se recoupent mutuellement, suggérant une mise en place continue pendant D_2 (figure 6.1C). Des fentes de tension N-S de forme lenticulaire sont présentes et restreintes aux intrusions de QFP. Ces veines ne sont que peu déformées et absentes de la roche encaissant les QFP, suggérant que celle-ci aurait subi une altération hydrothermale qui aurait eu comme conséquence d'affaiblir sa compétence rhéologique. Les dykes de QFP constituent donc les roches les plus compétentes et vont préférentiellement se fracturer et permettre le développement des veines de tension. Les plis P_2 , serrés à isoclinaux, affectent aussi les veines de quartz.

Au sein de la ZCRF, les linéations sont principalement subverticales, mais parfois à plongée modérée vers l'est. Des structures C/S suggèrent un mouvement inverse dominant. La formation de structures fragiles-ductiles et de structures conjuguées, caractérise la déformation D3, à laquelle sont associés un clivage de fracture, des micro-failles, ainsi qu'un clivage de crénulation S₃ recoupant la schistosité S2. Les structures D3 sont peu pénétratives, espacées et discontinues. Les clivages de crénulation S3 au sein de la ZCRF sont d'orientation majoritairement NE-SO et forment un angle de 10-25° par rapport à la S2. Ils sont attribués à un accommodement de la phase compressive et seraient à l'origine du développement de plis asymétriques (P₃), matérialisés principalement au sein des zones de forte déformation. Ces plis en «Z» peuvent être une manifestation d'une rotation progressive de la contrainte principale. Cette même rotation de contraintes serait aussi à l'origine de la transition entre des linéations fortement plongeantes associées à D₂, et des linéations à plongée subhorizontale à modérée associées au décrochement dextre pénécontemporain de D₃ (figure 6.1D). Pendant la déformation D₃, la schistosité S3 aurait été progressivement transposée dans les plans de S2. Cette hypothèse pourrait expliquer la faible manifestation de linéations L₃. En effet, le

développement de la L_3 serait plus important là où la S_3 est subparallèle à la S_2 . Les indicateurs cinématiques, tels les structures C/S et les porphyroclastes de type σ , constituent les meilleurs témoins de la composante de décrochement. Des failles tardives, orientées NE-SO et NO-SE, recoupent toutes les lithologies. Les failles NO-SE, plus rares, présentent un rejet apparent dextre tandis que les failles NE-SO ont un rejet apparent senestre. Ces failles sont des structures conjuguées résultant possiblement de la contrainte compressive N-S. La prédominance de la famille d'orientation NE-SO pourrait être le résultat de la rotation progressive de contraintes, qui serait elle-même la cause du cisaillement dextre enregistré le long de certaines de ces failles. La mise en place de ces structures ductiles-cassantes pourrait avoir favorisé la circulation de fluides hydrothermaux et la mise en place de veines aurifères NE-SO. Ces veines constituent la cible économique principale. Elles témoigneraient d'une remobilisation de métaux concentrés lors de circulation des fluides le long de ces structures.

Un incrément «tardif» de déformation (D_4) est relié une compression E-O, associé à la mise en place de failles cassantes d'orientation NNE-SSO à N-S, et est interprété comme étant le produit de tectonique grenvilienne.

6.2 Modèle génétique

La minéralisation aurifère de la ZCRF constitue un exemple typique de la minéralisation filonienne aurifère associée aux zones de cisaillement de la Sousprovince de l'Abitibi. De telles minéralisations aurifères se trouvent typiquement au sein de terrains métamorphisés au faciès des schistes verts à amphibolite inférieur et se mettent en place de façon syn-cinématique avec la déformation principale, ce qui implique généralement un contrôle structural lié à des zones de failles ou cisaillement, au sein desquelles on trouve des lithologies de compétence rhéologique contrastée (Sibson et al., 1988; Groves et al., 2003).

Ces gîtes d'or orogénique sont caractérisés par une quantité abondante de veines de quartz-carbonates, issues de pression de fluides supralithostatiques (Goldfarb et al., 2001). Plus spécifiquement, les gîtes filoniens sont constitués de réseaux de veines de quartz-carbonates laminées qui se mettent en place dans les zones de failles plus ou moins abruptes se formant durant un régime de déformation variant de compressif à transpressif (figure 6.2).



Figure 6.2 : Modèle de mise en place des gisements d'or orogénique selon leur profondeur. (Modifié de Groves et al., 1998).

À cause de leur importance économique, les gisements d'or orogénique ont fait l'objet de nombreuses études approfondies. Cependant, les chercheurs débattent encore de la source des fluides minéralisateurs. Cinq hypothèses distinctes ont été proposées par Ridley et Diamond (2000) quant à la source de ces fluides : 1) fluides issus de la cristallisation de lamprophyres shoshonitiques aurifères ou de leur interaction avec des roches crustales ; 2) fluides riches en CO₂ issus du manteau et chimiquement modifiés suite au passage dans des roches au faciès granulite ; 3) fluides météoriques s'étant infiltrés au niveau de la croûte moyenne ; 4) fluides issus de la dévolatilisation d'un magma felsique, ou 5) de la dévolatilisation de roches métamorphiques dans la croûte inférieure. Le premier modèle ne fait pas l'unanimité puisqu'il n'existe pratiquement pas de corrélation spatiale et temporelle entre ces gisements d'or et des intrusions de lamprophyre (Kerrich et Wyman, 1994 ; Ridley et Diamond, 2000). Les roches affleurant au sein de la ZCRF n'ont pas enregistré de métamorphisme granulitique, excluant ainsi le deuxième modèle. Des fluides météoriques pourraient être à l'origine de certaines minéralisations aurifères, mais plusieurs études ont démontré qu'ils sont généralement infiltrés tardivement et n'ont pas de lien direct avec le fluide minéralisateur (Taylor et al, 1991 ; Ridley et Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005).

Les hypothèses selon lesquelles la minéralisation aurifère de la ZCRF proviendrait de la dévolatilisation d'un magma felsique ou d'une dévolatilisation métamorphique sont les plus probables. Le premier modèle implique une exsolution de la phase fluide lors de la cristallisation d'un magma granitique où l'or, étant un élément incompatible, serait concentré dans le fluide magmatique (Ridley et Diamond, 2000). Dans le second modèle, l'or est lessivé des roches encaissantes à cause de la circulation de fluides générés par la déshydratation métamorphique, et le drainage de ces fluides au sein de zones de perméabilité structurale, induites par la déformation (Ridley et Diamond, 2000). Une variation de pression hydrostatique, jumelée à une dissociation chimique des fluides et/ou une désulfuration lors de l'interaction avec les roches encaissantes, serait à l'origine de la précipitation de l'or (Goldfarb et al., 2005). Considérant que la composition du fluide minéralisateur est

évidemment modifiée lors de son interaction avec les roches encaissantes, une source de fluides originellement magmatique est toujours possible dans ce modèle (Ridley et Diamond, 2000). Selon Tomkins (2013), les gîtes d'or orogénique formés pendant un court laps de temps seraient plutôt issus d'une source ignée, alors que ceux mis en place durant une période de temps plus prolongée impliquerait plutôt une source de fluides métamorphiques.

Les analyses d'inclusions fluides effectuées dans le cadre de ce travail ont permis de définir différents types de fluides qui caractérisent le système hydrothermal de la propriété Monexco. La nature secondaire de plusieurs inclusions implique cependant que les résultats obtenus ne sont possiblement pas représentatifs de la composition exacte du fluide à l'origine des filons.

Notre analyse a permis d'identifier quatre différents types de fluides : I) des fluides aqueux biphasés de faible à moyenne salinité avec ou sans CO_2 ; II) des fluides riches en CO_2 avec des teneurs variables en composés volatils miscibles, tel que le CH_4 , avec des teneurs en H_2O faibles à indétectables ; III) des inclusions aqueuses très salines, monophasées et biphasées, et IV) des inclusions riches en H_2O -NaCl avec des teneurs variables en CaCl₂. Les corrélations entre les températures d'homogénéisation et la salinité mesurée suggèrent que les fluides de la ZCRF ont subi une dilution suite à l'ajout de fluides météoriques, ou un phénomène de séparation des phases aqueuses et carboniques. Nos analyses ne permettent pas d'identifier clairement la source des fluides aurifères.

Ridley et Diamond (2000) soutiennent que la présence de fluides de faible salinité et riches en CO_2 n'est pas compatible avec le modèle d'une source de fluides magmatiques (Burnham, 1979). En effet, la faible solubilité du CO_2 dans les magmas granitiques et le fractionnement d'halogènes et des éléments incompatibles devraient avoir pour effet l'exsolution d'un fluide aqueux et salin. Par contre, Cline et Bodnar (1991) ont démontré que la solubilité du CO_2 dans les magmas granitiques augmente avec la pression, et qu'il est possible d'obtenir une exsolution de fluides aqueux et riches en CO_2 à une pression supérieure 3 Kb; ce qui signifie donc qu'une source de fluides magmatiques est possible pour Monexco. Dubé et al. (2007) argumente cependant que, dans la majorité des cas, une série d'études détaillées sur plusieurs gisements d'or filoniens a démontré que les roches magmatiques représentant une source potentielle de ces gisements sont significativement plus vieilles que les veines minéralisées et, conséquemment, peu plausibles.

Le modèle proposant une source de fluides d'origine métamorphique reliée à des roches mafiques riches en CO₂ constitue l'hypothèse la plus probable quant à la source de fluides aurifères de la ZCRF. Ces fluides proviendraient de la déshydratation des assemblages volcano-sédimentaires mafiques à la transition entre les faciès schiste vert supérieur et amphibolite inférieur (Ridley et Diamond, 2000). Les lithologies compétentes, tels les QFP, auraient contraint la circulation des fluides hydrothermaux et favorisé la concentration en métaux (Leclerc et al., 2012). La mise en place «tardive» de la minéralisation par rapport au métamorphisme régional serait attribuable au délai nécessaire à la mobilisation de ces fluides d'origine profonde vers la surface, un transit au cours duquel ils s'enrichissent en divers composants crustaux, par exemple, en or. Ces fluides sont ensuite drainés par le biais de structures majeures, et/ou de second et troisième ordre (Dubé et Gosselin, 2007), tel qu'observé sur la propriété Monexco.

6.3 Comparaison avec différents gisements d'or orogénique du district minier de Chibougamau

L'indice Monexco possède des caractéristiques similaires à celles d'importants gisements d'or orogénique du district minier de Chibougamau, les mines Norbeau, Joe Mann, et Gwillim présentant des minéralisations du même type (tableau 6.2). Des analogies avec les dépôts des mines Joe Mann et de Gwillim ont notamment été évoquées par Beauregard et Gaudreault (2008).

6.3.1 Mine Norbeau

La Mine Norbeau est un gisement filonien typique de la Province du Supérieur. La mine est encaissée par le Complexe de Cummings, une série de filons-couches de composition mafique-ultramafique à intermédiaire. La minéralisation aurifère est principalement concentrée dans le filon-couche de Bourbeau qui s'est mis en place au sein des roches pyroclastiques et volcanoclastiques de la Formation de Blondeau (Dubé et al., 1991). La minéralisation se présente sous la forme de veines de quartz encaissées dans des zones de cisaillement ductile-fragile à mouvement inverseoblique. Comme sur l'indice Monexco, les zones de cisaillement sont orientées E-O, localement NNE, soit parallèles à la schistosité S_2 . Elles possèdent cependant un pendage vers le nord. Les roches de la propriété minière sont recoupées par des failles cassantes orientées NE-SO et NO-SE. La minéralisation aurifère est associée à une altération hydrothermale montrant une distribution asymétrique et caractérisée par une chloritisation, séricitisation et une carbonatisation. Contrairement à l'indice Monexco, la propriété de la mine Norbeau ne montre cependant pas d'intrusions de OFP. Les veines minéralisées sont variablement orientées, mais sont principalement E-O. Ces dernières ne représentent cependant pas la cible économique principale,

80% du minerai extrait de la mine provenant d'une veine orientée N035/50° (Dubé, 1990). Des veines de ce type, associées au cisaillement E-O, sont aussi présentes sur Monexco et pourraient donc constituer une cible potentielle d'intérêt.

La minéralisation aurifère de la mine Norbeau est essentiellement contrôlée par des structures E-O et des cisaillements associés. Les différences rhéologiques et chimiques entre les filons-couches et la roche encaissante auraient favorisé le développement de ces structures (Dubé, 1990).

6.3.2 Mine Joe Mann

La mine Joe Mann semble être le dépôt aurifère dont les caractéristiques se rapprochent le plus de notre interprétation de l'indice Monexco. La mine Joe Mann est située au sein du couloir de déformation Opawica-Guercheville. Le gisement est spécifiquement encaissé dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau et les filons-couches de gabbro. On y trouve aussi des roches volcanoclastiques felsiques silicifées, souvent cisaillées (Dion et Maltais, 1998). Les contacts stratigraphiques sont subverticaux et orientés E-O avec une polarité dirigée vers le sud (Dion et al., 1991). La propriété minière est caractérisée par des zones de cisaillement ductilefragile d'orientation E-O qui encaissent la minéralisation aurifère. Ces structures sont à vergence sud avec un mouvement inverse. Les linéations d'étirement sont abruptes, avec un faible angle de chute vers l'est, suggérant une légère composante senestre (Dion et Maltais, 1998). La minéralisation est constituée de veines de quartzcarbonates décimétriques, subparallèles au cisaillement, qui sont principalement encaissées dans un gabbro fortement altéré et cisaillé, tel qu'observé sur le décapage #1 de l'indice Monexco. Les veines de quartz sont associées à deux générations de QFP qui sont d'ailleurs fréquemment en contact subparallèle avec la veine principale (Dion et Guha, 1988). La première génération de QFP est typiquement aphyrique à microporphyrique et déformée tandis que la deuxième génération contient de 20 à 50 % de phénocristaux de plagioclase et montre peu d'évidences de déformation (Dion et Guha, 1988). Cette première génération de QFP correspond aux QFP trouvés sur la propriété de l'indice Monexco (Beauregard et Gaudreault, 2008). Enfin, comme à Monexco, le cisaillement principal et les veines minéralisées sont coupés par des failles NE à NNE à rejet apparent majoritairement senestre, ces failles étant probablement d'origine grenvillienne selon Dion et Maltais (1998).

D'un point de vue structural et lithologique, les propriétés Joe Mann et Monexco présentent des caractéristiques très similaires. Cependant, les veines E-O de l'indice Monexco sont rarement en contact direct avec les intrusions de QFP et ne constituent pas la cible économique principale. Enfin, la minéralisation à la mine Joe Mann ne semble pas avoir de lien génétique avec les structures d'orientation NE, contrairement à ce qui est observé sur le site de la propriété Monexco.

6.3.3 Mine Gwillim

Le gisement de la mine Gwillim est encaissé par les roches volcaniques et volcanoclastiques des formations de Bruneau et de Blondeau, coupées par des dykes de QFP et des filons-couches de diorite et de gabbro. On y trouve plusieurs types de minéralisation syn-volcaniques, tardi-volcaniques et syn-orogéniques. Une minéralisation en sulfures massifs syn-volcaniques au sein d'un horizon d'exhalites à chert pyriteux a suscité un intérêt économique, mais ne constitue pas la cible principale (Bouchard, 1986). La minéralisation aurifère se trouve notamment au sein de filons de quartz d'orientation NE et E-O, une orientation similaire à celle des filons de la propriété Monexco. À la mine Gwillim, les filons NE seraient cependant

étroitement reliés à la mise en place de dykes felsiques occupant le même réseau de fractures. Une faille subverticale, orientée E-O et faiblement pentée vers le nord est présente sur le site de la mine. Cette structure serait hôte de la majeure partie de la minéralisation filonienne encaissée dans des métabasaltes et des gabbros cisaillés. Finalement, l'ensemble des roches de la mine Gwillim est coupé par des structures NE-SO, notamment par la faille Gwillim, une structure majeure à rejet senestre.

	Indice Monexco	Mine Norbeau (Dubé, 1990)	Mine Joe Mann (Dion et Maltais, 1998)	Mine Gwillim (Bouchard, 1986)	
Type de minéralisation	Veines de quartz- carbonates- tourmaline	Veines de quartz enfumées	Veines de quartz- carbonates	Filonien et VMS	
Contrôles : - Stratigraphique	QFP/Gabbro	Ferrodiorite, ferrogabbro et ±leucogabbro	Gabbro/QFP/tuf felsiques	Gabbro/diorite/QFP	
- Structural (Cisaillement)	E-O et NE	E-O et NNE	E-O et NE	E-O et NE	
Phases Métalliques	Au-Ag-PY-PO- CP	Au-Ag-CP-PY-AS	Au-PY-CP-PO- AS-SP	Au-CP-PY	
Altération	Carbonates, chlorite, séricite, tourmaline	Carbonates, chlorite, séricite et tourmaline	Carbonates, chlorite, séricite	Carbonates, chlorite, séricite, tourmaline	

Tableau 6.2 : Résumé des principales caractéristiques de l'indice Monexco et des mines de même type dans la région de Chibougamau.

La comparaison avec les trois mines de la région de Chibougamau met en évidence plusieurs similarités avec les observations réalisées sur l'indice Monexco. Les évidences de terrain suggèrent que la minéralisation au sein de la ZCRF certainement tardive par rapport à la mise en place des intrusions mafiques et felsiques et syn- à tardi-tectonique. La nature compétente de ces roches a favorisé la localisation de la déformation au sein de zones de cisaillement. Des teneurs aurifères au sein de la veine principale E-O, développée lors de la déformation D₂, nous indiquent que la minéralisation serait étroitement lié à ces corps intrusifs, eux-même faiblement aurifères. Les teneurs en Au plus élevées, au sein du système N-S et surtout NE-SO, suggèrent une remobilisation de l'or le long des structures secondaires reliées à D₃. Parmi les trois mines comparées, les modèles de la mine Gwillim et de la mine Joe Mann correspondent le mieux au modèle de l'indice Monexco, et ce, notamment à cause d'une minéralisation aurifère qui semble étroitement liée à la mise en place de QFP. Bouchard (1986) suggère une circulation des fluides minéralisateurs qui serait antérieure ou synchrone à la mise en place des QFP, mais aurait précédé la déformation régionale. Les évidences sur l'indice Monexco suggèrent une remobilisation tardive de l'or pendant l'évolution de la ZCRF, préférentiellement au sein des structures NE-SO.

CHAPITRE VII

CONCLUSION

La Zone de cisaillement de la rivière France (ZCRF) constitue l'un des nombreux couloirs de déformation E-O aurifère développé au sein de la Sousprovince de l'Abitibi. Les caractéristiques structurales et la chronologie relative des différentes fabriques régionales suggèrent que la ZCRF représente une structure essentiellement ductile qui résulte d'une alternance de déformation coaxiale et noncoaxiale. La déformation coaxiale est le résultat d'un raccourcissement N-S important, souligné notamment par une schistosité S_2 pénétrative et par des linéations d'étirement aval-pendage, principalement subverticales. Des clivages de crénulation, des clivages de fractures et des plis asymétriques, attribués à S3, se sont développés afin d'accommoder la phase compressive. Des incréments de déformation de cisaillement non-coaxial sont soulignés par une subparallélisation de la S₃ matérialisée localement par des linéations à pendage modérés à sub-horizontaux au cœur de la ZCRF, suggérant une composante dextre tardive. La zone de cisaillement se présente sous la forme de couloirs de déformation localisés décrivant un motif anastomosé. Elle s'est développée au sein des séquences volcano-sédimentaires de la Formation de Bruneau, métamorphisée au faciès des schistes verts. La mise en place pré- à syn-tectonique des intrusions mafiques et felsiques a eu un important rôle sur le développement de la ZCRF, tant au niveau de son évolution structurale que métallogénique. Tel qu'observé au sein de l'indice aurifère Monexco, les filonscouches et dykes porphyriques à feldspath \pm quartz et de gabbro se seraient mis en place avant la ZCRF et par ce fait, avant la minéralisation aurifère. Ils auraient eu un rôle important quant à la distribution de la déformation étant donné le contraste

rhéologique important entre la roche encaissante et les intrusions. Ce contraste de compétence à l'origine de la localisation de la déformation aurait favorisé le développement de la minéralisation au sein de la propriété.

Nos interprétations suggèrent une minéralisation en trois étapes sur Monexco. Une minéralisation pré-déformation serait associée à la mise en place des filonscouches et dykes porphyriques à feldspath ± quartz (QFP) et de gabbro au sein des séquences volcaniques et volcanoclastiques mafiques à intermédiaires de la Formation de Bruneau. Ensuite, la mise en place de la ZCRF aurait favorisé la circulation hydrothermale et par conséquent, une concentration de la minéralisation au sein des structures secondaires tout au long de son évolution. Ainsi, une minéralisation syn-déformation est observée au sein de la propriété. Les veines de cisaillement E-O ont été les premières à se mettre en place. Ces veines sont aurifères, mais ne constituent pas la cible économique principale. Durant la phase compressive, des fentes de tensions se sont développées dans les QFP qui ont servi de pièges structuraux. Une minéralisation aurifère leur est associée. Des teneurs en or proviendraient également des QFP-mêmes. Finalement, la phase principale de minéralisation est associée aux structures tardi-D₂/syn-D₃, soit celles d'orientation NE-SO, avec une remobilisation de l'or le long de ces structures. Ces dernières constitueraient la cible principale.

L'association des roches intrusives avec la minéralisation est un point important qui mérite d'être approfondi afin de mieux cibler la source de l'or. Des analyses géochimiques détaillées des unités, une étude de roche totale, de bilan de masse en plus d'analyses en spectroscopie Raman sur les inclusions fluides, pourraient fournir plus d'information quant à la composition des fluides et permettraient de formuler une meilleure hypothèse sur la source de l'or. Une analyse plus poussée sur les inclusions fluides fournirait davantage d'informations sur les conditions de pression/température lors de la mise en place de l'or.

ANNEXE A

Entreprise effectuant Période **Travaux** effectués Documents Auteur(s) les travaux Oakley, 1958 GM-15049 Prospection GM-10133 Levé de polarisation provoquée Pufidin, 1959 Décapage Assad, 1959 GM-09190 1958 Obalski Ltd Tranchées Cartographie GM-10134A-Oakley, 1960 Échantillonnage B 1963 5 sondages totalisant 302 mètres Questor Surveys Ltd., MRNQ Levé INPUT régional DP 079 1972 1972 Prospection Chibougamau Prospecting 1972-1973 Syndicate Échantillonnage Échantillonnage Glackmeyer, 1973 GM-28864 1973-1975 Décapages Hashimoto, 1974 GM-29996 Monexco Resources Ltd. Coupe de lignes Salamis, 1974 GM-30147 Cartographie Cartographie au 1:12000 et **DPV 357** MRNQ Duquette, 1976 1975 1:20000 dans le canton McCorkill Coupe de lignes Causse et Dutemple, 1979 GM-34776 GM-36005 Cartographie Bouchard, 1979 Échantillonnage Houle et al., 1981 GM-39233 Société de Développement de Levés magnétiques et Picard, 1981 GM-39234 la Baie-James (SDBJ) 1979-1991 électromagnétiques (VLF) levés HEM Thompson, 1981 GM-50766 Géochimie de ruisseaux et de sol 6 sondages totalisant 195 mètres Optionne la propriété de la SDBJ Travaux de compilation SOQUEM 1991-1992 Échantillonnage de l'indice GM-56554 Optionne la propriété Liboiron et Leduc, 1999 Travaux de compilation 1998 Ressource Antoro Inc. Cartographie Langlais, 1999 GM-56555 Levé de reconnaissance au Beep-Mat

Travaux antérieurs effectués sur l'indice aurifère Monexco

Entreprise effectuant	Période	Travaux effectués	Auteur(s)	Documents	
ico travaua		Acquisition de la propriété	Rioux, 2003	GM-61428	
		Coupe de lignes - lignes espacées de 100 m et jalon aux 25 m	Boileau, 2003	GM-60608	
		Levé magnétique - lectures aux 25 m, précision de 0,1 nanoTesla, corrections diurnes	Beauregard et Gaudreault, 2003	GM-60607	
	2002	Levé de Polarisation Provoquée- Résistivité - Dipôle-Dipôle de 25m, séparations multiples de 1 à 6	Lambert, 2004	GM-62400	
		Décapage de trois sites - superficie de 5,170 m ² Reconnaissance géologique sur les lignes coupées N-S		GM-61589	
		Amélioration de chemins	Rioux, 2004		
		Échantillonnage par rainurage			
		Échantillonnage à la volée			
		Coupe de lignes - portion Ouest	Hammouche et Rioux		
	2004	Forage carottier au diamant - 7 sondages totalisant 320,76 mètres	2005	GM-62398	
		Rapport de synthèse			
Exploration Typhon Inc.	2005	Échantillonnage d'humus par Géoscientifiques Inc 550 échantillons dans l'horizon A l			
	2006	Échantillon en vrac de 25 kg des veinules de tensions dans le cisaillement principal sur le décapage #1.			
	2007	Compilation de données à l'aide du logiciel Gocad: - sondages 2004 - Géophysique (Magnétique et Polarisation provoquée) - Décapages #1, #2, #3 - Levé d'humus - Levé Megatem	Beauregard et Gaudreault, 2008	GM-64620	
			Hubert, 2008	GM-64619	
		Décapages	D'amours et	GM-64527	
8		Tranchées	Letourneau, 2008	GLIR GTOWN	
		Prospection			
		Échantillonnage par rainurage	D		
	2008	Levé physique PP-Résistivité	Beauregard et Gaudreault, 2012	GM-67476	
		Cartographie détaillée			

ANNEXE B

Résultats des analyses microthermométriques

Échantillon	Direction de la veine	# Chip	# Incl.	Forme	Phases	p/ps/s	Taille (μm)	Ratio Bulle (%)	Tr (C°)	T _{m,t} (°C)	T _{m,f} (°C)	T₀(°C)	Salinité (%éq. Poids NaCl)	Décrépitation
		1	1A-1	Irreg	L+V	р	8	35	x	x	-21,1	280,3	23,11	x
		1	1A-2	Irreg	L	s	10		-94,5	-54,9	x	-6,4	x	x
		1	1A-3	Reg	L+V	s	7	25	x	x	x	324,8	x	х
		2	2A-1	Irreg	L+V	S	8	12	-43,4	x	-11,2	285,4	15,17	Décrépitation
1000001	NIE GO	3	3A-1	Irreg	L+V+S	s	8	5	x	x	-18,5	v:146,2	21,33	x
130001	NE-SU	3	3B-1	Irreg	L+V	8	8	10	-60,4	x	-18,2	246,4	21,11	Décrépitation
		4	4A-1	Reg	L+V+S	s	7	8	v:- 74,4	x	-22,5	226,3	26,42	Décrépitation
		5	5A-1	Reg	L+V	s	7	8	-59,7	x	-11,5	261,5	15,47	х
1		6	6A-1	Reg	L+V	s	6	20	-76,3	-55,2	x	23,9	х	x
l		7	7A-1	Reg	L+V	р	10	15	-32,9	-10,7	-3,3	209,3	5,41	x
		1	1A-1	Irreg	L+V+S	s	7	15	-70,8	x	-32,9	v:286,6 s:322,4	26,55	x
		2	2A-1	Irreg	L+V	s	10	15	x	x	-21,2	245,8	23,18	x
	E-O	3	3A-1	Irreg	L+V+S	s	10	8	x	x	-23,9	v:158,8	26,44	x
		4	4A-1	Irreg	L+V+S	s	10	20	-104	-74,3	-21	v:393 s:230,3	23,05	Décrépitation
14CVV2		5	5A-1	Irreg	L+V	5	10	15	-69,3	x	x	283	x	x
		6	6A-1	Irreg	L+V+S	8	25	10	x	x	x	v:110,7 s:243,6	x	x
		7	7A-1	Irreg	L+V+S	s	8	5	-63,9	x	-21,1	255,4	23,11	Décrépitation
		8	8A-1	Irreg	L+V+S	s	10	5	-60,4	x	-18,3	260,3	21,19	Décrépitation
		9	9A-1	Irreg	L+V+S	s	12	5	-76,2	х	-21,7	v:154,3	26,41	Décrépitation
		10	10A- 1	Reg	L+V	s	8	30	-56,9	x	-21,1	246,6	23,11	x
14CVV3	NE-SO	1	1A-2	Irreg	L+V	ps	10	12	-29,8	x	-0,5	140,1	0,88	x
		1	1B-2	Irreg	L+V	ps	12	15	-35,9	x	-0,7	235,2	1,23	x
		1	1A-3	Irreg	L+V	s	10	5	x	x	-24	138	x	x
		1	1B-3	Irreg	L+V	\$	10	15	x	x	-4,5	208	7,17	x
		1	1C-3	Irreg	L+V	S	10	15	-40,6	x	-3,6	197,3	5,86	x
		1	1D-3	Irreg	L+V	s	10	50	-98,5	x	-56	32	x	x
		2	2A-1	Irreg	L+V	s	10	15	-27,9	-1,3	0	202,5	0	x
		2	2B-1	Reg	L+V	s	8	10	-36,1	x	-0,7	139,7	1,23	x
		2	2C-1	Reg	L+V	s	8	10	-37,8	-4,5	-1,3	147,5	2,24	x
		2	2D-1	Irreg	L ₁ +L ₂ +V	8	25	4	-47,3	x	v ₂ :- 3,4 v ₁ :8,1	v ₁ :175,7 v ₂ :25,7	5,56	x

2	2	2	2E-1	Irreg	L+V	ps	8	8	-35,1	x	1,6	127,8	x	x
		2	2A-2	Irreg	L+V	р	8	10	-38,5	x	2,3	133,4	x	x
		2	2A-3	Irreg	L+V	s	12	30	-61,8	x	-15,9	384,9	19,37	x
		3	3A-1	Irreg	L+V	s	9	20	-37,1	x	-8,2	264,3	11,93	x
		3	3A-2	Irreg	L+V	8	11	25	-35,8	x	-1,3	280,3	2,24	x
6 20	L	3	3A-3	Reg	L+V	р	8	15	-44,4	x	-5,6	240,1	8,68	x
		1	1A-1	Irreg	L+V	S	8	20	-34,3	x	-0,4	213,3	0,71	x
		1	1B-1	Irreg	L+V	s	6	10	-35,8	x	3,4	114,6	x	x
		1	1C-1	Irreg	L+V	S	10	10	-36,2	x	-0,9	135,4	1,57	x
9		1	1A-2	Irreg	L+V	8	10	20	-22,2	x	-0,8	134,5	1,4	x
1403774	NE SO	2	2A-1	Irreg	L+V	8	10	10	-57,2	x	-1,4	262,9	2,41	x
140.004	NE-30	4	4A-1	Irreg	L+V	s	6	20	-32	x	-0,1	115,8	0,18	x
		5	5A-1	Irreg	L+V	ps	6	15	-52,3	x	0	261	0	x
		5	5B-1	Irreg	L+V	s	10	10	-27,8	-19,1	-6,1	170,2	9,34	x
2		6	6A-1	Irreg	L+V	s	6	20	-37,9	x	-6,1	161,9	9,34	x
1		7	7A-1	Irreg	L+V	s	8	20	-59,6	x	-2,8	381,7	4,65	x
		1	1A-1	Reg	L+V	s	5	20	-29,3	x	6,3	167,2	x	x
14CVV5	N-S	2	2A-1	Irreg	L+V	s	7	20	-34,2	-6,2	-4,3	156,7	6,88	x
		3	3A-1	Irreg	L+V	s	6	5	-31,4	x	-11,6	128,6	15,57	x
		1	1A-1	Irreg	L+V	8	10	10	-35	x	-3,9	x	6,3	x
		1	1C-1	Irreg	L+V	s	10	10	-35	x	-2,6	x	4,34	x
		1	1A-2	Irreg	L+V	p?	10	30	-94	x	-56,3	29,5	х	x
		2	2A-1	Reg	L+V	p?	6	5	-32,2	x	-2,8	69,9	4,65	x
		2	2B-1	Reg	L	8	6	5	-92,8	x	-55	8,8	x	x
0		3	3A-1	Irreg	L+V	s	8	10	-34,4	x	7,1	197,8	x	x
		3	3A-2	Irreg	L+V	s?	8	4	-35,3	x	1,9	97,8	x	x
		3	3B-2	Reg	L+V	s?	7	10	x	x	x	308,7	x	x
		3	3A-3	Reg	L+V	р	8	40	-93,9	-61,3	-55,3	29,8	x	x
		4	4A-1	Irreg	L+V+S	p?	10	10	x	-52,2	-38,8	v:121,6s:	x	x
14CVV7	N-S	4	4B-1	Reg	L	p?	8		-88,2	x	-54,8	-1,0	x	x
1 ÷		5	5A-1	Irreg	L+V	s	10	15	-94,2	x	-56,3	27,9	x	x
		5	5B-1	Irreg	L+V	8	10	15	-95,9	x	-56,4	26,0	x	x
		5	5A-2	Irreg	L+V	8	8	0,5	-95	x	-56,2	16,4	x	x
		5	5B-2	Irreg	L+V	s	12	20	-95,3	x	-56,3	25,4	x	x
		5	5C-1	Irreg	L+V	S	10	8	-94,6	x	-56,2	24,0	x	x
		5	5A-3	Irreg	L+V	8	15	10	-93,7	-72	-56,6	23,4	x	x
		6	6A-1	Irreg	L+V	8	8	35	-92,7	-63,8	-55	28,4	x	x
		6	6B-1	Irreg	L+V	s	8	25	-93,9	x	-55,1	28,6	x	x
		7	7A-1	Irreg	L+V	s	8	10	-35,7	x	-3,3	196,4	5,41	x
		9	9A-1	Irreg	L+V	s	10	40	-32,1	x	-3,1	314,2	5,11	x

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1976 Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 368, 446 pages, 2 plans.
- ALLARD, P., 1990 Rapport de synthèse, projet France (101037). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 50200, 343 pages, 14 plans.
- ASSAD, J.R., 1959 Gold prospect. Ministère des mines, service des gîtes minéraux, Québec, GM09190, 6 pages.
- BANDYAYERA, D. CADÉRON, S. ROY, P., 2006 Géologie du Parautochtone dans l'extension du segment de Chibougamau. Le camp minier de Chibougamau et le Parautochtone Grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Field Trip B1. Congrès annuel de l'Association Géologique du Canada / Association Minéralogique du Canada (Montréal, 14 au 17 mai 2006). Pilote P (éd) pages 65-83.
- BEAUREGARD, A.J. GAUDREAULT, D., 2003 Rapport de compilation et visite de terrain, propriétés McCorkill et Monexco, camp minier de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM60607, 46 pages, 3 plans.
- BEAUREGARD, A.J. GAUDREAULT, D., 2008 Rapport technique NI 43-101 de la propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 64620, 107 pages.
- BEAUREGARD, A.J. GAUDREAULT, D., 2012 Rapport technique des travaux de forage 2011 sur la propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM67476, 119 pages, 6 plans.
- BÉDARD, J.H. LECLERC, F. HARRIS, L.B. GOULET, N., 2009 Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in a subvolcanic conduit system. Lithos, volume 111, pages 47-71.
- BÉDARD, J.H. HARRIS, L.B. THURSTON, P., 2013 The hunting of the snArc. Precambrian Research, volume 229, pages 20-48.

- BÉLANGER, J., 1979 Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BELLAVANCE, Y. SCHMITT, L., 1992 Campagne d'exploration 1991-1992: Levé géologique, décapage, échantillonnage et sondages au diamant avec 11 journaux des trous 085-91-05 à 085-91-15, Projet du Lac Eva (111085), rapport statuaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51639, 501 pages, 20 plans.
- BODNAR, R.J., 1993 Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂0-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, volume 57, pages 683-684.
- BODNAR, R.J. LECUMBERRI-SANCHEZ, P., MONCADA, D. STEELE-MACINNIS, M., 2014 – Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) Treatise on Geochemistry, Second Edition, volume 13, pages 119- 142. Oxford: Elsevier.
- BOILEAU, P., 2003 Levés géophysiques (magnétiques et P.P. résistivité) effectués sur le projet Monexco. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM60608, 9 pages, 8 plans.
- BOUCHARD, P., 1979 Campagne de sondages, projet Monexco. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM36005, 58 pages, 2 plans.
- BOUCHARD, G., 1986 Environnement géologique du gisement aurifère de la mine Gwillim. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BUCHAN, K.L. MORTENSEN, J.K. CARD, K.D., 1993 Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, pages 1286-1296.
- BURLINSON, K., 2011 The observation of non-aqueous carbonic fluid inclusions within auriferous quartz does not prove that gold must have been transported by such fluids. Repéré à http://www.appliedminex.com/decrep/general/non-aqueousfi.htm
- BURNHAM, C. W., 1979 Magmas and hydrothermal fluids, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition: New York, Wiley-Interscience, pages 71-136.

- CAUSSE, J.L. DUTEMPLE, R., 1979 Relevés géologiques, électromagnétiques et magnétométriques, propriété Monexco. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM34776, 27 pages, 3 plans.
- CHI, G., 2002 Fluid compositions and température-pressure conditions of intruionrelated gold systems in southwestern New Brunswick – a fluid inclusion study, Geological Survey of Canada, Current Research, 2002-E13, 11 pages.
- CLINE, J.S. BODNAR, R. J., 1991- Salinity variation in magmatic-hydrothermal fluids in the Questa, New Mexico, USA, Porphyry molybdenum deposit : A product of pressure fluctuation. PLINIUS-Supplemento italiano all'Europan Journal of Mineralogy, 1991, volume 5, pages 45-46.
- DAIGNEAULT, R., 1991a Déformation et cisaillement : concepts et applications, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, DV89-16, 116 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1991b Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-province archéenne de l'Abitibi, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 352 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1996 Couloirs de deformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 115 pages.
- DAIGNEAULT, R., 2004 La Sous-Province d'Abitibi, une évolution diachronique de plus de 100 Ma. Recueil des résumés de conférence, Abitibi 2004, Forum Technologique du CONSOREM, Val-d'Or, pages 1-12.
- DAIGNEAULT, R. ALLARD, G.O., 1984 Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Dans: Chibougamau: stratigraphy and mineralization (Guha, J. et Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 211-228.
- DAIGNEAULT, R. ALLARD, G.O., 1990 Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. ARCHAMBAULT, G., 1990 Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. In: La Ceinture polymetallique du Nord-Ouest québécois (M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs). L'Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume special 43, pages 43-64.

- DAIGNEAULT, R. ALLARD, G.O., 1994 Transformation of Archean structural inheritance at the Grenville Foreland Parautochton Transition zone, Chibougamau, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 31, pages 470-488.
- DAIGNEAULT, R. ALLARD, G.O., 1996 Géologie de la région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO87-05, 1 carte, échelle 1/200 000, modifiée en 1996.
- 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 diachronous history of arc development, accretion and collision. Developments in Precambrian Geology, The Precambrian Earth: Tempos and events, volume 12, pages 88-103.
- D'AMBOISE, P., 1990 Campagne d'exploration, Projet France 101037. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM49751, 741 pages, 33 plans.
- D'AMOURS, I. LÉTOURNEAU, O., 2008 Data acquisition report, helicopter-borne magnetic, Gamma-ray spectrometry and VLF geophysical survey, Monexco project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 64527, 41 pages, 10 plans.
- DAVIS, D.W. SIMARD, M. HAMMOUCHE, H. BANDYAYERA, D. GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2014-05, 61 pages.
- DIMROTH, E. IRNREH, L. ROCHELEAU, GOULET, N., 1983 Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part IU: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. Canadian Journal of Earth Science, volume 20, pages 1374-1388.
- DIMROTH, E. MUELLER, W. DAIGNEAULT, R. BRISSON, H. POITRAS, A. – ROCHELEAU, M., 1986 – Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the archean Abitibi belt, Québec. Geologische Rundschau; volume 75, pages 715-736.

- DION, C. GUHA, J., 1988 Étude métallogénique de la Bande Caopatina-Quévillon (secteur Joe Mann); Gîtologie de la mine Joe Mann: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-29, 91 pages.
- DION, C. MALTAIS, G., 1998 La mine d'or Joe Mann, in Pilote, P., ed., Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau: Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 98-03, pages 125-131.
- DION, C. GUHA, J. FOURNIER, R., 1991 Géologie de la mine Joe Mann. In Lithotectonic Framework and Associated Mineralization of the Eastern Extremity of the Abitibi Greenstone Belt (field trip 3), edited by J. Guha, E.H. Chown and R. Daigneault. 8th IAGOD Symposium, Field Trip guidebook. Geological Survey of Canada, Open File 2158, pages 97-103.
- DOUCET, P. GOUTIER, J. MELANÇON, M. STE-CROIX, L., 2000 L'Abitibi: un centenaire d'exploration et de succès minier. Ministère des Ressources naturelles, DV2000-05, 44 pages.
- DUBÉ, B., 1990 Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 464 pages.
- DUBÉ, B. GUHA, J. ARCHER, P. DAIGNEAULT, R., 1991 The Norbeau gold mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Open-File Report - Geological Survey of Canada, pages 76-81.
- DUBÉ, B. GOSSELIN, P., 2007 Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. Dans: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Goodfellow, W.D. (éditeur). Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication No. 5, pages 49-73.
- DUMONT, Y., 1989 Tectonique de la région de Chapais. Université du Québec à Montréal; thèse de maîtrise, 102 pages, 1 plan.
- DUQUETTE, G., 1976 North half of McKenzie and Roy Townships and Northwest quarter of McCorkill Township (comté d'Abitibi-Est). Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV 357, 136 pages, 5 plans.
- ERNST, R.E. BUCHAN, K.L. WEST, T.D. PALMER, H.C., 1996 Diabase (Dolerite) dyke swarms of the world, first edition. Geological Survey of Canada; Open File 3241, 104 pages.

- ERNST, R.E. GOUTIER, J. LECLAIR, A. LAMOTHE, D., 1998 Reconnaissance paleomagnetic study of diabase dykes of James Bay and Ashuanipi regions of Quebec. Congrès annuel GAC-MAC, programmes et résumés, volume 23, p. A53.
- EVANS, L., 1991 Report on stripping, mapping and sampling program, lake Waconichi south property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM50431, 6 pages, 1 plan.
- FAURE, S., 2015 Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métagraphiques en Abitibi. Rapport, Projet CONSOREM 2013-03, 52 pages.
- FLANAGAN, J.T., 1960 Report on magnetometer survey. Ministère des mines, service des gîtes minéraux, Québec, GM10134-A, 7 pages, 1 plan.
- GAUDREAULT, D., 2003 Rapport technique d'évaluation des propriétés McCorkill et Monexco, Exploration Typhon Inc, Québec, 42 pages, 3 plans.
- GLACKMEYER, K., 1973 Horizontal loop electromagnetic survey. Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM28864, 33 pages, 1 plan.
- GOLDFARB, R.J. GROVES, D.I. GARDOLL, S., 2001 Orogenic god and geologic time: A global synthesis. Ore Geology Reviews, volume 18, pages 1-75.
- GOLDFARB, R.J. DUBE, B. GROVES, D.I. HART, C.J.R. GOSSELIN, P., 2005 – Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposit in Metamorphic Terranes. Dans Economic Geology 100th Anniversary Volume (eds. Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. et Richards, J.P.), Society of Economic Geologists, pages 407-450.
- GROVES, D.I. GOLDFARB, R.J. GEBRE-MARIAM, M. HAGEMANN, S.G. 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, volume 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. Economie Geology, volume 98, pages 1-29.

- GUHA, J. DUBÉ, B. PILOTE, P. CHOWN, E.H. ARCHAMBAULT, G. BOUCHARD, G., 1988 – Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. Mineralium Deposita; volume 23, pages 293-298.
- GUHA, J. LU, H. Z. DUBE, B. ROBERT, F. GAGNON, M., 1991 Fluid characteristics of vein and altered wall rock in Archean mesothermal gold deposits, Economic Geology, volume 86, no 3, pages 667-684.
- HALL D. L., STERNER S. M., and BODNAR R. J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl-HZ0 solutions. Economic Geology, volume 83, pages 197-202.
- HAMMOUCHE, H. RIOUX, L., 2005 Campagne de sondage 2004, propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM62398, 70 pages.
- HARRIS, L.B., 2003 Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. Journal of structural Geology, volume 25, pages 223-240.
- HARRIS, L.B. BÉDARD, J.H., 2014 Crustal evolution and deformation in a nonplate-tectonic Archaean Earth: Comparisons with Venus. In: Evolution of Archean Crust and Early Life, pages 215–291.
- HASHIMOTO, T., 1974 Logs of diamond drill holes. Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM29996, 18 pages, 1 plan.
- HEAMAN, L.M., 1994 2.45 Ga global mafic magmatism: Earth's oldest superplume? Dans: Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. (Berkeley, California), Lanphere MA, Program with abstracts (Dalrymple, G.B. and Turrin, B.D., editors), USGS circular, volume 1107, page 132.
- HENRY, R.L. ALLARD, G.-O., 1979 Formation ferrifère du Lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 593, 100 pages, 1 plan.
- HOCQ, M. VERPAELST, P., 1994 Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Géologie du Québec. Québec: Publications du Québec, pages 21-38.
- HODGSON, C.J., 1989 The structure of shear-related vein-type gold deposits: A review, Ore Geology Reviews, volume 4, pages 635-678.

- HOULE, M. BÉRUBÉ, H. KENNEDY, I., 1981 Rapport des travaux effectués sur la propriété Monexco. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM39233, 36 pages, 10 plans.
- HUBERT, J.M., 2008 Rapport d'un levé de polarisation provoquée effectué sur la propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM64619, 12 pages, 29 plans.
- HUBERT, C TRUDEL, P. GÉLINAS, L., 1984 Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 21, pages 1024-1032.
- JÉBRAK, M. MARCOUX, É., 2008 Géologie des ressources minérales. Géologie Québec Ed., Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, 667 pages.
- JOLLY, W. T., 1978 Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. In Metamorphism in the Canadian Shield. Edited by I. A. Fraser and W. W. Heywood. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pages 63-78.
- KERRICH, R. LUDDEN, J., 2000. The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview: Canadian Journal of Earth Sciences, volume 37, pages 135-164.
- KERRICH, R. WYMAN, D., 1994 The mesothermal gold-lamprophyre association; Significance for an accretionary dynamic setting, superconti- nental cycles, and metallogenic processes: Mineralogy and Petrology, volume 51, pages 147-172.
- KROGH, T.E. CORFU, F. DAVIS, D.W. DUNNING, G.R. HEAMAN, L.M. KAMO, S.L. – MACHADO, N. – GREENOUGH, J.D. – NAKAMURA, E., 1987 – Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. Dans: Mafic Dyke Swarms (Halls, H.C. and Fahrig W.F., editors). Geological Association of Canada; Special paper 34, pages 147-152.
- LAMBERT, G., 2004 Rapport sommaire sur des travaux géophysiques au sol, levés de magnétométrie champ total et de polarisation provoquée, propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM62400, 15 pages, 31 plans.
- LANGLAIS, L., 1999 Rapport technique et compilation géoscientifique, propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM56555, 26 pages, 2 plans.

- LECLERC, F., 2011 Géochimie et contexte tectonique du Groupe de Roy et du Complexe de Cummings dans la région de Chibougamau, Québec. Institut National de la Recherche Scientifique; thèse de doctorat, 357 pages.
- LECLERC, F. HOULE, P., 2011 Géologie de la région du lac Barlow (32G15-200-0202), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RP 2010-07, 17 pages.
- LECLERC, F. BÉDARD, J. H. HARRIS, L.B. GOULET, N. HOULE, P. ROY, P., 2008 – Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec: résultats préliminaires, Commission Géologique du Canada, Current Research (Online), no. 2008-7, Natural Resources Canada.
- LECLERC, F. BÉDARD, J.H. HARRIS, L.B. MCNICOLL, V. GOULET, N. ROY, P. – HOULE, P., 2011a – Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 48, pages 661-694.
- LECLERC, F. HOULE, P. ROGERS, R., 2011b Géologie de la région de Chapais (32G15-200-0101), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RP 2010-09, 19 pages.
- LECLERC, F. HARRIS, L.B. BÉDARD, J.H. VAN BREEMEN, O. GOULET, N., 2012 – Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syntectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. Economic Geology; volume 107, pages 963-989.
- LEGAULT, M. 2003 Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chiboutimi; thèse de doctorat, 488 pages.
- LÉPINE, S., 2009 Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec) : un porphyre archéen déformé. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 206 pages.
- LIBOIRON, A. LEDUC, M., 1999 Levé beep mat et levé géologique, propriété Monexco. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM56554, 29 pages, 2 plans.
- MOISAN, A., 1992 Pétrochimie des grès de la Formation de Bordeleau, Chibougamau Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 132 pages.
- MORIN, R. PILOTE, P. GOSSELIN, C., 1999 Potentiel minéral du district minier de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec, PRO 99-02, 13 pages.
- MORTENSEN, J.K., 1993 U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau – Matagami – Joutel region. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 11-28.
- MUELLER, W.U. DAIGNEAULT, R. MORTENSEN, J.K. CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Tectonophysics; volume 265, pages 127-150.
- OAKLEY, A.E., 1958 McCorkill-Roy Township claim group: self potential survey. Ministère des mines, service des gîtes minéraux, Québec, GM15049, 1 plan.
- OAKLEY, A.E., 1960 1 plan of S.P. survey with geology. Ministère des mines, service des gîtes minéraux, Québec, GM10134-B, 1 plan.
- PASSCHIER, C.W. TROUW, R.A.J., 1998 Microtectonics. Springer, Berlin, 289 pages.
- PERNIN, A., 2014 The Geochemical, Structural and Mineralogical Controls on Gold Mineralization at Croteau Est, Québec, Canada. Department of Earth Sciences, University of Toronto. Mémoire de maîtrise; 66 pages.
- PERRY, C. 2011 Complexe du Lac Doré, nouvelles perspectives, Chibougamau, Québec. Symposium Mines Baie-James 2011, Ministères des Ressources naturelles, Québec. https://www.mrn.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2011-03/symposiumresume-conferences.pdf
- PICARD, M., 1981 Prospection géochimique pour l'or dans les sols organiques et les minéraux lourds de cours d'eau et de till, projet Monexco. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM39234, 13 pages, 4 plans.
- PILOTE, P., 1986 Stratigraphie et signification des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau, canton de McKenzie, Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 182 pages.
- POULSEN, K.H., 1996 Lode-gold. In: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. Eds., Geology of Canadian Mineral Deposit Types. The Geology of North America, volume P-1. Geological Society of America, pages 323-328.

- PUFIDIN, A.D., 1959 Geological report. Ministère des mines, service des gîtes minéraux, Québec, GM10133, 7 pages, 2 plans.
- QUESTOR SURVEYS LTD., 1972 Levé aérien par Input MK V Région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP079, 4 plans.
- RAMSAY, J. G. HUBER, M. I., 1987 The techniques of Modern Structural Geology, Volume 2 : Folds and Fractures. Pergamon Press, London, 392 pages.
- RIDLEY, J. R. DIAMOND, L. W., 2000 Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. Reviews in Economic Geology, volume 13, pages 141-162.
- RIOUX, L., 2003 Rapport de travaux d'exploration, propriétés McCorkill et Monexco. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM61428, 47 pages, 4 plans.
- RIOUX, L., 2004 Rapport de travaux d'exploration, propriétés McCorkill et Monexco. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM61589, 68 pages, 6 plans.
- ROBERT, F., 2001 Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: Mineralium Deposita, volume 36, pages 503-516.
- ROBERT, F. KELLY, W. C., 1987 Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Economic Geology, volume 82, no 6, pages 1464-1482.
- ROBERT, F. POULSEN, K. H., 2001 Vein formation and déformation in greenstone gold deposits. Reviews in Economic Geology, 2001, volume 14, pages 111-155.
- ROBERT, F. POULSEN, K.H. DUBÉ, B., 1994 Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes. Geological Survey of Canada, Open File 2850, 145 pages.
- ROY, P. TURCOTTE, S. CADÉRON, S. HOULE, P. SHARMA, K.N.M., 2005
 Géologie de la région du lac Charron (32G/08 et 32G/09). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-02, 35 pages, 3 plans.

- ROY, P. FALLARA, F. HOULE, P. CHENG, L. Z. RABEAU, O. BLAIS, A. LAFRANCE, B. – LECLERC, F. – PILOTE, P. – RIVERIN, G. – SCHMIDT, L., 2007 - Study of the south limb of the Lac Doré Complex, Chibougamau stratigraphy [abs.]: Québec Exploration 2007, Québec, November 26–29, 2007, Cu-Au veins and preliminary 3D model, Abstracts of oral presentations and posters, page 102 (http://www.quebecexploration.qc.ca/2007/exposition-166.asp).
- SALAMIS, C., 1974 Geophysical surveys. Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM30147, 11 pages, 1 plan.
- SAMSON, I. WALKER, R. T., 2000 Cryogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl-CaCl2-H2O and implications for low-temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. The Canadian Mineralogist, volume 38, no 1, pages 35-43.
- SIBSON, R.H. ROBERT, F. POULSEN, K.H. (1988). High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology, volume 16, pages 551-555.
- TAYLOR, B. E. ROBERT, F. BALL, M. LIETCH, C. H. B., 1991 Mesozoic "Mother Lode Type" gold deposits in North America: Primary vs. secondary (meteoric) fluids [abs.]: Geological Society of America Abstracts with Programs, volume 23(6), page 174.
- THOMPSON, I.S., 1981 Report on 1981 exploration programme. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM50766, 60 pages, 10 plans.
- TOMKINS, A. G., 2013 On the source of orogenic gold. Geology, volume 41, no 12, pages 1255-1256.
- TRUDEAU, Y., 1981 Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 136 pages, 1 plan.
- VAN DEN KERKHOF, A. M. HEIN, U. F., 2001 Fluid inclusion petrography. Lithos, volume 55, no 1, pages 27-47.
- VAN KRANENDONK, M. J. SMITHIES, R. H. HICKMAN, A. H. CHAMPION, D. C., 2007 – Review : secular tectonic evolution of Archean continental crust : interplay between horizontal and vertical processes in the formation of the Pilbara Craton, Australia, Terra Nova, volume 19, pages 1-38.

- WILKINSON, J. J., 2001 Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, volume 55(1), pages 229-272.
- WYMAN, D.A. KERRICH, R. GROVES, D.I., 1999 Lode gold deposits and Archean mantle plume-island arc interaction, Abitibi subprovince, Canada: Journal of Geology, volume 107, pages 715-725.