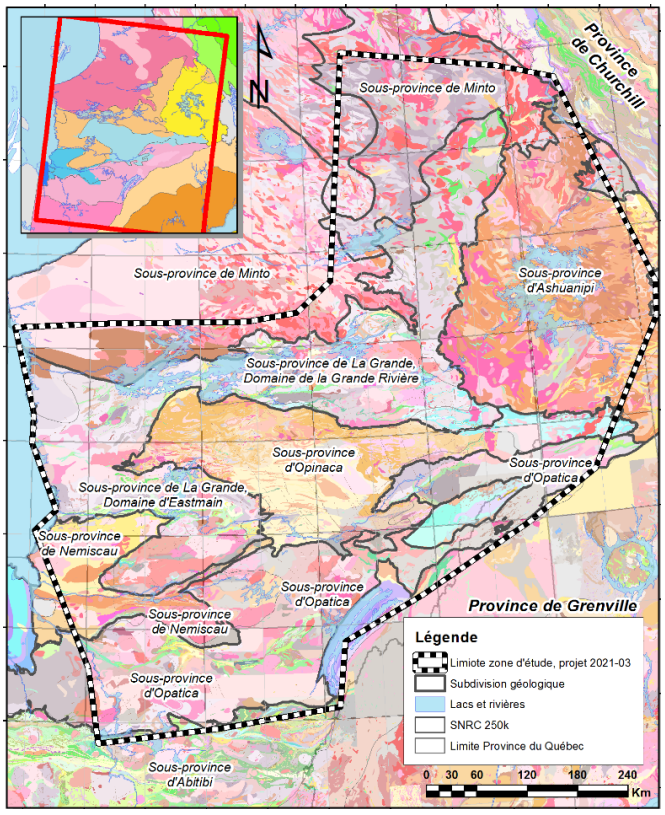
consorem
CONSORTIUM DE RECHERCHE EN EXPLORATION MINÉRALE

Synthèse métallogénique, métamorphique, géochronologique et structurale d'Eeyou Istchee Baie-James

Phases 1 et 2 – Rapport A

Jérôme Lavoie, ing., M. Sc. A.
Sylvain Trépanier, géo., M. Sc. A.
Jean Goutier, géo., M. Sc.
Mélanie Lambert, ing., M. Sc. A.



Projet 2020/21-03

Avertissement

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics au bénéfice de l'ensemble de la communauté géoscientifique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non commerciales en citant la référence suivante :

> *Lavoie, J., Trépanier, S., Goutier, J. et Lambert, M. (2022). Synthèse métallogénique, métamorphique, géochronologique et structurale d'Eeyou Istchee Baie-James – PHASE I et II, Rapport A – Base de données et descriptions des corps minéralisés, Rapport, projets CONSOREM 2020-03 et 2021-03, 49 pages.*

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

consorem
CONSORTIUM DE RECHERCHE EN EXPLORATION MINÉRALE

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1
Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : **consorem@uqac.ca**
Site Web : **www.consorem.ca**

Résumé

Depuis Albert P. Low et les équipes de la Commission géologique du Canada, de 1884 à 1905, de nombreux prospecteurs et géologues ont sillonné et ont exploré le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James. Plusieurs phases d'explorations ont mené à la découverte de nombreux corps minéralisés, de quelques gîtes et de cinq gisements (gisement de cuivre Icon – découvert en 1965, production de 1967 à 1976; gisement d'or Eastmain – découvert en 1970, production de 1994 à 1995; gisement cupro-aurifère de Troilus – découvert en 1987, production de 1997 à 2009; gisement de diamant Renard – découvert en 2001, production de 2016 à 2020; et gisement d'or Roberto (mine Éléonore) – découvert en 2003, production de 2014 à ce jour). Malgré les nombreux travaux géoscientifiques effectués sur les indices minéralisés, la compréhension de ces minéralisations demeure souvent superficielle et fragmentaire. Les nouvelles découvertes des dernières années (p. ex. la zone Roberto à la mine Éléonore, le gîte de Cheechoo, les indices Mythril, Patwon) et les compilations et études synthèses produites (p. ex. Gauthier, 2000; Moukhsil *et al.*, 2003; 2007; Gauthier *et al.*, 2007; Bandyayera *et al.*, 2010; Parent, 2011; Goutier, 2019; Goutier et Côté-Roberge, 2019) ont grandement aidé à la compréhension du territoire et à l'acquisition de connaissance géoscientifique, et ont stimulé l'exploration minérale. Mais aucune étude récente n'a englobé la totalité du territoire. Pour maximiser les chances de découverte, il est également impératif d'avoir un portrait géologique complet d'un territoire. L'état des connaissances est mûr pour envisager une grande synthèse du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James.

L'objectif principal du projet, s'étalant sur deux phases, a été de produire une intégration synthèse métallogénique, géochronologique, métamorphique et structurale de la zone d'étude. Cette intégration synthèse permettra d'avoir une meilleure connaissance géologique et métallogénique du territoire, aidera à proposer de nouvelles interprétations et permettra de développer de nouvelles stratégies pour l'exploration et de cibler de nouveaux secteurs d'exploration minérale. La méthodologie employée dans le cadre de ce projet se résume en quelques points :

- Revue des principaux corps minéralisés en or et en métaux usuels travaillés avec une description détaillée, le tout intégré dans 10 formulaires thématiques d'une base de données spatiale relationnelle, spécifiquement élaborée pour le projet.
- Compilation des datations U-Pb et intégration dans la couche des polygones géologiques du SIGÉOM.
- Compilation des différents assemblages minéralogiques du métamorphisme avec délimitation des isogrades métamorphiques.
- Synthèse structurale par compilation des différentes phases de déformation et révision des failles, des zones de cisaillement (retraçage et identification du type de mouvement, identification de l'ordre d'importance, etc.) et des grands plis.
- Synthèse métallogénique par définition des époques et des provinces métallogéniques à partir des résultats générés dans les points précédents.

Le projet s'est déroulé en deux phases, dans le cadre de deux projets CONSOREM : 1) la phase 1 (projet 2020-03) et la phase 2 (projet 2021-03). Les résultats de ces deux phases sont présentés dans un rapport final. Ce rapport final est divisé en quatre parties (A, B, C et D). La partie A porte sur la structure de la base de données et présente les résultats de la compilation des différents gisements, gîtes et indices sélectionnés dans le cadre de cette étude. La partie B porte sur la synthèse géochronologique et l'intégration des résultats à la base de données du projet ainsi qu'à la couche des polygones géologiques provenant de la base de données du SIGÉOM. La partie C décrit la portion de la synthèse portant sur la structure et le métamorphisme. Finalement, la dernière partie (D) détaille la métallogénie de la zone d'étude en intégrant les résultats des parties A à C.

Le premier rapport A présente les résultats suivants :

1) Description détaillée de 30 corps minéralisés, intégrée dans la base de données spatiale relationnelle et dans un document texte en format PDF.
2) Tableau synthèse, en 12 points clés, résumant les 30 descriptions détaillées.
3) Résumé de quelques observations tirées de la description des corps minéralisés.
4) Élaboration de cartes thématiques du Domaine d'Eastmain (8 cartes 1/250 000 - SNRC 33B et 33C, et 4 cartes format Lettre) ayant deux thématiques : 1) la métallogénie, c.-à-d. la taille, la direction, la forme et le groupe métallogénique des corps minéralisés; et 2) la lithologie encaissante des corps minéralisés.

Le rapport B présente les résultats suivants :

1) Compilation de 682 datations géochronologiques U-Pb, vérifiées et révisées, provenant de la base de données du SIGÉOM et de plusieurs études, et intégrées dans la base de données spatiale relationnelle.
2) Intégration géochronologique de la carte géologique du SIGÉOM (supplément géochronologique des différentes unités compilées) par type d'analyse (hérité, métamorphique, volcanique, intrusif et détritique) et divisée en épisodes volcaniques, intrusifs, sédimentaires et métamorphiques.
3) Synthèse géochronologique et métamorphique.

Le rapport C présente les résultats suivants :

1) Synthèse des différentes phases de déformation en relation avec le métamorphisme et la minéralisation.
2) Identification, réinterprétation partielle et hiérarchisation des principaux réseaux de failles, des principales zones de cisaillement et des grands plissements.

Finalement, le rapport D présente les résultats suivants :

1) Synthèse métallogénique.
2) Intégration finale des résultats des rapports A, B et C.

Les apports scientifiques de ce projet sont énormes incluant : i) le lègue d'une structure de base de données relationnelle très performante intégrée dans un formulaire Microsoft Access pouvant être utilisé dans de nombreux contextes métallogéniques et ailleurs sur le territoire de la province de Québec; ii) une puissante base de données détaillée d'environ 300 corps minéralisés du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James (description provenant des deux projets CONSOREM 2020-03 et 2021-03 et de la base de données du SIGÉOM) et intégrés dans la structure de base de données relationnelle; iii) la bonification significative des analyses géochronologiques qui étaient disponibles dans le SIGÉOM et la littérature scientifique (682 datations); iv) l'intégration de ces analyses géochronologiques dans la carte géologique du SIGÉOM (couche spatiale litho-géochronologique); v) l'amélioration des connaissances métamorphiques de la zone d'étude par le raffinement des isogrades métamorphiques connus; vi) une meilleure connaissance des principaux évènements de déformation; vii) la définition de nouveaux épisodes métallogéniques et de nouvelles provinces métallogéniques; et finalement vii) de nouvelles cartes thématiques du Domaine d'Eastmain de la Sous-province de La Grande. Ce projet, étalé sur deux phases, représente les fondations qui pourront amener des discussions et générer de nouvelles idées dans le cadre de futures études. Ce n'est pas la fin de ces deux phases, mais plutôt le début d'une autre phase portant sur ce vaste territoire qui constitue, encore aujourd'hui, une nouvelle frontière pour

l'exploration minérale. Cette synthèse a permis de remplir les objectifs fixés au début, soit d'avoir une meilleure compréhension géologique de ce territoire afin de développer de nouvelles stratégies d'exploration dans l'optique de cibler de nouveaux secteurs pour l'exploration minérale.

Summary

Since Albert P. Low and the teams from the Geological Survey of Canada, from 1884 to 1905, numerous prospectors and geologists have travelled and explored the territory of Eeyou Istchee James Bay. Several phases of exploration led to the discovery of numerous mineralized bodies, a few occurrences and five deposits (Icon copper deposit – discovered in 1965, in production from 1967 to 1976; Eastmain gold deposit – discovered in 1970, in production from 1994 to 1995; Troilus copper-gold deposit – discovered in 1987, in production from 1997 to 2009; Renard diamond deposit – discovered in 2001, in production from 2016 to 2020; and Roberto gold deposit (Éléonore mine) – discovered in 2003, in production since 2014). Despite extensive geoscientific work on mineralized showings, the understanding of the mineralization often remains superficial and piecemeal. New discoveries in recent years (e.g., the Roberto zone at the Éléonore mine, the Cheechoo deposit, the Mythril and Patwon showings) and the compilations and synthesis studies produced (e.g., Gauthier, 2000; Moukhsil et al., 2003; 2007; Gauthier et al., 2007; Bandyayera et al., 2010; Parent, 2011; Goutier, 2019; Goutier and Côté-Roberge, 2019) have greatly contributed to our understanding of the territory and the acquisition of geoscientific knowledge, and have stimulated mineral exploration. However, no recent study has covered the entire territory. To maximize the chances of discovery, it is also imperative to have a complete geological picture of a territory. The state of knowledge was ripe for a major synthesis of the Eeyou Istchee James Bay Territory.

The main objective of the two-phase project was to produce a metallogenic, geochronological, metamorphic and structural synthesis of the study area. This integrated synthesis will provide a better geological and metallogenic understanding of the territory, help propose new interpretations, and enable the development of new exploration strategies and the targeting of new mineral exploration areas. The methodology used in this project can be summarized in a few points:

- Review of the main bodies mineralized in gold and base metals that have been mined, with detailed description, and integration of all information into 10 thematic forms in a relational spatial database specifically developed for the project.
- Compilation of U-Pb ages and integration of the information to the geological polygon layer of the SIGÉOM (geo-mining information system).
- Compilation of metamorphic mineralogical assemblages and delineation of isograde.
- Structural synthesis by compiling the different deformation phases in correlation with the various metamorphic and metallogenic events from the Paleoarchean to the Cambrian.
- Metallogenic synthesis by defining metallogenic epochs and provinces based on the results generated from the previous points.

The project was carried out in two phases, as part of two CONSOREM projects: 1) phase 1 (project 2020-03) and phase 2 (project 2021-03). The results of these two phases are presented in a final report. This final report is divided into four parts (A, B, C and D). Part A focuses on the structure of the database and presents the results of the compilation of the various deposits, occurrences and showings selected for this study. Part B focuses on the geochronological synthesis and the integration of the results into the project database and the geological polygon layer from the SIGÉOM database. Part C describes the portion of the synthesis dealing with structure and

metamorphism. Finally, the last part (D) details the metallogeny of the study area by integrating the results of parts A to C.

Report A presents the following results:

1) Detailed description of 30 mineralized bodies, integrated into the relational spatial database and a PDF document.
2) Summary table of the 30 detailed descriptions in 12 key points.
3) Summary of key observations drawn from the description of the mineralized bodies.
4) Thematic maps of the Eastmain Domain (8 maps at 1:250,000 - SNRC 33B and 33C, and 4 letter-size maps) with two themes: 1) metallogeny, i.e., size, orientation, shape and metallogenic group of the mineralized bodies; and 2) host lithology of the mineralized bodies.

Report B presents the following results:

1) Compilation of 682 verified and revised U-Pb geochronological dates from the SIGÉOM database and several studies, integrated into the relational spatial database.
2) Geochronological integration of the SIGÉOM geological map (geochronological supplement of the various compiled units) by type of analysis (inherited, metamorphic, volcanic, intrusive and detrital) and divided into volcanic, intrusive, sedimentary and metamorphic episodes.
3) Geochronological and metamorphic synthesis.

Report C presents the following results:

1) Synthesis of the different deformation phases related to metamorphism and mineralization from the Paleoarchean to the Cambrian.
2) Refinement of the metamorphic isograde of Gauthier et al. (2007).

Finally, Report D presents the following results:

1) Metallogenic synthesis.
2) Final integration of the results of reports A, B and C.

The scientific contribution of this project is enormous and includes: i) the legacy of a high-performance relational database structure integrated into a Microsoft Access form that can be used in many metallogenic contexts and elsewhere in the province of Quebec; ii) a powerful, detailed database of approximately 300 mineralized bodies in the Eeyou Istchee James Bay Territory (description from the two CONSOREM projects 2020-03 and 2021-03 and the SIGÉOM database) integrated into the relational database structure; iii) significant enhancement of the geochronological data available in SIGÉOM and the scientific literature (682 dates); iv) integration of the geochronological data into the SIGÉOM geological map (litho-geochronological spatial layer); v) improved knowledge of metamorphism in the study area through the refinement of known metamorphic isograde; vi) better understanding of the main deformation events; vii) definition of new metallogenic episodes and new metallogenic provinces; and finally vii) new thematic maps of the Eastmain Domain of the La Grande Subprovince. This two-phase project lays the groundwork for discussions and to generate new ideas for future studies. This is not the end of these two phases, but rather the beginning of another phase focusing on this vast territory, which still represents a new frontier for mineral exploration. This synthesis has enabled us to meet the initial objective, namely, to gain better geological understanding of this territory in order to develop new exploration strategies aiming at targeting new areas for mineral exploration.

Table des matières

1-INTRODUCTION **8**

2-PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS **10**

2.1 PROBLÉMATIQUE 10
2.2 OBJECTIFS 10

3-ZONE D'ÉTUDE **10**

3.1 DÉLIMITATION 10
3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE 11
3.2.1 Sous-province de La Grande *11*
3.2.2 Sous-province d'Opinaca *15*
3.2.3 Sous-province de Nemiscau *16*

4-MÉTHODOLOGIE **17**

4.1 BIBLIOGRAPHIE 18
4.2 FORMULAIRE MICROSOFT® *ACCESS* ET LA BASE DE DONNÉES RELATIONNELLE 18
4.2.1 Formulaire Microsoft® Access *18*
4.2.2 Base de données *21*

5-PRÉSENTATION DES RÉSULTATS **21**

5.1 CORPS MINÉRALISÉS, SOURCE DESCRIPTIVE PROJETS 2020-03 ET 2021-03 21
5.2 CARTES THÉMATIQUES DE LA SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE, DOMAINE D'EASTMAIN 23
5.2.4 Secteur du gîte Zone Eau Claire (Clearwater) *23*
5.2.4 Secteur des « rapides du Dôme » *27*

6-SYNTHESE **39**

6.1 TYPE DE CONTRÔLE PRINCIPAL DE LA MINÉRALISATION 39
6.2 RELATION MÉTAMORPHISME, ROCHES ENCAISSANTES ET MINÉRALISATION DES CORPS MINÉRALISÉS 40

7-CONCLUSIONS **43**

8-LIVRABLES – RAPPORT A **44**

9-REMERCIEMENTS **44**

10-RÉFÉRENCES **44**

LIENS UTILES 49

ANNEXE 1 : DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES 30 CORPS MINÉRALISÉS

ANNEXE 2 : PROCÉDURE D'UTILISATION ET DE MISE À JOUR DE LA BASE DE DONNÉES EN FORMAT GDB ET GPKG

ANNEXE 3 : TABLEAU SYNTHÈSE DES 30 PRINCIPAUX CORPS MINÉRALISÉS (GISEMENTS, GÎTES ET INDICES TRAVAILLÉS D'AU ± AG ± CU ± ZN ± MO) D'EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES

ANNEXE 4 : CARTES THÉMATIQUES EN FORMAT 800 X 600 MM AU 1/250 000 DU SNRC 33B (LAC LICHTENEGER)

ANNEXE 5 : CARTES THÉMATIQUES EN FORMAT 800 X 600 MM AU 1/250 000 DU SNRC 33C (LAC OPINACA)

1-Introduction

Le vaste territoire d'Eeyou Istchee Baie-James est prisé depuis très longtemps pour ses ressources minérales. Dès les années 1880, la Commission géologique du Canada (CGC) entreprend de vastes expéditions sur ce territoire (Vallières, 1989). Le géologue Albert Peter Low et ses équipes sillonnent, de 1884 à 1905, les rivières Eastmain, Rupert, La Grande, Grande-Baleine et Caniapiscau et également celles situées plus à l'est (Ashuapmushuan, Manicouagan, Betsiamites, Romaine et Churchill), au nord (aux Mélèzes et aux Feuilles), quelques-unes au sud (Jacques-Cartier et Saint-Maurice) et les côtes du Labrador et des baies d'Ungava, d'Hudson et James (**Figure 1**). Low (1896) rapporte la présence de niveaux altérés et schisteux à chlorite contenant de la pyrite, ainsi que quelques veines de quartz avec un peu de chalcopyrite, sur la rivière Eastmain. Depuis, la découverte des veines de quartz-ankérite aurifères des indices des « rapides du Dôme » de la Dome Mines Ltd. au milieu des années 1930 jusqu'aux découvertes récentes des mines Éléonore (Mines Virginia inc.) et Renard (Ashton-SOQUEM), de nombreuses phases d'exploration pour de nombreuses substances minérales (Ag, Au, Co, Cr, Cu, ÉGP, Fe, Li, Mo, Ni, Pb, U, Zn, etc.) ont eu lieu sur ce territoire (**Figure 2**).

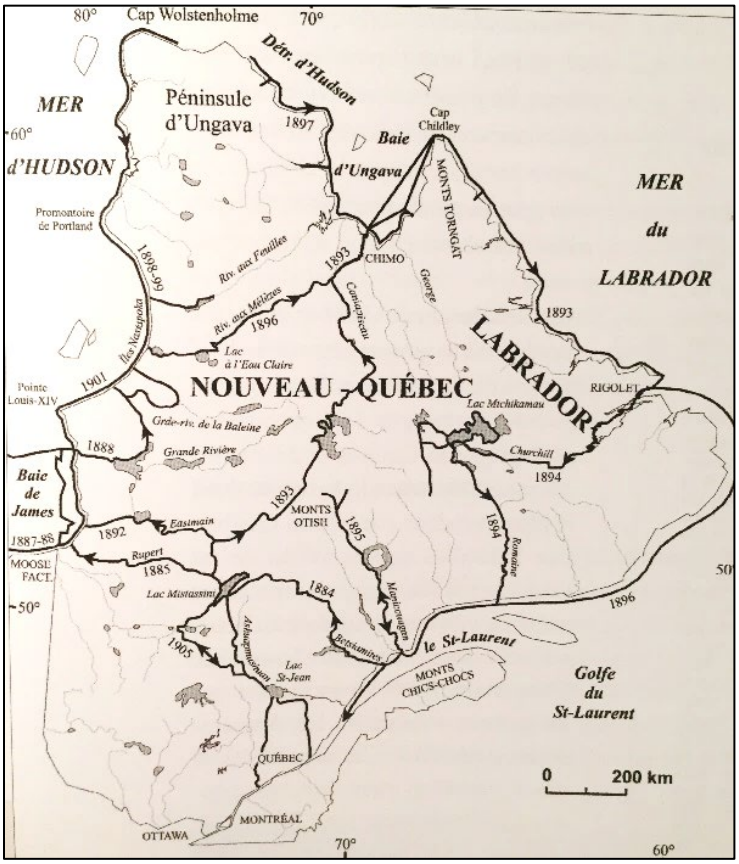


Figure 1. Carte des expéditions d'Albert Peter Low. Dessinée par Girard (U. de M.) et tirée de Laverdière (2003). Figure tirée de Huot *et al.* (2009). **Retour au texte**.

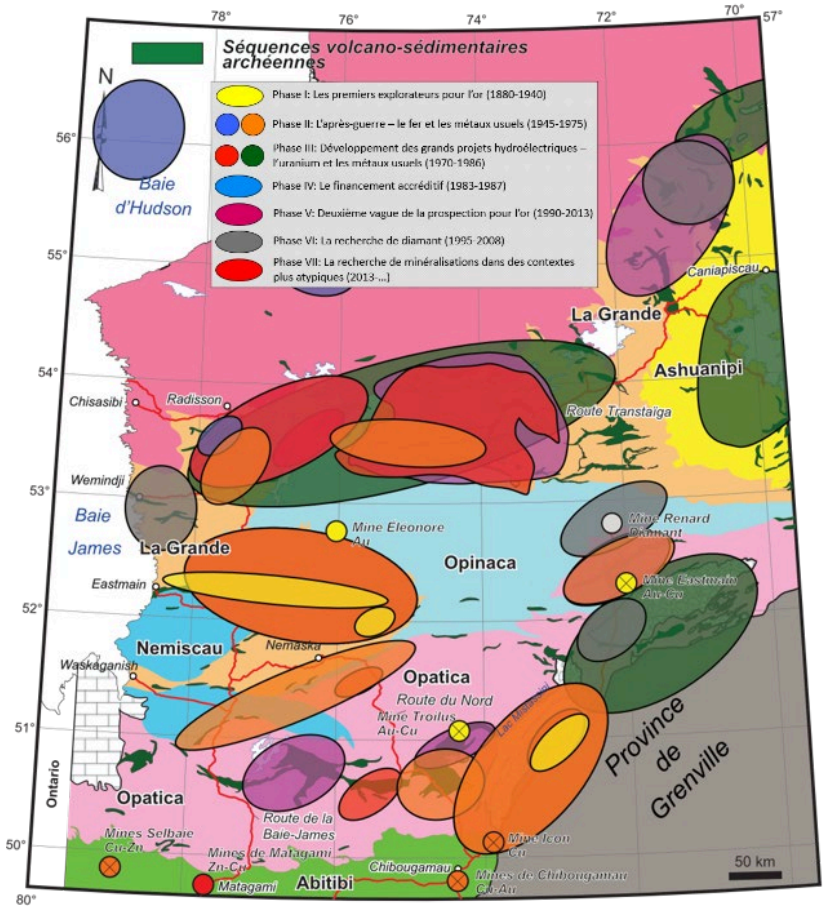


Figure 2. Les différentes phases d'exploration de 1884 à aujourd'hui (modifiée de Gauthier, 2000). Carte modifiée de Gigon *et al*. (2020). Géologie modifiée de Thériault et Beauséjour (2012) et du SIGÉOM (2021). **Retour au texte**.

Les nouvelles découvertes des dernières années (p. ex. la zone Roberto à la mine Éléonore, le gîte aurifère de Cheechoo, les indices La Pointe, Mythril, Patwon) et les nombreuses compilations et études synthèses produites (p. ex. Gauthier, 2000; Moukhsil *et al.*, 2003, 2007; Gauthier *et al.* 2007; Bandyayera *et al*., 2010; Parent, 2011; Goutier, 2019; Goutier et Côté-Roberge, 2019) ont grandement aidé à la compréhension du territoire, à l'acquisition de connaissance géoscientifique et à l'accélération de l'exploration minérale. Le CONSOREM a également participé à la valorisation du territoire avec la production de plus de 25 études (potentiel métallogénique, ciblage et projet méthodologique) portant sur des thématiques aussi diversifiées que la structure, la géophysique, la fertilité des séquences volcano-sédimentaires, la géochimie de l'environnement secondaire (till, lac et ruisseaux), l'or dans les roches fortement métamorphisées, l'or dans les formations de fer, l'exploration pour l'uranium et le diamant, la cartographie prévisionnelle, les minéralisations en Cu-Au dans des systèmes porphyriques subalcalins, les granitoïdes aurifères, les minéralisations IOCG, les minéralisations associées au magmatisme mafique et ultramafique (Ni-Cu-Co ± ÉGP), etc., ainsi que de nombreux projets sectoriels. Mais aucune étude à ce jour n'a englobé la totalité de la Sous-province de La Grande, et encore moins sur l'ensemble d'Eeyou Istchee Baie-James. Pour maximiser les chances de nouvelles découvertes, et trouver les prochains gisements, il est impératif d'avoir un portrait géologique complet d'un territoire. L'état des connaissances est mûr pour produire une grande synthèse du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James.

2-Problématique et objectifs

2.1 Problématique

Le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James est un secteur québécois de plus en plus prisé par les compagnies d'exploration. Heffernan (1999) mentionnait dans le journal *Northern Miner* que ce territoire était considéré comme une des « *nouvelles* » frontières pour l'exploration minière. Et il l'est encore aujourd'hui. Même si la géologie est maintenant mieux connue, elle mérite d'être synthétisée dans certains secteurs. Il faut améliorer la compréhension de la métallogénie des différents gisements, gîtes et indices, par rapport aux différents évènements de métamorphisme, aux évènements de déformations (contrôles structuraux), à la géochronologie et à la lithostratigraphie. Il vaut également mieux comprendre les contrôles à plus grande échelle sur leur distribution métallogénique, autant spatiale (provinces métallogéniques) que temporelle (époques métallogéniques). La dernière synthèse gîtologique produite, et essentiellement descriptive sur les gîtes et indices à la Baie-James, remonte à plus de 20 ans par Gauthier (2000).

2.2 Objectifs

L'objectif principal du projet, s'étalant sur deux phases, est de produire une intégration synthèse métallogénique, géochronologique, métamorphique et structurale du territoire d'Eeyou Istchee Baie-James.

Pour atteindre l'objectif principal, le projet s'est divisé en quatre sous-objectifs :

1) Effectuer une revue et une description détaillée des principaux corps minéralisés) en or-argent et en métaux usuels (Cu-Mo-Pb-Zn) travaillés (c.-à-d. avec forages).
2) Produire une compilation des datations isotopiques U-Pb disponibles dans la littérature scientifique et les publications gouvernementales (âges de cristallisation des roches volcaniques et des intrusions; âges maximaux des différents épisodes de sédimentation; âges des différents évènements de métamorphisme et de déformation; et âges de minéralisation).
3) Répertorier les différents évènements de déformation de la zone d'étude.
4) Réaliser une compilation des assemblages minéralogiques pour délimiter les isogrades métamorphiques et présenter un raffinement de la carte métamorphique existante.

Finalement, le projet permettra d'avoir de meilleures connaissances du cadre tectonique pour définir la distribution spatio-temporelle des principaux corps minéralisés en métaux précieux et usuels (Au-Ag-Cu-Mo-Pb-Zn). Ces nouvelles connaissances augmenteront les chances d'effectuer de nouvelles découvertes par : 1) la définition de nouveaux métallotectes; 2) le développement de nouvelles stratégies d'exploration; et 3) le ciblage de nouveaux secteurs historiquement négligés ou le retour sur des secteurs déjà explorés mais avec une nouvelle vision.

3-Zone d'étude

3.1 Délimitation

La zone d'étude (**Figure 3**) couvre une superficie d'environ 356 000 km^2. Elle est localisée dans la partie nord-est de la Province géologique du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Card et Poulsen, 1998). Elle couvre, en totalité ou majoritairement, la Sous-province à dominance volcano-plutonique de La Grande et les deux sous-provinces métasédimentaires d'Opinaca et de Nemiscau. Les sous-provinces d'Opatica, d'Ashuanipi et de Minto bordent les limites de la zone. Elles sont incluses partiellement et elles ne seront abordées que brièvement dans le cadre de cette étude. Aucune description géologique de ces trois sous-provinces n'accompagne le présent

rapport. Le lecteur peut se référer au **Lexique stratigraphique du Québec** pour une description détaillée de ces trois sous-provinces. Les descriptions géologiques des prochaines sections proviennent majoritairement du **Lexique stratigraphique du Québec** et des travaux récents de Géologie Québec.

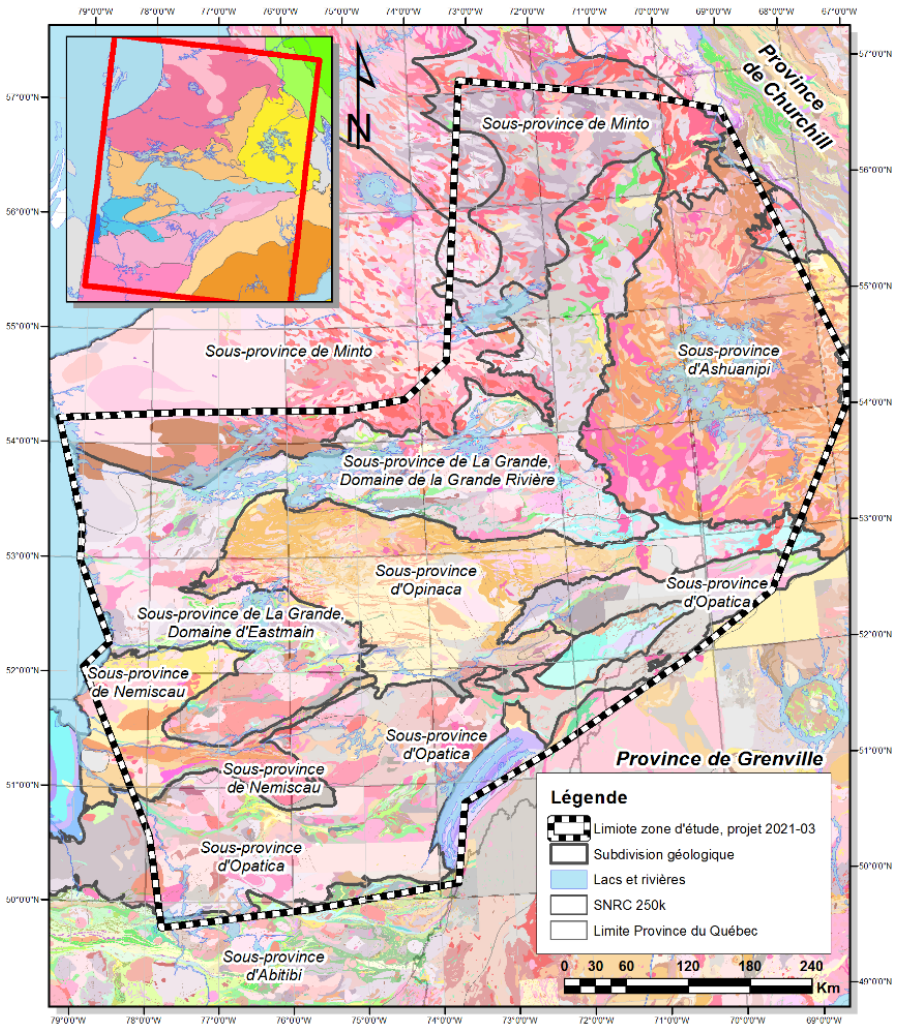


Figure 3. Localisation de la zone d'étude, projets 2020-03 et 2021-03. Géologie du SIGÉOM (2022). **Retour au texte.**

3.2 Contexte géologique

3.2.1 Sous-province de La Grande

3.2.1.1 Généralités

La Sous-province de La Grande (**Figure 4**) représente un ensemble volcano-plutonique (Card et Ciesielski, 1986) composé d'un socle tonalitique et granitique ancien, aussi vieux que 3 452 Ma (feuillet 33F03, Davis *et al.*, 2014), de plusieurs séquences volcano-sédimentaires sous-marines mésoarchéennes et néoarchéennes et de multiples intrusions felsiques à ultramafiques. Les roches

volcaniques sont principalement des basaltes tholéiitiques et quelques centres felsiques calco-alcalins mineurs intercalés de séquences sédimentaires clastiques et de formations de fer. Des komatiites se retrouvent principalement dans la partie nord de cette sous-province. Des roches d'âges néoarchéens à paléoprotérozoïques (dykes de diabase et des roches clastiques arénitiques et conglomératiques matures appartenant à la Formation de Sakami) y sont également répertoriées. La Sous-province de La Grande est divisée en deux domaines distincts (**Figure 4**) : 1) le Domaine de La Grande Rivière et 2) le Domaine d'Eastmain.

3.2.1.2 Déformation et métamorphisme

Le style structural de la Sous-province de La Grande résulte de la superposition de plusieurs épisodes de déformation ductile et fragile, impliquant à la fois des portions de socle ancien tonalitique et granitique, la couverture de roches supracrustales volcano-sédimentaires et les roches intrusives archéennes. Les nombreux épisodes de déformation (tectonique polyphasée) sont responsables de la mise en place d'une architecture en dômes et bassins, avec la présence de failles majeures et de plis kilométriques affectant les séquences volcano-sédimentaires. Les observations de terrain et les données recueillies révèlent plusieurs épisodes de déformation :

1) Au moins un épisode paléoarchéen.
2) Au moins un épisode mésoarchéen.
3) Au moins 8 épisodes néoarchéens.
4) 8 épisodes cassants de la fin du Néoarchéen au Paléo- et Mésoprotérozoïque (dont un épisode de bassins restreints).
5) Deux épisodes cassants au Néoprotérozoïque.
6) Un épisode cassant au Cambrien.

Le lecteur peut se référer au rapport C portant sur la déformation pour plus de détails.

Le métamorphisme régional des roches archéennes varie du faciès des schistes verts au faciès des granulites. Une nette dominance des faciès des amphibolites et des granulites est observée. Les roches paléoprotérozoïques (dykes de diabase et Formation de Sakami) ne sont pas affectées par un métamorphisme supérieur à celui du faciès des schistes verts. Les relations de recoupement entre les différentes unités et les datations U-Pb permettent d'établir que plusieurs grands épisodes de métamorphisme archéen et protérozoïque ont affecté les roches de la Sous-province de La Grande. Le lecteur peut se référer au rapport B pour plus de détails sur les principaux épisodes de métamorphisme.

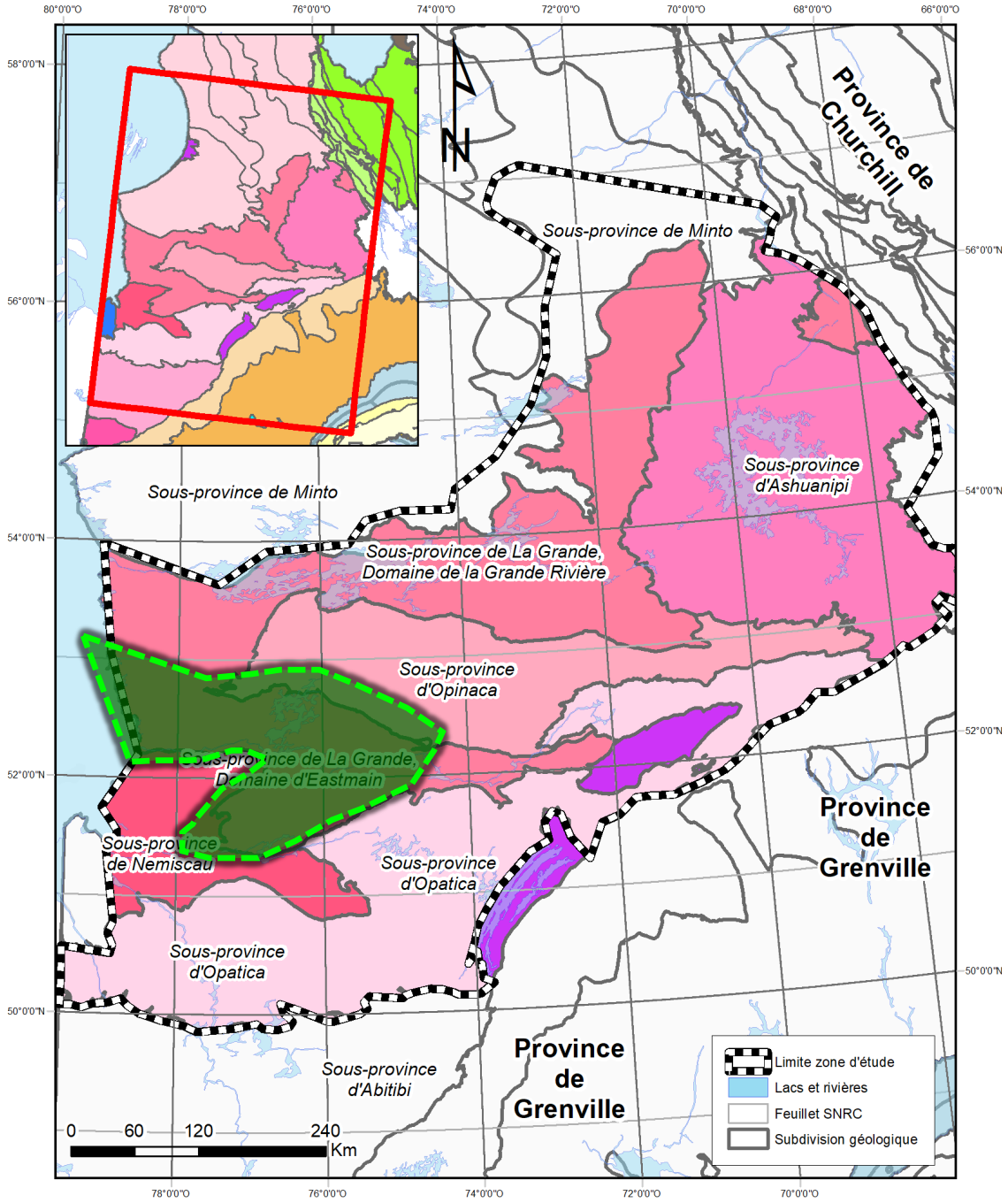


Figure 4. Localisation de la zone d'étude. Géologie du SIGÉOM (2023). Retour au texte. Retour au texte. Retour au texte.

3.2.1.3 Métallogénie

Du point de vue métallogénique, la Sous-province de La Grande est reconnue pour sa grande variété et ses nombreux styles de minéralisations (**Figure 5**). Les styles suivants s'y retrouvent :

- Minéralisations aurifères ou cupro-aurifères associées à des cisaillements et contenues dans des veines de quartz ± tourmaline ± carbonates, des filonets, des lentilles massives ou des disséminations de sulfures (*p. ex.* la Mine Eastmain, le gîte Zone Eau Claire, les indices des « *rapides du Dôme* », les indices du secteur Aquilon et de Patwon).
- Minéralisations aurifères à remplacement et disséminations de sulfures (*p. ex.* le gisement Éléonore avec la zone Roberto, la zone Marco).
- Minéralisations aurifères associées à des veines de quartz-carbonates encaissées dans des granitoïdes (*p. ex.* le gîte Cheechoo).
- Minéralisations aurifères stratiformes associées à des formations de fer, au faciès des sulfures et des oxydes-silicates, de type Algoma (*p. ex.* le gîte Orfée, les indices d'or des formations de fer des formations d'Auclair et de Dalmas).
- Minéralisations volcanogènes (SMV) en métaux usuels (Cu-Zn-Pb ± Au ± Ag; *p. ex.* le gîte de Coulon);
- Minéralisations à Cu-Au-Mo associées à des intrusions felsiques à intermédiaires porphyriques (*p. ex.* la Mine Troilus, le gîte Réservoir-Grid C-52, l'intrusion porphyrique de Moly).
- Minéralisations à Cu-Au-Ag-Mo magmatiques-hydrothermales associées à des intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite granitique (*p. ex*. le gîte du lac MacLeod, l'indice Mythril).
- Minéralisations épithermales argentifères *(p. ex.* le gîte du lac Elmer).
- Minéralisations à métaux usuels (Ni-Cu ± Co ± ÉGP ± Au) associées à du magmatisme mafique et ultramafique (*p. ex.* le gîte du lac Rocher, les indices du secteur du lac Gayot).
- Minéralisations chromifères (Ni ± ÉGP ± Au ± Ag) associées aux roches intrusives ultramafiques (*p. ex.* le gîte du Lac Menarik).
- Minéralisations de métaux rares (Li-Cs-Nb-Ta) associées aux granitoïdes ou à des dykes de pegmatite à spodumène (*p. ex.* les gîtes James Bay Lithium, Rose, Whabouchi).
- Minéralisations en fer associées à des formations de fer oxydé de type Algoma à quartz-magnétite (*p. ex.* les gîtes Duncan no 2, 3, 4 et 5).
- Minéralisations en uranium et thorium associées à des grès et des zones de faille et à des paléoplacers conglomératiques pyriteux uranifères (*p. ex.* le gîte d'Apple).
- Minéralisations diamantifères associées à des intrusions et des dykes kimberlitiques (*p. ex.* le gisement Renard).

L'intérêt pour la région d'Eeyou Istchee Baie-James s'est notamment accru durant les deux dernières décennies à la suite de la découverte en 2003, par Mines Virginia inc., des minéralisations aurifères épigénétiques de type « *Éléonore* » dans les roches métasédimentaires près de la limite des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (Ravenelle *et al.*, 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine *et al*., 2015; Fontaine, 2019) et, plus récemment, par la découverte de la zone aurifère Patwon, localisée dans la portion occidentale du Domaine d'Eastmain, sur le projet Elmer/Duxbury d'Azimut Exploration inc. La minéralisation aurifère est associée à des veines de quartz-pyrite et des épontes minéralisées et parfois bréchiques, qui s'injectent dans une zone de cisaillement à l'intérieur d'intrusions felsiques (± porphyriques), de volcanites felsiques et mafiques et de gabbro (Lulin, 2020). Le lecteur peut se référer au rapport D pour plus de détails sur la synthèse métallogénique de la Sous-province de La Grande.

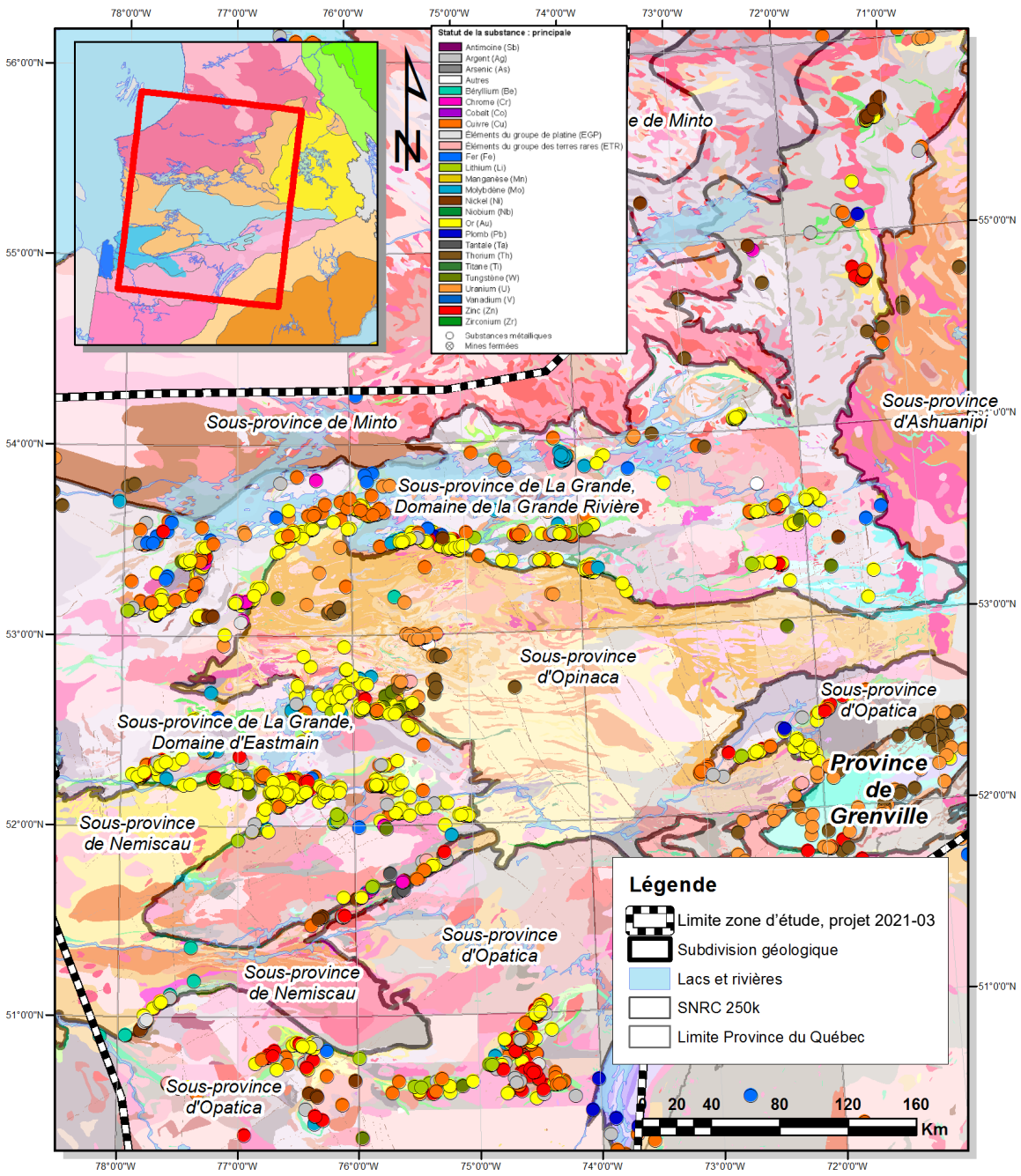


Figure 5. Localisation des corps minéralisés, par substance principale, de la base de données du SIGÉOM. Géologie du SIGÉOM (2022). Retour au texte. Retour au texte.

3.2.2 Sous-province d'Opinaca

La Sous-province d'Opinaca (**Figure 4**; Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990) est une sous-province métasédimentaire constituée d'un vaste ensemble de paragneiss et de migmatites dérivés de wackes feldspathiques comparable aux bassins d'English River et de Quetico en Ontario (Stott *et al.*, 2010). Ces roches sont injectées de multiples intrusions dont la composition varie de felsique à ultramafique (**SIGÉOM, 2022**). L'ensemble métasédimentaire forme le Complexe de Laguiche et s'étend sur presque toute la superficie de l'Opinaca (**Figure 5**). Ce complexe est majoritairement

composé de paragneiss, de métatexite et de diatexite provenant de la transformation progressive de wackes feldspathiques et de mudrocks, avec des lithologies mineures interstratifiées avec les roches métasédimentaires, par exemple, des métabasaltes et tufs felsiques, des formations de fer et des conglomérats polygéniques. La composition du mobilisat varie de tonalitique à granitique. Ces roches sont injectées de grands plutons de composition intermédiaire, fréquemment porphyriques à feldspath potassique, d'un volume important de tonalite et de granite, ainsi que par des intrusions ultramafiques métriques à hectométriques.

Ce grand bassin de wacke quartzo-feldspathique à biotite repose sur les roches des sous-provinces de La Grande et d'Opatica, mais le contact avec les roches du La Grande est maintenant affecté par des zones de cisaillement ou par des contacts intrusifs. La Sous-province d'Opinaca montre un métamorphisme croissant de ces bordures vers le centre et vers l'est. Le métamorphisme passe du faciès des schistes verts et atteint celui des granulites, avec l'apparition de l'orthopyroxène dans les roches détritiques et dans certaines intrusions. Le Complexe de Laguiche correspond aux vestiges d'un grand bassin sédimentaire dont l'âge de déposition se situerait entre 2720 Ma et 2690 Ma (Goutier et Côté-Roberge, 2019). Les datations U-Pb et les études de Duparc *et al*. (2016) et Duparc (2014) indiquent que les unités sédimentaires de l'Opinaca seraient contemporaines avec des unités sédimentaires de la Sous-province de La Grande comme les formations de Marbot, Keyano, de la Rivière Salomon et d'Auclair. Selon des études, la Sous-province d'Opinaca, ainsi que les sous-provinces de Quetico, de Nemiscau et d'Ashuanipi constitueraient soit :

1) un vaste prisme accrétionnaire (Percival, 1989; Percival et Williams, 1989),
2) des bassins d'arrière-arc (Percival, 1989; Moukshil et al., 2003) ou
3) un complexe métamorphique (Lapointe, 2008).

Ces modèles ne cadrent pas avec les nouvelles observations associées aux projets de cartographie géologique des dernières années par le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. La présence d'un contact concordant ou paraconcordant préservé des roches sédimentaires de l'Opinaca sur les volcanites du La Grande, l'absence d'une zone tectonique systématique entre ces deux sous-provinces et un métamorphisme qui augmente en s'éloignant du contact sont des éléments qui vont à l'encontre d'un modèle de prisme d'accrétion. La taille restreinte des ceintures volcaniques et l'abondance de socle ne concordent pas avec la définition d'un arc volcanique, contrairement aux bassins d'arrière-arc. Les roches exposées d'un complexe métamorphique sont sous-jacentes et plus anciennes que celles de la périphérie du complexe, ce qui n'est pas le cas dans cette sous-province. Sans toutefois éliminer complètement les trois hypothèses mentionnées ci-haut, plusieurs éléments suggèrent d'autres modèles de formation possibles pour ces sous-provinces (Opinaca, Nemiscau et Ashuanipi).

3.2.3 Sous-province de Nemiscau

La Sous-province de Nemiscau (**Figure 4**; Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990) est une sous-province métasédimentaire formée principalement de paragneiss migmatitisés à différents degrés, ainsi que de niveaux volcaniques en faible proportion, d'intrusions de composition tonalitique, granitique à granodioritique variablement migmatitisées et déformées, de filons-couches ultramafiques et de grandes masses pegmatitiques (Pedreira Pérez *et al*., 2018; SIGÉOM, 2022). Les bandes composées principalement d'assemblages de roches volcaniques et de roches intrusives mafiques à ultramafiques sont régulièrement disposées le long des contacts entre la Sous-province de Nemiscau et les sous-provinces voisines (Pedreira Pérez *et al*., 2018). La majorité des roches métasédimentaires a été assignée aux complexes de Rupert (Bandyayera et Daoudene, 2017; 2019) et de Jolicoeur (SIGÉOM, 2022). Ces deux complexes sont composés de paragneiss plus ou moins migmatitisés, de métatexites et de diatexites (60 % de la superficie du

complexe) dérivées de paragneiss (Remick et Ahmedali, 1974; Bandyayera et Daoudene, 2019). Ces roches sont injectées d'intrusions felsiques d'épaisseur centimétriques à kilométriques.

La géologie de la Sous-province de Nemiscau diffère de celle d'Opinaca puisqu'elle contient une composante volcanique non négligeable, ainsi que des bandes de granulites dérivées de la fusion des unités de tonalite, de diorite, d'amphibolite et de paragneiss (**Lexique stratigraphique, 2022**). Les travaux antérieurs effectués dans le Domaine d'Eastmain (Moukhsil et Doucet, 1999; Moukhsil, 2000; Moukhsil *et al*., 2001; Moukhsil et Legault, 2002) suggèrent que les sous-provinces de Nemiscau et d'Opinaca sont localement en contact stratigraphique avec la Sous-province de La Grande. Ceci pourrait indiquer que l'Opinaca et le Nemiscau ne représentent pas des roches métasédimentaires allochtones par rapport aux roches de la Sous-province de La Grande (Moukhsil et Doucet, 1999; Goutier *et al*., 1999a, 1999b). Les relations stratigraphiques, ainsi que des datations U-Pb (volcanisme, zircons détritiques et formation des diatexites) indiquent que la sédimentation de ce bassin se situe entre 2706 et 2697 Ma (Moukhsil *et al*., 2003 Beauchamp, 2018; David, 2018a; 2018b; 2020a; 2020b). La datation d'une intrusion granitique coupant les roches métasédimentaires indique aussi un âge minimum de sédimentation de 2672 ±2 Ma (Davis *et al*., 1995).

Le métamorphisme de cette sous-province est mal documenté puisque de grands secteurs n'ont fait l'objet que d'une cartographie de reconnaissance (Remick et Ahmedali, 1974). Dans le secteur sud du réservoir Opinaca (indice Mustang), les travaux de Mines Virginia inc. ont montré que le métamorphisme passe du faciès des schistes verts dans le secteur de la digue OA-11 et croit vers l'ouest pour atteindre le faciès des amphibolites supérieurs (Beauchamp, 2018). Dans le secteur de la rivière Pontax, situé entre les zones de cisaillement de la Basse-Eastmain, de Causabiscau et de la rivière Rupert, le métamorphisme croit du nord au sud, passant du faciès inférieur des amphibolites au faciès supérieur des amphibolites, marqué par l'accroissement du mobilisat dans les paragneiss (Remick et Ahmedali, 1974; Moukhsil, 2000; Moukhsil *et al*., 2001; Moukhsil et Legault, 2002). Le secteur du lac Nemiscau, situé plus au sud entre la zone de cisaillement de la Rivière Rupert et la Sous-province d'Opatica, montre un métamorphisme qui atteint celui des granulites (Pedreira Pérez *et al*., 2018; Bandyayera et Daoudene, 2017; 2019).

À l'image de la Sous-province de l'Opinaca, cette sous-province correspond au vestige d'un grand bassin sédimentaire qui se serait formé un peu avant 2700 Ma. Une étude géochimique et statistique par Doyon (2004) semble indiquer que les caractéristiques pétrologiques et géochimiques du bassin de Quetico sont similaires à celles des bassins de Nemiscau et d'Opinaca, ce qui suggère que ces trois bassins représentent un seul et même vaste bassin, et que les quelques différences, relativement mineures, sont probablement reliées à des sources d'érosion locales. Selon Card (1990) et Stott *et al*. (2010), l'extension vers l'est de la Sous-province d'English River pourrait être composée des bassins sédimentaires de Nemiscau et d'Opinaca du côté québécois.

4-Méthodologie

La méthodologie employée pour le rapport A se divise en 4 points :

1) La recherche bibliographique.
2) La construction du formulaire Access et la base de données relationnelle.
3) La description détaillée des corps minéralisés.
4) Un résumé de quelques observations tirées de la description détaillée des corps minéralisés.

4.1 Bibliographie

Pour chaque corps minéralisé, une revue non exhaustive des documents pertinents a été effectuée. Cette revue inclut les travaux statutaires (GM), les documents géoscientifiques du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles et de la Commission géologique du Canada, les publications scientifiques, les thèses et les mémoires universitaires, les présentations corporatives et les notices annuelles des compagnies, etc. La bibliothèque compte actuellement plus de 255 documents, en format PDF, référant aux corps minéralisés de la base de données. Pour une question d'espace numérique, seulement une partie de ces documents sont intégrés dans la base de données relationnelle et correspondant aux 30 corps minéralisés décrits en détail dans ce rapport (voir section 5.1).

4.2 Formulaire Microsoft® *Access* et la base de données relationnelle

Le défi est énorme pour combiner de l'information provenant de différentes sources dans une même base de données (*c.-à-d.* l'harmonisation des données). Pour rendre possible cette harmonisation et que les différentes sources d'informations puissent être comparées, un certain nombre de décisions doivent être prises. La structure du formulaire est grandement inspirée des travaux du projet CONSOREM 2003-2A (Trépanier, 2007) et des travaux de Eilu *et al.* (2007) et Eilu (2012) provenant de la base de données des dépôts du Bouclier fennoscandien, couvrant la Norvège, la Suède, la Finlande et l'ouest de la Russie (FOOD; *Fennoscandian Ore Deposit Database*). La structure de la base de données relationnelle, format Microsoft® Access, est illustrée à la **Figure 6**.

4.2.1 Formulaire Microsoft® Access

Le formulaire d'entrée de données Microsoft® Access pour la description des corps minéralisés se divise en 10 fiches thématiques (**Figure 7**) :

1) Les informations générales
- *a) Nom (ID unique).*
- *b) Nom alternatif.*
- *c) Année et méthode de découverte.*
- d) *Localisation géographique et géologique*.

2) Les informations opérationnelles
- *a) Statut du corps minéralisé.*
- *b) Informations de minage, les commodités et les ressources et réserves.*
- *c) Groupe et sous-groupe métallogéniques modifiés de Eilu (2012) et de Eilu et al. (2013a; 2013b).*
- d) *Meilleures intersections ou teneurs*.

3) Le contexte géologique
- *a) Lithologies encaissantes de la minéralisation et les dates associées.*
- *b) Lithologies adjacentes de la minéralisation, c.-à-d. les roches entourant ou en contact avec la roche encaissante de la minéralisation, mais ne contenant aucun potentiel de minéralisation (Eilu et al., 2007) et les dates associées.*

4) Les contrôles de la minéralisation
- *a) Morphologie.*
- *b) Dimensions (X, Y, Z)*
- *c) Direction et pendage (ou plongée) des zones minéralisées.*
- *d) Distribution de la minéralisation.*
- *e) Type et échelle du contrôle de la minéralisation (modifié de Peters,1993).*
- f) *Structure du corps minéralisé*.

5) **La description de la minéralisation**
   a) *Assemblages de la minéralisation et leurs importances.*
   b) *Âge de la minéralisation*.

6) **La description de l'altération**
   a) *Assemblages d'altération.*
   b) *Contrôles de l'altération.*
   c) *Importance et localisation de l'altération par rapport à la minéralisation*.

7) **Le métamorphisme**
   a) *Faciès métamorphique dominant de la roche encaissante.*
   b) *Assemblage minéralogique métamorphique.*
   c) *Rétromorphose de la roche encaissante*.

8) **Interprétation sommaire de mise en place et potentiel résiduel du secteur**

9) **Les figures**
   a) *Plans.*
   b) *Sections.*
   c) *Longitudinales.*
   d) *Blocs-diagramme 3D.*
   e) *Photos*.

10) **Les principales références sélectionnées**.

Au total, plus de 301 corps minéralisés (Au-Ag-Cu-Zn-Pb-Mo) ont été sélectionnés dans la base de données du SIGÉOM. La base des informations et des descriptions des corps minéralisés contenues dans la base de données provient du SIGÉOM. Par contre, dans chaque fiche thématique, une série d'informations supplémentaires sont compilées au moyen de listes de sélection déroulantes. Trois sources descriptives sont établies dans la base de données :

1) Source provenant des projets CONSOREM 2020-03 et 2021-03 dont la description des corps minéralisés a été effectuée par le scientifique de recherche responsable du projet (J. Lavoie), et qui sont en réalité les principaux gisements, gîtes et indices travaillés de la zone d'étude (30 corps minéralisés).
2) Source provenant du projet CONSOREM 2021-03 dont la description des corps minéralisés a été effectuée par deux assistants de recherche (G. D'Harlingue et R. Naulot), et en collaboration avec la Société de développement de la Baie-James (SDBJ; 230 corps minéralisés).
3) Source descriptive provenant de la base de données du SIGÉOM (2021) sur 22 corps minéralisés.

Pour la source descriptive 1, une section a été ajoutée dans chaque fiche thématique pour compléter avec un texte complémentaire et ainsi supporter une description plus robuste de chaque corps minéralisé. Un état (*report*) a été créé pour produire un document, format PDF dynamique de 145 pages, à partir des descriptions détaillées de 30 corps minéralisés provenant de ces textes complémentaires (**Annexe 1**). Une bibliothèque de plans, de sections, de coupes, de longitudinales, de blocs-diagramme 3D et de photos est intégrée au formulaire Microsoft® Access pour chacun de ces 30 corps minéralisés. Toutes ces images peuvent être visualisées dans un système d'information géographique (SIG) à partir d'un lien dynamique. Chaque référence citée

est liée avec un lien dynamique hypertexte et une appréciation de la qualité générale de la documentation est attribuée par les auteurs.

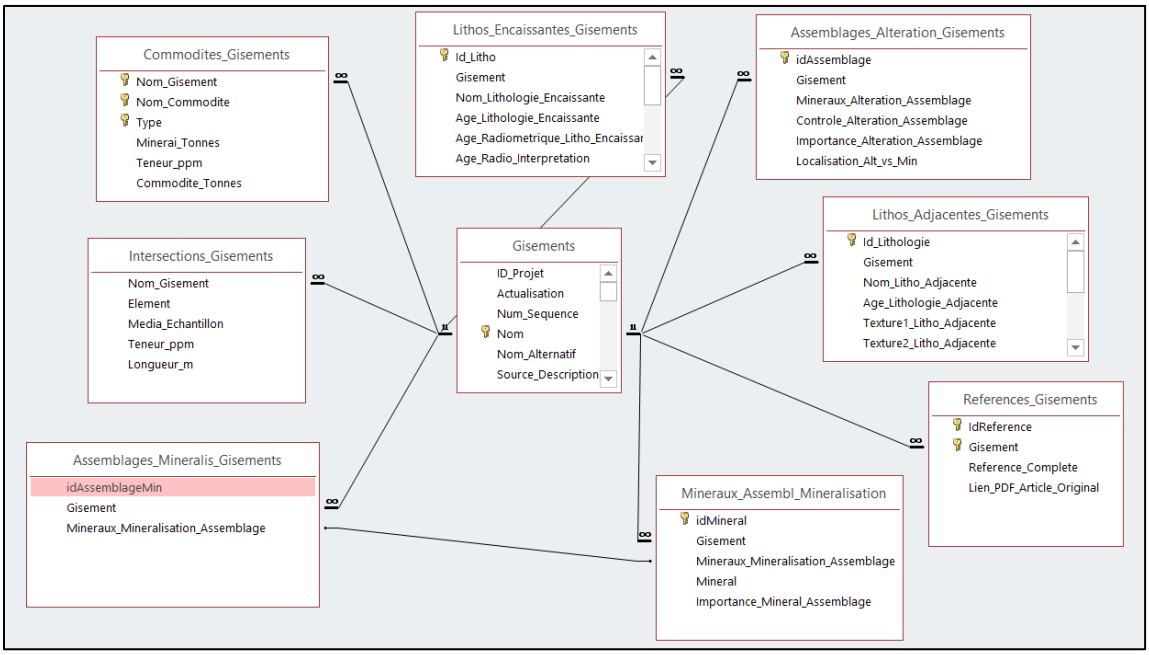


Figure 6. Schéma de la structure de la base de données relationnelle, format Microsoft® Access. **Retour au texte**.

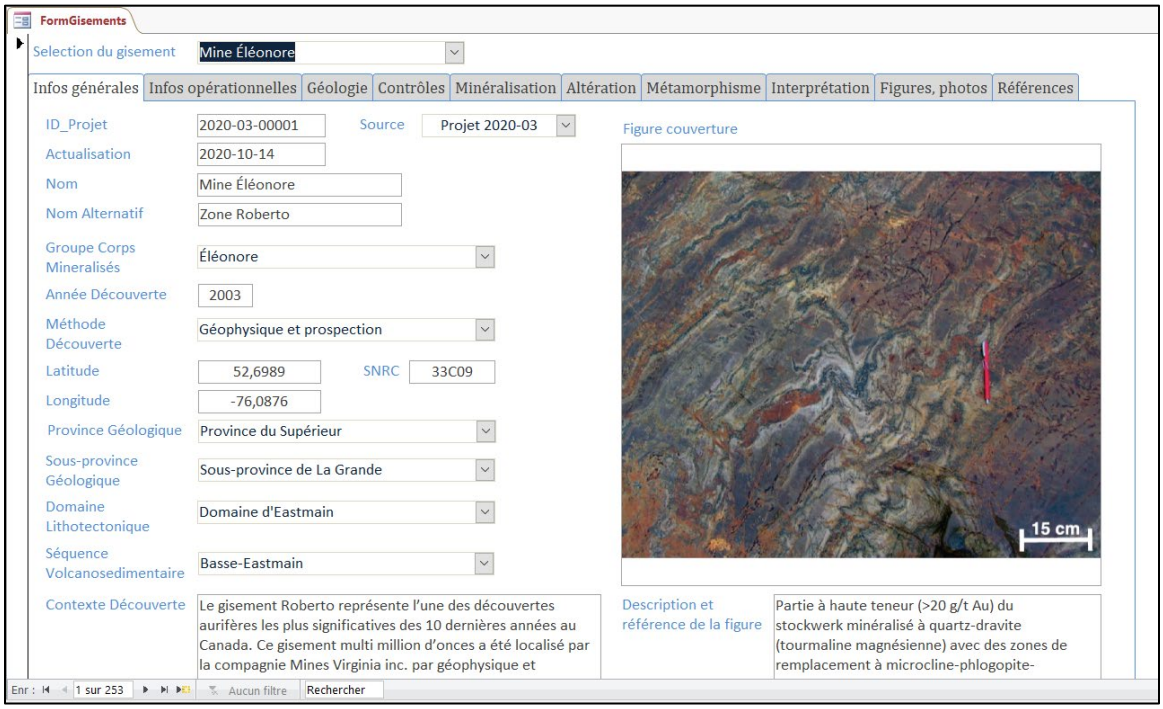


Figure 7. Interface du formulaire Microsoft® Access de la base de données relationnelle, avec les 10 fiches thématiques**.** **Retour au texte**.

4.2.2 Base de données

La base de données est soutenue dans un premier temps par Microsoft® Access (relationnelle) et a été transférée en 3 formats d'utilisation :

1) Un format ArcGIS – ESRI® (GDB) accompagné d'un projet MXD (relationnelle).
2) Un format QGIS (GPKG) accompagné d'un projet QGZ (relationnelle).
3) En fichier de formes (shapefile, SHP).

Pour le format ArcGIS – ESRI®, les images intégrées dans la base de données (photos, plans, sections, etc.) sont géoréférencées. Des procédures d'utilisation et de mise à jour (format GDB) ont été produites pour l'utilisation des formats GDB et GPKG pour en faciliter l'utilisation (**Annexe 2**).

5-Présentation des résultats

Pour la première phase du projet, le travail s'est concentré majoritairement sur la méthodologie, c'est-à-dire la recherche bibliographique, la construction du formulaire Microsoft® Access et de la base de données relationnelle. La deuxième phase du projet a permis d'effectuer les descriptions détaillées d'une majorité des corps minéralisés sélectionnés (279 sur 301). Cette description méticuleuse a donné l'occasion d'extraire une quantité substantielle d'informations provenant des divers documents de la littérature. Cette section présente quelques résultats générés dans le cadre de ce projet et impliquant directement l'analyse de la base de données.

5.1 Corps minéralisés, source descriptive projets 2020-03 et 2021-03

Comme mentionné précédemment, un total de 30 gisements, gîtes ou indices ont fait l'objet d'une description détaillée (**Tableau 1**) se résumant dans un texte divisé en 9 sections (**Annexe 1**) :

4) Le contexte de la découverte.
5) Le contexte géologique.
6) Le contrôle tectonique.
7) Les contrôles de minéralisation.
8) La minéralisation.
9) L'altération.
10) Le métamorphisme.
11) Les interprétations de la formation du corps minéralisé et du potentiel résiduel local.

En plus du document complet des descriptions, un tableau synthèse résumant l'information recueillie sur ces 30 descriptions a également été produit (**Annexe 3**). Les corps minéralisés sont regroupés en sous-provinces ou domaines dans le tableau synthèse :

1) Sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca (couleur mauve).
2) Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain et Sous-province de Nemiscau (couleur verte).
3) Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière (couleur rose).

Tableau 1. Liste des 30 corps minéralisés, source descriptive projets 2020-03 et 2021-03. Retour au texte.

Sous-province	Domaine/Séquence	Nom corps minéralisé	Lat	Long	SNRC	Statut/état	Année déc.	Signature métallique
Opatica et Opinaca	Frotet-Troilus	Mine Troilus	51,01	-74,47	32O/01	Mine fermée	1987	Au-Cu-Ag-(Bi)-(Te)-(Mo)
	Haute-Eastmain	Mine Eastmain (Zones A, B, C)	52,30	-72,09	33A/08	Mine fermée	1970	Au-Cu-Ag-(As)-(Bi)-(Te)
	Haute-Eastmain	Lac MacLeod (Main Showing)	52,23	-73,03	33A/03	Gîte	1982	Cu-Mo-Au-Ag-W
		Manuel	52,64	-75,67	33B/12	Indice travaillé	2006	Au-As-(W)
La Grande	Eastmain	Mine Éléonore	52,70	-76,09	33C/09	Mine active	2003	Au-As-Sb-Ni-Co-(Bi)-(W)-(Te)-(Pb)
		Cheechoo	52,62	-75,91	33B/12	Gîte	2013	Au-As-W-Te-Bi-(Sb)
		Zone Eau Claire (*Clearwater*)	52,22	-75,81	33B/04	Gîte	1987	Au-Te-(As)-(Ag)-(Bi)-(Mo)-(W)
		Réservoir Grid C-52	52,26	-76,49	33C/08	Gîte	1985	Cu-Au-(Ag)-(Mo)-(W)
		Patwon	52,32	-77,66	33C/05	Indice travaillé	1999	Au-(Ag)-(Pb)-(Bi)-(W)-(Te)-(Mo)
		Lac Elmer-Zone A21	52,34	-77,65	33C/05	Indice travaillé	1984	Au-Ag-Pb-Zn-Cu-(Te)
		Zone Contact	52,17	-76,46	33C/01	Indice travaillé	1996	Au-(As)-(Ag)-(Sb)
		Dome A	52,07	-75,65	33B/04	Indice travaillé	1935	Au-As-(Ag)-(Cu)
		Rosemary (Robert)	52,21	-75,85	33B/04	Indice travaillé	1995	Cu-Au-(Ag)-(Mo)
		Lac Ell	52,66	-76,13	33C/09	Indice travaillé	1964	Cu-Au-Ag-(Mo)-(Bi)
		JT	52,62	-75,96	33B/12	Indice travaillé	2005	Au-As-(Sb)-(Bi)
		Claude	52,60	-75,78	33B/12	Indice travaillé	2005	Au-As-Bi-Mo
Nemiscau		Mustang	52,17	-76,58	33C/02	Indice travaillé	2011	Au-As-(W)-(Te)
La Grande	La Grande Rivière	Zone 32	53,53	-76,56	33F/10	Gîte	1997	Au-Cu-(Ag)-(Sb)-(As)-(Bi)-(W)-(Hg)
		La Pointe	53,19	-76,86	33F/02	Gîte	1995	Au-As-Sb-W-(Ag)
		Orfée/Orfée Est	53,46	-75,22	33G/06	Gîte	1998	Au-As-(Bi)-(Te)-(Sb)-(Ag)
		Lac Yasinski-NE	53,36	-77,31	33F/06	Gîte	1989	Au-As-Ag-(Sb)-(Cu)-(Pb)-(Zn)
		Moby-Dick	53,07	-77,18	33F/03	Indice travaillé	2020	Au-Ag-(Bi)-(W)-(Mo)-(Pb)
		Gordie/Benoit/Will/Pierre	53,39	-77,44	33F/06	Indice travaillé	1999	Au-Ag-Te-Cu-Bi-Pb-Zn
		Zone Marco	53,31	-73,92	33H/05	Indice travaillé	2003	Au-As-Sb-(Ag)-(Cu)
		Zone Contact Ouest	53,31	-73,95	33H/05	Indice travaillé	2003	Au-As-Sb-(W)-(Ag)
		Mythril	53,56	-74,17	33G/09	Indice travaillé	2018	Cu-Au-Mo-Ag-Bi-Te-W-Re
		Firecracker	53,89	-74,12	33G/16	Indice travaillé	1997	Mo-Bi-(Cu)-(Au)-(Ag)-(Te)-(Zn)
		Lingo 3 Ouest	54,07	-72,53	33I/02	Indice travaillé	1997	Au-Ag-(Te)-(Pb)-(Cu)-(Zn)
		Ouf	53,90	-74,70	33G/15	Indice travaillé	2000	Cu-Ag-Pb-(Zn)
		Sao	53,32	-73,87	33H/05	Indice non travaillé	2004	Mo-Cu-(Ag)-(Au)-(Bi)

5.2 Cartes thématiques de la Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain

Les informations recueillies par les descriptions ont permis l'élaboration de cartes thématiques du Domaine d'Eastmain (**Figure 8**, **Figure 9**, **Figure 10** **et** **Figure 11**, **Annexe 4** et **Annexe 5**). À l'image des cartes des gîtes minéraux du Québec produites par le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles dans les années 1980 et 1990 (*p. ex.* Avramtchev, 1983; Avramtchev *et al*., 1990) où il est possible de visualiser rapidement la/les substance(s), la direction et la forme ainsi que la taille des corps minéralisés, plusieurs cartes du Domaine d'Eastmain ont été produites. Les cartes ont été conçues selon deux thématiques principales : 1) la métallogénie et 2) la lithologie encaissante des corps minéralisés. Elles permettent ainsi de visualiser facilement la taille, la forme, le groupe métallogénique (substances métalliques) et la lithologie encaissante dominante d'un corps minéralisé. Elles sont disponibles en plusieurs formats, avec comme arrière-plan la géologie (Thériault et Beauséjour, 2012) ou la magnétométrie (SIGÉOM, 2021). Les formats livrés sont : i) 4 cartes en format *Lettre* (216 x 279 mm (**Figure 8**, **Figure 9**, **Figure 10** **et** **Figure 11**), ii) 4 cartes en format 800 x 600 mm au 1/250 000 du SNRC 33B (Lac Lichteneger; **Annexe 4**) et iii) 4 cartes en format 800 x 600 mm au 1/250 000 du SNRC 33C (Lac Opinaca; **Annexe 5**). Les descriptions détaillées et les cartes thématiques ont permis de faire ressortir quelques constats intéressants et qui seront discutés sommairement dans les sections suivantes par deux exemples concrets : 1) secteur du gîte Zone Eau Claire; et 2) secteur des « rapides du Dôme[1] ».

5.2.4 Secteur du gîte Zone Eau Claire (*Clearwater*)

Le gîte Zone Eau Claire est une minéralisation aurifère d'importance localisée dans la partie orientale du Domaine d'Eastmain de la Sous-province de La Grande (**Figure 12**, **Figure 13**, **Annexe 1**, **Annexe 3** et **Annexe 4**). Les ressources et réserves totales d'or sont évaluées, selon la norme 43-101, à 6,68 Mt de minerai pour un total de 1,35 M oz Au à 6,3 g/t Au (teneur variant de 6,06 à 6,62 g/t Au), soit à 42,208 tonnes d'or (Puritch *et al*., 2018). La description détaillée des minéralisations de ce secteur provient majoritairement des travaux de Shaw (1991), Quirion (1996), Labbé et Grant (1998), Jourdain (1998), Jourdain et Morin (1999), Moukhsil (2000), Gauthier (2000), Cadieux (2000), Tremblay (2006), Moukhsil *et al*. (2003; 2007) et Valli *et al*. (2012).

La minéralisation de la Zone Eau Claire consiste en un réseau de veines parallèles de quartz-tourmaline aurifères en échelon et des zones de remplacement schisteuses à actinote-biotite-tourmaline. Les veines montrent des textures rubanées et laminées (*crack-seal* ou *open space filling*). La minéralisation est encaissée dans des amphibolites (volcanisme mafique) à la base d'essaims de dykes quartzo-feldspathiques porphyriques à phénocristaux de feldspath (QFP) et d'unités volcanoclastiques (ou sédimentaires) felsiques de la Formation de Natel (2739 à 2720 Ma; Moukhsil *et al*., 2003). Un échantillon de rhyolite a donné un âge de 2739 ± 5 Ma (Moukhsil, 2000). Les roches encaissantes sont au faciès supérieur des amphibolites avec un métamorphisme régional prograde allant du faciès supérieur des schistes verts à l'ouest au faciès supérieur des amphibolites à l'est.

Deux phases de déformation sont connues dans le secteur. La première est la plus intense et se traduit par une fabrique composite S0-S1. La seconde est associée à des plis droits d'orientation E-O faiblement plongeant vers l'ouest. Un clivage de plan axial E-O subvertical (S2) y est relié. Les veines principales (B, C, D, F, G, H, I, P, JQ, R et S) sont localisées sur le flanc sud d'une antiforme

[1] À noter que cette section fût écrite avec les informations compilées dans le cadre de la phase I du projet seulement et non celles compilées dans le cadre de la phase II.

anticlinale P2 d'orientation est-ouest, plongeant faiblement vers l'ouest-sud-ouest. Les veines sont subparallèles aux plans axiaux P2. Les plis P2 sont tronqués par une zone de cisaillement majeure, le couloir de déformation d'Aupapiskach. Cette zone de cisaillement est orientée NE-SO, à mouvement senestre et associée à D2. Les veines sont localisées dans des zones de cisaillement ductiles-fragiles anastomosées et dans des zones de remplacement schisteuses à actinote-biotite-tourmaline.

Les assemblages de minéralisation consistent à < 5 % pyrite ± pyrrhotite ± chalcopyrite ± pentlandite avec de l'or libre ou associé à des tellurures de bismuth ou de nickel (mélonite). De l'arsenic, du molybdène et du tungstène sont également rapportés. La signature métallique de la minéralisation se compose des métaux suivants : Au-Te-(As)-(Ag)-(Bi)-(Mo)-(W) avec un rapport Au/Ag = 10. Les altérations dominantes sont une tourmalinisation, une altération magnésienne, une carbonatation et une silicification. Les épontes altérées, généralement sur moins d'un mètre aux pourtours des veines, sont schisteuses, hétérogènes et composées d'actinote, de biotite, de tourmaline et de carbonates. Un front de tourmalinisation se développe selon des bandes favorables parallèles à la foliation. Des variations importantes de l'altération sont observées en fonction de la lithologie encaissante : soit mafique ou felsique.

Le gîte est de forme tabulaire régulier et orienté N085°/45°. Les contrôles de la minéralisation sont en partie structuraux (plans axiaux, charnières de plis, *oreshoot*s orientés selon la linéation d'intersection et minéralisation associée à des zones de cisaillements) mais également lithologiques. En effet, les nouvelles études de **Fury Gold Mines** (Frappier-Rivard, Congrès XPlor 2021) démontrent que la minéralisation est également contrôlée par des facteurs lithologiques et lithogéochimiques :

1) Les ressources sont localisées aux contacts entre deux unités de basaltes distincts, soit un basalte magnésien (Mg) et un basalte ferrifère (Fe).
2) Les zones d'altérations sont observées à l'interface de ces deux basaltes et parallèles à la stratigraphie.
3) Les veines de quartz-tourmaline sont principalement localisées à la base des essaims dykes quartzo-feldspathiques porphyriques (QFP).

Ces nouvelles interprétations amènent une nouvelle compréhension du gîte, même s'il a été découvert en 1987, et génèrent de nouvelles cibles d'exploration dans les secteurs « *charnière* » et « *flanc* » (*Hinge* et *Limb*). Les derniers travaux de **Fury Gold Mines** ont intersecté en forage des intervalles jusqu'à 9,36 g/t Au sur 3,0 mètres dans le secteur *Hinge* (**Communiqué de presse de Fury Gold Mine, lundi 29 novembre 2021**), démontrant le fort potentiel à faible profondeur et la possibilité de l'empilement (*stacking*) des zones minéralisées. Selon les études, la minéralisation serait syn-métamorphique et se serait mise en place dans des plans axiaux de charnières de plis, tardivement durant l'évènement de déformation D1 ou précocement durant l'évènement D2, adjacents à une zone de cisaillement majeure (Couloir d'Aupapiskach).

La compilation de ce gîte et les cartes thématiques nous indiquent que dans le secteur principal (**cercles rouges; Figure 13**), les minéralisations sont à dominance Au-Te-(As)-(Ag)-(Bi)-(Mo)-(W) et avec une lithologie encaissante principale dominée par des amphibolites ou des basaltes. La morphologie générale des corps minéralisés est tabulaire régulier et avec présence d'amas de molybdène et de cuivre. Plus à l'est (secteur des lacs Snake et Clovis et des indices Ours et Faille Cannard; **carrés mauves; Figure 13**), les corps minéralisés sont à dominance Au-Ag-(Cu)-(Zn)-(Pb)-(As) ayant comme roches encaissantes dominantes des schistes et des roches conglomératiques felsiques.

Des minéralisations interprétées comme étant synvolcaniques sont également reconnues à l'ouest du gîte Zone Eau Claire (*p. ex.* les indices Rosemary (Robert) et Rosemary-NE; **hexagones bleus**, **Figure 13**). L'indice travaillé Rosemary (Robert) consiste en un stockwerk de veinules de quartz-calcite-sulfures ± épidote cupro-aurifère déformé, ou en plaquage de fractures, encaissées dans des roches volcaniques mafiques. Le stockwerk est spatialement associé à un dyke tonalitique-granodioritique porphyrique à phénocristaux de feldspath, centimétriques à décimétriques (Gauthier, 2000). La minéralisation est encaissée dans des amphibolites (basaltes, tufs et leucogabbros) de la Formation de Natel (2739 à 2720 Ma; Moukhsil *et al.*, 2003) et coupée par l'essaim de dykes porphyriques à phénocristaux de feldspath. Cette séquence mafique est intercalée de niveaux sédimentaires (siltstones, wackes, conglomérats déformés ainsi que des formations de fer à magnétite). Le stockwerk de veinules est plissé et disloqué, coupant les roches volcaniques mafiques altérées et l'essaim de dykes porphyriques, qui eux aussi sont plissés et disloqués. La morphologie se présente en lentilles irrégulières orientées N085°/55°. L'assemblage de la minéralisation se compose de 1 à 10 % chalcopyrite-magnétite. Des traces à 1 % pyrite-pyrrhotite, accessoirement de la malachite ± azurite, de rares observations de molybdénite, du cuivre natif hypogène sont localement présentes. La composition métallique est à Cu-Au-(Ag)-(Mo) avec des rapports Au/Ag < 1. Les teneurs en or suivent généralement les teneurs en cuivre. Les teneurs en molybdène demeurent faibles. Les altérations dominantes sont des altérations potassiques, magnésiennes ou calco-silicatées et une oxydation. Les roches volcaniques mafiques sont altérées en biotite-actinote ± carbonates. Une altération en magnétite accompagne les zones d'altération potassique formant des anomalies magnétiques positives à l'aplomb de l'indice. Une altération en épidote dans les épontes des veinules et veines de quartz-calcite est également observée. Une partie de la minéralisation est interprétée comme étant d'origine magmato-hydrothermale associé à un dyke synvolcanique de composition tonalitique à granodioritique à texture porphyrique (phénocristaux de feldspath) et une autre partie de la minéralisation pourrait être pré- à syn-métamorphique et associée à une (ou des) phase(s) de déformation (D1 ou D2), adjacente à une faille majeure (remplissage de fracture) ou contrôlée structuralement par un pli régional (charnière de pli).

Plusieurs modèles de formation des veines aurifères du gîte Zone Eau Claire ont été proposés dans le cadre des études du dépôt. Cadieux (2000) propose que ces zones de cisaillements soient postérieures à une foliation régionale S0-S1 qu'elles recoupent et qu'elles soient antérieures ou précoces par rapport à l'épisode de plissement (D2 ou D3), puisque certaines veines et certaines parties de l'altération accompagnant les veines montrent des évidences de plissement. Tremblay (2006) propose que la formation des veines de quartz-tourmaline minéralisées ait été circonscrite à une période située entre un stade tardif de l'évènement D1 et un stade précoce de l'évènement D2. Elle propose également deux interprétations pour expliquer la mise en place des veines de quartz-tourmaline. Le premier modèle propose la formation d'un échelon de veines d'extension pendant un incrément tardif de l'épisode de déformation D1. Ce modèle a l'avantage de pouvoir expliquer la géométrie en échelon du système de veine qui semble être observé sur le terrain. Le second modèle propose plutôt des veines formées au début de l'évènement D2. Dans ce cas, les veines auraient pu être amorcées en extension dans la charnière du pli régional et continuer leur évolution en cisaillement, ce qui permet d'expliquer la position de la zone minéralisée par rapport au pli régional. Pour cette auteure, l'hypothèse de veines en remplissage de faille est écartée :

1) car ce mode de formation ne permet pas d'expliquer la géométrie en échelon des veines;
2) sur la base de l'aspect répétitif des veines et leurs longueurs limitées qui correspondraient à des zones de cisaillement sans continuité latérale;

3) vu l'incompatibilité entre les linéations d'étirement de faible plongée et la relation angulaire observée entre les veines et la schistosité S2.

Selon Valli *et al.* (2012), à l'échelle du dépôt, la variation d'orientation S2, notamment entre les zones 850 West et 450 West, pourrait correspondre à :

1) la réfraction de la foliation causée par des différences de compétence entre les lithologies plissées;
2) la position relative du point de mesure par rapport à la surface de la ligne d'articulation P2;
3) un troisième évènement de déformation ou;
4) une combinaison de ces facteurs.

Les veines aurifères se seraient principalement mises en place dans la charnière de plis P2 à l'échelle kilométrique adjacente à une zone de cisaillement D2 majeure. Selon Tremblay (2006) et Valli *et al*. (2012), le contact entre la bande de roches sédimentaires/volcanites felsiques et les volcanites mafiques, le contact entre les deux types de basaltes (Mg versus Fe) de même que la présence de l'essaim de dykes felsiques représentent une zone de fort contraste de compétence qui aurait pu favoriser la fracturation à l'échelle du dépôt et serait un critère très important à la mise en place du gisement Zone Eau Claire. De plus, la forte variation géochimique associée aux changements de lithologies aurait pu favoriser les réactions entre les fluides minéralisateurs et l'encaissant et, par le fait même, la formation de veines minéralisées telle que proposée par Tremblay (2006). Le potentiel régional pour trouver des minéralisations d'or orogénique demeure très grand dans le secteur, spécifiquement le long des zones de déformation Cannard, North Trend et la structure du Lac Clarkie. Les nombreux indices déjà découverts (*p. ex.* Snake Lake, Lac Clovis, Nantel, Knight, Percival, Serenpidity) démontre bien ce potentiel.

Les indices Rosemary (Robert) et Rosemary NE présentent de nombreuses similitudes avec le gisement porphyrique synvolcanique "*Island Copper*" en Colombie-Britannique. Ce gisement est associé à un dyke tonalitique à granodioritique porphyrique de 1,6 x 0,15 km (0,2 km^2) et a produit 366 Mt à 0,34% Cu, 0,017 % Mo, 0,19 g/t Au et 0,8 g/t Ag (Osatenko *et al*., 2021; Perellò *et al*., 1995). La minéralisation, accompagnée d'une altération à magnétite, est contenue dans les volcanites encaissant le dyke. À l'indice Rosemary (Robert), l'horizon de basalte riche en magnétite et correspondant à la forte anomalie magnétique à l'aplomb de l'indice pourrait représenter une zone d'altération à magnétite associée à l'essaim de dykes tonalitiques porphyriques, à l'image de la mine "*Island Copper*". Les fluides minéralisateurs auraient pu alors fracturer les basaltes encaissants et remplir les fractures par un stockwerk de veines et veinules de quartz cuprifères. La relation spatiale de la minéralisation avec les dykes felsiques porphyriques et la nature de la minéralisation (Cu-Au ± Mo ± Ag) pourraient suggérer une mise en place de cette dernière durant l'épisode de volcanisme (Formation de Natel) et pourrait être associée à des essaims de dykes felsiques porphyriques d'origine synvolcanique. Par contre, le plissement et la dislocation des dykes felsiques porphyriques et de la minéralisation pourraient suggérer une autre hypothèse de formation. La minéralisation pourrait être en partie contrôlée structuralement par le pli régional P2. La zone minéralisée et l'anomalie magnétique sont localisées directement dans la charnière de pli P2. De plus, l'abondance de ces dykes tout le long de la faille Cannard (Gauthier, 2000) et la présence d'une zone de cisaillement majeure, soit le couloir de déformation d'Aupapiskach, pourraient appuyer cette hypothèse. La minéralisation pourrait aussi être associée aux essaims de dykes felsiques porphyriques d'origine synvolcanique et reprise lors des épisodes de déformation D1 et D2. Quelle que soit l'hypothèse retenue, le niveau de métamorphisme élevé pourrait impliquer que la majeure partie de la minéralisation ait été érodée et que les indices représentent

les racines d'un système porphyrique ou que le système serait localisé à l'extrémité du système minéralisateur et représenterait la partie la moins minéralisée comme proposée par Perellò *et al*. (1995) à "*Island Copper*". Ce dernier mentionne que la minéralisation semble s'affaiblir aux deux extrémités du complexe minéralisé. Selon Jourdain (1998), l'association entre les fortes teneurs en cuivre et la présence de magnétite indiquent que le potentiel de découvrir des minéralisations cuprifères en dehors de l'anomalie magnétique connue demeure faible, du moins pour des minéralisations plus superficielles.

Ces observations tendent à démontrer que dans le secteur, il existe une grande variété de minéralisations associées à plusieurs contextes métallogéniques, avec des signatures métalliques et des altérations hydrothermales différentes, encaissées dans différentes lithologies, avec des contrôles de la minéralisation hétéroclites, et s'étalant sur une longue période. Ces observations sont très importantes et démontrent bien l'importance de l'homogénéisation des données pour rassembler toutes ces informations dans une même base de données. Cet aspect, soit l'homogénéisation des données, sera discuté plus en détail dans la section synthèse.

5.2.4 Secteur des « *rapides du Dôme* »

Les indices dans le secteur des « *rapides du Dôme* » sont des minéralisations aurifères localisées dans la partie orientale du Domaine d'Eastmain de la Sous-province de La Grande (**Figure 14**, **Figure 15**, **Annexe 1**, **Annexe 3** et **Annexe 4**). La description détaillée des minéralisations de ce secteur, et surtout l'indice Dome A, provient majoritairement des travaux de Moukhsil *et al*. (2003), Gauthier (2000), Gauthier et Larocque (1998), Labbé et Grant (1998), Flamand et Lanthier (1996) et Lanthier et Simard (1995). Il est bon de mentionner que ce secteur est maintenant en grande partie submergé.

À la suite à la découverte du gisement aurifère Dome à Timmins en Ontario en 1910, la Dome Mines Ltd. voit le jour. En 1935 et 1936, elle entreprend la première prospection aérienne à la Baie-James dans le secteur de la partie inférieure de la rivière Eastmain, ainsi qu'au nord, sur près de 30 000 milles carrés (McCrea, 1936). Des veines de quartz et des zones de sulfures ont été testées à la batée et échantillonnées pour des analyses. Une série de décapages et de forages ont révélés quelques indices d'or dont la meilleure teneur était de 9,3 g/t Au sur 0,91 mètre (échantillon #3354) à l'époque dans le forage 3 de la zone A (sans auteur, GM 09863B). Ces indices sont localisés près de l'anomalie aurifère d'A.P. Low (Low, 1896). Les nouveaux indices, qui sont ainsi mis à jour, seront connus sous le nom de « *rapides du Dôme* » de l'Eastmain, en l'honneur des pionniers qui ont découvert le « *Dome* » de Timmins (Gauthier, 2000). La minéralisation aurifère s'observe dans des veines de quartz-ankérite ± tourmaline ± calcite déformées (plissées) ou ses épontes altérées et minéralisées. Les veines sont encaissées dans des intrusions intermédiaires à ultramafiques, et plus rarement dans des roches volcaniques mafiques à felsiques en alternance avec des horizons de roches métasédimentaires (grauwackes et shales graphitiques) de 1 à 10 mètres d'épaisseur (Lanthier et Simard, 1995). Ces roches appartiennent à la Formation de Natel (2739 ± 5 Ma; Moukhsil, 2000). À l'indice minéralisé Dome A (#15 sur la **Figure 15**), les veines sont injectées dans une diorite fracturée et silicifiée, et contenues dans des zones de cisaillements. La diorite est équigranulaire (grains fins à moyens) et se situe à proximité d'une andésite bréchiforme. Ces lithologies font partie des unités « *Gabbro et diorite de la Moyenne Eastmain* » (**SIGÉOM, 2022**), s'injectant dans les roches volcaniques de la Formation de Natel ou au contact avec les formations de Natel et d'Anaconda. Ces intrusions se présentent sous forme de petites masses, de dykes ou de filons-couche. Les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Natel sont en contact au sud de l'indice avec un large pluton, soit le Pluton de Quindèle. Le pluton encaisse quelques indices chromifères ± ÉGP. Ces minéralisations se présentent en injections de chromitite recoupant

l'encaissant ultramafique et sont localisées au SO de l'indice Dome A (*p. ex.* l'indice Dominic / Sledgehammer; valeurs jusqu'à 36,79 % Cr_2O_3 et 1,994 g/t ΣÉGP).

Le secteur des *« rapides du Dôme »* est localisé dans un domaine, selon Labbé et Grant (1998), qui est délimité par les failles Lloyd et Dôme et se caractérise par une grande structure synclinale, le synclinal du lac Brendan. Ce synclinal est localisé au sud de l'indice Dome A et est interprété à partir des différents critères de polarité observés lors de la cartographie de terrain de ces deux auteurs (coussins dans les basaltes et granoclassement dans les wackes). Comme il affecte principalement des roches volcaniques sans litage apparent, il est impossible de déterminer la forme de ce pli; il pourrait aussi bien s'agir d'une structure antiforme que d'une structure synforme.

Les minéralisations aurifères sont directement reliées à des zones de cisaillements à l'intérieur ou en bordure des filons-couche ultramafiques à intermédiaires et se retrouvent dans un corridor de déformation de plus grande envergure. Plusieurs de ces zones de cisaillements sont présentes sur les rives actuelles et passées de la rivière, correspondant à un linéament majeur parallèle à la schistosité principale régionale (Lanthier et Simard, 1995) et qui correspondrait avec ce corridor de déformation majeur. À l'indice Dome A (#15 à la **Figure 15**), les veines sont encaissées dans des zones de cisaillements orientées parallèlement à la schistosité, soit à environ N110° avec un pendage abrupt de 84°. Une linéation d'étirement subverticale à très abrupte accompagne la schistosité principale et les zones de cisaillements. La minéralisation se présente en remplissage de fractures. Ces fractures semblent se former par un fort contraste rhéologique entre la roche encaissante et les roches volcaniques mafiques et métasédimentaires adjacentes.

La morphologie de la zone minéralisée à l'indice Dome A est tabulaire régulier et orientée parallèlement à la schistosité principale dans ce secteur, soit N110°/84°. Par contre, d'autres travaux (*p. ex.* Flamand et Lanthier, 1996; Lanthier et Simard, 1995) indiquent que la schistosité principale et les zones de cisaillement sont généralement orientées de N070° à N075° avec un pendage subvertical, et également accompagnées par une linéation d'étirement subverticale à abrupte. L'hypothèse de la présence de deux systèmes en cisaillements conjugués n'est pas à éliminer. Une autre hypothèse serait que la zone minéralisée suit tout simplement l'orientation du dyke ou du filon-couche de diorite à cet endroit (**Figure 14b**). La zone minéralisée mesure 100 mètres de longueur, et son épaisseur varie entre 1,2 et 7,6 mètres de largeur et est intersectée à faible profondeur (~15 mètres). La meilleure intersection a retourné des teneurs de 9,3 g/t Au sur 0,91 mètre avec des valeurs anomales sur plusieurs mètres de part et d'autre de cette intersection (< 1 g/t Au). Dans le secteur de la grille Dome (propriété Eastmain-Ouest), plusieurs cisaillements aurifères ont été identifiés. Ceux-ci définissent un corridor de déformation d'au moins 1 kilomètre de largeur près de la rivière Eastmain. Ces zones de cisaillements aurifères recoupent des volcanites mafiques (indices Fischer et LA), des gabbros (indice PP-51), des roches ultramafiques (indices LA et Dome C), des diorites (indice Dome A) et des wackes lithiques ainsi que des conglomérats polymictiques (indice Dome K ou K) (Lanthier et Simard, 1995).

La minéralisation est constituée d'arsénopyrite et de pyrrhotite disséminées, accompagnées de petites quantités de chalcopyrite et de pyrite. L'arsénopyrite est le minéral métallique prédominant. Des concentrations importantes de sulfures sont observées localement aux épontes des veines de quartz. Selon Gauthier (2000), la minéralisation se présente selon trois formes :

1) Des schistes à chlorite-ankérite-tourmaline imprégnés d'arsénopyrite en disséminations allant, localement, jusqu'à des concentrations semi-massives.
2) En stockwerks de filonets ou en filons de quartz- ankérite ± tourmaline ± fuchsite et aux épontes minéralisées.

3) En brèches hydrauliques à matrice de quartz- ankérite-biotite et à fragments de gabbro, de conglomérat et de siltstone très ankéritisés. L'or est associé à l'arsénopyrite.

Les éléments métalliques enrichis sont Au-As-(Ag)-(Cu). Les rapports Au/Ag sont plus grands que 2 (Au/Ag > 2). Tous les indices du secteur renferment des quantités variables d'arsénopyrite, mais la corrélation or-arsénopyrite n'est toutefois pas directe. Des concentrations importantes d'arsénopyrite sont observées localement sans qu'il y ait d'or associé en grande quantité (Lanthier et Simard, 1995). Selon ces derniers, le secteur de la grille Dome présente un bruit de fond en or très anomal (100 ppb à 1 ppm Au). Mais il semble que la distribution de l'arsénopyrite ne suit qu'en partie celle des veines aurifères. En effet, Gauthier (2000) rapporte que tous les indices d'arsénopyrite ne sont pas nécessairement minéralisés en or. C'est le cas de l'indice Seuil, un gabbro cisaillé transformé en schiste à chlorite qui contient plus de 80 % d'arsénopyrite. Un concentré d'arsénopyrite de cet indice n'a retourné que 96 ppb d'or à l'analyse.

L'altération au voisinage de la zone minéralisée consiste en une carbonatation intense, visible par la présence d'ankérite. La diorite encaissante est aussi fracturée, silicifiée et accompagnée de veines et veinules de quartz-ankérite ± tourmaline ± fuchsite. Gauthier et Larocque (1998) mentionnent qu'a l'indice K, une forte biotitisation accompagne l'ankéritisation dans les zones aurifères de plus haute teneur. Ce secteur est aussi caractérisé par des altérations tardives en arsénopyrite plus répandues que les veines aurifères (Flamand et Lanthier, 1996). Ces zones d'altération ne sont toutefois que légèrement anomales en or.

Le secteur des « *rapides du Dôme* » est localisé dans une des plus importantes anomalies en arsenic dans les sédiments de fond de lacs du Québec (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000). Cette anomalie géochimique arsénifère semble continue entre le secteur des « *rapides du Dôme* » et celui d'Auclair (Gauthier, 2000). Elle relie des terrains de niveaux métamorphiques très différents, du faciès des schistes verts aux « *rapides du Dôme* », au faciès moyen des amphibolites à Auclair (Frappier-Rivard. 1999).

La compilation a permis de faire ressortir que les corps minéralisés dans ce secteur sont majoritairement encaissés dans des intrusions intermédiaires à ultramafiques avec des morphologies tabulaires. Les sous-groupes métallogéniques sont à dominance Au-As, accompagné de métaux usuels. Seuls les corps minéralisés #86 et #87 (**Figure 15**) sont encaissés dans des roches exhalatives (#86) ou sédimentaires (#87). Le corps minéralisé #86 (Clearwater-Sud) est matérialisé par des lentilles de sulfures massifs concordantes et stratiformes et est associé à des niveaux de chert graphitique, ce qui diffère des veines de quartz aurifères encaissées dans des zones de cisaillements. La présence des minéralisations aurifères majoritairement encaissées dans des intrusions intermédiaires à ultramafiques suggère, en plus d'un contrôle cinématique, un contrôle rhéologique important et chimique (?) pour la mise en place de la minéralisation. En effet, Moukhsil *et a*l. (2003) interprète la mise en place de ces veines aurifères (*p. ex.* indices Dome A, Brenda et Dome K ou K) comme étant pré-D1 à syn-D1 et associée à des zones de déformation intense produites lors d'un évènement D1 impliquant des chevauchements, de la verticalisation des strates et de l'imbrications E-O entre 2703 et 2693 Ma. Les arguments avancés par ces derniers sont :

1) que ces veines sont subparallèles ou légèrement à angle avec la schistosité S1;
2) qu'une linéation d'étirement abrupte dans le plan de la schistosité S1 est compatible avec les fabriques C-S observées dans les zones de cisaillement;

3) que les veines et les zones de déformations ont subi les effets de la déformation D2 (p. ex. plissement).

De plus, la présence des filons-couche ultramafiques à intermédiaires semble jouer un rôle structural et également chimique dans la localisation et la formation des zones riches en or (Lanthier et Simard, 1995). La différence rhéologique entre les filons-couches ou les dykes ultramafiques à intermédiaires et un encaissant basaltique ou sédimentaire aurait pu favoriser la formation de ces zones de cisaillements (*p. ex.* indices LA, Fisher, Dome K ou K) lors de la déformation principale D1. Certains niveaux différenciés enrichis en fer, pourraient représenter des pièges chimiques favorables à la précipitation de l'or. Les fluides hydrothermaux et minéralisateurs auraient pu emprunter la zone de cisaillement de la rivière Eastmain et circuler le long des anisotropies préexistantes ou former des fabriques C-S à l'intérieur de ce corridor de déformation majeur. Les veines aurifères de quartz-ankérite ± tourmaline ont pu se développer dans ces cisaillements, préférentiellement au contact ou en bordure des contacts lithologiques entre les unités de « *Gabbro et diorite de la Moyenne Eastmain* » et les roches volcaniques mafiques de la Formation de Natel. La différence rhéologique entre ces deux unités aurait pu favoriser la fracturation des roches encaissantes et permettre ainsi aux fluides de circuler dans ces pièges structuraux et chimiques. La minéralisation aurait pu également se mettre en place durant le plissement de la séquence volcano-sédimentaire. La présence d'une grande structure synclinale, le synclinal du lac Brendan, localisée au sud de l'indice Dome A, pourrait favoriser une telle hypothèse. Cette dernière hypothèse serait valide, si et seulement si, ce synclinal était associé à la phase de déformation D1.

Par la suite, l'évènement de déformation régionale D2 a affecté la minéralisation en déformant intensément les éléments en présence, soit les zones de déformation aurifères et les veines aurifères de quartz-ankérite ± tourmaline ± sulfures. Cette hypothèse se base sur l'intense plissement observé affectant les veines et les zones de déformation, par exemple, à l'indice K. Ces mêmes hypothèses sont également émises pour la mise en place des minéralisations dans le secteur de l'indice aurifère Zone Contact, localisé à environ 60 kilomètres à l'ouest.

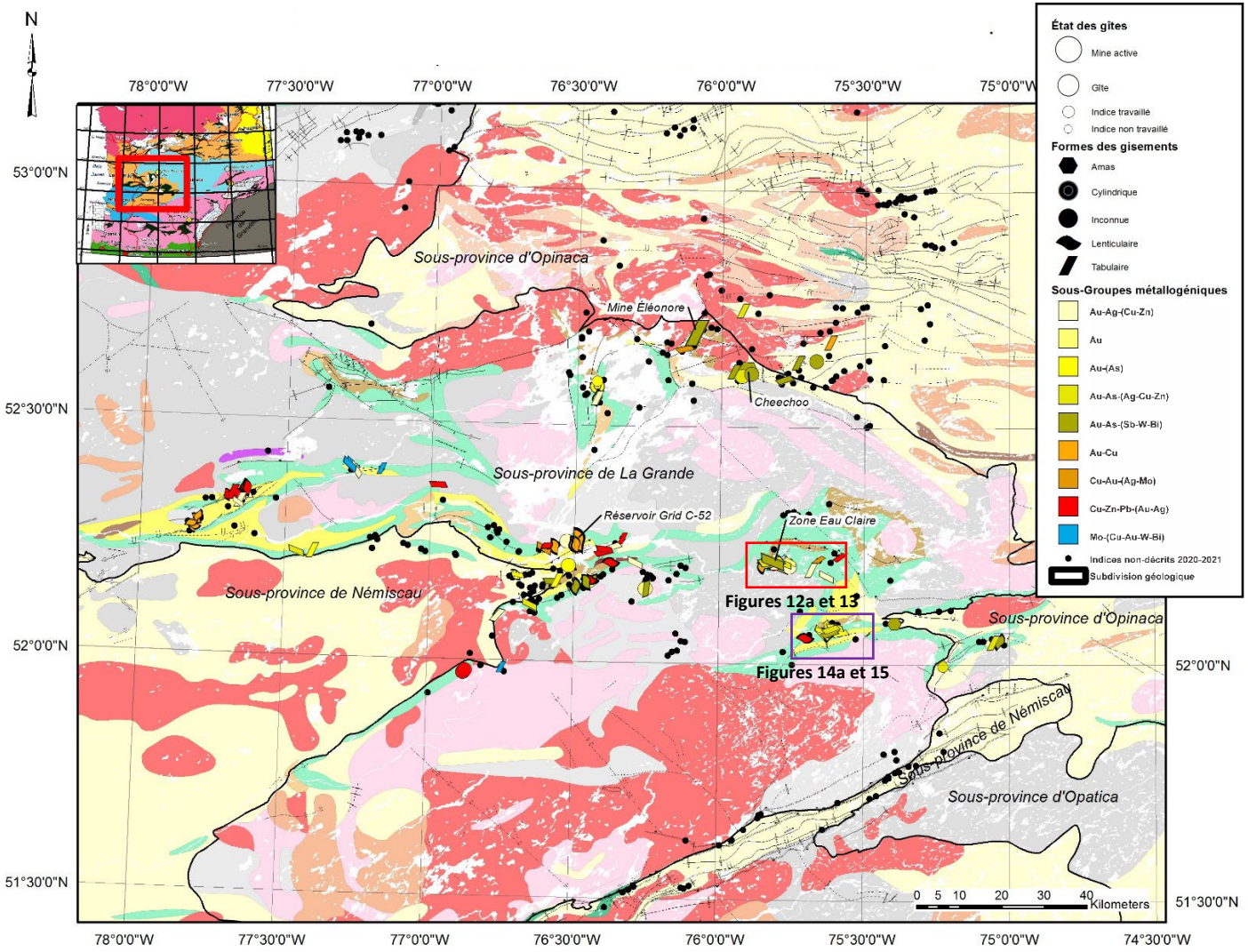


Figure 8. Cartes thématiques du Domaine d'Eastmain, thème métallogénie. Géologie de Thériault et Beauséjour (2012). **Retour au texte**.

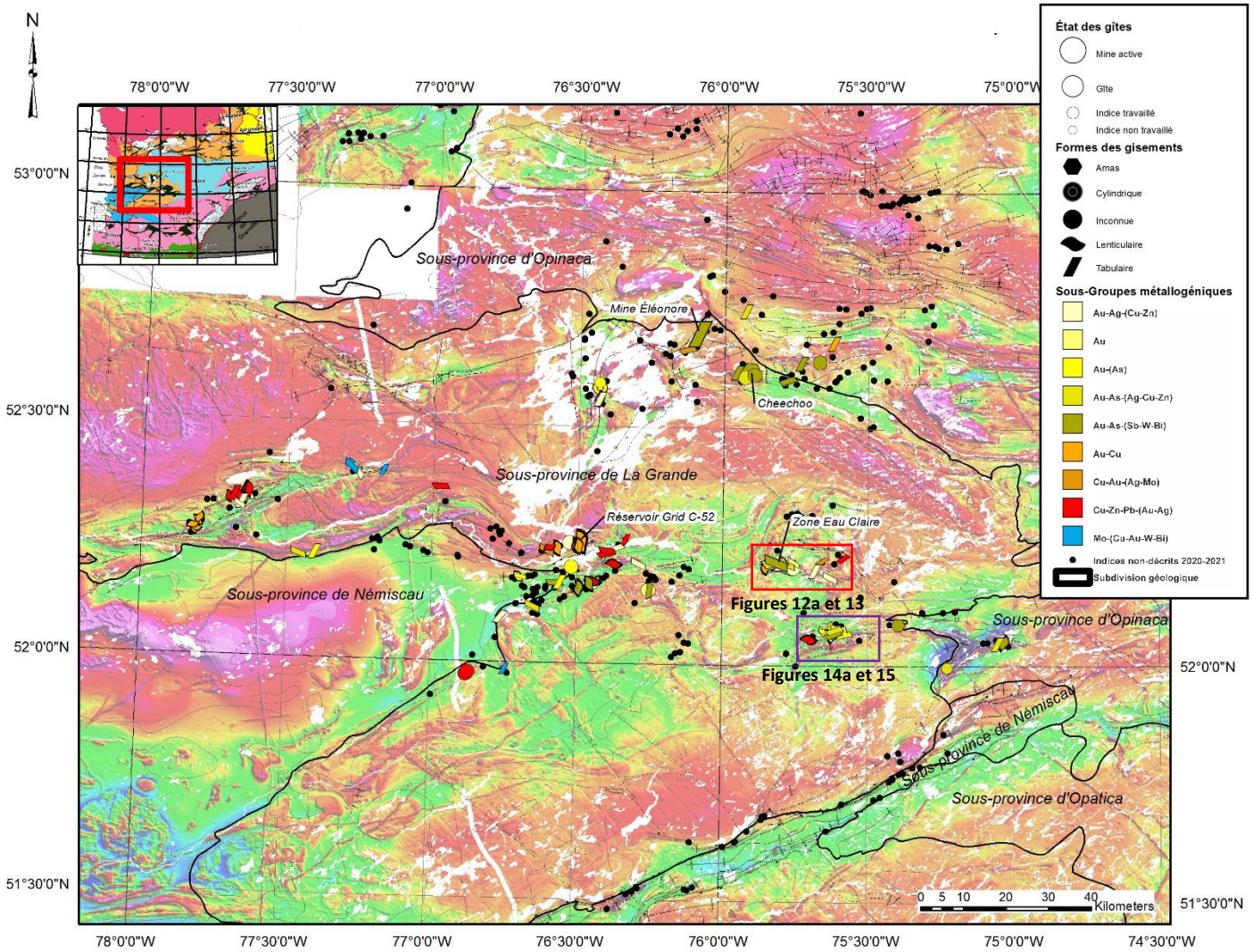


Figure 9. Cartes thématiques du Domaine d'Eastmain, thème métallogénie. Champ magnétique résiduel total (SIGÉOM, 2021). **Retour au texte**.

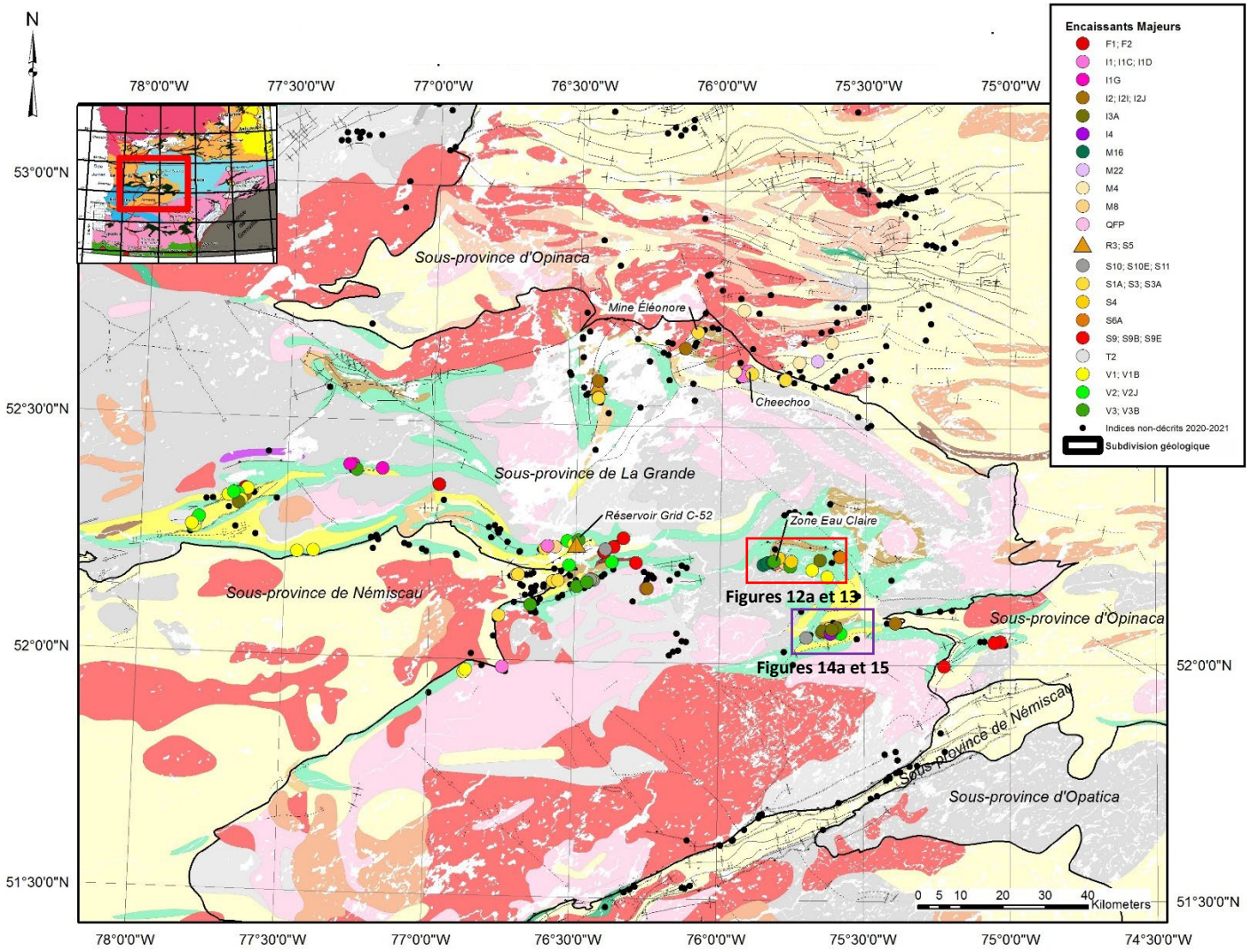


Figure 10. Cartes thématiques du Domaine d'Eastmain, thème lithologie encaissante. Géologie de Thériault et Beauséjour (2012). **Retour au texte**.

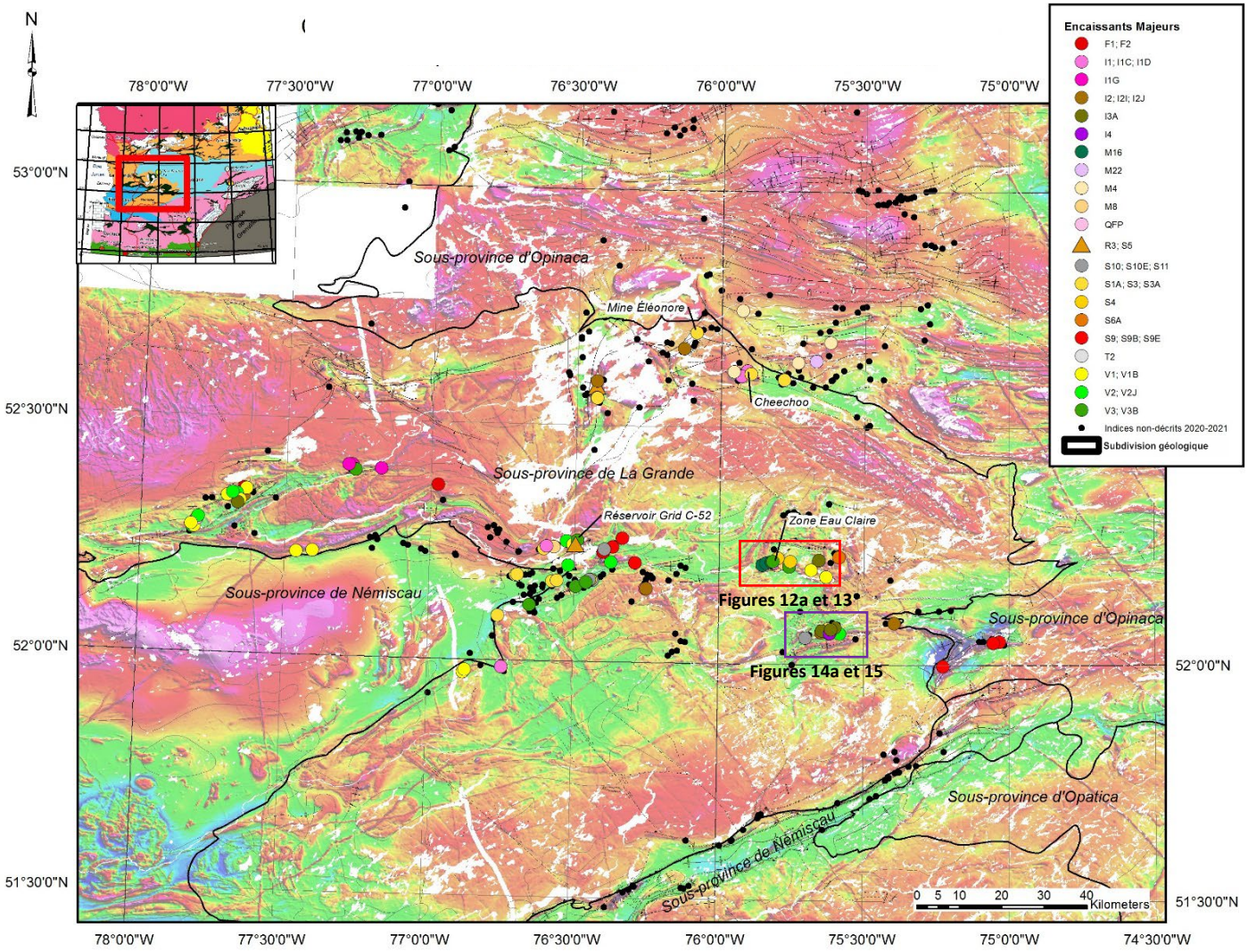


Figure 11. Cartes thématiques du Domaine d'Eastmain, thème lithologie encaissante. Champ magnétique résiduel total (SIGÉOM, 2021). **Retour au texte**.

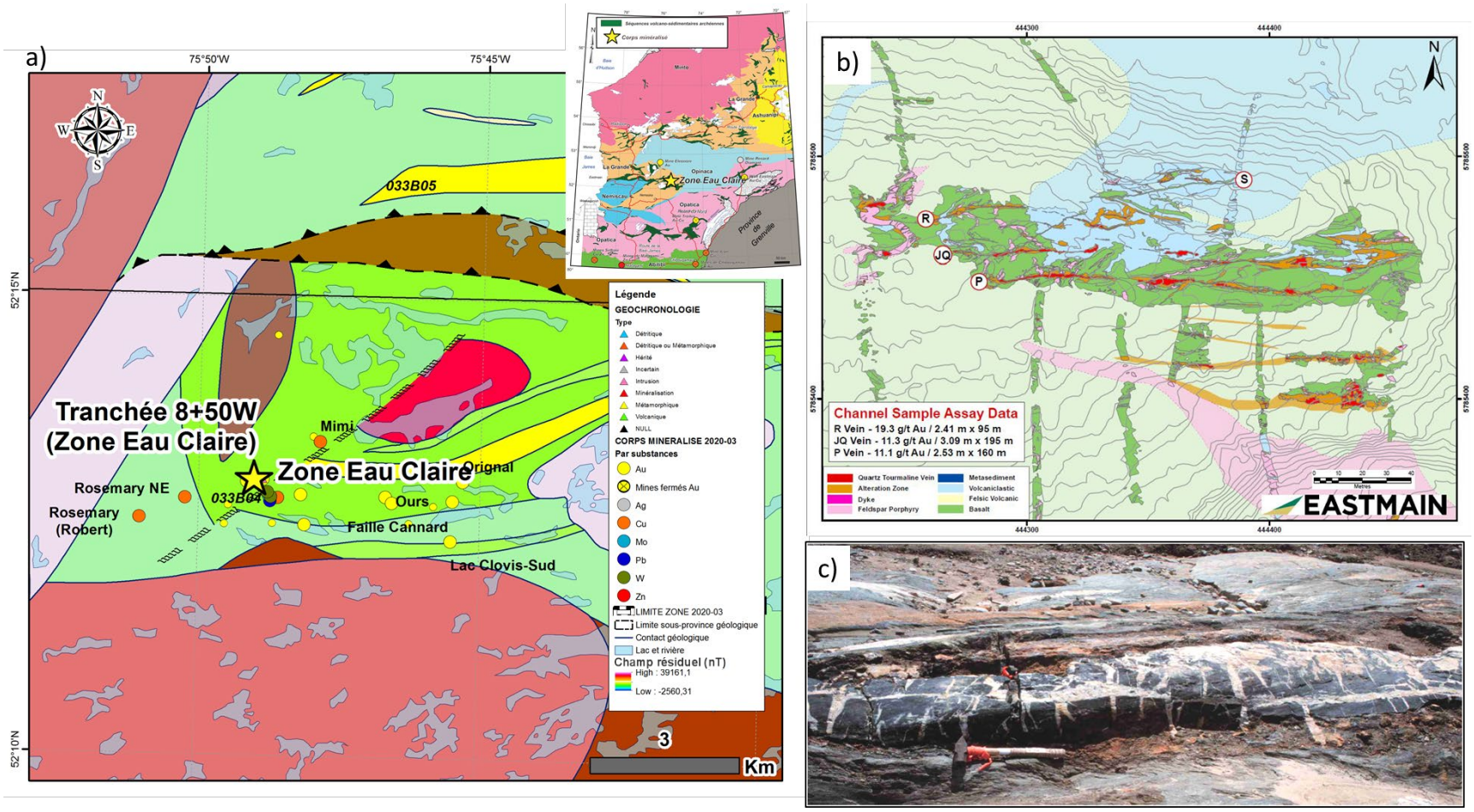


Figure 12. Gîte Zone Eau Claire. A) Localisation, géologie et corps minéralisés. Géologie SIGÉOM (2022). B) Géologie du décapage de surface principal avec les veines P, JQ, R et S. Figure tirée d'Armitage et Hafez (2017). Modifiée de Tremblay (2006). C) Veine quartz-tourmaline bréchique orientée E-O et recoupée par des veines de quartz en extensions orientées N-S. Photo tirée de Tremblay (2006). **Retour au texte**.

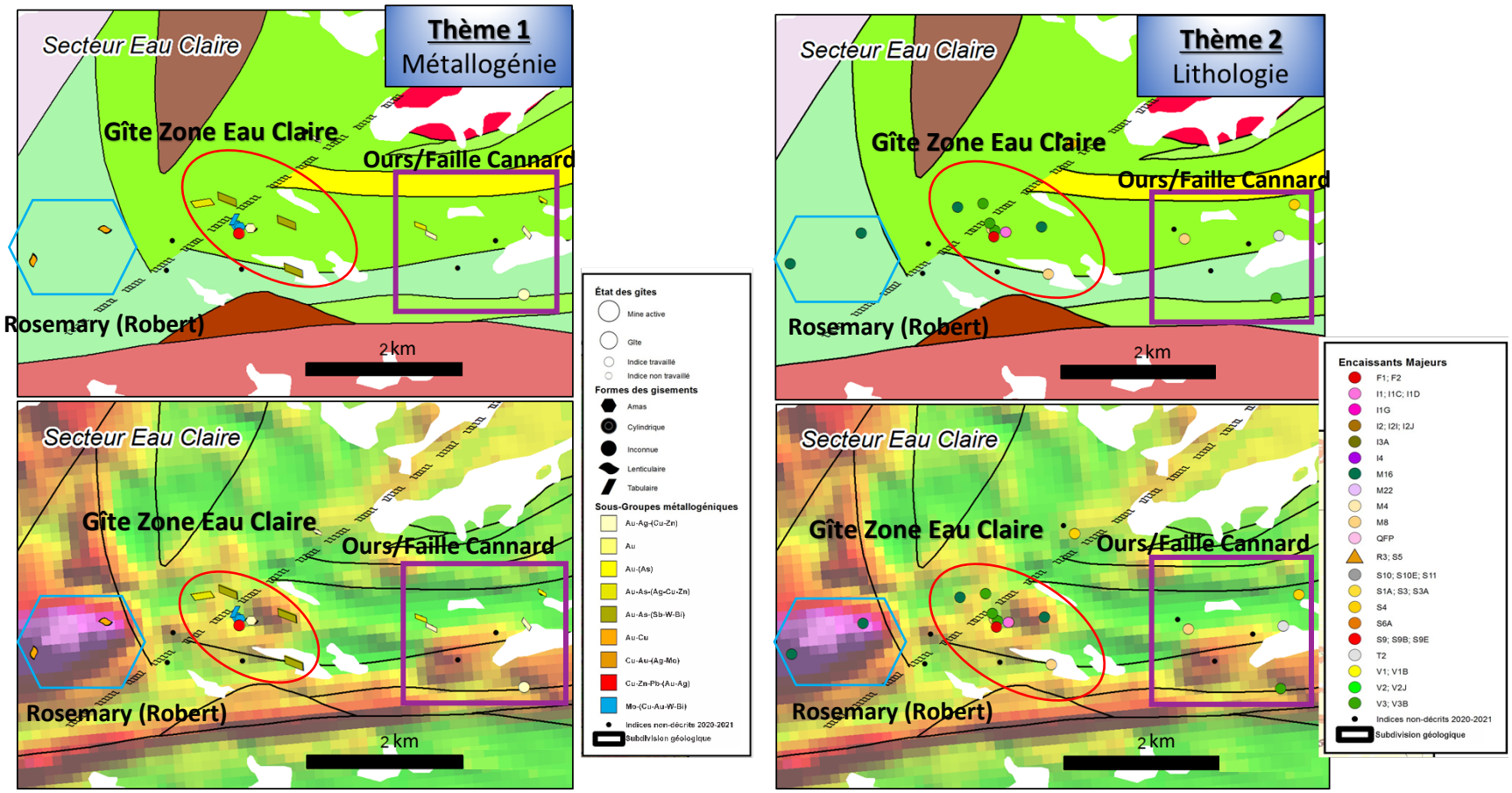


Figure 13. Cartes thématiques du secteur du gîte Zone Eau Claire (métallogénie et lithologie encaissante). Géologie et magnétométrie du SIGÉOM (2021). Retour au texte. Retour au texte.

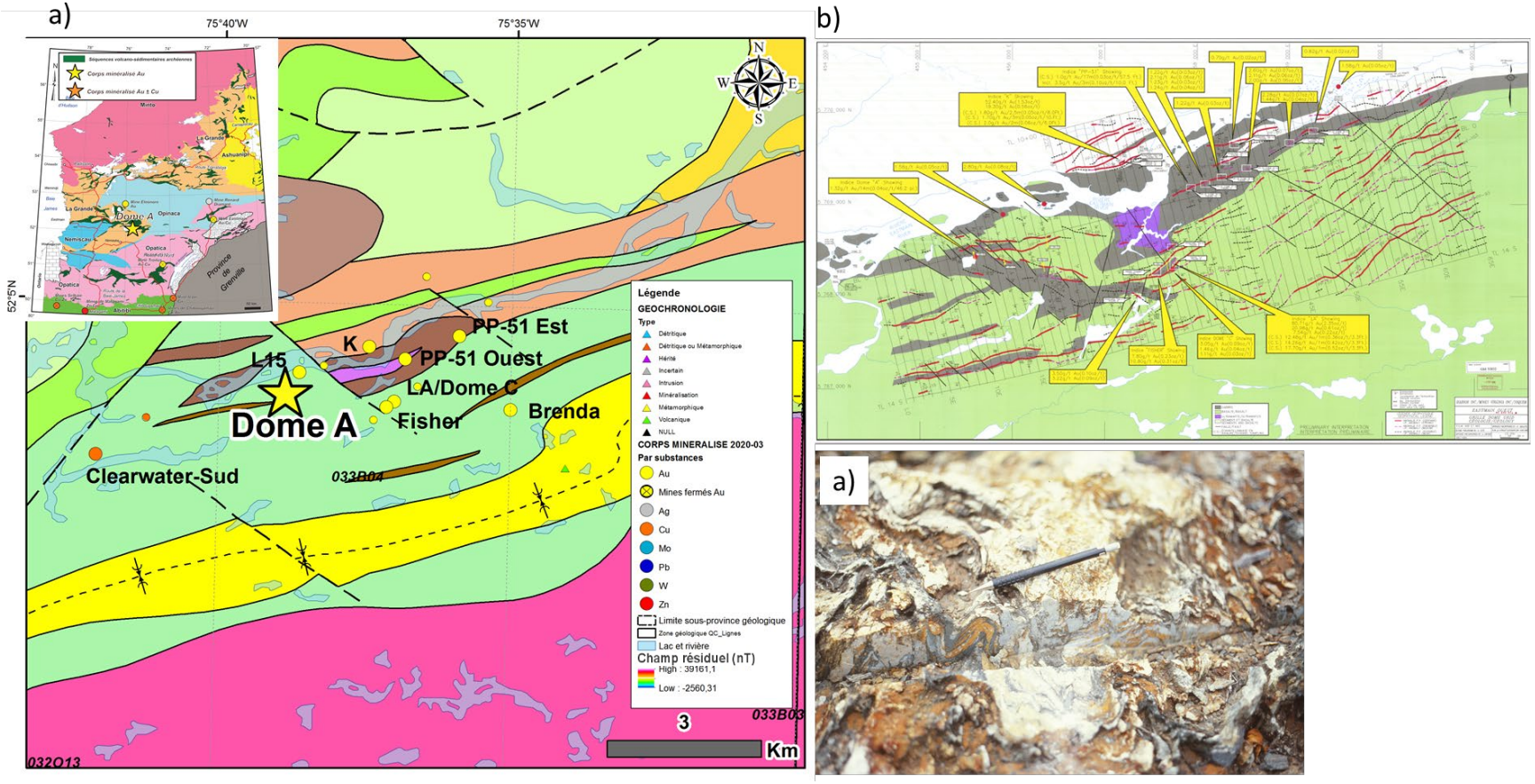


Figure 14. Secteur des indices des « *rapides du Dôme* ». A) Localisation, géologie et corps minéralisés. Géologie SIGÉOM (2022). B) Géologie de détail et teneurs des indices, Grille Dome. Figure tirée de Lanthier et Simard (1995). C) Veine de quartz-ankérite plissée par D2, Indice K (Legault, communication personnelle, 2021). **Retour au texte**.

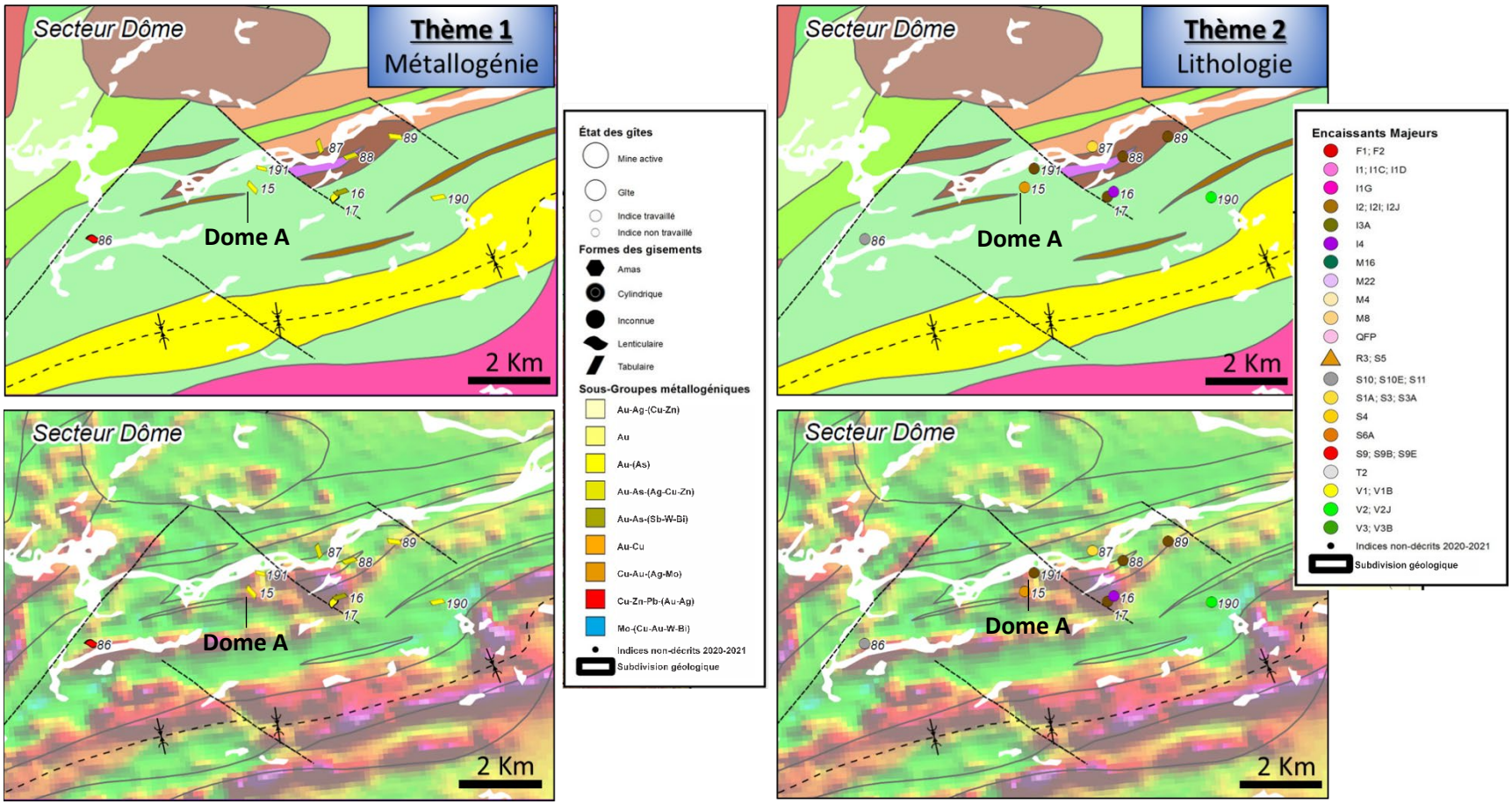


Figure 15. Cartes thématiques du secteur des « *rapides du Dôme* » (métallogénie et lithologie encaissante). Géologie et magnétométrie du SIGÉOM (2021). **Retour au texte**. **Retour au texte**.

6-Synthèse

Cette partie du projet démontre l'importance d'avoir une bonne structure de base de données pour emmagasiner les informations extraites dans le cadre d'une compilation systématique. Également, les résultats montrent l'importance, souvent sous-estimée, de l'homogénéisation des données à l'intérieur de cette base de données. Les deux prochaines sections vont, par deux exemples concrets, illustrer l'importance de cette homogénéisation des données et des résultats qui peuvent en être extraits.

6.1 Type de contrôle principal de la minéralisation

Bien connaître les contrôles de la minéralisation peut avoir une grande importance en exploration minérale. Le type de contrôle de la minéralisation peut se diviser en trois grandes catégories :

1) Les contrôles lithologiques.
2) Les contrôles structuraux.
3) Les contrôles mixtes.

La compilation effectuée dans cette synthèse a pu démontrer que :

- 40 % des corps minéralisés décrits ont, comme type de contrôle principal de la minéralisation, un contrôle lithologique (**Figure 16**) et
- 30 % des corps minéralisés décrits ont un contrôle lithologique secondaire de la minéralisation.

Étant donné qu'environ 80 % des tonnes d'or extraites de la production et en ressources combinées proviennent de gisements et de gîtes dont la minéralisation est contrôlée principalement par des facteurs lithologiques (les anciennes mines Troilus et Eastmain, les gîtes Cheechoo, Zone Eau Claire, Zone 32, Réservoir Grid C-52, La Pointe, Orfée, Lac MacLeod et Lac Yasinski-NE), il est important de bien connaître les contrôles de la minéralisation et ce, autant à l'échelle régionale qu'à l'échelle du gisement ou du gîte. Cette information indique qu'il y a d'autres facteurs que la déformation (paramètres structuraux) qui vont contrôler la mise en place de la minéralisation, et ce, même pour les gisements épigénétiques. C'est pourquoi il s'avère primordial :

1) d'avoir une excellente connaissance de la stratigraphie des séquences volcano-sédimentaire;
2) de reconnaître l'importance et d'avoir une connaissance de la lithogéochimie des roches qui encaissent la minéralisation;
3) de bien comprendre que ces gisements ne sont pas à 100 % contrôlés par des facteurs structuraux, que les facteurs lithologiques vont jouer un grand rôle dans la mise en place de la minéralisation et finalement;
4) que ces constatations sont également valides pour les dépôts épigénétiques ailleurs dans la Province du Supérieur.

Ceci constitue un constat très important et amène plusieurs implications pour l'exploration sur le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James et ailleurs, et démontre très bien l'importance d'homogénéiser les données.

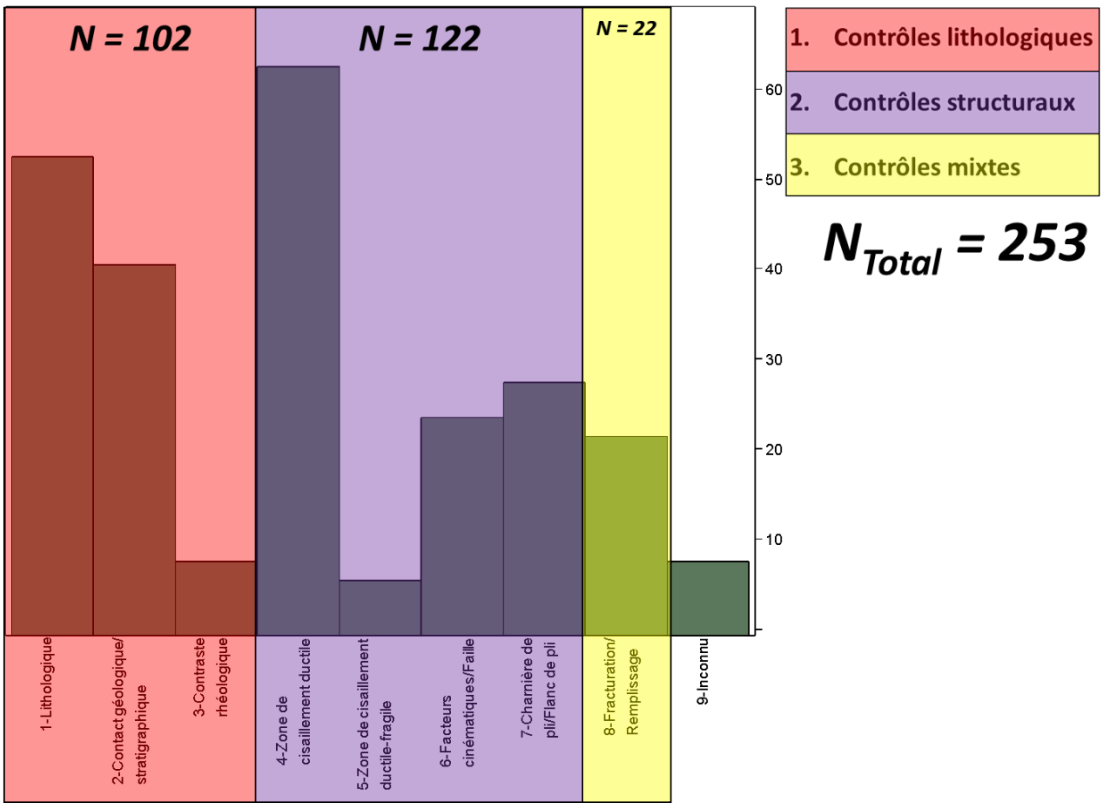


Figure 16. Principaux types de contrôles de la minéralisation des 301 indices de la base de données divisés en trois catégories principales : 1) les contrôles lithologiques; 2) les contrôles structuraux; et 3) les contrôles mixtes. **Retour au texte**.

6.2 Relation métamorphisme, roches encaissantes et minéralisation des corps minéralisés

Un autre aspect important qui a été étudié dans cette synthèse et qui est très important pour le géologue de terrain puisqu'il a une implication directe sur l'exploration est la relation entre le métamorphisme, les roches encaissantes et la minéralisation des corps minéralisés. Dans son étude sur les gisements archéens (lode-gold deposits) du Yilgarn, McCuaig et Kerrich (1998) ont très bien démontré que les minéraux d'altération vont varier en fonction : 1) de la roche encaissante; et 2) de l'intervalle de température et de pression de mise en place (ou d'enfouissement) des gisements, c'est-à-dire le faciès métamorphique (**Figure 17**). La compilation a démontré qu'un grand nombre de corps minéralisés ont été métamorphisés à un faciès plus élevé que les faciès supérieurs des schistes verts, soit environ 60 % des corps minéralisés (**Figure 18**), dont la mine Éléonore, les anciennes mines Troilus et Eastmain ainsi que la majorité des gîtes de la zone d'étude. En compilant la relation entre le métamorphisme et la minéralisation (**Figure 19**), il est possible de constater que sur 35 interprétations du *timing* de la mise en place de la minéralisation par rapport au métamorphisme, 94 % des interprétations sont des mises en place pré- à syn-métamorphisme. Comme la majorité des gisements, gîtes et indices de la zone d'étude sont des minéralisations métamorphisées à des faciès plus élevés que les faciès supérieurs des schistes verts (**Figure 18**), il devient alors très difficile, par exemple pour un(e) géoscientifique inexpérimenté(e), de reconnaître les faciès d'altérations hydrothermaux associés à ces minéralisations métamorphisées.

La **Figure 20** illustre bien cette différence, pour des minéralisations épigénétiques (mise en place de la minéralisation interprétée comme étant syn-métamorphique), entre un faciès d'altération proximale en carbonates de fer (ankérite) aux faciès des schistes verts, où il y a un remplacement des minéraux d'origines dans les roches volcaniques du Groupe de Piché par les carbonates de fer, à la mine Kerr Addison **(Figure 20a**; Dubé et Mercier-Langevin, 2020), et un faciès d'altération à diopside-actinote-plagioclase calcique-épidote, représentant un faciès d'altération proximale en carbonates de fer mais métamorphisé au faciès supérieur des amphibolites, à la mine Éléonore (**Figure 20b**; Ravenelle *et al.*, 2010). Cet exemple démontre que la majorité des altérations sur le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James seront très difficiles à reconnaître et à interpréter pour des géologues qui ont l'habitude de travailler avec des faciès d'altérations métamorphisés au faciès des schistes verts. La compilation montre également que les relations interprétées entre la mise en place de la minéralisation et le métamorphisme sont majoritairement pré- à syn-métamorphiques et que les corps minéralisés sont métamorphisés à des faciès plus élevés que le faciès supérieur des schistes verts. Ces constatations impliquent qu'une bonne connaissance des minéraux d'altération à ces faciès métamorphiques, selon les différentes lithologies, s'avère primordiale pour reconnaître les subtilités des altérations sur le terrain. La compilation dévoile aussi que de nombreux corps minéralisés auront ces aspects atypiques, donc indirectement, elle nous indique comment optimiser et diriger l'exploration minérale sur ce vaste territoire.

Conditions P-T	Roches mafiques	Roches ultramafiques	Granitoïdes	Formations de fer rubanées (BIF)
225°-400°C <1-3 kbar <5 à 10 km Schistes verts inférieurs à moyens	Albite Ankérite/dolomite Muscovite (±mica-V) Chlorite Biotite Paragonite Clinozoïsite Tourmaline	Muscovite-Cr Magnésite/dolomite Chlorite-Mg Biotite-Mg Muscovite Trémolite	Albite Muscovite Chlorite Ankérite/calcite Biotite Tourmaline	Ankérite/*sidérite* Chlorite Albite Muscovite
375°-550°C 2-4 kbar 7 à 14 km Schistes verts à amphibolites	Amphibole-Ca Biotite Plagioclase-Ca Calcite/ankérite Clinozoïsite/épidote Chlorite Feldspath-K Titanite	Trémolite Phlogopite Chlorite-Mg Calcite/dolomite Amphibole-Ca Talc	Amphibole-Ca Biotite Plagioclase-Ca Calcite Feldspath-K Titanite Muscovite Épidote/clinozoïsite	Amphibole-Fe Ankérite/*calcite* Chlorite Feldspath Muscovite
525°-700°C 3-5 kbar 10 à 18 km Amphibolites à granulites	Diopside Grenat (grandite) Amphibole-Ca Biotite Calcite Plagioclase-Ca Feldspath-K Cordiérite Clinozoïsite Sillimanite / andalousite	Diopside Olivine (forstérite) Trémolite Phlogopite Calcite Cordiérite Grenat (grandite) Anthophyllite Spinelle (hercynite)	Diopside Hornblende-(actinote) Plagioclase-Ca Biotite Feldspath-K Calcite Titanite Grenat Cordiérite Sillimanite / andalousite	Hédenbergite Amphibole-Fe Grenat-Fe Olivine (fayalite) Biotite Calcite/sidérite

Figure 17. Minéraux d'altération selon les lithologies et la profondeur de mise en place des gisements archéens (lode-gold deposits) du Yilgarn, Australie. Figure tirée de Trépanier (2007). Modifiée de McCuaig et Kerrich (1998). **Retour au texte**.

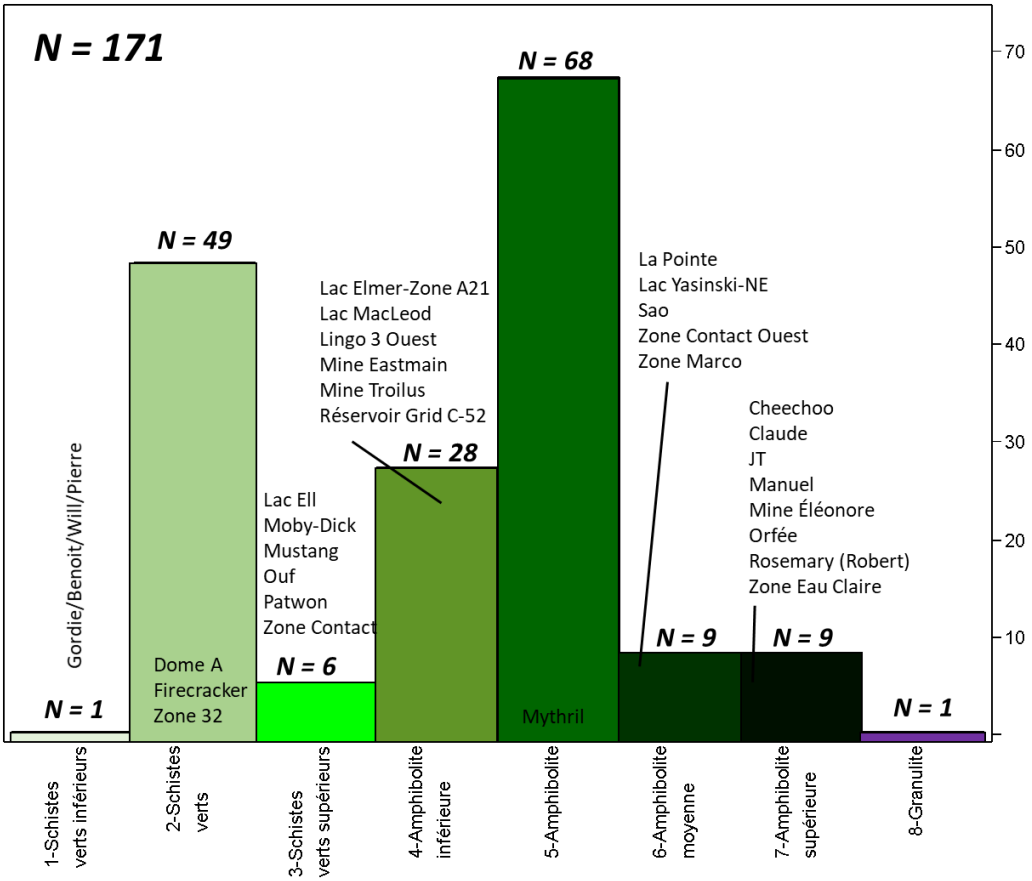


Figure 18. Faciès métamorphique des roches encaissantes des corps minéralisés. Les faciès des roches encaissant les 30 corps minéralisés décrits en détail sont indiqués en texte sur la figure. **Retour au texte**.

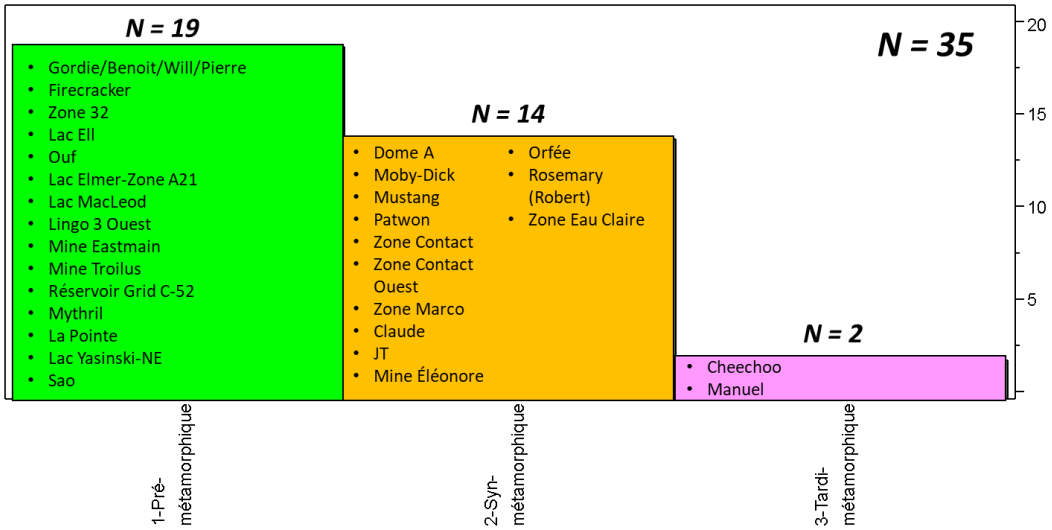


Figure 19. Relation interprétée entre le métamorphisme et la mise en place de la minéralisation des principaux corps minéralisés. La relation entre le métamorphisme et la minéralisation des 30 corps minéralisés décrits en détail est indiquée au bas de la figure. **Retour au texte**.

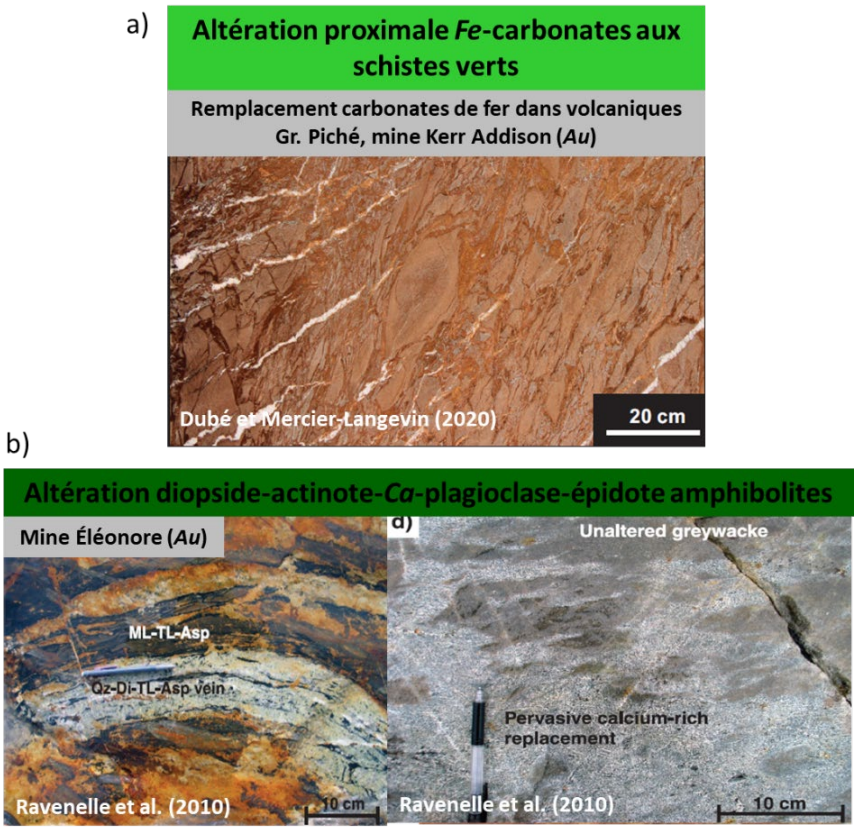


Figure 20. Différence entre a) un faciès d'altération proximale en carbonates de fer (ankérite) aux faciès des schistes verts à la mine Kerr Addison (photo tirée de Dubé et Mercier-Langevin, 2020); et b) un faciès d'altération proximale en diopside-actinote-plagioclase calcique-épidote, représentant un faciès d'altération, proximale ou distale, en carbonates de fer mais métamorphisés au faciès des amphibolites, à la mine Éléonore (photos tirées de Ravenelle *et al*., 2010). **Retour au texte**.

7-Conclusions

Cette partie de la synthèse (rapport A) a permis :

- de construire une énorme banque des références bibliographiques des principaux corps minéralisés d'Eeyou Istchee Baie-James;
- de confectionner un formulaire en format Microsoft® Access servant de squelette de base de données pouvant être utilisé dans d'autres provinces géologiques du Québec et pour différents contextes métallogéniques;
- d'édifier une base de données relationnelle de 301 corps minéralisés répartis sur la zone d'étude (sous-province de La Grande, d'Opinaca, de Némiscau et d'Opatica) et pouvant être utilisés dans divers SIG (*p. ex.* ArcGIS – ESRI®, QGIS, etc.);
- de produire de nouvelles cartes thématiques (métallogénie et lithologie encaissante) de la Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain;

- de fournir un document synthèse contenant les descriptions détaillées de 30 corps minéralisés de la zone d'étude (principaux gisements, gîtes et indices minéralisés);
- de démontrer l'importance de l'homogénéisation des données par l'illustration d'exemples concrets tirés directement de la compilation de la base de données.

8-Livrables – Rapport A

Les produits livrés sont pour cette partie de la synthèse :

1) un formulaire d'entrée de données Microsoft® Access pour la description des corps minéralisés se divisant en 10 fiches thématiques;
2) une base de données : Access relationnelle avec formulaire d'entrée de données, livrée en 4 formats (Microsoft® Access, ArcGIS–ESRI®, QGIS et Datamine) ainsi que des fichiers de formes (shapefile);
3) un document synthèse de 145 pages contenant les descriptions détaillées de 30 corps minéralisés accompagnés d'un tableau synthèse;
4) des cartes thématiques de métallogénie et de lithologie encaissante des corps minéralisés : 8 cartes format 800 x 600 mm au 1/250 000 (SNRC 33B et 33C) et 4 cartes format Lettre;
5) 6 présentations Microsoft® PowerPoint;
6) 1 rapport (Rapport A).

9-Remerciements

Je tiens à remercier dans un premier temps les partenaires et membres du CONSOREM. Je remercie également mes collègues du CONSOREM qui, tout au long de ce projet s'étalant sur deux ans, ont su apporter des échanges constructifs et robustes. Je remercie Brigitte Poirier pour les nombreux commentaires, la révision et la mise en forme finale du document. Un merci particulier à Sylvain Trépanier et Jean Goutier pour leurs apports essentiels à ce projet avec leurs connaissances inégalées du territoire. Je remercie également Mélanie Lambert pour son expertise essentielle dans le domaine de la géomatique. Finalement, je remercie Christine Vaillancourt pour la dernière lecture critique et la mise en forme finale de ce rapport.

10-Références

Armitage, A., Hafez, S.A., (2017). Technical Report - Updated Mineral Resource Estimate - Eau Claire Gold Deposit, Quebec, Canada. Technical report. SGS. 156 pages.

Avramtchev, L. (1983). Catalogue des gites minéraux : région de la Baie James. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DPV 940, 34 pages, 16 plans.

Avramtchev, L., Clark, T., Marcoux, P., Belanger, M., Wilson, C. (1990). Carte des gites minéraux du Québec - région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DV 84-01, 45 pages, 21 plans.

Bandyayera, D., Rheaume, P., Maurice, C., Bédard, É., Morfin, S., Sawyer, E. W. (2010). Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; RG 2010-02, 46 pages et 1 plan.

Bandyayera, D., Daoudene, Y. (2017). Géologie de la région du lac Rodayer (SNRC 32K13-32K14-32N03 et 32N04-SE). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; RG 2017-01, 60 pages, 2 plans.

Bandyayera, D., Daoudene, Y. (2019). Géologie de la région du lac Nemiscau, secteur ouest de la rivière Rupert (SNRC 32N06, 32N07 et 32N11). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; RG 2018-03, 58 pages, 1 plan.
https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1103_index

Beauchamp, A.-M. (2018). L'indice Mustang : géologie et altération d'une minéralisation aurifère mise en place dans les turbidites de la ceinture de la Basse-Eastmain, Eeyou Istchee Baie-James. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, Canada; mémoire de maîtrise, 360 pages.

Cadieux, A. M. (2000). Géologie du gîte aurifère Eau Claire, propriété Clearwater, Baie James, Québec. Université Laval, Québec, Canada; 170 pages.

Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research; pages 99-156.

Card, K. D., Ciesielski, A. (1986). Subdivisions of the Superior province of the Canadian shield. Geoscience Canada; pages 5-13.

Card, K. D., Poulsen, K. H. (1998). Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. In: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America (Lucas, S B; St-Onge, M R, éd.). Commission géologique du Canada, Géologie du Canada no. 7, pages 15-204.

David, J. (2018a). Datation U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; MB 2018-16, 24 pages.

David, J. (2018b). Datations U-Pb dans les provinces de Grenville et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2016-2017. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; MB 2018-17, 22 pages.

David, J. (2020a). Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur et de Churchill effectuées au GEOTOP en 2017-2018. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; MB 2020-05, 29 pages.

David, J. (2020b). Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur et de Churchill effectuées au GEOTOP en 2018-2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; MB 2020-01, 30 pages.

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

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 de l'Énergie et des Ressources naturelles; RP 2014-05, 62 pages.

Doyon, J. (2004). Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur : une étude géochimique et statistique. Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada; mémoire de maîtrise, 271 pages.

Dubé, B., & Mercier-Langevin, P. (2020). Gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt, Canada. SEG Special Publications, no. 23, pages. 669–708.

Duparc, Q. (2014). Corrélations de formations sédimentaires du nord-est de la sous-province de La Grande, Québec, Canada. Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada; mémoire de maîtrise, 243 pages.

Duparc, Q., Dare, S. A., Cousineau, P. A., Goutier, J. (2016). Magnetite chemistry as a provenance indicator in Archean metamorphosed sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Research, 86(5), 542-563.

Eilu, P. K. (Ed.). (2012). Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia (Vol. 53). Geological survey of Finland, 403 pages.

Eilu, P., Bergman, T., Bjerkgård, T., Feoktistov, V., Hallberg, A., Korsakova, M., Krasotkin, S., Litvinenko, V., Nurmi, P.A., Often, M., Philippov, N., Sandstad, J.S. and Voytekhovsky, Y.L. (comp.) (2013a). Metallic Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield 1:2 000 000. Revised edition. Geological Survey of Finland, Geological Survey of Norway, Geological Survey of Sweden, The Federal Agency of Use of Mineral Resources of the Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, 1 plan.

Eilu, P., Bergman, T., Bjerkgård, T., Feoktistov, V., Hallberg, A., Korsakova, M., Krasotkin, S., Muradymov, G., Nurmi, P. A., Often, M., Perdahl, J-A., Philippov, N., Sandstad, J.S., Stromov, V. and Tontti, M. (comp.) (2013b). Metallogenic Map of the Fennoscandian Shield, 1:2 000 000. Geological Survey of Finland, Geological Survey of Norway, Geological Survey of Sweden, The Federal Agency of Use of Mineral Resources of the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, 1 plan.

Eilu, P., Hallberg, A., Bergman, T., Feoktistov, V., Korsakova, M., Krasotkin, S., Lampio, E., Litvinenko, V., Nurmi, P.A., Often, M., Philippov, N., Sandstad, J.S., Stromov, V. Tontti, M. (2007). Fennoscandian Ore Deposit Database – explanatory remarks to the database. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti − Geological Survey of Finland; Report of Investigation 168, 19 pages, 7 tables.

Flamand, R., Lanthier, G. (1996). Rapport des travaux, été 1996, propriété Eastmain-Ouest. Mines d'Or Virginia inc., rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 54412, 278 pages, 16 plans.

Fontaine, A. (2019). Géologie des minéralisations aurifères de la mine Éléonore, Eeyou Istchee Baie-James, province du Supérieur, Québec, Canada. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, Canada; thèse de doctorat, 526 pages.

Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V. J., Brisson, T., Doucet, D., Goutier, J. (2015). Geology of the metamorphosed Roberto gold deposit (Éléonore Mine), James Bay region, Quebec: Diversity of mineralization styles in a polyphase tectonometamorphic setting. In: Targeted Geoscience Initiative 4. Geological Survey of Canada; Open File 7852, pages 209-225.

Frappier-Rivard D. (1999). Étude de la frontière entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca, basée sur le faciès métamorphique. Université du Québec à Montréal. Rapport d'activité de synthèse. 26 pages.

Gauthier, M. (2000). Styles et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James (Québec). Chronique de la Recherche minière; no. 539, pages 17-61.

Gauthier, M., Larocque, M. (1998). Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la Basse et de la Moyenne Eastmain, Territoire de la Baie James. MRN; MB 98-10, 71 pages.

Gauthier, M., Trépanier, S., Gardoll, S. (2007). Metamorphic gradient: a Regional-Scale Area Selection Criterion for Gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield. Society of Economic Geologists Newsletter; pages 10-15.

Gigon, J., Goutier, J., Côté-Roberge, M. (2020). Géologie de la région du lac de Villaret (SNRC 33F01 et 33F08), municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; RG 2019-01, 42 pages, 1 plan.

Goutier, J. (2019). La géologie d'Eeyou Istchee Baie-James. Conférence présentée dans le cadre du forum CONSOREM-UQÀM.
https://consorem2.uqac.ca/presentation_pub/a_forum_uqam_019/2_Baie-James%202019-UQAM.pdf

Goutier, J., Côté-Roberge, M. (2019). Le métamorphisme d'Eeyou Istchee Baie-James. Conférence présentée dans le cadre du forum CONSOREM-UQÀM.
https://consorem2.uqac.ca/presentation_pub/a_forum_uqam_019/3_M%C3%A9tamorphisme_2019.pdf

Goutier, J., Dion, C., David, J., Dion, D.-J. (1999a). Géologie de la région de la Passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 ET 33F/12). MRN; RG 98-17, 43 pages, 2 plans.

Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., Dion, D.-J. (1999b). Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles; RG 98-18, 54 pages, 2 plans.

Heffernan V. (1999). Quebec's northern frontier awakens. The Northern Miner, 85. no. 40. C1.

Huot, F., Désy, J., Hamelin, L. E. (2009). La Baie-James des uns et des autres : Eeyou Istchee. Productions FH. 305 p.

Jourdain, V. (1998). Rapport sur les travaux d'exploration de la saison 1998, projet Clearwater (1170). SOQUEM INC, Boliden Westmin Canada Ltée. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 56394, 212 pages et 28 plans.

Jourdain, V., Morin, Y. (1999). Rapport sur les travaux d'exploration, phase « Été » et « Automne » 1999, projet Clearwater (1170), volume 1 et 2. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 57517, 423 pages et 25 plans.

Labbé, J.-Y., Grant, M. (1998). Géologie de la région du lac Natel (33B/04). Ministère des Ressources naturelles; RG 98-14, 30 pages, 1 plan.

Lanthier, G., Simard, P. (1995). Rapport des travaux, été-automne 1995, propriété Eastmain-Ouest. Mines d'Or Virginia inc., Explorations Diabior inc., rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 53832, 84 pages, 19 plans.

Lapointe, I. (2008). Environnements sédimentaires aurifères en terrain de haut grade métamorphique : Le cas des bassins sédimentaires d'Opinaca-Némiscau, Baie-James. Rapport du projet CONSOREM 2007-07. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.

Laverdière, C. (2003). Albert Peter Low : le découvreur du Nouveau-Québec (vol. 38). XYZ éditeur/XYZ Publishing.

Low, A. P. (1896). Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador le long de la Grande-Rivière de l'Est, des rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan et de parties d'autres rivières en 1892-93-94-95. Commission géologique du Canada; rapport annuel volume 8, partie L, 443 pages, 4 plans.

Lulin, J.-M. (2020). La découverte aurifère d'Elmer, région de la Baie-James, Québec. Conférence présentée dans le cadre du congrès XPLOR 2020, 21 octobre 2020, 26 pages.

McCrea, J. G. (1936). Eastmain River Exploration. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 09863-A, 17 pages, 7 plans.

McCuaig, T. C., & Kerrich, R. (1998). P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. Ore Geology Reviews, 12(6), pages 381-453.

Moukhsil, A., Doucet, P. (1999). Géologie de la région des lacs Village. Ministère des Ressources naturelles; RG 99-04, 33 pages, 1 plan.

Moukhsil, A. (2000). Géologie de la région des lacs Pivert (33C/01), Anatacau (33C/02), Kauputauchechun (33C/07) et Wapamisk (33C/08). Ministère des Ressources naturelles; RG 2000-04, 49 pages, 4 plans.

Moukhsil, A., Voicu, G., Dion, C., David, J., Davis, D.W., Parent, M. (2001). Géologie de la région de la Basse-Eastman centrale (33C03, 33C04, 33C05 et 33C06). Ministère des Ressources naturelles; RG 2001-08, 54 pages, 4 plans.

Moukhsil, A., Legault, M. (2002). Géologie de la région de la Basse-Eastmain occidentale (33D/01, 33D/02, 33D/07 et 33D/08). Ministère des Ressources naturelles; RG 2002-09, 32 pages, 4 plans.

Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E.W., Davis, D. W. (2003). Synthèse géologique et métallogénie de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles; ET 2002-06, 57 pages, 1 plan.

Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E.W., Davis, D. W. (2007). Geological and metallogenic synthesis of the Middle and Lower Eastmain greenstone belt (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; ET 2007-01, 58 pages, 1 plan.

Osatenko, M., Riedell, K.B., and Lang, J. (2021). Characteristics of porphyry copper and porphyry molybdenum deposits in the northwestern Cordillera: A comprehensive compilation. In: Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America: A 25-Year Update. Edited by Sharman, E.R., Lang, J.R., and Chapman, J.B. CIM Special Volume 57, pages 27-67.

Parent, M. (2011). Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, d'Opatica et de La Grande. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; MB 2011-04, 14 pages, 1 plan.

Percival, J. A. (1989). A regional perspective of the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; pages 677-693.

Percival, J. A., Williams, H. R. (1989). Late Archean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. Geology; pages 23-25.

Perello, J. A., Fleming, J. A., O'Kane, K. P., Burt, P. D., Clarke, G. A., Himes, M. D., Reeves, A.T., & Schroeter, T. G. (1995). Porphyry copper-gold-molybdenum deposits in the Island Copper cluster, northern Vancouver Island, British Columbia. Sciences, 27, pages 117-123.

Pedreira Pérez, R., Daoudene, Y., Tremblay, A., Bandyayera, D. (2018). Étude structurale et métamorphique du secteur du lac Nemiscau, Sous-province de Nemiscau, Baie-James, Québec : évolution tectonique d'un bassin sédimentaire. Résultats préliminaires. UQÀM, MERN; MB 2018-10, 55 pages.

Peters, S. G. (1993). Nomenclature, concepts and classification of oreshoots in vein deposits. Ore Geology Reviews; pages 3-22.

Puritch, E., Yassa, A., Bradfield, A. and, Armitage, A. (2018). Updated mineral resource estimate and preliminary economic assessment on the Eau Claire gold deposit, Clearwater Property, Québec, Canada. For Eastmain Resources inc. P&E Mining Consultants Inc. NI-43-101 43-101F1 Technical report. Report No. 339, 298 pages.

Quirion, D. (1996). Rapport des travaux effectués en 1995 sur les grilles Cannard Extension, Rosemary Extension, Lacs, Natel, Serendipity et 13 claims au sud de la propriété Clearwater, projet Clearwater-1170. SOQUEM, Ressources Westmin Ltée. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 53788, 113 pages, 25 plans.

Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., Simoneau, J. (2010). Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec. Geological survey of Canada; Current Research 2010–1, 26 pages.

Ravenelle, J.-F. (2013). Amphibolite facies gold mineralization: an example from the Roberto deposit, Éléonore property, James Bay, Quebec. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, Canada; thèse de doctorat, 325 pages.

Remick, J. H., Ahmedali, T. (1974). Cartes annotées de la région de Fort Rupert (Nouveau Québec). MRN; DP 274, 23 plans.

Shaw, C. (1991). Structure, Metamorphism and Mineralisation of the L'Eau Claire Gold Prospect, Eastmain River Greenstone Belt. N. Quebec. University of Western Ontario, London, Canada; 268 pages.

Stott, G. M., Corkery, M. T., Percival, J. A., Simard, M., Goutier, J. (2010). A revised terrane subdivision of the Superior Province. Ontario geological survey; Open file report 6260, pages 20-1 à 20-7.

Thériault, R., Beauséjour, S. (2012). Carte géologique du Québec - édition 2012. Ministère des Ressources naturelles; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.

Tremblay, M. (2006). Minéralisation et déformation du gîte aurifère de la zone Eau Claire, propriété Clearwater, Baie-James. Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada; mémoire de maîtrise, 232 pages et 1 plan.

Trépanier, S. (2007). L'or dans les terrains de haut grade métamorphique. CONSOREM; rapport du projet CONSOREM 2003-2A, 74 pages.

Valli, F., Robinson, D., Ravenelle, J.-F., Siddorn, J., Roy, P., Gerber, W., Farkas, A., Nader, R., Dobbelsteyn, G., Tolhurst, J., Fielder, S., Collins, R., Monerais, M., Leghay, S., Schmidt, S., Packer, B. (2012). Report on June 2011 to march 2012 exploration activities, Clearwater project. Eastmain Resources Inc. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 67787, 13890 pages et 92 plans.

Vallières, M. (1989). Des mines et des hommes : histoire de l'industrie minérale québécoise : des origines au début des années 1980. Publications du Québec; 439 p.

Liens utiles

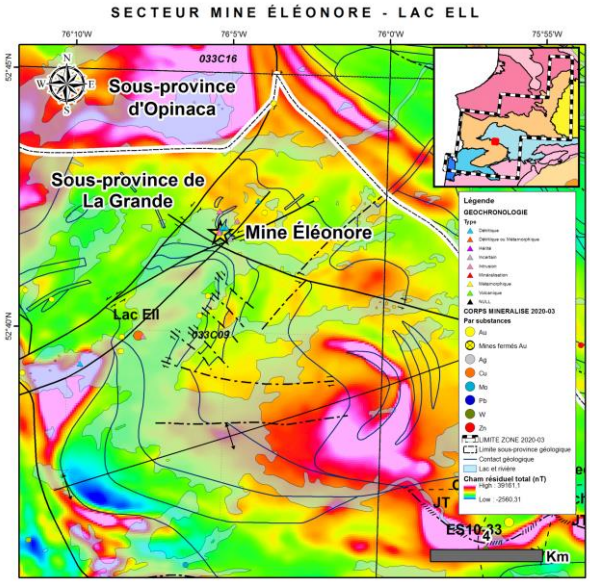
https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/

http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/

Annexe 1 : Description détaillée des 30 corps minéralisés

Retour au texte **Retour au texte**

Mine Éléonore



Nom_Alternatif:	Zone Roberto
Type de corps minéralisé:	Mine active
Année de découverte:	2003
Méthode de découverte:	Géophysique et prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	S3A
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

Le gisement Roberto représente l'une des découvertes aurifères les plus significatives des 10 dernières années au Canada. Ce gisement multi million d'onces a été localisé par la compagnie Mines Virginia inc. par géophysique et prospection, à la fin de la campagne de terrain de 2003, suite à la découverte en 2002 d'un bloc minéralisé riche en or à quelques kilomètres au sud-ouest du gisement actuel (22,9 g/t Au, 148 ppm Cu, 18 ppm Sb, 9 ppm Bi et 2 ppm Ag; Costa et Ouellette, 2003). Le bloc de paragneiss de composition quartzo-feldspathique ou de schiste à biotite, est enrichi en microcline, phyllosilicates et aluminosilicates et contient 6% pyrrhotite, 1% pyrite an 1% arsénopyrite. L'équipe d'exploration de Mines Virginia inc. a immédiatement fait une analogie en ce qui concerne la teneur, l'assemblage des minéraux d'altération et des textures observées avec le gisement de classe mondiale d'Hemlo en Ontario. Le 18 août 2004, les résultats des premières tranchées ont confirmé la zone aurifère Roberto. La rainure R3 de la tranchée TR-04-39 a rapporté des résultats de 18,5 g/t Au sur 11 mètres et quelques mois plus tard, le premier forage a intercepté la zone 5050 (zone Roberto) à environ 50 m de profondeur (trou ELE-04-0001) rapportait des résultats de 17,1 g/t Au sur 7,6 mètres (Fontaine et al., 2017). En mai 2006, Goldcorp inc. fait l'acquisition de la propriété par l'intermédiaire de la filiale Les Mines Opinaca ltd. En 2019, la compagnie Newmont achète les actifs de Goldcorp, dont la mine Éléonore.

Contexte géologique

Le gîte Roberto se trouve dans la zone de transition entre la Sous-province volcano-plutonique de La Grande et la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca (Fontaine et al., 2015; Ravenelle et al., 2010; Bandyayera et al., 2010), plus précisément à quelques kilomètres au sud de la zone de contact interprétée entre ces deux sous-provinces. Le gisement est encaissé dans la Formation de Low (Alow2; Bandyayera et Fliszár, 2007), une séquence hétérogène clastique, polydéformée, de type « Timiskaming » (Fontaine et al., 2015 et les références citées). Ces roches sont les plus jeunes de la région et majoritairement composées de wacke massif à laminé, mais aussi de conglomérat polygénique à fragments de roches felsiques et sédimentaires interlités d'arénite, d'arénite laminée, de roches pélitiques à aluminosilicates, de schistes à biotite, d'horizons de cherts ou formation de fer cherteuse et de paragneiss (Bandyayera et Fliszár, 2007; Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine, 2019). Cette séquence sédimentaire fait partie des séquences volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande (domaine de la rivière Eastmain). Ce bassin sédimentaire se serait déposé durant ou après <2714-2675 Ma (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013). Considérant la différence des âges maximums entre un échantillon de la zone Roberto (<2675 +/- 6 Ma) et un échantillon du greywacke massif (<2714 +/- 2 Ma), la zone Roberto Est ou la faille fragile située le long de la limite est de cette zone pourrait potentiellement marquer le contact entre deux séquences sédimentaires distinctes (Ravenelle, 2013). Ce contact serait soit une discordance et/ou une discordance surimprimée d'une zone de déformation réactivée par les épisodes de déformation D1 et D2 avec un mouvement apparent inverse dextre oblique (Fontaine, 2019; Ravenelle, 2013). Telle que suggérée par Franconi (1978) et Bandyayera et Fliszár (2007), les conglomérats polygéniques supportés

par des clastes (à fragments de diorite et wacke avec parfois des aluminosilicates) à la base de la Formation de Low et daté à <2702 +/- 3 Ma (ALow1; Ravenelle et al., 2010) reposeraient en discordance sur la Formation de Kasak, une séquence volcanique datée à 2704 +/- 1 Ma (Bandyayera et Fliszár, 2007) et composée de basaltes coussinés et de tufs à lapilli intermédiaires à felsiques. Selon Fontaine (2019), les roches sédimentaires de la Formation de Low sont injectées d'une diversité d'intrusions: les porphyres dioritiques altérés et déformés et les schistes/dykes mafiques à faciès lamprophyrique (<2674-2680 Ma; Ravenelle, 2013), les intrusions tonalitiques à granodioritiques syn- à tardi-tectoniques (p. ex. l'intrusion de Cheechoo datée à 2612 Ma; Fontaine et al., 2015) et un essaim de dykes de pegmatite granitique, daté entre 2620 et 2600 Ma (Ravenelle et al., 2010; Dubé et al., 2011; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). L'intrusion de Cheechoo (localement aurifère) a un âge péné-contemporain avec la phase magmatique la plus jeune de la suite du Vieux Comptoir à 2618 Ma (Goutier et al., 1999) et les dykes de pegmatite granitique d'Éléonore (2620 à 2600 Ma; Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015). En se rapprochant du contact avec la Sous-province d'Opinaca à l'est, les paragneiss (<2675 Ma; Ravenelle, 2013) deviennent plus abondants. La similarité lithogéochimique et l'âge des paragneiss et des greywackes suggèrent qu'ils proviennent de la même séquence sédimentaire et ne sont pas juxtaposés tectoniquement (Franconi, 1978; Ravenelle, 2013). À l'échelle plus régionale, des intrusions polyphasées intermédiaires à felsiques sont présentes comme par exemple le Pluton polyphasé du Réservoir Opinaca (2708-2703 Ma; David et al., 2009) et l'intrusion du Lac Ell (2705 Ma; J. David, 2005; Ravenelle et al., 2010).

Controle tectonique

Le contrôle tectonique principal interprété par les différents auteurs converge vers la formation et la mise en place de la minéralisation pendant le plissement de la séquence sédimentaire turbiditique durant un épisode de déformation polyphasée et de métamorphisme majeur de longue durée (entre 2640 et 2600 Ma; Fontaine, 2019) en association avec un front de migmatisation et la mise en place de pegmatites granitiques localement aurifères (2620-2600 Ma; Ravenelle et al., 2010; Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015).

Contrôles de la minéralisation

Le patron structural régional est associé avec la superposition de trois évènements de déformations (D1, D2 et D3) et avec la présence d'intrusions compétentes, interprétées comme étant syn-volcaniques, et qui ont influencé l'attitude des contacts lithologiques et la fabrique principale (Fontaine, 2019). Les roches sédimentaires encaissant la minéralisation sont affectées par une déformation polyphasée (Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015) incluant: i) une déformation cryptique D1 à l'origine d'une phase de plis droits et fermés et de failles inverses; ii) une phase de déformation principale D2 associée des plis serrés à isoclinaux P2, une foliation S2 généralement sub-parallèle au litage et des zones de forte déformation tardi-D2 accompagnée d'un métamorphisme atteignant le faciès supérieur des amphibolites. La foliation principale est affectée localement par une fabrique ONO-ESE qui cause le plissement; et iii) une phase de déformation D3 formant des plis ouverts et une schistosité de crénulation S3 orientée NE-SO (SIGEOM, 2020; Fontaine, 2019). La mine est comprise dans une structure complexe à l'échelle kilométrique formée par des plis F3 qui préservent partiellement les structures antérieures D1 et D2 et est constituée de plusieurs zones minéralisées tabulaires (p. ex. Roberto et Mid-Roberto (zones 5010 et 5050), Roberto Est (zones 6000 et 7000)), subparallèles, d'envergure kilométrique et de largeur plurimétrique (jusqu'à 200 mètres d'épaisseur pour la zone Nord) et séparées de quelques mètres entre elles par des roches partiellement stériles. Selon Ravenelle et al. (2010), cette complexité est en partie liée 1) à des changements importants dans l'épaisseur de la séquence sédimentaire à aluminosilicates et 2) à la distribution discontinue de certaines unités lithologiques (p.ex. conglomérat, wacke arénitique, schiste à biotite). Ces zones minéralisées ont été fortement plissées et boudinées lors des déformations D2 et D3. Malgré cette déformation, les zones minéralisées sont très continues et de direction nord-ouest à nord-sud. Des zones de relais entre les zones minéralisées principales définissent un système anastomosé avec des structures de direction nord-sud à nord-est (Fontaine, 2019). Des zones de forte déformation d'orientation est-ouest, se développant durant la déformation D2 et/ou durant D3, provoquent des décalages métriques à plurimétriques au sein des corridors minéralisés. Les zones 5010, 5050 et 6000 forment la majeure partie des ressources et réserves de la mine. La zone principale Roberto se localise dans un pli synforme, anticlinal à l'échelle kilométrique avec une plongée subverticale (Ravenelle et al., 2010). Les vecteurs minéralisés à haute teneur plongent abruptement (80 à 85 degrés) vers l'est près de la surface (0-1 km) et plongent modérément (55 à 60 degrés) vers l'ouest à une profondeur supérieure à 1 km, et sont colinéaires avec les axes de plis F2 et F3 (Ravenelle et al., 2010; Fontaine, 2019). Selon Ravenelle et al. (2010), les arguments convergents à la présence d'un pli en « Z » plurimétrique où la zone aurifère Roberto est préférentiellement développée dans le flanc court du pli et est principalement composé de veines et veinules aurifères de plans axiaux et parallèles au litage S0,

suggérant que sa formation était contrôlée précocement à synchrone au plissement F2. Selon Fontaine et al. (2017) et Bandyayera et al. (2010), la concordance des zones minéralisées avec le litage pourrait suggérer que le contraste rhéologique entre les séquences de sédiments massifs et lités aurait également pu jouer un rôle important dans la mise en place de l'or.

Minéralisation

Les zones minéralisées contiennent de 5 à 20 % de sulfures finement disséminés constitués majoritairement d'arsénopyrite-löllingite-pyrrhotite ±pyrite avec de l'or libre très finement grenu. D'après les différentes études (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015; Fontaine et al., 2017; Fontaine, 2019), une diversité de styles de minéralisation a été documentée à l'intérieur des différents corridors minéralisés (surface, sous-terre et en forage). Cette diversité de style au sein d'une même zone minéralisée peut s'expliquer par la présence de plusieurs lithologies encaissantes. Selon Fontaine (2019), ces styles de minéralisation sont influencés par la lithologie hôte (p. ex., compétence, perméabilité secondaire, anisotropie, réactivité chimique), et par l'environnement tectono-métamorphique de mise en place (c.-à-d., déformation ductile ou fragile, faciès des schistes verts ou des amphibolites). Les différents styles de minéralisation documentés sont (Ravenelle et al., 2010; Fontaine et al., 2015) : i) stockwerk aurifère de veinules et brèches de quartz-dravite (tourmaline magnésienne) avec des zones de remplacement à microcline et phlogopite, associés à de la pyrrhotite, arsénopyrite et löllingite avec des minéraux accessoires comme la chalcopyrite et des traces de de breithauptite (NiSb), de pentlandite et de sphalérite et les zones équivalentes métamorphisées en profondeur (p. ex. les zones 5010 et 5050); ii) des veines et des brèches de quartz contenant des proportions variées de muscovite, d'actinote, de diopside, d'hedenbergite, de schorl (tourmaline), de la silicification pervasive (silica flooding), des veines et brèches de quartz, et des schistes à amphibole-biotite associés à de l'arsénopyrite, de löllingite et de la pyrrhotite disséminée, avec des minéraux accessoires comme la chalcopyrite et des traces de galène et d'ullmannite (NiSbS), en contact ou à proximité de l'unité sédimentaire encaissant la minéralisation principale (p. ex. les zones 6000, 7000, 8000 et les zones hagging-wall); iii) de zones de haute teneur aurifère plus atypiques dans les paragneiss contenant des quantités variables d'arsénopyrite, de löllingite et de pyrrhotite, avec du bismuth et de l'aurostibine comme minéraux accessoires et des traces de de breithauptite (NiSb), de pentlandite et de sphalérite, dans des veines de quartz ± feldspath très déformées et associées à des dykes de leucogranite (p. ex. la zone 494); et iv) des zones métasomatiques de basses teneurs aurifères injectées de veines d'amphibole-diopside à arsénopyrite-pyrrhotite ± pyrite ± chalcopyrite et localement de dykes de pegmatite aurifère (p. ex. la zone Nord). Fontaine (2019) démontre que l'augmentation du chrome, du bore et du soufre est corrélée avec l'augmentation du contenu d'une série de métaux (or, arsenic, nickel, antimoine, cuivre, cobalt, bismuth, tungstène, sélénium et tellure) et que cette signature métallique est associée à de la löllingite, de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite et de l'or visible en lien avec l'abondance de tourmaline. Toujours selon Fontaine (2019), la löllingite a une signature métallique à Au-Ni-Co-Te-Sb et l'arsénopyrite a une signature métallique à Pb-Bi-Se-Sb-Ag (possiblement une conséquence des phénomènes métamorphiques). La présence d'arsénides (cobaltite et gersdorffite), d'antimonides (aurostibite, breithauptite et d'ullmannite), de bismuth natif, des amas de löllingite, ainsi que l'arsénopyrite et la pyrrhotite recuits et recristallisés suggèrent que les processus de recristallisation / dissolution sont induits par la déformation et le métamorphisme lors de la fusion partielle locale du minerai (Fontaine, 2019). Les éléments métalliques enrichis sont Au, As, Sb, Ni, Co ± Bi ± W ± Te ± Pb, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

L'altération hydrothermale est souvent liée aux différentes zones minéralisées et aux teneurs en or tandis que la texture et la minéralogie varient drastiquement en fonction de la lithologie et de leurs positions dans le gisement (Fontaine, 2019). De manière générale, tel que décrit par Bandyayera et al. (2010), la minéralisation est en étroite association avec une altération pervasive en fine tourmaline brune et les zones minéralisées sont aussi communément silicifiées. On distingue une altération potassique proximale et une altération alumineuse distale. L'altération proximale est caractérisée par la présence de tourmaline brune, de microcline, d'épidote, d'actinote et de quartz (silicification). Celle-ci tend à s'intensifier à l'approche des zones minéralisées. Plus en détail, du moins pour la zone Roberto (zones 5050 et 5010), l'altération proximale est facilement identifiable par une teinte rosée, brune à rougeâtre, provoquée par l'abondance de tourmaline (de composition dravitique), de phlogopite et de microcline avec la présence de la séricite, de la clinozoïsite, de la chlorite, de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite au sein de niveaux de wacke grossier lité. À proximité des veines de quartz, la présence de tourmaline s'intensifie. Cette altération forme le cœur du système hydrothermal de la mine Éléonore avec des teneurs pouvant atteindre près de 100 g/t d'or sur plusieurs mètres dans certains chantiers (Fontaine, 2019). Cette altération est accompagnée localement d'une altération alumineuse

caractérisée par l'apparition de sillimanite en remplissage de fractures dans du quartz en association avec de la microcline porphyroblastique. Pour ce qui est de l'altération distale et intermédiaire, plusieurs types sont présents dans le wacke lité. Elles se caractérisent par une augmentation de la proportion de phlogopite et de microcline (jusqu'à 40% de la roche) accompagné de dravite disséminée ou en veinules spatialement associées à de la séricite, de la clinozoïsite, de la pyrrhotite et rarement à de la chalcopyrite (Fontaine, 2019).

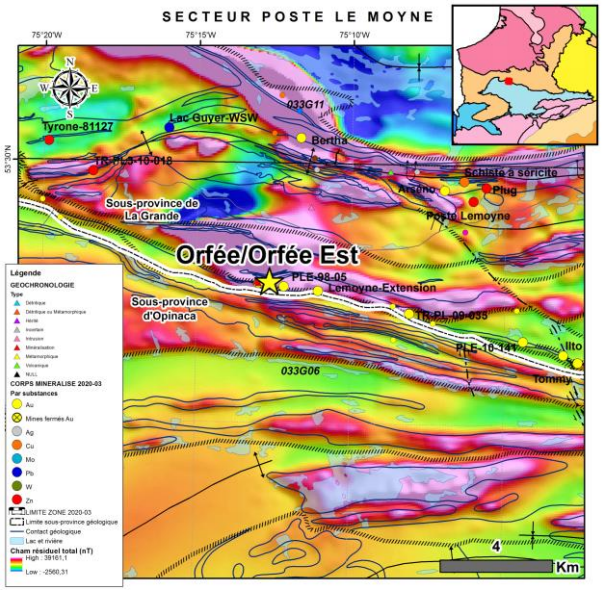
Métamorphisme

Un fort gradient métamorphique passant du faciès des schistes vert au faciès des amphibolites supérieur est observé à l'échelle régionale. Ce gradient correspond au contact interprété entre les sous-provinces de La Grande au sud-ouest et de l'Opinaca au nord-est (Gauthier et al., 2007; Bandyayera et al., 2010). À l'échelle de la propriété, trois faciès métamorphiques ont pu être identifiés : i) le faciès des schistes vert moyen à supérieur, ii) le faciès des amphibolites moyen à supérieur, iii) et le faciès des amphibolites supérieures à granulites (Fontaine, 2019). Ces faciès métamorphiques sont liés à un épisode de métamorphisme prograde (M1) affectant l'ensemble des lithologies suivi d'un épisode de rétrogression provoquant la réhydratation des roches de la sous-province de l'Opinaca et la déstabilisation des assemblages à orthopyroxène, biotite et hornblende associés et observé par une à une présence accrue de veines et de dykes leucogranitiques (Simard et Gosselin, 1999; Morfin et al., 2013). Ce processus aurait été actif sur plusieurs dizaines de millions d'années entre 2640 et 2610 Ma (Fontaine, 2019, et références citées). Le secteur de la mine Éléonore se caractérise par un fort gradient métamorphique, du sud vers le nord le passage du faciès schiste vert moyen à supérieur vers le faciès amphibolite moyen à supérieur en une dizaine de kilomètres (Fontaine, 2019). Toujours selon Fontaine (2019), les roches sédimentaires de la Formation de Low sont affectées par un métamorphisme prograde (M1) au faciès des amphibolites supérieur avec une pression minimale entre 5 et 6 kbars et une température minimale de 650°C et interprété s'étant produit durant la déformation principale D2. Ce faciès se caractérise par l'apparition de la biotite, de la sillimanite et plus localement du grenat dans les sédiments de la Formation de Low (Alow2; Bandyayera et Fliszár, 2007). Un assemblage à grenat et hédernbergite se développe dans les niveaux de formation de fer silicatées situées au sommet de la séquence de la Formation de Low et à proximité des intrusions de composition tonalitique à granodioritique (p. ex. secteur Synee au sud de la mine Éléonore et Cheechoo) (Fontaine, 2019) et indiquant que ce faciès métamorphique pourrait être influencé par la mise en place d'intrusions syn- à tardi-tectoniques et le métamorphisme de contact associé. La majorité des indices aurifères sont localisés dans ce faciès métamorphique définissant une zone de transition de 10 km vers les roches de plus haut grade au nord (Fontaine, 2019). Le métamorphisme rétrograde (M2) au faciès des schistes verts inférieur est spatialement associé aux failles tardives recoupant les dykes de diabase. Il se caractérise par des minéraux de bas grade tels que la chlorite, la prehnite ou la pumphellyite (transformation Biotite -> Chlorite).

Interprétation et Potentiel

Les styles de minéralisation présentes, la signature métallique commune des différentes zones minéralisées (Au, As, Sb, Ni, Co ± Bi ± W ± Te ± Pb), la composition chimique du minerai et l'association à une altération hydrothermale avec une zonalité latérale (S, B, Ca, Si, Fe et Mg) indiquent que les minéralisations aurifères ont subi une évolution très complexe. Selon les études, la minéralisation se serait formée précocement durant la phase de déformation D2. La formation et la mise en place de la minéralisation est interprétées pendant le plissement de la séquence sédimentaire turbiditique durant un épisode de déformation polyphasée et de métamorphisme majeur de longue durée en association avec un front de migmatisation et la mise en place de pegmatites granitiques localement aurifères. Selon Fontaine (2019), le minerai s'est formé, a été déformé et métamorphisé durant un épisode tectono-métamorphique de longue durée estimé entre 2 640 et 2 600 Ma. Ce dernier est associé à un front de migmatisation et la mise en place de pegmatites granitiques localement aurifères dont la mise en place est estimée entre 2 620 et 2 600 Ma (p. ex. Intrusion de Cheechoo, 2 612 ± 1 Ma; Fontaine et al., 2015). La minéralisation aurifère à la Mine Éléonore représente un système hydrothermal archéen complexe dans un contexte régional dépendant d'un flux de chaleur provenant de la croûte profonde (contexte de type deep earlier) associé à la présence d'un gradient métamorphique élevé (faciès des schistes vert au faciès supérieur des amphibolites), d'une frontière de sous-provinces (Opinaca et La Grande).

Orfée



Nom_Alternatif:	Orfée Est
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1998
Méthode de découverte:	Géophysique et forage
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	S9
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

Les premiers travaux systématiques de cartographie géologique de la région ont été réalisés dans les années 1940 et 1950 par la Commission géologique du Canada. Le ministère des Richesses naturelles entreprend par suite une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James (Goutier et al., 2002) et des travaux portant sur les bassins protérozoïques le long de la rivière La Grande (Portella, 1980). Les premiers travaux d'exploration connus dans le secteur de la propriété Poste Le Moyne Extension ont été réalisés par Tyrone Mines Ltd. (anciennement Phelps Dodge Corporation) en 1960 et consistaient en une reconnaissance géologique, de la prospection, des travaux de tranchée et un échantillonnage. Par la suite, le secteur fait l'objet de nombreux travaux d'exploration dans les années 1970. De 1972 à 1979, plusieurs travaux d'exploration (géophysique, géochimie, prospection, cartographie et forages) pour l'uranium et les métaux usuels ont été réalisés pour le compte du Groupe Minier S.E.S. (Seru Nucléaire ltée, Eldorado Nucléaire ltée et Société de développement de la Baie James) révélant la présence de laves ultramafiques pour la première fois à la Baie-James. En 1972 et 1973, Noranda Exploration effectua des levés aériens magnétiques, électromagnétiques et radiométriques à grande échelle dans le secteur du lac Guyer, couvrant la propriété Poste Le Moyne Extension. Dans les années 1980, quelques études universitaires touchent aux volcanites de la région du lac Guyer (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1980a, 1980b; Stamatelopoulou-Seymour, 1982; Stamatelopoulou-Seymour et al., 1983; St. Seymour et Francis, 1988; Liu, 1985). Une étude de la géologie et de la métallogénie du feuillet 33G a été réalisée dans le cadre du programme Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec (Gauthier, 1996; Gauthier et al., 1997; Gauthier, 2000). En 1995, Mines d'Or Virginia inc. procéda à un échantillonnage de till dans la bande de Guyer afin de délimiter des secteurs potentiels à la découverte de minéralisation aurifère. Des campagnes d'exploration (travaux de cartographie géologique, d'échantillonnage, de géophysique et de forages) furent par la suite entreprises par Mines Virginia inc. et Exploration Boréale inc. (devenue Corporation TGW qui est devenue Globestar Mining Corp.), menant à la découverte de nombreux indices aurifères, cuprifères et zincifères entre les années 1995 et 2000. En 1998, Mines Virginia inc. et Exploration Boréale inc. effectuent un levé magnétique et électromagnétique héliporté relevant ainsi des conducteurs électromagnétiques. Au cours de la même année, ces conducteurs furent prospectés au sol et un de ces conducteurs, correspondant à une formation de fer minéralisée, retourna à l'analyse une valeur de 82,2 g/t Au sur ce qui allait devenir le gîte Orfée. Suite à la découverte, d'importants travaux de coupe de lignes, de géophysique au sol, de décapage et de forage furent exécutés sur la propriété, entre 1998 et 2014.

Contexte géologique

À l'échelle régionale, le gîte Orfée est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie centrale du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à seulement quelques centaines de mètres (~320 mètres) au nord du contact interprété avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. Ce contact est considéré comme un métallotecte important à l'échelle de ces deux sous-provinces. Le gîte est encaissé dans les roches sédimentaires appartenant à la

Formation de Marbot ou du Complexe de Laguiche. Un wacke en contact avec les formations de fer minéralisés du gîte Orfée a retourné un âge maximal de sédimentation de <2724 ±2,2 Ma (David, 2020). Ces roches sont en contact faillé ou reposent en discordance (?) sur les roches de la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer (2820,3 +/- 0,8 Ma à 2806,1 +/- 2,3 Ma ; Goutier et al., 2002 ; David et al., 2011a ; 2012). Ce groupe, l'un des mieux étudiés du domaine de la Grande Rivière, est composé, de la base au sommet, de basaltes tholéiitiques (amphibolites rubanées), de gneiss quartzo-feldspathiques (volcanites intermédiaires), de tufs felsiques à intermédiaires calco-alcalins, de formations de fer, de komatiites et de wackes ultramafiques (Goutier et al., 2002). Des filons-couches mafiques à ultramafiques sont aussi associés aux basaltes du Groupe de Guyer. L'unité distinctive du Groupe de Guyer est constituée d'un basalte magnésien et de komatiites, distribués selon trois bandes distinctes. Plus à l'est, une lentille hectométrique de conglomérat polygénique, localisée au sein du Groupe de Guyer et assignée à la Formation de Brune (Bandyayera et al., 2011), a retourné un âge maximal de sédimentation de <2841 ±3 Ma (David et al., 2011). Cette date suggère que la Formation de Brune est localisée, stratigraphiquement parlant, à la base des roches volcaniques du Groupe de Guyer et que ces dernières reposent probablement en discordance d'érosion sur la Formation de Brune. Duparc (2014), dont une partie de son étude porte sur ce bassin sédimentaire, en vient à la conclusion que le contexte tectonique général pour la Formation de Brune peut favoriser le dépôt de bassin de type « Timiskaming », que cette formation se serait déposée dans un bassin isolé et qu'il est possible aussi que ce dernier ait été bordé d'un plus grand nombre d'intrusions synvolcaniques. D'autres roches métasédimenatires sont observées dans le secteur et attitrées à la Formation d'Ekomiak (âge maximal de déposition interprété à 2735 Ma par Davis et al., 2014). Les roches ont été associées à cette formation d'après des critères lithologiques par Goutier et al. (2002). Ces métasédiments correspondent à la limite supérieure du Groupe de Yasinski. La formation est en contact discordant au-dessus du Groupe de Guyer et correspond à des séquences clastiques grossières composées de wackes feldspathiques et de conglomérats polygéniques d'origine fluviatile ou alluvionnaire, interprétée comme étant de type « Timiskaming ». Une autre lentille de conglomérat polygénique est reconnue à l'est des indices aurifères Ilto et Tommy, La Formation de Marbot. Elle se compose, de la base au sommet, de wacke feldspathique, de conglomérat polygénique et de formation de fer rubanée. Une datation réalisée sur un niveau de wacke interlité avec la formation de fer rubanée de l'indice aurifère Eade-6 (11,45 g/t Au; 8,56 g/t Au et 1,4 g/t Ag; SIGEOM, 2021) a retourné un âge maximal de sédimentation de <2702 ±2 Ma (David et al., 2011b). Cette formation s'étend jusque dans le coin NE du feuillet 33G06. Une zone de cisaillement marque le contact entre la Formation de Marbot et le Groupe de Guyer qui l'encaisse. La nature initiale du contact pourrait être une discordance, comme l'avait suggéré Bandyayera et al. (2011). Ce groupe forme un sillon de plus de 100 kilomètres de long, orienté plus ou moins est-ouest et est distinct temporellement et également lithologiquement au Groupe de Yasinski (absence de komatiite dans ce dernier) (Goutier et al., 2002). Le Groupe de Guyer recouvre le socle tonalitique à granitique ancien du Complexe de Langelier (3452 +/-16 Ma à 2788 +4/-3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987 ; Goutier et al., 1998, 1999b, 2002 ; Davis et al., 2015 ; David, 2018a ; Fleury, 2019) et repose en discordance sur ce dernier. Ce complexe constituerait le cœur d'une antiforme qui s'étend de 33G/05 à 33G/11 sous les volcanites du Groupe de Guyer (Goutier et al., 2002). Le Pluton de poste Le Moyne, de composition tonalitique et dioritique quartzifère, est sous-jacent aux roches du Groupe de Guyer et occupe également le cœur d'une antiforme. Une analyse U-Pb sur des zircons a retourné un âge de 2881 +/- 2 Ma pour ce pluton (Goutier et al., 2002). Cet âge supporte l'hypothèse que la mise en place de ce dernier serait donc en partie contemporaine avec les phases anciennes du Complexe de Langelier. La présence d'une faille ceinturant le pluton est suggérée par la forte déformation des volcanites adjacentes et la présence de l'antiforme déversée (Goutier et al., 2002). L'ensemble de ces lithologies est injecté par des intrusions tardives composées de tonalites et de diorites des Intrusions de Duncan (2716 +/-3 Ma à 2709 +/-6 Ma ; Goutier et al., 1998, 1999a ; Davis et al., 2005), des intrusions se mettant en place aux limites des sous-provinces appartenant aux générations d'intrusions de composition intermédiaire à felsique à structure porphyroïde de la Grande Rivière appartenant (Augland et al., 2016), par exemple le Pluton de Bézier (2701,8 +/- 5,6 Ma; David, 2019), la Suite granitique du Vieux Comptoir (2683 +/- 10 Ma et 2613,6 +/- 0,4 Ma; Goutier et al., 1999b; Goutier et al., 2000; Bogatu, 2017; Davis et al., 2018; David, 2018a; David, 2019) et une série d'intrusions felsiques à ultramafiques sans assignation lithodémique particulière. Les roches de la Sous-province de La Grande ont été recouvertes par un vaste bassin sédimentaire turbiditique, correspondant aux roches du Complexe de Laguiche, dont l'âge de déposition se situerait entre 2728 Ma et 2672 Ma (David et al., 2011; Wodicka et al., 2009), et qui correspond aux limites de la Sous-province d'Opinaca (Goutier et al., 2000). Ces roches sont composées de wacke feldspathique en grande partie transformée en paragneiss à biotite avec des degrés divers de migmatisation et de multiples injections centimétriques felsiques, localement recoupés par des intrusions tardives, non déformées à cisaillées (Goutier et al., 2000, 2001). L'ensemble du Complexe de Laguiche est séparé du Groupe de Guyer au nord par des cisaillements (Goutier et al.,

2002). À l'échelle locale, le gîte Orfée est associé à un corridor de cisaillement affectant des lambeaux déformés de formation de fer rubanée, plissée et fracturée. Les zones minéralisées sont étroitement associées à une formation de fer à oxydes (magnétite-quartz) et silicates (grunérite-quartz-hornblende-cummingtonite-biotite-grenat-clinopyroxène-chlorite) et à une unité de mudrock graphiteux, riche en sulfures, bordées au nord par des amphibolites et au sud, par des roches métasédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites (Bogatu et Huot, 2018). La formation de fer constitue un horizon marqueur dans la séquence volcano-sédimentaire et présente une forte signature magnétique, même si son épaisseur varie du mètre au décamètre (Goutier et al., 2002). Les amphibolites correspondent à un basalte finement grenu, massif à cousiné et moyennement folié. Tandis que les roches métasédimenaires correspondent à un wake ou un grès feldspathique lité, finement grenu, faiblement amphibolitisé et renfermant de la biotite et du grenat. L'unité de wacke est en contact conforme avec les formations de fer, et a été interprétée comme appartenant au Groupe de Laguiche (Goutier et al., 2002). Le basalte est recoupé par des dykes décimétriques à métriques de composition intermédiaire et renfermant des phénocristaux de feldspaths. Ces dykes dioritiques porphyrique à plagioclase, daté à 2703 +/-7 Ma (Bogatu et al., 2016), sont très semblable aux unités de la Suite de Bezier (Bogatu et al., 2016). Les amphibolites, la formation de fer et les wackes sont injectés par une grande variété de veines de quartz déformées. Des dykes de granite pegmatitique (2613,6 +/- 0,4 Ma; Bogatu et al., 2016) cisaillés et boudinés à muscovite, biotite et grenat coupent les wackes et les amphibolites (Bogatu et al., 2016). L'or se retrouve dans trois unités lithologiques, c'est-à-dire la séquence sédimentaire classique composée d'un mudrock graphitique et d'une formation de fer, d'un basalte et les dykes dioritiques à phénocristaux de quartz et feldspath (QFP) (SIGÉOM, 2021).

Controle tectonique

La zone Orfée, principale zone minéralisée, est encaissée majoritairement dans une formation de fer au faciès des oxydes et des silicates. Les observations de terrain suggèrent que la formation de fer, lorsque plissée et démembrée par des structures au niveau des charnières de plis, présente souvent des teneurs élevées en or (SIGEOM, 2021). Ces valeurs aurifères sont liées à des concentrations de sulfures massifs à semi-massifs, localisées dans les zones d'épaississement associées aux charnières des plis parasites en Z (Goutier et al., 2002). À plus grande échelle, ces structures ressortent sur la carte magnétique et sont représentées par des zones de cisaillements à composante dextre. La minéralisation semble se concentrée dans des pièges structuraux, associée à une déformation D2 (~N279°/74°) ou D3 (~N256°/79°), tels que des veines de type « saddle-reef », « leg-reef », « fault reef », « neck reef », « spur » et des veines d'extension de quartz-pyrrhotine (Bogatu, 2017). Ces veines vont se mettre en place généralement dans des zones de dilations. Des sulfures disséminés sont aussi concentrés le long de couloirs de cisaillements aurifères orientés ONO-ESE (Bogatu, 2017; Bogatu et al., 2016). Ces éléments suggèrent un fort contrôle structural sur la minéralisation. Une autre caractéristique est la nature des assemblages lithologiques encaissants la minéralisation aurifère (formation de fer, mudrock graphiteux à sulfures, dykes dioritiques porphyriques, amphibolites), et qui est très diversifié par rapport à d'autres indices à proximité, qui nous indique possiblement un contrôle lithologique, chimique et physique sur la minéralisation en plus d'un contrôle structural. Le fait que le gîte aurifère Orfée/Orfée-Est et les indices PLE-98-05 et Le Moyne extension soient associés à un même niveau de formation de fer au faciès des silicates-oxydes suggère un contrôle stratoïde à l'échelle régionale. De plus, les zones minéralisées suivent la géométrie des formations de fer et les lithologies adjacentes proximales (Bogatu, 2017). La zone présente un clivage de crénulation fortement développé et très pénétratif qui coupe la schistosité principale de façon perpendiculaire.

Contrôles de la minéralisation

La zone aurifère Orfée consiste en une enveloppe tabulaire régulière avec des teneurs variant de 0,5 à 93,7 g/t Au et qui est suivie jusqu'à 460 mètres de profondeur, sur environ 100 mètres latéralement et pouvant atteindre une épaisseur maximale de 40 mètres (Bogatu, 2017). La zone est ouverte à l'ouest et en profondeur alors qu'elle est tronquée à l'est par une intrusion de pegmatite (SIGEOM, 2021). Les minéralisations aurifères du secteur (Orfée, Orfée Est, PLE-98-05 et Le Moyne-Extension) forment un chapelet de zones discontinues et minéralisées en or sur une distance latérale d'environ 2 kilomètres et confinées au contact entre les formations de fer et les amphibolites. Les études effectuées par Bogatu (2017) et Bogatu et Huot (2016) suggèrent qu'au moins deux événements de déformation distincts ont affecté les zones minéralisées. Les amphibolites ont une histoire de déformation encore plus complexe et sont affectées par au moins trois événements distincts (Bogatu, 2017). Goutier et al. (2002) mentionnent que les volcanites à la base du sillon sont des amphibolites rubanées, suggérant un cisaillement important à la base de l'empilement (correspondant à l'épisode de déformation D2 de Goutier et al., 2002) et qui affecte la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer et le Complexe de Langelier. Cet épisode est associé à un décollement entre les roches crustales et le socle

tonalitique et ne sera pas considéré ici dans la numérotation des événements de déformations. De plus, selon Bogatu (2017), il n'est pas certain que ce premier événement de déformation ait affecté les lithologies encaissantes de la zone Orfée. Une première foliation S1 est visible dans les amphibolites et les formations de fer et a une attitude moyenne ONO-ESE (~N289°/75°) (Bogatu, 2017). Cette foliation pourrait être contemporaine à la diagenèse et parallèle à la stratification (S0). Cette stratification et la foliation S1 ont été plissées au cours des événements de déformation D2 et D3, expliquant le large éventail d'attitudes de la foliation S1 variant de N090 à N000. Le litage, lorsqu'il est préservé, présente des granoclassements normaux, suggérant une polarité stratigraphique vers le sud (Bogatu, 2017). La schistosité S2 a une orientation ONO-ESE (~N279°/74°). Les plis isoclinaux P2 associés qui sont faiblement plongeants (N005° à N035°) sont fortement inclinés (62° à 81°), montrant des plis asymétriques de second ordre en « Z » et en « S », indiquant un mouvement apparent dextre tardif à l'événement de déformation D2 ou synchrone à l'événement de déformation D3 (Bogatu, 2017). Les plans axiaux de ces plis P2 sont fortement inclinés et parallèles à la foliation S2. Le mouvement apparent dextre est responsable de l'épaississement de l'unité de formation de fer sur la tranchée principale, de la rotation des grenats interprétés comme étant syntectoniques, des phénomènes de boudinages dans les couches dans les formations de fer et des fentes de tension avec remplissage de sulfures et de quartz (Bogatu, 2017). Un fait important, les dykes dioritiques porphyriques ont faiblement enregistré la foliation principale S2 et des veines calco-silicatées-quartz et minéralisées pré- à syn-D2 recoupent ces dykes, et sont cisaillées dans les corridors ONO-ESE formant de nouvelles veines laminées dans de zone de cisaillement (Bogatu, 2017). La foliation S3 est définie par un clivage de crénulation orienté E-O (~N256°/79°). L'événement de déformation D3 a affecté localement l'assemblage lithologique à Orfée, et est particulièrement bien enregistré dans les métagreywackes (Bogatu, 2017). L'intersection des plans de foliation S2-S3 est définie par une linéation d'étirement L3 fortement inclinée (~71°) vers l'est. L'axe de pli des plis ouverts P3 est parallèle à cette linéation d'intersection. Localement, les sulfures semi-massifs à massifs sont concentrés dans ces charnières de pli P3 (Bogatu, 2017).

Minéralisation

Selon les travaux de Bogatu (2017), au moins quatre styles de minéralisation ont été observés au gîte Orfée. Le premier style, correspondant au stage I, est composé de pyrite ± chalcopyrite ± arsénopyrite ± Au ± pyrrhotite ± löllingite disséminées et associées à des veinules ou des veines en tensions ou en cisaillements de quartz-plagioclase- ± hornblende ± clinopyroxène ± grenat ± calcite ± titanite ± tourmaline et quartz-tourmaline ± Au ± hornblende ± clinopyroxène ± titanite. Ces veinules ou veines ont été observées jusqu'à quelques centaines de mètres du gîte d'Orfée. Les relations de recoupement suggèrent que ces veines soient contemporaines au dyke dioritique porphyrique et serait pré- à syn-métamorphique (déformation D2). Bogatu et Huot (2016) mentionnent également que l'or est associé à un assemblage minéralogique comprenant des tellurures de bismuth et est superposé au dyke dioritique. Le deuxième style, correspondant au stage IIa, est composé de veines de sulfures disséminés à massifs (>65 %) et concentrés dans les formations de fer. Les plus fortes teneurs aurifères du gîte Orfée, sont associées à un niveau métrique de pyrrhotite non magnétique, semi-massive à massive, contenant des cristaux millimétriques de calcite automorphe (SIGÉOM, 2021). Les sulfures observés dans ce stage sont la pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite ± arsénopyrite ± quartz accompagné d'or natif. Les zones minéralisées observées consistent en une alternance de chert recristallisé avec des niveaux d'amphibolite contenant 15 à 70 % de pyrrhotite et pyrite avec jusqu'à 2 % de chalcopyrite et jusqu'à 2 % d'arsénopyrite. Des reliques de pyrite sont souvent observées dans la pyrrhotite semi-massive à massive suggérant qu'une grande partie de la pyrrhotite est dérivée de la désulfurisation de la pyrite. Ces veines riches en sulfures se forment dans des zones orientées ONO-ESE, parallèles à la foliation composite S0-S1 (avec un pendage variant de 600 à 850 vers le nord), et associées à des structures de dilatation (p. ex. saddle-reef, leg-reef, fault reef, neck reef et spur). L'arsénopyrite semble rétrograde comme le suggèrent les cœurs de löllingite associés. Ce stage est interprété comme étant associé au métamorphisme prograde (précoce dans la déformation D2). Le troisième style, correspondant au stage IIb, est associé aux zones de cisaillements ONO-ESE. La minéralisation s'observe dans les cristaux d'oligoclase et de quartz contenant de de la pyrrhotite-pyrite-arsénopyrite-löllingite ± Au et disséminées. Ce stage est interprété comme étant syn-métamorphique (syn-D2). Finalement, le quatrième style, correspondant au stage III, où l'or natif est associé systématiquement avec des minéraux métamorphiques rétrogrades tel que la chlorite, la phrénite, la séricite et l'épidote dans des veinules ou précipitants dans des fractures, le tout recoupant les foliations préexistantes. Ce stage se compose de pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite-molybdénite ± tellures de bismuth et est considéré comme un évènement de remobilisation tardif rétrograde. Bogatu et Huot (2016) indiquent que l'or natif libre est associé à la hornblende et au plagioclase altéré par la prehnite/séricite, ainsi qu'à des veinules de quartz-arsénopyrite-tellurures de bismuth dans des dykes dioritiques porphyriques à plagioclase, observé aussi en bordure des cristaux de pyrrhotite et de chalcopyrite

dans des veinules à sulfures massifs-quartz, et au long des fractures dans la magnétite et dans la hornblende dans des veinules à chlorite dans des formations de fer. Les basaltes et les grès renferment aussi un peu de sulfures (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) disséminés, en amas grossiers et en réseaux de filonnets (SIGEOM, 2021). Des cristaux d'arsénopyrite imbriqués avec la löllingite ont été sélectionnés et provenant de deux échantillons différents (un échantillon provenant d'une veine de quartz-calco-silicates recoupant les amphibolites et l'autre provenant d'une amphibolite cisaillée dans le corridor aurifère bordant l'unité de mudrock graphitique) et envoyés à l'analyse radiogénique pour une datation Re-Os (Bogatu, 2017). L'arsénopyrite d'un échantillon a retourné un âge de 2557 +/-12 Ma tandis que l'autre échantillon a retourné un âge estimé à 2582 +/-13 Ma. Bogatu (2017) conclue que les âges de 2557 +/-12 Ma et 2582 +/-13 Ma sont très probablement associés à la décomposition rétrograde de la löllingite en arsénopyrite, et que l'or associé aurait été remobilisé pendant les conditions rétrogrades tardives d'un événement M3 (stage III) entre 2582 et 2557 Ma. Les éléments métalliques enrichis sont Au, As ± Bi ± Te ± Sb ± Ag, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Le secteur d'Orfée est caractérisé par divers assemblages minéralogiques d'altération hydrothermale. Dans tous les forages, Cayer (2003) décrit une amphibolitisation (grunérite) totale ou partielle des niveaux de magnétite. Toujours selon Cayer (2003), les observations démontrent le remplacement de la magnétite vers la grunérite qui, à son tour, se fait remplacer par la pyrrhotite. Bogatu et Huot (2018) et Bogatu (2017) ont effectué une étude détaillée de la géochimie des altérations hydrothermales et du métasomatisme par les bilans de masse selon la méthode Isocon de Grant (1986). Premièrement, une altération à fer-manganèse pénétrative, de style remplacement, est observée principalement dans les unités d'amphibolites basaltiques (tholéiitiques et transitionnelles) et dans le mudrock graphiteux. Elle est caractérisée par des plages irrégulières de hornblende-grenat-plagioclase-sulfures ± magnétite, mais aussi par des auréoles d'altération autour des veines à quartz, à calco-silicates et à sulfures. Les échantillons affectés par cette altération sont enrichis en Fe2O3 total, en MnO, en S, en As et en Au, et faiblement en CaO et en Cu et sont faiblement appauvris en Al2O3 et en Na2O. Cette altération est interprétée comme étant pré-métamorphique puisque des veinules à prehnite-calcite-pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite ± arsénopyrite coupent cette altération pénétrative, coupent la foliation principale et ces zones irrégulières d'altération à fer-manganèse et sont coupées par des dykes dioritiques porphyriques, dont un a été daté à 2703 +/-7 Ma (Bogatu et al., 2016). Une deuxième altération observée, est constituée de veines et veinules coupant les amphibolites basaltiques, les formations de fer et les métagreywackes, et ayant comme assemblage minéralogique du quartz-plagioclase-pyrrhotite ± hornblende ± clinopyroxène ± grenat ± pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± titanite ± arsénopyrite ± Au (calco-silicatée ou calco-ferro-manganèse). Cette altération calco-silicatée semble contemporaine à l'altération pénétrative à fer-manganèse décrite précédemment. Les dykes dioritiques porphyriques coupent ces veines/veinules. On observe un enrichissement en CaO, le MnO et, dans une moindre mesure, le Fe2O3 total, le S, l'As et faiblement l'Au. Une altération à quartz-tourmaline (tourmalinisation) a été observée dans les unités d'amphibolites basaltiques, les métagreywackes et les formations de fer sous forme de veines et veinules d'extension ou laminaires à quartz-tourmaline ± pyrrhotite ± pyrite ± arsénopyrite ± titanite ± chalcopyrite ou en cristaux disséminés (≤ 1 %), pénétratif, dans les dykes dioritiques porphyriques et les métagreywackes. La tourmaline est de composition schorl, sauf dans les wackes, ou des cristaux de tourmaline disséminés sont de type dravite. Un enrichissement en CaO, Al2O3, et en moindre importance en S, Au, As lorsque les échantillons sont affectés par l'altération à quartz-tourmaline. Des cristaux de tourmaline en inclusions dans le clinopyroxène, ainsi que les veines calco-silicatées coupant les veines à quartz-tourmaline, suggèrent que ces dernières sont pré- à syn-altération calco-silicatée. Ces deux dernières altérations (calco-silicatée ou calco-ferro-manganèse et tourmalinisation) sont interprétées comme étant des altérations prograde (Bogatu, 2017). Troisièmement, une altération potassique ± sodique distale à intermédiaire (0 à 1 mètre) aux veines calco-silicatées est observée et affecte les amphibolites basaltiques, les métagreywackes, les mudrocks graphiteux ainsi que les formations de fer. Elle est caractérisée par un mélange d'altérations sodique/potassique et visibles par le remplacement de la roche primaire par l'oligoclase et l'albite ainsi que la biotite (localement jusqu'à 20 % volume de la roche). Les échantillons sont caractérisés par un enrichissement en Na2O, K2O, SiO2, Al2O3, Au ± As et un appauvrissement en Fe2O3 total, CaO et MnO. Quatrièmement, une sulfurisation et une silicification (silica flooding) sont décrites dans les zones de pyrrhotite semi-massive à massive associées aux pièges structuraux. Les échantillons associés à cette altération sont enrichis en S, Au, Fe2O3 total et CaO. Ces deux dernières altérations (potassic-sodique et sulfurisation -silicification) sont interprétées comme étant pré- à syn-pic métamorphique (Bogatu, 2017). Finalement, une série d'altérations de basse température (~300°C) est associée avec de l'or libre disséminé (zones d'altération irrégulières, factures ou veines/veinules à séricite,

chlorite, prehnite ou épidote). Un enrichissement en Al2O3, Fe2O3T, K2O et en CaO, ainsi qu'en S et en Au sont remarqués dans cet assemblage d'altération. Un assemblage minéralogique comprenant des tellurures de bismuth est associé avec les veinules de quartz et avec l'altération à prehnite. Ces altérations tardives n'ont pas été déformées par un évènement de déformation subséquent.

Métamorphisme

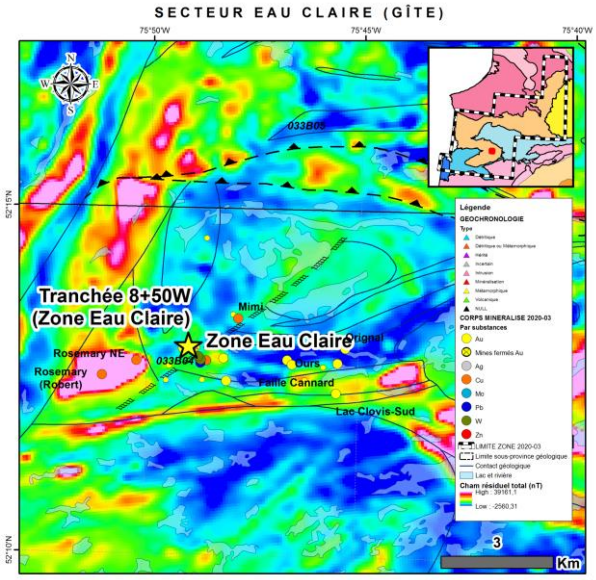
Selon Goutier et al. (2002), au niveau de la séquence volcano-sédimentaire de Guyer, les paragenèses minérales métamorphiques sont typiques d'un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites moyens à supérieurs. Des minéraux indicateurs particuliers, comme l'hédenbergite et la cummingtonite, sont observés dans certaines formations de fer. Les métavolcanites sont toutes recristallisées et constituées principalement de cristaux de hornblende allongés suivant la foliation régionale. Les minéraux indicateurs observés dans les paragneiss et les tufs felsiques, en partie altérés, sont la cordiérite, la staurotide, la sillimanite, l'andalousite, l'anthophyllite, le grenat et la muscovite. L'épidote, la damourite, la chlorite, la prehnite et des carbonates sont associés à un épisode de métamorphisme rétrograde. Les paragenèses métamorphiques et les textures observées dans ces roches sont, selon Goutier et al. (2002), compatibles avec une évolution du métamorphisme régional archéen initié par un épisode de déformation majeure affectant les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca entre 2684 et 2640 Ma (Wodicka et al., 2009 ; David et al. 2009 et 2011a ; Morfin et al., 2013 ; Rhéaume-Ouellet, 2020). Cet épisode serait contemporain à celui qui a affecté les roches du Groupe de Yasinski, précédant les Intrusions de Duncan. Le pic métamorphique est atteint à la fin de cet épisode de déformation et il est suivi d'une rétrogradation des paragenèses métamorphiques entre 2618 et 2602 Ma (Goutier et al., 2002). Ce métamorphisme régional archéen serait précédé d'un évènement associé à la phase de déformation qui a formé les gneiss du socle rocheux (Complexe de Langelier), antérieure à la séquence volcano-sédimentaire, sans pouvoir conclure qu'ils ont atteint le faciès supérieur des amphibolites. L'isograde métamorphique entre les amphibolites moyennes et supérieures est localisé à ~300 mètres au sud du gîte (correspondant au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca). Les études effectuées par Bogatu (2017) estiment les conditions métamorphiques maximales sur la base d'un assemblage minéral en équilibre composé de grenat-hornblende-bytownite dans les amphibolites. Les températures et pressions calculées varient entre 601 et 652°C pour 2,3 à 2,5 kbar pour un échantillon (PLE-02-23-166.4). Les températures de cristallisation de la biotite rétrograde ont été calculées en fonction de la teneur en Ti du géothermomètre à biotite. Les températures calculées de cristallisation de la biotite se situent entre 546 et 619°C.

Interprétation et Potentiel

Le gîte aurifère Orfée/Orfée Est possède une histoire de minéralisation complexe, associée à des stades pré-, syn- et post-métamorphiques. Les styles de minéralisation et d'altération sont variés, comprenant une altération précoce en fer-manganèse accompagné de minéralisation primaire en pyrite et possiblement d'arsénopyrite et d'or (?), des veines de quartz-calco-silicates-tourmaline-sulfures ± Au, des accumulations de sulfures dans des pièges structuraux dilatants riches en or, une minéralisation aurifère encaissée dans des zones de cisaillement et de l'or natif remobilisé dans des fractures. Le gîte est encaissé dans des formations ferrifères archéennes et des mudrocks graphitiques, associés spatialement au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Cette structure est reconnue depuis longtemps comme étant un métallotecte favorable pour la mise en place des minéralisations aurifères dans ces deux sous-provinces. Au-delà de la présence de ce métallotecte important, la nature même des lithologies encaissants la minéralisation à certainement joué un rôle clé dans la mise en place de cette dernière. Premièrement, selon Bogatu (2017), de légères différences géochimiques ont été mises en évidence entre les amphibolites du Groupe de Guyer et celles encaissant le gîte d'Orfée-Orfée-Est. Un enrichissement en terres rares et des valeurs en MgO plus faibles pour les amphibolites d'Orfée-Orfée-Est suggèrent une source plus enrichie, un degré de fusion partielle plus faible ou un degré plus élevé de cristallisation fractionnée pour la source des basaltes. Le léger enrichissement en éléments terres rares légers suggère une contamination crustale, tel que suggéré par les études antérieures (p. ex. (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1980a, 1980b; Stamatelopoulou-Seymour, 1982; Stamatelopoulou-Seymour et al., 1983; St. Seymour et Francis, 1988; Liu, 1985). L'altération et la minéralisation irrégulières répertoriées dans ces roches encaissantes par Bogatu (2017), pré- à syn-D1 et enrichies en Fe-Mn-S avec un faible enrichissement en Au et en Cu, a certainement contribué à l'enrichissement en or des phases de minéralisation subséquentes, dites orogéniques. Selon Bogatu et Huot (2018), l'origine des sulfures et des auréoles d'altération à fer-manganèse peut être corrélée avec la genèse des formations de fer et du mudrock graphiteux. Combiné à la présence des basaltes enrichis en Au et en Cu, la présence de ces formations de fer et mudrock graphiteux riches en sulfures, possiblement eux aussi enrichis, en or et en

arsenic, ont possiblement contribué à l'enrichissement du gîte dans les phases de minéralisation subséquentes. En plus de ce contrôle chimique (roches réductrices) sur la minéralisation, la diversité des lithologies à cet endroit nous suggère également un contrôle lithologique et physique sur la minéralisation en plus d'un contrôle structural. La majeure partie de l'or serait introduite durant la phase de déformation majeure (pré- à syn-pic métamorphique) et associée à 1) une première impulsion associée à des veines de quartz-calco-silicates (carbonates) ou quartz-tourmaline et une sulfurisation en pyrite pré-métamorphique (avec possible arsénopyrite); et 2) à une seconde impulsion de sulfurisation /minéralisation, associée à la löllingite et à la pyrrhotite aurifères dans les pièges structuraux dilatants créés durant le plissement et les zones de cisaillement accommodant ce plissement. Ces zones de cisaillement ont très probablement agi comme des conduits pour les fluides minéralisés, les concentrant dans les roches encaissantes. Cette principale introduction d'or s'étendrait sur presque un million d'années et serait restreinte entre 2703 +/-7 Ma (Bogatu et al., 2016), âge des dykes dioritiques porphyriques injectés pré- à syn-minéralisation, et 2613,6 +/- 0,4 Ma, âge des monazites dans un granite pegmatitique intrusif post-minéralisation et attitrée à Suite granitique du Vieux Comptoir (Bogatu et al., 2016). Costa (2000) dans son étude en vient à la même conclusion, que la majeure partie de la minéralisation serait post-sédimentation et serait issue d'une remobilisation métamorphique durant la phase de déformation principale. Finalement, une remobilisation post-métamorphique de l'or (ajout d'or?) et des sulfures est associée à des assemblages d'altération du faciès des schistes verts (métamorphisme rétrograde). La datation Re-Os d'un composite arsénopyrite-löllingite provenant de veines de quartz-calco-silicates encaissées dans des zones de cisaillement a donné des âges de 2582 ±13 Ma et de 2557 ±12 Ma (Bogatu, 2017) et représentent la rétroversion de la löllingite en arsénopyrite et probablement associés à la remobilisation de l'or. Le secteur a fait l'objet de nombreux travaux d'exploration dans le passé. Par contre, le potentiel demeure élevé de rencontrer ce type de minéralisation. La présence de nombreuses formations de fer dans le Groupe de Guyer met en lumière ce potentiel. Mais au-delà de la présence des formations de fer, la chasse aux amphibolites basaltiques montrant un enrichissement en éléments terres rares légers et des valeurs en MgO plus faibles serait un excellent départ, en sachant que les amphibolites basaltiques encaissant la minéralisation du gîte Orfée sont différentes, lithogéochiquement parlant, des autres amphibolites basaltiques dans le Groupe de Guyer. Cette différence lithogéochimique aurait pu favoriser la mise en place d'autres styles de minéralisations aurifères. Les faibles dimensions du gîte font en sorte qu'il serait très facile de le cacher sous la couverture glaciaire.

Zone Eau Claire



Nom_Alternatif:	Veines QT, 450 West Zone, 8
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1987
Méthode de découverte:	Géophysique et forage
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	V3
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

De 1973 à 1976, Serem et la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) explorent un grand secteur du territoire de la Baie James afin d'évaluer le potentiel régional pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes (levé électromagnétique aéroporté qui identifie 18 anomalies). Ces levés font ensuite l'objet d'un suivi au sol comprenant une coupe de grilles d'exploration, des levés électromagnétiques et magnétiques, une cartographie géologique, des tranchées et 28 sondages sur la propriété Clearwater et mettent à jour 4 nouveaux indices aurifères. De 1978 à 1985, la région est soustraite au jalonnement dû aux projets hydro-électriques de la Baie James. En 1985, Westmin Resources Ltd et Eastmain Resources obtiennent les deux permis d'exploration formant la propriété Clearwater (Clearwater-684 et Lichteneger-685). Cette même année, des travaux de pédogéochimie permettent de découvrir des anomalies associées aux conducteurs encaissant la minéralisation aurifère découverte précédemment par Serem-SDBJ. De 1984 à 1990, Westmin Resources Ltd. et Eastmain Ressources ont lancé un programme complet d'exploration de l'or et des métaux usuels couvrant la ceinture volcano-sédimentaire de la Basse Eastmain. Ce vaste programme comprenait 78 forages carottés effectués de 1985 à 1990. Ces forages ont abouti à la découverte d'un certain nombre de veines de quartz-tourmaline aurifères. La présence de ces veines, comprenant entre autres les veines appelées VEIN B, C, D, F et G, ont démontré une continuité en trois dimensions dans la partie supérieure du gisement Eau Claire. En 1990, un inventaire minéral préliminaire de 0,27 Mt à 6,1 g/t Au est défini dans cette zone (dont 67 000t à 14,6 g/t Au dans la veine G; O'Connor, 1990). En 1995, SOQUEM acquiert un intérêt de 50 % dans la propriété. En 1996, Eastmain Resources augmente son intérêt à 50 % en acquérant celui de Westmin Resources Ltd. Fury Gold Mines détient actuellement une participation de 100% dans le projet Eau Claire.

Contexte géologique

La Zone Eau Claire est située dans la ceinture de roches volcano-sédimentaires de la Basse-Eastmain, dans la sous-province volcano-plutonique de La Grande et à environ 30 kilomètres au sud du contact avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. La géologie régionale est caractérisée par une épaisse séquence volcanique bimodale composée de coulées volcaniques mafiques (ou amphibolites) massives, rubanées et coussinées interlitées de volcaniclastites felsiques à intermédiaires laminées et litées, de formation de fer sulfuré, de roches métasédimentaires et de méta-conglomérat polygéniques à fragments de laves mafiques, de grès et de veines de quartz, qui renferment de minces niveaux de sédiments terrigènes (grauwacke, arkose et shale) et des horizons graphitiques (Moukhsil et al., 2007; Tremblay, 2006; Moukhsil, 2000; Cadieux, 2000; Quirion, 1996). La cartographie régionale de Labbé et Grant (1997) montrent deux bandes de roches métasédimentaires dans la portion orientale de la propriété. La première se compose de grès et de wackes avec des tufs à lapilli felsiques à intermédiaires et des horizons de basalte. La deuxième contient des mudstones, des wackes, des grès et des conglomérats. Ces roches appartiennent à la Formation de Natel du cycle volcanique 2 (2739 à 2720 Ma) décrit par Moukhsil et al. (2007) dans leur synthèse géologique et métallogénique de la Basse Eastmain. Une rhyolite de la formation de Natel localisé à 25 km au sud-est de la Zone Eau

Claire a été datée. Les analyses de quatre cristaux de zircon, assez frais pour subir l'abrasion, ont donné des âges très différents. Ces derniers suggèrent un âge volcanique de 2739 +/- 5 Ma (Moukhsil, 2000). David et al. (2010) ont daté un dyke mafique porphyrique à phénocristaux de pyroxène faiblement altérés en actinote et en chlorite et tardif, qui coupe les deux fabriques principales et les veines de quartz-tourmaline aurifères provenant directement du gîte Eau Claire. La plupart des zircons analysés sont des xénocristaux avec un âge moyen de 2728,2 ±2,1 Ma. Cet âge correspond probablement à celui des roches encaissantes du dyke. Un fragment de zircon a donné un âge de 2609 Ma, lequel correspond à l'âge maximal de la mise en place du dyke (Davis et al., 2010). Les coulées mafiques sont injectées par de multiples dykes de quartz-feldspath et des dykes tardifs mafiques, d'intrusions porphyriques felsiques et de stocks de tonalite, d'une variété de plutons et dykes subvolcaniques felsiques. L'intrusion la plus importante de la propriété est le granite du lac Labyrinthe qui affleure à l'est de la propriété (Cadieux, 2000). Shaw (1991) a reconnu 2 autres types d'intrusions sur la propriété soient : des dykes et sills foliés de dacite porphyrique et des schistes à actinote et biotite discordants par rapport au rubanement des roches encaissantes qui ont été interprétés comme des lamprophyres déformés (Shaw, 1991). Par contre, ces schistes sont interprétés par Cadieux (2000) comme des zones d'altération hydrothermales associées aux veines minéralisées. Structuralement, la séquence volcano-sédimentaire a été plissée. Toutes les roches montrent des évidences de foliation S1 subparallèle au litage S0 (Moukshil et al., 2007; Tremblay, 2002; Cadieux, 2000; Shaw, 1991). Cette foliation S1 est affectée par une déformation régionale D2 caractérisée par de grands plis d'échelles kilométriques. Les pôles S1 mesurés sont distribués le long d'un grand cercle moyen d'orientation 346/52 et pourraient correspondre à un axe de pli régional (Moukshil et al., 2007). Plus locale, la Zone Eau Claire est localisée dans un de ces nez de plis régional et encaissée par une séquence d'amphibolite contenant des niveaux de roche à quartz et feldspath (sédiments ou volcanites felsiques), des niveaux d'amphibolite riche en sulfures et magnétite lesquels sont associés à des hauts magnétométriques et conducteurs électromagnétiques et des méta-conglomérats. Le pli régional qui affecte les unités volcano-sédimentaires du secteur est relié au deuxième épisode de déformation D2 et contrôle le grain tectonique régional d'orientation E-O (Shaw, 1991). La présence de coussins dans les volcanites mafiques a permis d'établir une polarité stratigraphique vers le nord sur le flanc nord du pli et vers le sud sur le flanc sud (Shaw, 1991; Tremblay, 2006). Il s'agirait donc d'un pli antiforme, anticlinal serré à isoclinal et plongeant faiblement vers l'OSO (Tremblay, 2006). Le gisement chevauche le contact sur le flanc sud de l'antiforme au contact entre les roches volcanoclastiques felsiques recouvertes par les coulées volcaniques mafiques. Le contact entre les roches volcaniques et les roches sédimentaires représente un horizon marqueur et qui forme un large pli ouvert le long du flanc nord et montre une fermeture de pli serré immédiatement à l'ouest de la Zone Eau Claire, également visible sur le flanc sud orientée est-ouest et qui a été tracée à l'est sur plusieurs kilomètres (SGS, 2017). L'horizon marqueur volcanique / sédimentaire est localement matérialisé par une formation de fer au faciès sulfuré qui se retrouve à la base des roches volcaniques mafiques et peut mouler les nez de plis. Deux types de basaltes sont reconnus sur la propriété en termes de géochimie : 1) un basalte tholéitique avec de faible teneur en Ti et riche en magnésium (Mg); et 2) un basalte tholéitique avec de haute teneur en Ti et riche en fer (Fe). Un essaim de dykes felsiques porphyriques à feldspath et à quartz-feldspath en forme de croissant, dénommé « Hangingwall Porphyry », délimite le toit (hagginwall) du gisement Eau Claire au sud. Les veine se retrouvent principalement à la base de l'essaim de dykes de QFP. La forme générale du gisement suit le contour de cet essaim. Un deuxième essaim de dykes felsiques porphyriques est observé à l'extrémité ouest du gisement coïncidant avec le nez de pli P2. Cet essaim de dykes porphyriques est dénommé le « Western Porphyry ». Les roches encaissantes au mur (footwall) consistent en une épaisse séquence de roches felsiques, de tuf volcanoclastique, cendré à lapilli et de roches sédimentaires (grauwacke, siltstone, mudstone et conglomérat), injectées de dykes felsiques porphyriques à feldspath et à quartz-feldspath. Cette séquence est orientée est-ouest, plongeant vers le sud. Ces roches prédominent dans toute la partie centrale de la propriété et sont localement intercalées avec des mini-cycles de roches volcaniques mafiques et d'amphibolites (métavolcanique mafique) alternant avec des roches volcanoclastiques felsiques.

Controle tectonique

Régionalement, la séquence volcano-sédimentaires présentent une foliation parallèle aux contacts lithologiques. Dans le secteur de la Zone Eau Claire, deux orientations principales de foliation sont observées. La première est orientée Est-Ouest et correspond à la foliation régionale de l'empilement volcano-sédimentaire tandis que la seconde est orientée NE-SO (SIGEOM, 2020). Le grain tectonique dominant est fortement plissé dans une orientation est-ouest et le litage est généralement transposé dans la foliation. La minéralisation, associée aux veines à quartz-tourmaline distribuées en échelon, est au contact entre des volcanites et des roches volcanoclastiques sur le flanc sud d'un antiforme anticlinal P2 orienté est-ouest et plongeant faiblement vers l'ouest-sud-ouest. Les veines minéralisées sont localement boudinées et

se situent dans des zones de déformation anastomosées, que l'on peut suivre latéralement sur quelques centaines de mètres. Les veines sont subparallèles aux plans axiaux des plis P2 et sont principalement localisées dans la charnière des plis kilométriques P2 tronqués par une zone de cisaillement majeure senestre, orientée NE-SO et assoicée à la phase de déformation D2 (couloir d'Aupapiskach) ou se retrouvent à l'interface entre le basalte magnésien et le basalte ferrifère et sont parallèles à la stratigraphie. Les ressources de la Zone Eau Claire se retrouvent aux contacts entre ces deux unités de basaltes distinctes.

Contrôles de la minéralisation

La Zone Eau Claire consiste en plusieurs veines localisées dans des cisaillements ductiles-fragiles (B, C, D, F, G, H, I, P, JQ, R et S) avec une excellente continuité sur des longueurs variant de 75 à près de 300 mètres. Ces veines, d'épaisseur décimétrique, sont disposées en échelons (d'orientation NO-SE en surface; Tremblay, 2006) et forment un réseau de veines parallèles discontinues et orientées à environ N085°/45° (SIGEOM, 2020). Selon le site internet de la compagnie (www.furygoldmines.com), l'enveloppe minéralisée de la zone Eau Claire mesure plus de 1 800 mètres de longueur par 200 mètres de largeur, et jusqu'à une profondeur de 900 mètres. La majeure partie des réserves calculées sur les huit veines principales demeure ouverte vers le sud en profondeur. La présence des veines minéralisées se manifeste sur une largeur totale de 500 mètres. Au secteur 450 West, les veines de quartz-tourmaline sont encaissées par toutes les unités lithologiques à l'exception des dykes mafiques tardifs, mais sont principalement aurifères dans une séquence de roches volcaniques mafiques roches situées entre un essaim de dykes porphyriques quartzo-feldspathique et d'une unité volcanoclastique felsique tandis qu'au secteur 850 West, les veines aurifères de quartz-tourmaline sont encaissées dans une séquence de roches volcaniques mafiques située au-dessus de la séquence de roches volcaniques mafiques du secteur 450 West (Valli et al., 2012). Selon les différentes études, au moins trois phases de déformation affectent les roches encaissantes des veines aurifères et les zones de remplacement (Chartier et Ravenelle, 2015; Valli et al., 2012; Tremblay, 2006; Cadieux, 2000) : 1) un évènement D1 qui correspond à la fabrique pénétrative principale (S1) qui se superpose au litage S0 dans l'unité sédimentaire. Cette fabrique est très intense et montre une surface enveloppe de direction N-S (Tremblay, 2006). Également associés à cette phase de déformation, des zones de forte déformation, et des plis isoclinaux P1 sont observés (Chartier et Ravenelle, 2015). Les dykes porphyriques quartzo-feldspathique sont localement plissés par des plis P1 indiquant qu'ils ont été mis en place avant ou au début de D1 (Valli et al., 2012); 2) un second évènement de déformation D2 se traduit surtout par du plissement et par la présence d'un clivage de crénulation, ou à une foliation de plan axial pénétrative fortement développée, ou à des plis serrés dans les zones de cisaillement. La crénulation ou foliation de plan axial est subverticale d'orientation E-O sur la zone 450 West et NE-SO sur la zone 850 West (Valli et al., 2012; Tremblay, 2006). Les plis développés par cette phase de déformation ont une faible plongée (25 à 35 degrés) vers le sud-ouest à l'ouest-sud-ouest et affectent les différentes unités lithologiques ainsi que la fabrique principale S1. Des zones de déformation centimétrique à métrique, localement aurifère et d'orientation E-O à NE-SO, semblent être associées à cet épisode de déformation (Chartier et Ravenelle, 2015; Valli et al., 2012; Tremblay, 2006); 3) un évènement de déformation D3 post-minéralisation est caractérisée par un clivage de crénulation orienté nord-ouest, des plis F3 plongeant vers l'est-nord-est (et documentés uniquement dans la partie est de la propriété) et des zones de cisaillement fragiles-ductiles dextres orientées nord-ouest (Chartier et Ravenelle, 2015). Selon Valli et al. (2012), les veines de quartz-tourmaline-carbonates se seraient mise en place pendant différents incréments de la déformation D2 et la géométrie des vecteurs minéralisés (oreshoot) serait contrôlée par les axes de pli P2.

Minéralisation

Les zones minéralisées se retrouvent principalement dans des veines de quartz, tourmaline ainsi que dans des schistes à actinote, biotite, tourmaline, et localement dans les roches à quartz et feldspath et les amphibolites à tourmaline. Les descriptions suivantes sont basées sur les travaux de Jourdain et Morin (1999; GM 57517) et Jourdain et Larocque (2001; GM 58908) et proviennent majoritairement de la description de la fiche métallogénique disponible dans le SIGEOM (2020). Les veines minéralisées, généralement d'une épaisseur de moins d'un mètre, sont principalement constituées de quartz laiteux et de tourmaline, avec de la calcite blanche mineure (<5 %), des traces de grenat et d'actinote et très peu de sulfures (traces à 5 %). La concentration des deux phases minérales principales montre de fortes variations d'une veine à l'autre et latéralement à l'intérieur d'une même veine. Ainsi, à un endroit, une veine peut contenir plus de 95% de quartz et quelques mètres plus loin être composée de plus de 95 % de tourmaline (Tremblay, 2006). La veine type a une structure interne rubanée et laminée (rubans ou lamines millimétriques de quartz et tourmaline pouvant atteindre jusqu'à 30% de la veine) résultant d'un remplissage de fractures ouvertes ou de zones de

cisaillement en continu (mécanisme de crack-seal ou open space filling) tel que défini par Ramsay (1980). Les veines laminées de quartz-tourmaline sont localement plissées par des plis P2. Par endroits, les rubans de tourmaline ont une texture béchique (texture en « piano »). Tremblay (2006) souligne que les zones riches en quartz avec une texture rubanée soient plus abondantes dans la partie ouest et que les zones plus riches en tourmaline avec une texture plutôt béchique soient plus abondantes à l'est du décapage de la zone 450 West. Les zones de remplacement massif en tourmaline associées à ces veines rubanées ou laminées s'étendent localement sur plusieurs mètres aux pourtours de ces dernières et sont localement fortement enrichies en or (plus d'une once d'or par tonne; Valli et al., 2012). Ces zones sont souvent matérialisées par des schistes à biotite, tourmaline, actinote. Les zones à haute teneur, encaissée dans les schistes à actinote, biotite, tourmaline, sont recoupées par la foliation S1 et par les veines de quartz-tourmaline suggérant qu'il pourrait représenter un évènement minéralisateur distinct et prédatant les veines de quartz-tourmaline et pourrait représenter des structures synvolcaniques altérées (Moukhsil et al., 2007). Des veines de quartz de tension recoupent les veines laminées à grand-angle (souvent d'orientation nord-sud) et se forment souvent dans le « cou » des boudins des veines rubanées et laminées. Le contenu en or de ces types de veines n'est pas connu (Valli et al., 2012). Ces auteurs reconnaissent également des veines de quartz-tourmaline en extensions orientées nord-sud. Un remplacement pénétratif en tourmaline-actinote-biotite affecte souvent la roche encaissante et les cristaux de tourmaline sont souvent orientés perpendiculairement aux parois de ces veines. Les sulfures, composés majoritairement de pyrite avec des quantités mineures de pyrrhotite et de chalcopyrite, forment généralement moins de 5 % dans les schistes à actinote et moins de 1 % dans les veines. La pyrite est la phase dominante, mais elle peut être accompagnée de pyrrhotite ou de chalcopyrite (Tremblay, 2006). La pyrrhotite contient pratiquement toujours des exsolutions de pentlandite en flamme. L'or est principalement observé à l'intersection des grains de quartz ou de tourmaline, et plus rarement, dans des microfractures (Cadieux, 2000). Il est le plus souvent associé à la tourmaline, en grains isolés ou accompagnés d'un tellurure de bismuth (BiTe2) ou à un tellurure de nickel soit de la mélonite (Cadieux, 2000). Des tellurures d'argent sont également présents dans les veines. Une association métallique avec l'arsenic, le molybdène et le tungstène est rapportée dans certaines études (Cadieux, 2000; Moukshil et al., 2007) suggérant la présence d'arsénopyrite, de molybdénite et de scheelite (?). La pyrite et la pyrrhotite sont des phases primaires partiellement remplacées par l'hématite, qui est associée à une fracturation de la veine et à une circulation de fluide plus tardive. L'or visible est concentré au contact entre les bandes de quartz et de tourmaline massive aphanitique. L'or natif contient de 7 à 14% d'argent et est associé à un tellurure d'argent et à un tellurure de bismuth. Ces trois phases minérales se trouvent soit à l'intérieur de fractures dans le quartz, soit en position interstitielle à des grains de tourmaline grossièrement grenue, ou encore entre les bancs de tourmaline massive aphanitique et les bancs de quartz. Un évènement hydrothermal associé à des veines de quartz-ankérite-pyrrhotite-chalcopyrite sont affectées par la phase de déformation D1 et a aurait donc eu lieu avant la formation des veines aurifères principales de quartz-tourmaline ± calcite (Valli et al., 2012). La géométrie de cet évènement hydrothermal antérieur pourrait contrôler la distribution de la minéralisation aurifère générée par la suite au cours de la déformation D2 (Valli et al., 2012). Les éléments métalliques enrichis sont Au, Te ± As ± Ag ± Bi ± Mo ± W, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les épontes des veines sont souvent composées d'un schiste à actinote, biotite, tourmaline de moins d'un mètre d'épaisseur à maximum cinq mètres. Le schiste est souvent hétérogène et composé d'une alternance de bandes riches en actinote ou en biotite, ou encore, composé de tourmalinite à carbonates. Dans l'ensemble, les veines minéralisées sont caractérisées par des enveloppes d'altération cryptique de superficie relativement restreinte. Selon Tremblay (2006), les assemblages minéralogiques des zones d'altération montrent des variations importantes en fonction de la lithologie encaissante. Lorsque les veines sont encaissées dans des roches felsiques à intermédiaires, la zone d'altération se présente comme un front de tourmalinisation selon des bandes favorables parallèles à la foliation de l'encaissant. Lorsque les veines sont encaissées par des métavolcanites mafiques, la zone d'altération peut être divisée en un faciès externe et un faciès interne. Selon Cadieux (2000), le faciès d'altération externe (altération en biotite) des volcanites mafiques est composé majoritairement de tschermakite (hornblende magnésienne calcique), de magnésio-hornblende, de biotite-chlorite (interstratifiés finement), de quartz, de calcite, de tourmaline, de sulfures (pyrite-pyrrhotite-pentlandite-chalcopyrite-tellures). Ce faciès possède une foliation pénétrative définie par une alternance de bandes riches en amphibole avec des bandes riches en biotite et des bandes riches en quartz. Le faciès d'altération interne (altération en actinote et tourmaline) est composé d'amphibole magnésienne (actinote, trémolite, tschermakite, magnésio-hornblende), de tourmaline et de calcite qui se trouvent sous forme d'agrégats fibroradiés,

localement foliés et/ou rubanés accompagnés de biotite-chlorite (interstratifiés finement), d'épidote, de quartz, de sulfures (pyrite tardive-chalcopyrite-pyrrhotite-pentlandite) et d'ilménite. Ces deux faciès ont une épaisseur variant de centimétrique à métrique et ils sont le plus souvent présents tous les deux autour d'une veine. Toutefois, occasionnellement une de ces zones peut-être absentes et la proportion des minéraux peut être variable. Il est important de mentionner que la tourmaline magnésienne (dravite) est spatialement très restreinte et ne se retrouve pas à plus de 20 cm des veines. Elle constitue un excellent indicateur pour l'or dans la région. Les bilans de masse (MacLean et Kranidiotis, 1987) calculés par Mouskhsil et al. (2007) à partir des données de Cadieux (2000) pour les zones d'altération externe (biotite) et interne (actinote-tourmaline) indiquent un gain de masse en MgO de l'ordre de 5 % confirmant cette altération magnésienne. Selon Tremblay (2006), quatre faciès d'altération sont observés dans les volcanites felsiques ou les roches sédimentaires. Un faciès distal caractérisé par une zone de lessivage contenant des traces de tourmaline. Ce faciès montre une roche légèrement silicifiée à quartz finement grenu, avec une schistosité encore visible et où la biotite est lessivée ou remplacée par de la chlorite. Ces minéraux sont orientés selon la schistosité principale. Le faciès intermédiaire distale est caractérisé par une zone silicifiée contenant moins de 10 % de tourmaline, avec du quartz grossièrement grenu et où la schistosité est moins visible que le faciès distal. La roche contient quelques rares cristaux de biotite ou chlorite orientés selon la schistosité principale. Le faciès intermédiaire proximale est facilement identifiable par une zone à cheveux de tourmaline (entre 10 et 50 % de tourmaline). La roche est partiellement altérée en tourmaline et en quartz avec des traces de carbonates. La granulométrie du quartz est plus grossière, la schistosité principale est bien visible par les cheveux de tourmaline et faiblement à moyennement plissée. Finalement, le faciès proximal est une zone d'altération intense à tourmaline (plus de 50% de tourmaline) où la roche est complètement altérée en tourmaline et en quartz avec des traces de carbonates. Des amas centimétriques de sulfures peuvent être présents. La schistosité principale est bien visible par les bandes plus riches en quartz ou en tourmaline et ces bandes ne sont pas à peu plisser. Géochimiquement, la zone d'altération interne se caractérise par un enrichissement en magnésium et un appauvrissement en fer total et en sodium (Moukhsil et al., 2007). Le calcium et la silice sont légèrement lessivés dans les deux types de zones d'altération définie par Cadieux (2000) dans les roches volcanites mafiques.

Métamorphisme

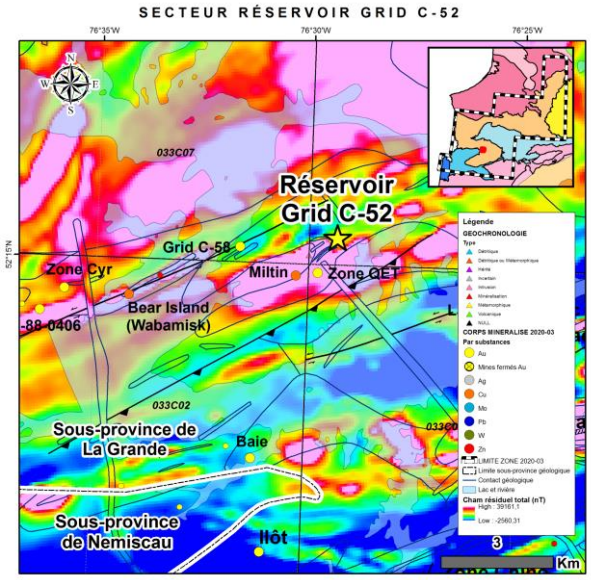
Selon les différentes études, les roches de la région ont été affectées par un métamorphisme prograde vers l'est (Cadieux, 2000). Le métamorphisme régional augmente vers l'est et varie du faciès des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites supérieur pour atteindre le faciès des granulites dans les paragneiss du Laguiche (Tremblay, 2006, et références citées). Les roches de la propriété Clearwater ont subi un métamorphisme allant du faciès supérieur des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites à grenat (Cadieux, 2000; Quirion, 1996; Shaw, 1991). L'assemblage minéralogique le plus commun est constitué de hornblende et de biotite, mais la chlorite et l'épidote peuvent être présentes localement. Selon Tremblay (2006), la roche sédimentaire non altérée est composée de quartz et de biotite typique du faciès des amphibolites supérieures. Selon Cadieux (2000), l'assemblage d'altération métamorphique le moins altéré dans les volcanites mafiques se compose d'amphibole tschermakitique, de plagiocase, de quartz, de biotite, d'ilménite, de rutile, de sulfures (pyrrhotite-pentlandite) et environ 1% de veinules de quartz-calcite) qui est caractéristique des roches métamorphisées au faciès des amphibolites. Toujours selon Cadieux (2000), l'assemblage métamorphique de la zone d'altération externe est rétrograde par rapport à l'assemblage métamorphique de l'encaissant non altéré. La présence de chlorite dans cette zone permet d'associer l'assemblage observé au faciès des schistes verts. Les amphiboles de la zone d'altération interne suggèrent également des conditions de température et de pression plus basses que celles de l'encaissant non altéré (de composition basaltique). Par contre, un encaissant riche en magnésium, tel qu'un encaissant de composition ultramafique, permettrait la formation des amphiboles observées dans le faciès d'altération interne à des conditions de pression et de température du faciès des amphibolites.

Interprétation et Potentiel

Plusieurs modèles de formation de ces veines aurifères ont été proposés dans le cadre des études du dépôt. Cadieux (2000) propose que ces zones de cisaillements soient postérieures à une foliation régionale S0-S1 qu'elles recoupent et qu'elles soient antérieures ou précoces par rapport à l'épisode de plissement (D2 ou D3), puisque certaines veines et certaines parties de l'altération accompagnant les veines montrent des évidences de plissement. Cadieux (2000) pose les deux éléments de problématique suivants : 1) pourquoi la zone d'altération proximale dans les volcanites mafiques présente une texture fibroradiale si la minéralisation est associée à une zone de cisaillement ductile-fragile et que la zone d'altération externe est schisteuse et 2) pourquoi l'amphibole magnésienne qui remplace la biotite recoupe une

roche foliée et est-elle non orientée (post-déformation?) si sa formation est contemporaine à cette déformation? Le premier point d'interrogation pourrait s'expliquer par la différence de compétence entre la zone d'altération interne riche en actinote-trémolite-magnésio-hornblende-tourmaline-calcite ainsi que la veine de quartz-tourmaline-calcite, qui constituerait un cœur plus rigide, et la zone de déformation externe plus riche phyllosilicate (biotite-chlorite), qui elle encaisserait la majeure partie de la déformation et formerait une zone montrant une foliation pénétrative. Ainsi, la texture fibroradiale aurait pu être conservée en bordure des veines dans la zone d'altération interne. Tremblay (2006) propose que la formation des veines de quartz-tourmaline minéralisées ait été circonscrite à une période située entre un stade tardif de l'évènement D1 et un stade précoce de l'évènement D2. Elle propose également deux interprétations pour expliquer la mise en place des veines de quartz-tourmaline. Le premier modèle propose la formation d'un échelon de veines d'extension pendant un incrément tardif de l'épisode de déformation D1. Ce modèle a l'avantage de pouvoir expliquer la géométrie en échelon du système de veine qui semble être observé sur le terrain. Le second modèle propose plutôt des veines formées au début de l'évènement D2. Dans ce cas, les veines auraient pu être amorcées en extension dans la charnière du pli régional et continuer leur évolution en cisaillement ce qui permet d'expliquer la position de la zone minéralisée par rapport au pli régional. Pour cette auteure, l'hypothèse de veines en remplissage de faille est écartée, car ce mode de formation : 1) ne permet pas d'expliquer la géométrie en échelon des veines; 2) sur la base de l'aspect répétitif des veines et leurs longueurs limitées qui correspondraient à des zones de cisaillement sans continuité latérale; et 3) à l'incompatibilité entre les linéations d'étirement de faible plongée et la relation angulaire observée entre les veines et la schistosité S2. Selon Valli et al. (2012), à l'échelle du dépôt, la variation d'orientation S2, notamment entre les zones 850 West et 450 West, pourrait correspondre à (1) la réfraction de la foliation causée par des différences de compétence entre les lithologies plissées, (2) à la position relative du point de mesure par rapport à la surface de la ligne d'articulation P2, (3) à un troisième évènement de déformation, ou (4) à une combinaison de ces facteurs. Les veines aurifères se seraient principalement mises en place dans la charnière de plis P2 à l'échelle kilométrique adjacente à une zone de cisaillement D2 majeure. Selon Tremblay (2006) et Valli et al. (2012), le contact entre la bande de roches sédimentaires/volcanites felsiques et les volcanites mafiques, le contact entre les deux types de basaltes (Mg versus Fe) de même que la présence de l'essaim de dykes felsiques représentent une zone de fort contraste de compétence qui aurait pu favoriser la fracturation à l'échelle du dépôt et serait un critère très important à la mise en place du gisement Eau Claire. De plus, la forte variation géochimique associée aux changements de lithologies aurait pu favoriser les réactions entre les fluides minéralisateurs et l'encaissant et, par le fait même, la formation de veines minéralisées telle que proposée par Tremblay (2006). Le potentiel régional pour retrouver des minéralisations d'or orogénique demeure très grand dans le secteur, spécifiquement le long des zones de déformation Cannard, North Trend et la structure du Lac Clarkie. Les nombreux indices déjà découverts (p. ex. Snake Lake, Lac Clovis, Nantel, Knight, Percival, Serenpidity) démontre bien ce potentiel. La présence de nombreux indices de Cu associés à des intrusions aux pourtours du dépôt (p. ex. Rosemary, Mimi) et l'essaim de dykes felsiques porphyriques à feldspath et à quartz-feldspath suggère également un potentiel pour retrouver des minéralisations de type Cu-Au-Mo porphyrique (voir description de l'indice Rosemary-Robert).

Réservoir Grid C-52



Nom_Alternatif:	Gîtes du Réservoir
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1985
Méthode de découverte:	Prospection et géochimie env
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	V3B
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

Le gîte cupro-aurifère Réservoir Grid C-52 a été découvert par prospection grâce à la présence d'une anomalie électromagnétique et VLF (Nicholls, 1986) coïncidant avec une anomalie pédogéochimique en cuivre et en or associée et confirmée par des travaux de forages par la compagnie Westmin (Moukhsil, 2000). En 1964-1965, la James Bay Mining Corp. a effectué un levé magnétique, un levé électromagnétique combiné à de la reconnaissance géologique sur le secteur. La Zone Cyr a ainsi été découverte (8,3 g / t Au). Cette zone est localisée à 7 km à l'ouest du gîte Réservoir Grid C-52. Entre 1969 et 1972, la compagnie Jellicoe Mines effectue un programme d'exploration au sol consistant en un échantillonnage pédogéochimique, des levés géophysiques et du forage au diamant (242,9 mètres pour 3 trous de forage) sur les conducteurs électromagnétiques 10, 52, 55 et 60. Dans les années quatre-vingt, Westmin a mené une vaste campagne de prospection sur la Basse- et la Moyenne-Eastmain (GM-46455). Les travaux reprenaient les résultats des campagnes de Bergminex et de la SDBJ dans les années soixante-dix, mais avec l'or comme principale substance recherchée (Gauthier et Larocque, 1998). La grille C-52 a justifié des travaux plus musclés en 1985 en raison de résultats prometteurs, notamment: 1) de fortes anomalies pédogéochimiques et 2) des minéralisations à faible teneur recoupée en forage (Nicholls, 1986). Les anomalies pédogéochimiques en cuivre (jusqu'à 558 ppm; Nicholls, 1986) ont été définies et coïncidant avec le conducteur 52 (C-52). Le forage effectué sur la grille C-52 a intersecté la minéralisation cupro-aurifère et a retourné des valeurs allant jusqu'à 2,04 g/t Au, 9,52 g/t Ag et 0,14% Cu sur 1,4 m (Nicholls, 1986). De 1985 à 2013, plusieurs campagnes d'exploration ont par la suite été menées par la coentreprise Opinaca, et par Eastmain Ressources inc. et ont mené à la découverte de nombreux indices cupro-aurifères (p. ex. Zone QET, Grid C-58, Miltin, Bear Island, etc.) confirmant le potentiel de la région.

Contexte géologique

Le gisement Réservoir Grid C-52 est situé dans la Sous-province volcano-plutonique de La Grande, dans la ceinture de roches volcano-sédimentaires de la Basse-Eastmain. Le gisement est localisé à 7 kilomètres au nord-nord-est du contact entre les sous-provinces métasédimentaire de Nemiscau et volcano-plutonique de La Grande. La géologie régionale est caractérisée par une séquence volcanique et sédimentaire bimodale archéenne (Formation d'Anatacau-Pivert; Moukhsil et al., 2001) fortement inclinée et qui a été déformée au cours de l'orogenèse kénorénne formant des plis orientés est-ouest. Un niveau de rhyolite dans l'unité basaltique de cette séquence volcanique a été daté à 2723,1 +/- 2,1 Ma (Moukhsil et al., 2001) dans le secteur du Lac Delta. Cette rhyolite est associée à la minéralisation aurifère de la propriété Opinaca (Moukhsil, 2000). Cette partie de la ceinture volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain se compose d'écoulements volcaniques mafiques, de roches volcaniques felsiques et mafiques, de tufs felsiques et de roches sédimentaires. Les roches mafiques forment de nombreuses coulées minces, mais latéralement continues et sont intercalées avec les roches volcaniques felsiques. Ces coulées mafiques forment les marges extérieures (nord et sud) de la ceinture et englobent une séquence intérieure de roches pyroclastiques et sédimentaires felsiques (Nicholls, 1996). Ce cœur d'unité pyroclastique felsique fusionne au lac Delta plus à l'est, formant un biseau de huit kilomètres

d'épaisseur (Nicholls, 1996). Deux bandes de roches sédimentaires formant des synclinaux sont également présentes à l'échelle régionale (siltslate, mudslate et niveaux de conglomérat de la Formation d'Anatacau-Pivert). Des horizons sédimentaires chimiques contenant des sulfures (pyrite-pyrrhotite) et du graphite (p. ex. chert, formation de fer) sont communs dans la séquence volcanique et près du contact entre les roches mafiques et felsiques ou au contact entre les roches felsiques et sédimentaires. Les formations de fer sulfurées et les roches sédimentaires chimiques exhalatives contiennent de nombreuses occurrences de métaux de base et précieux. Les roches pyroclastiques et sédimentaires felsiques sont caractérisées par une abondance de minéraux alumineux, notamment le grenat, la staurotide, l'andalousite et la cordiérite. La ceinture de roches vertes est délimitée par des roches gneissiques, d'âge inconnu, et granitiques qui sont exposés au nord de la propriété. À l'échelle locale, la séquence stratigraphique homoclinale est orientée est-ouest à NE-SO, fortement pentée vers le nord (80 degrés à sub-verticale) et présentant des sommets stratigraphiques vers le nord. Le sommet stratigraphique est indiqué par les directions des coussins dans les roches volcaniques mafiques (Nicholls, 1986; O'Connor, 1990; Nicholls, 1996; Brown, 1998). La base de la séquence est constituée de tufs felsiques à grain fin, pouvant contenir jusqu'à 10% d'yeux de quartz bleus, intercalés avec des horizons sédimentaires chimiques d'épaisseur variable (5 à 100 mètres). Ces tufs felsiques sont recouverts d'une succession de coulées mafiques et de roches sédimentaires clastiques (allant des grauwackes aux conglomérats). Les unités volcaniques et sédimentaires sont interdigitées avec des coulées de roches volcaniques mafiques. Les roches mafiques sont dominantes dans la partie orientale de la propriété tandis que les roches sédimentaires deviennent plus importantes à l'ouest de la propriété (Brown, 1998). Les roches mafiques présentes des textures massives, finement à grossièrement grenues, et intercalées avec des coulées coussinées finement grenues à des coulées gabbroïques à grains plus grossiers près du sommet de la séquence. Les coulées mafiques sont riches en amphibole-chlorite, recoupées par un réseau interconnecté de veinules de calcite blanche et quartz ± biotite ± tourmaline de 1 à 5 mm d'épaisseur pouvant contenir de 1 à 5% de pyrrhotite disséminée accompagné de pyrite et des traces à 3% de chalcopyrite disséminée (Nicholls, 1996). Deux principaux horizons sédimentaires chimiques (l'horizon localisé au sud est accompagné de quantité mineure de conglomérat; O'Connor, 1990) ont été identifiés dans la séquence volcanique mafique indiquant au minimum deux arrêts du volcanisme (Nicholls, 1986; O'Connor, 1990; Nicholls, 1996; Brown, 1998). Un des deux horizons, l'horizon C-52, a été tracé sur 2,7 km et jusqu'à 100 mètres d'épaisseur. Cet horizon plissé encaisse une partie importante de la minéralisation cupro-aurifère (Brown, 1998) et est potentiellement significatif pour la localisation des zones minéralisées (O'Connor, 1990). Elle est composée de bandes, de fines lamines ou de dissémination de pyrrhotite-pyrite ± chalcopyrite et des bandes de chert ± biotite ± amphibole ± chlorite (Nicholls, 1996). La séquence est capée par une unité de schistes quartzo-feldspathique à chlorite avec des quantités variables de grenat, de biotite et de staurotide. La pyrite, la pyrrhotite et la magnétite disséminées sont des minéraux accessoires courants dans cette unité (Brown, 1998). Cette unité est interprétée comme représentant des tufs volcaniques felsiques altérés. Des unités felsiques à phénocristaux quadrangulaires de plagioclase se retrouvent en intrusion de façon concordante dans la séquence mafique. Ces intrusions sont généralement plissées et démembrées (Gauthier et Larocque, 1998). Une des intrusions fait 300 mètres de long sur 100 mètres de large avec de nombreux sills s'étendant du stock et intercalés latéralement avec les coulées mafiques (Nicholls, 1996). Un dyke de diorite porphyrique à phénocristaux de plagioclase a été daté et son âge de cristallisation a été évalué à 2712,8 +2,1/-1,6 Ma (Moukhsil et al., 2001). Le dyke est minéralisé, déformé et recoupe les basaltes minéralisés de la Formation d'Anatacau-Pivert. Des fragments de composition comparable au dyke de diorite porphyrique sont observés dans les conglomérats de la Formation de Wabamisk suggérant que ces conglomérats sont plus jeunes que 2713 Ma (Moukhsil et al., 2001). Les intrusions porphyriques intermédiaires à felsiques sont massives à localement laminées et montrent une matrice fine de quartz-feldspath et environ 5 à 15% de phénocristaux subeuhedriques de plagioclase (2 à 4 mm) et 1 à 3% de cristaux de quartz (1 à 2 mm). La matrice est faiblement à extrêmement altérée en biotite et renferme parfois des disséminations de sulfures. Au contact entre les laves mafiques et les intrusions porphyriques, on retrouve des zones concordantes riches en amphiboles, biotite, chlorite, quartz et calcite (Nicholls, 1996). Ces zones représentent possiblement le produit d'une altération et les zones minéralisées à Cu-Au sont spatialement reliées à ces contacts. Selon Brown (1998), le porphyre semble avoir deux phases distinctes : 1) une première phase plus felsique (quartzifère) et qui semble plus âgée et contenant des quantités plus importantes de sulfures et; 2) une seconde phase plus intermédiaire (feldspathique) moins sulfurée et qui se reflète par des teneurs en métaux plus faibles.

Controle tectonique

Les unités lithologiques sont moyennement foliées. La foliation principale est orientée entre N060 et N080 dégrée avec un pendage sub-vertical à vertical vers le nord. Une foliation S1 modérée à forte est superposée à chacune des unités

lithologiques, y compris le porphyre feldspathique. Le système minéralisé est adjacent à une importante cassure régionale, la faille Opinaca. Cette structure majeure est orientée ENE-OSO, est marquée par une anomalie magnétique aéroportée et est continue latéralement. Elle s'étend à travers la propriété immédiatement au nord des zones minéralisées. Cette structure, tracée sur trente kilomètres à travers la ceinture, est alignée sub-parallèlement à la stratigraphie au niveau du gîte C-52, mais recoupe clairement la stratigraphie à dix kilomètres à l'est de la propriété (Nicholls, 1996). Un grand pli d'entraînement est interprété et reflété comme une anomalie magnétique positive élevée. Le système porphyrique est marqué par une faible résistivité aéroportée isolée. Deux zones parallèles en cuivre-or, appelées les zones aurifères Nord et Sud, ont été identifiées sur la propriété et enveloppent une unité de porphyre feldspathique (Nicholls, 1996). Ces zones minéralisées sont localisées à proximité du contact entre le porphyre feldspathique et les roches volcaniques mafiques. Selon Frappier-Rivard (2014), les zones minéralisées sont stratiformes. Les zones chevauchent le nez de pli serré et la faille Opinaca, qui coïncide avec la limite est de la zone minéralisée encaissée dans le porphyre feldspathique (Nicholls, 1996). La minéralisation semble être associée à un remplissage d'un système de fractures. Le porphyre et la minéralisation sont déformés et transposés selon la schistosité (Gauthier, 2000).

Contrôles de la minéralisation

Les deux zones parallèles ont été définies sur une superficie de 1 800 mètres de longueur par 200 mètres de largeur et suivies sur une profondeur de d'environ 200 mètres (Nicholls, 1996). De manière générale chaque zone varie entre 1 à 30 mètres d'épaisseur (Nicholls, 1996), mais plus précisément, la zone Nord fait entre 11 et 23 mètres d'épaisseur alors que la zone Sud fait entre 36 et 39 mètres.

Minéralisation

La minéralisation se retrouve sous deux formes : 1) un stockwerk de filonets et de veinules de calcite-quartz ± biotite ± tourmaline (5 à 10%), accompagné de pyrrhotite-pyrite (1 à 5%), de chalcopyrite (traces à 3%) et de la magnétite (traces). Ce stockwerk est associé à un dense système de micro-fractures (Brown, 1998) qui s'injecte et recoupe autant les roches mafiques altérées que l'essaim de dykes et sills porphyriques (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000). Les sulfures et localement le cuivre natif se localisent dans ces veinules plissées et disloquées (Gauthier, 2000). Les sulfures peuvent être remobilisés en minces lamines par cette déformation (Gauthier, 2000); et 2) en disséminations de pyrite et chalcopyrite dans l'intrusion porphyrique. De l'or natif, relativement grossier, peut être présent à l'état libre en association avec les sulfures. Les teneurs en or suivent généralement celles de cuivre (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000). Seules quelques rares observations de molybdénite ont été observées. La minéralisation s'observe à l'intérieur ou à proximité du contact entre le porphyre feldspathique et les roches volcaniques mafiques (Nicholls, 1996). Toujours selon cet auteur, de larges enveloppes anomales en or (de 50 à 300 ppb Au sur des largeurs atteignant 50 à 100 mètres) sont recoupées en forage. Une formation de fer au faciès sulfuré encaissée dans les schistes à quartz-feldspath-chlorite-staurotide au sommet de la séquence stratigraphique et flanquant le système porphyrique est également minéralisée en or (jusqu'à 7,47 g/t Au) et en cuivre (jusqu'à 8,2 % Cu). Selon Moukhsil et al. (2003), le ratio Au/Ag est plus petit que 1 et un enrichissement en molybdène (Mo) et en cuivre (Cu) est présent au gîte Réservoir par rapport aux autres métaux (Pb, Zn, Sb et As). Les zones minéralisées sont également enrichies en Ag, Ba, Fe, Mn, P, V, Mo et W (Nicholls, 1996). Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Au ± Ag ± Mo ± W, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les roches encaissantes, soit l'intrusion porphyrique et les laves mafiques, sont tous deux affectées par une forte altération en biotite, en actinote et en chlorite, le plus souvent sous forme d'un fin stockwerk de veinules anastomosées, plissées et déformées ou encore en imprégnation diffuse (Gauthier et Larocque, 1998). Nicholls (1996) mentionne que la roche altérée riche en amphibole-biotite-chlorite ± quartz ± calcite ± sulfures (nommer roche ABC) se présente sous forme de bandes et de couches concordantes ou en amas diffus. Cette unité est spatialement associée au contact des coulées mafiques et du porphyre feldspathique, enveloppant le stock central et coïncidant avec les zones minéralisées Nord et Sud. La roche ABC se retrouve à la fois dans le porphyre feldspathique et dans les écoulements mafiques, et représente un produit d'altération avec une possible composante provenant de sédiment chimique. L'unité ABC est caractérisée par la présence d'une biotite brun-noir à grain fin et un quartz siliceux ou une composante sédimentaire chimique. Dans les secteurs les plus déformées, la biotite, l'actinote et la chlorite définissent très bien la schistosité principale; ces zones sont généralement associées avec une altération plus prononcée (Moukhsil et al., 2007). La magnétite peut également accompagner ces zones altérées (p. ex à la Zone Sud), ce qui cause des anomalies

magnétiques positives à l'aplomb de ces gîtes (Gauthier, 2000). Frappier-Rivard (2014) mentionne des altérations en grenat et en albite associées à ces larges enveloppes à biotite-actinote-chlorite. Des altérations en carbonates, en silice et en bore sont également présentes sous forme de filonets et de veinules de quartz-carbonates-tourmaline sulfurés recoupant les roches encaissantes. Selon Brown (1998) et Frappier-Rivard (2014), ce système à grande diffusion aurait été formé par au moins 2 épisodes de remplissage de chlorite et de chlorite-magnétite. Des baguettes de rutile sont parsemées dans les roches volcaniques mafiques aux épontes des veinules de quartz-calcite. Le métasomatisme, calculé par les changements de masse dans l'étude de Moukhsil et al. (2007) selon la méthode de MacLean et Kranidiotis (1987) sur un dyke de diorite altéré, est caractérisé par un enrichissement en K2O, SiO2, Fe2O3T, en Ba et en Sr et une perte en MgO et en CaO.

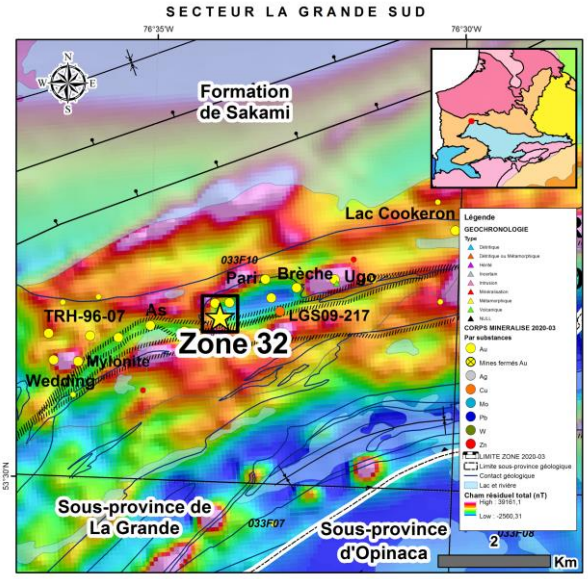
Métamorphisme

Peu d'informations sont disponibles sur le grade métamorphique au niveau du gîte. Les rapports techniques mentionnent que régionalement, le grade métamorphique varie du faciès des schistes vert et atteint le faciès des amphibolites (Nicholls, 1996; Brown, 1998; Frappier-Rivard, 2014). La présence d'albite (plagioclase sodique), d'amphibole (actinote), de chlorite et de biotite dans les roches mafiques indique que les roches ont possiblement atteint le faciès des amphibolites inférieurs.

Interprétation et Potentiel

Selon les études, le gîte Réservoir Grid C-52 partage de nombreuses similitudes avec les grands gisements porphyriques à Cu-Au ± Ag ± Mo synvolcaniques phanérozoïques en ce qui a trait aux les lithologies encaissantes, le type d'altération, la morphologie et la distribution des sulfures et la zonation métallique de ces derniers (Nicholls, 1996; Brown, 1998; Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000; Frappier-Rivard, 2014) ou au gisement Au-Cu de la mine du Lac Troilus (Fraser, 1993). La présence de fragments similaires aux intrusions porphyriques encaissantes de la minéralisation dans les roches volcanoclastites et les roches épiclastitites environnantes suggère un caractère subvolcanique de ces intrusions (Franconi, 1978; Gauthier et Larocque, 1998). Le recoupement de l'altération et des veinules du stockwerk minéralisé par la schistosité principale suggère que la mise en place de la minéralisation soit pré-tectonique (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000). La relation spatiale entre le système porphyrique et une rupture magnétique régionale importante (la faille Opinaca) pourrait suggérer que cette dernière représente une faille synvolcanique et que les intrusions porphyriques aient pu profiter de cette structure lors de leur mise en place dans la séquence volcano-sédimentaire. Trois types d'altérations proximales semblent se superposer dans le système minéralisateur : 1) une altération dominante et précoce (?) Na-Ca (actinote ± albite ± magnétite; 2) une altération potassique-ferrifère (K ± Fe) riche en biotite; 3) et une altération en silice-carbonates ± bore. Les roches pyroclastiques et sédimentaires felsiques au sommet de la séquence sont caractérisées par une abondance de minéraux alumineux, notamment le grenat, la staurotide, l'andalousite et la cordiérite. Cette unité pourrait représenter une altération acide extrême propylitique, distale et plus précoce à la minéralisation. Une altération magnésienne volcanogène pourrait également être envisagée comme hypothèse en sachant que des indices polymétalliques de type volcanogène sont interprétés dans le secteur (indice MILTIN). Si la deuxième hypothèse est retenue, un potentiel de retrouver des minéralisations volcanogènes dans ce secteur n'est pas à négliger. La présence d'un système porphyrique adjacent à une faille majeure pourrait être analogue au gisement à Cu-Au-Ag-Mo encaissée par l'intrusion porphyrique de Perle Lake et en bordure de la faille Destor-Porcupine en profondeur à la mine McIntyre dans le camp minier de Timmins (Bateman et al., 2008). Malgré la présence de l'exutoire sud du réservoir Opinaca et la fermeture en biseau des roches favorables vers l'est, le potentiel demeure non négligeable dans cette portion de la ceinture volcano-sédimentaire pour retrouver ce style de minéralisation, et spécifiquement le long de la faille longeant les indices Westmin 87-04 à Westmin 87-04 ainsi que dans le secteur du Lac Delta (indice Lac Delta-Anomalie C-18).

Zone 32



Nom_Alternatif:	Tonalite de La Grande Sud
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1997
Méthode de découverte:	Géophysique et forage
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Yasinski
Sous-groupe métallogénique:	Au-Cu
Lithologie principale:	I1D
Métamorphisme:	Schistes verts

Contexte de la découverte

Les premiers travaux systématiques de cartographie géologique de la région ont été réalisés dans les années 1940 et 1950 par la Commission géologique du Canada. Le ministère des Richesses naturelles entreprend par suite une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James (Goutier et al., 2001) et des travaux portant sur les bassins protérozoïques le long de la rivière La Grande (Portella, 1980). Le secteur a fait l'objet de nombreux travaux d'exploration dans les années 1970. Entre 1971 et 1976, la Canadian Nickel Company (Canico) a effectué une série de travaux (levés radiométriques, magnétiques et électromagnétiques, cartographie, géochimie et forages) pour préciser le potentiel en métaux usuels de la région. De 1974 à 1979, d'autres travaux de prospection, pour l'uranium et les métaux usuels, ont été réalisés pour le compte du Groupe Minier SES (géophysique, géochimie, géochimie de l'environnement secondaire, prospection, forages, etc.) en intégrant les travaux de géophysique aéroportée de Ducanex, Noranda et Inco. Ces travaux ont mené à la découverte de plusieurs indices uranifères associés aux roches sédimentaires de la Formation protérozoïque de Sakami ou en périphérie du bassin. De 1994 à 1999, de nombreux travaux de cartographie géologique, d'échantillonnage, de géophysique et de forages ont été effectués par Exploration Diabior, Garde S.E.M., Mines d'Or Virginia et Mines et Exploration Noranda sur les propriétés Lac Bonfait, La Grande Sud, La Grande Nord et Aéroport menant à la découverte de nombreux indices aurifères, cuprifères et argentifères. C'est en 1996 que Mines Virginia reprend la propriété et effectue un programme d'exploration intensif de la propriété menant à la découverte, entre autres, des indices As et Km-85. Le gîte Zone 32 a été découvert en 1996-1997 par forage sur une anomalie PP.

Contexte géologique

À l'échelle régionale, le gîte Zone 32 est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans le domaine lithotectonique de la Grande Rivière. Le gîte est encaissé dans une intrusion majoritairement felsique à localement intermédiaire, la Tonalite de La-Grande-Sud (2734 +/-2 à 2721 +/-2 Ma; Goutier et al., 2001), qui elle est encaissée dans les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Yasinski (2751 à 2732 Ma; Goutier et al., 2001). Une analyse géochronologique U-Pb sur des zircons prélevés dans un tuf rhyolitique à l'est de la tonalite a retourné un âge de 2740,4 ±1,2 Ma (Davis et al., 2005). Ces âges soutiennent l'hypothèse du caractère synvolcanique de cette intrusion. Cette séquence volcanique est composée de formations de fer au faciès des oxydes, de roches sédimentaires clastiques, de basalte tholéiitique aux faciès massifs et coussinés et de volcanites intermédiaires à felsiques (Goutier et al., 2001). La base de la séquence stratigraphique observée dans le secteur du gîte La Pointe, composée de sédiments matures interstratifiés, d'une arénite quartzitique et d'un conglomérat monogénique pyriteux et uranifère attitrés à la Formation d'Apple (Paquette et Gauthier, 1997), n'est pas observée dans la région du gîte Zone 32. La fin de cette séquence est caractérisée par le dépôt, sur les volcanites, de la Formation d'Ekomiak (limite supérieure du Groupe de Yasinski). Cette formation est en contact discordant au-dessus des volcanites du Groupe de Yasinski et correspond à des séquences clastiques grossières composées de wackes feldspathiques et de conglomérats polygéniques d'origine fluviatile ou alluvionnaire, interprété

comme étant de type « Timiskaming ». La distribution des âges dans un échantillon de conglomérat polygénique peu déformé de la Formation d'Ekomiak suggère que le matériel détritique provient de l'érosion des roches de la région du lac Yasinski où l'on trouve ce conglomérat (Davis et al., 2014). Le mode principal à 2 735 Ma, correspondant à l'âge des volcanites du Groupe de Yasinski et du Pluton de La-Grande-Sud (2 740 Ma à 2 721 Ma), et est interprété comme étant l'âge maximal de déposition de cette formation. Le Groupe de Yasinski recouvre le socle tonalitique à granitique ancien du Complexe de Langelier (3452 +/-16 Ma à 2788 +4/-3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987 ; Goutier et al., 1998, 1999b, 2002 ; Davis et al., 2015 ; David, 2018a ; Fleury, 2019) et repose en discordance sur ce dernier. L'ensemble de ces lithologies est injecté entre 2716 +/-3 Ma et 2699 +/4 Ma (Goutier et al., 1998; Goutier et al., 2000) par des intrusions tardives composées de tonalites et de diorites des Intrusions de Duncan (2716 +/-3 Ma à 2709 +/-6 Ma ; Goutier et al., 1998, 1999a ; Davis et al., 2005) et par des intrusions ultramafiques de Menarik et de baie Chapus (Goutier et al., 1999), du Pluton de Radisson (2712 +3,2/-2,3 Ma ; Mortensen et Ciesielski, 1987) et des granites à biotite ou à hornblende (Goutier et al., 2001). Les roches de la Sous-province de La Grande ont été recouvertes par un vaste bassin sédimentaire turbiditique, correspondant aux roches du Complexe de Laguiche, dont l'âge de déposition se situerait entre 2728 Ma et 2672 Ma (David et al., 2011; Wodicka et al., 2009), et qui correspond aux limites de la Sous-province d'Opinaca (Goutier et al., 2000). Ces roches sont composées de wacke feldspathique en grande partie transformé en paragneiss à biotite avec des degrés divers de migmatisation et de multiples injections centimétriques felsiques, sont soit en contact de faille ou en contact normal avec le Groupe de Yasinski (Goutier et al., 2002), localement recoupés par des intrusions tardives, non déformées à cisaillées (Goutier et al., 2000, 2001). Finalement, la mise en place d'intrusions tonalitiques, granodioritiques et granitiques de la Suite granitique du Vieux Comptoir et des dykes de diabase recoupent à la fois les roches des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, qui sont en partie recouvertes par un bassin protérozoïque localisé au nord, et composé d'arénite quartzifère de la Formation de Sakami (Mercier-Langevin et al., 2012). Plus localement, la tonalite de La-Grande-Sud, de forme elliptique et s'étendant sur environ 2 km de longueur par 600 m de largeur (maximum), est bordée au nord par des basaltes d'affinité tholéiitique et au sud par des basaltes d'affinité calco-alcaline. Ses marges est et ouest recoupent les basaltes tholéiitiques coussinés, tandis que ses contacts nord et sud se caractérisent par la présence de zones de déformation (Mercier-Langevin et al., 2012). Dans ces corridors de déformation, la roche est transformée en schiste à séricite ou en schiste à chlorite-carbonate-biotite selon la nature de la roche encaissante (tonalite ou volcanique mafique respectivement). Selon Mercier-Langevin et al. (2012), la tonalite se caractérise par une granulométrie fine et des textures porphyrique à équigranulaire (à l'exception où les textures primaires ont été détruites par une altération ou une déformation intense). La minéralogie est constituée de plagioclase- quartz-biotite-chlorite-épidote-carbonates-muscovite-sulfures-ilménite-leucoxène-apatite ± K-feldspath. Basé sur la la lithogéochimie des roches les plus fraîches, l'intrusion est interprétée comme étant de nature calco-alcaline et légèrement peralumineuse, de composition trondhjémitique et ayant des contenus en Na_2O (5,7 % poids), en SiO_2 (69,4 % poids) et en Al_2O_3 (17,1 % poids) relativement élevés (Mercier-Langevin, 2012). Le rapport élevé Fe_2O_3/FeO (2,10−2,35) indique que l'intrusion est oxydée. Une unité de diorite fortement schisteuse est présente dans la portion sud-ouest de la Zone 32 ainsi qu'une phase de composition dioritique quartzifère (Daigneault, 1997). Des enclaves de tonalite peuvent être reconnues dans la diorite à quartz suggérant ainsi que cette dernière est tardive à la mise en place de la tonalite (Daigneault, 1997). La tonalite, particulièrement dans le secteur de la Zone 32 ou entre la Zone 32 et les zones minéralisées Mico-Milan, est recoupée par une série de dykes ou sills mafiques à géométrie très complexe et des veines de quartz repris par la foliation. Daigneault (1997) mentionne que l'abondance de ces dykes ou sills mafiques à biotite-chlorite et minéralisés en chalcopyrite (souvent jusqu'à 1%) observés à la Zone 32 est un élément marquant. Leur épaisseur est de quelques dizaines de centimètres à localement plus d'un mètre. Toujours selon ce dernier, il est possible qu'il y ait plusieurs types de dykes, mais la déformation et l'altération empêche de bien les distinguer. La plupart de ces dykes ou sills sont orientés N-S mais certains sont orientés E-O. Roy et al. (2010) mentionne que même si les dykes ou sills mafiques sont statistiquement très souvent associés à l'or, certains sont totalement stériles, du moins dans la partie centrale de la tonalite (zones Pari et 30). Localement, la tonalite montre des zones plus riches à enclaves mafiques déformés, allant de quelques millimètres à 2 mètres en dimension. Ces amas montre une forte altération en biotite ou en chlorite et sont particulièrement abondants dans la zone altérée à séricite dans la tonalite. Daigneault (1997) note : 1) une étroite association spatiale avec la proximité des dykes mafiques, 2) que les enclaves sont semblables en composition que les dykes et 3) que localement certains morceaux de dykes se retrouvent au sein des zones d'enclaves. Certains dykes de lamprophyre tardif recoupent également la tonalite (Mercier-Langevin et al., 2012).

Controle tectonique

La Zone 32, principale zone minéralisée encaissée dans la Tonalite La-Grande-Sud, est en partie encaissée dans une zone à forte contrainte, associée à un évènement de déformation D2, qui s'est développée le long de la marge sud de l'intrusion (Mercier-Langevin et al., 2012). Les lentilles minéralisées se retrouvent dans une zone de déformation majeure représentant le contact entre la Tonalite de La Grande-Sud et les roches volcaniques mafiques encaissantes au sud de cette dernière. La foliation primaire N-S à SO (S1; moyenne N229°/81°) est reprise par une foliation secondaire E-W à N0700 (S2; moyenne N071°/83°) avec un pendage sub-vertical tantôt au sud tantôt au nord (Mercier-Langevin et al., 2012; Daigneault, 1997). Le contrôle de la localisation de la minéralisation semble structural. Par contre, la minéralisation est toutefois limitée à la tonalite et aux dykes de diorite et de gabbro encaissés dans la tonalite (Goutier et al., 2001), qui semble suggérer également un contrôle lithologique. Les zones les plus schisteuses observées sur le terrain possèdent des valeurs en or plus importantes (Daigneault, 1997). Il est bon de noter que les autres zones minéralisées encaissées dans la Tonalite de La-Grande-Sud (p. ex. Mico-Milan, Pari, Brèche) ne semble pas être spatialement associés à des couloirs de déformations D2 (Mercier-Langevin et al., 2012).

Contrôles de la minéralisation

La zone est constituée de trois lentilles subparallèles anastomosées (Zone 32 proprement dite, Zone du mur et Zone du toit) qui, lorsqu'elles se joignent, forment une zone unique pouvant atteindre 50 mètres d'épaisseur (Goutier et al., 2001). Selon ces derniers, une quatrième zone (Zone 103), localisée à environ 30 mètres au nord de la Zone 32, est également associée au même corridor minéralisé. La Zone 32 a été définie sur une longueur de 500 mètres et jusqu'à une profondeur de 325 mètres. Les lentilles minéralisées sont parallèles à la schistosité S2. Cette enveloppe minéralisée, parallèle à la schistosité principale, a des teneurs supérieures à 1 g/t Au et des valeurs significatives en or ont été recoupé jusqu'à 400 mètres de profondeur (Goutier et al., 2001). La foliation primaire (S1) est reconnue partout dans la Tonalite de La-Grande-Sud Tonalite, mais n'est pas très développée dans la partie centrale de l'intrusion (Mercier-Langevin et al., 2012). Cette foliation est généralement oblitérée (plissée et transposée) par une foliation S2, plus pénétrative. La fabrique S2 pénètre de front à travers les contacts de la tonalite pour en disséquer et en transposer les différentes composantes, formant une série de pointes qui pénètre les roches volcaniques le long de ses deux flancs N-S (Daigneault, 1997). La foliation S1 est caractérisée par l'allongement des cristaux de quartz et par l'alignement des amas de biotite et d'épidote et des grains de chlorite (Mercier-Langevin et al., 2012). La foliation S2 domine dans la tonalite, surtout en marge de l'intrusion. Cette foliation pénétrative est définie par le l'orientation des phyllosilicates et par le développement de zones de cisaillement à tendance E-NE. Les linéations d'élongation minérales associées à S2 mesurées par Mercier-Langevin et al. (2012) indiquent une orientation O-SO avec des plongées abruptes et sont caractérisés par l'alignement de grains de quartz recristallisé. Daigneault (1997) mentionne que dans les roches volcaniques, le S2 domine largement et les linéations d'étirement sont généralement abruptes, bien que localement des linéations d'étirement subhorizontales aient été reconnues. Ce dernier note également que dans ces zones de déformation fortement anisotropes (D2), un clivage S3 est régulièrement reconnu. Ce clivage représente des bandes de cisaillement ce sont probablement développées lors du coulissage dextre tardif interprété à la Zone 32. Selon Mercier-Langevin et al. (2012), ces petites bandes, qui tronquent la foliation composite S1-S2, seraient liées soit à une déformation D3 ou à un événement qui représente un dernier incrément de déformation pendant l'événement de déformation D2 et n'auraient pas d'effet significatif sur la géométrie de la minéralisation.

Minéralisation

La minéralisation est caractérisée par la présence de pyrite (2 à 5%), de chalcopyrite (1 à 4%) et des traces d'arsénopyrite, de sphalérite et de pyrrhotite se présentant sous forme de grains finement disséminés ou de fines veinules plus ou moins continues. L'or est présent en association avec ces sulfures (surtout la chalcopyrite) ou en grains libres dans la tonalite et dans les veinules de tourmaline. Jusqu'à 1% de malachite et d'azurite est aussi localement observée. On note également la présence de chalcocite et de plusieurs grains d'or visibles dans les veines et dans l'encaissant (Goutier et al., 2001). Mercier (2000) et Mercier-Langevin et al. (2012), dans leurs études, rapportent une bonne corrélation spatiale entre l'or et le cuivre (présence de chalcopyrite et de tennantite1) ainsi qu'avec des valeurs anomales en argent, une très légère corrélation entre l'or et le zinc, ainsi qu'entre l'or et le mercure, surtout pour les hautes valeurs. Les petits amas de pyrite, de chalcopyrite et d'arsénopyrite observés ne sont pas systématiquement associés à des valeurs en or importantes (Goutier et al., 2001). Des valeurs importantes en or sont obtenues dans les échantillons de tonalite, de gabbro et de diorite altérés, indiquant que toutes les roches affectées par la déformation et l'altération dans ce secteur ont possiblement subi le ou les épisodes minéralisateurs (Mercier-Langevin, 2000). La distribution et les teneurs aurifères de la Zone 32 semblent être en partie contrôlées par un dyke mafique (gabbro) sub-

parallèle à S2 (Mercier-Langevin et al., 2012). Selon Mercier-Langevin et al. (2012), quatre principaux styles de minéralisation sont observés à la Zone 32 : (1) des sulfures disséminées (pyrite-chalcopyrite ± tennantite ± arsénopyrite ± sulfosel de bismuth ± Au natif) dans la tonalite altérée (préférentiellement dans les schistes séricitiques et les stockwerks de chlorite), les dykes et les xénolithes mafiques; (2) en veinules et stockworks de sulfures (pyrite-chalcopyrite ± arsénopyrite ± tennantite ± Au natif ± sulfosel de bismuth ± bismuth natif) ; (3) dans des veines d'extension subhorizontales de quartz-tourmaline (pyrite ± chalcopyrite ± arsénopyrite ± Au natif) ; et (4) dans des veinules de quartz-carbonates (pyrite ± chalcopyrite ± arsénopyrite ± pyrrhotite). À l'échelle de l'intrusion, il y a une bonne corrélation entre la présence de chalcopyrite et l'or, et une bonne corrélation entre l'arsénopyrite et l'or. Selon Mercier-Langevin et al. (2012), les associations métalliques sont variables selon le type d'assemblage d'altération et les sulfures présents. Les disséminations de sulfures, les veinules et les stockwerks des assemblages d'altération du faciès à séricite sont caractérisés par deux associations métalliques distinctes : 1) une association Au-As-Hg-W-Ag-Co-Cd et 2) une association Bi-Cu. Certaines valeurs élevées en Cu (p. ex. 3400 ppm Cu dans l'échantillon 19486-LGS97-48 tiré de Mercier-Langevin, 2000) peuvent être associées avec des valeurs élevées en Cr (503 ppm) et en Ni (113 ppm). Cette association métallique n'est pas sans rappeler les enrichissements en Mg, Ni, Cr et en éléments terres-rares légères (ÉTRL) dans les basaltes et les andésites et qui pourrait être le produit d'une assimilation crustale (contamination) et d'une cristallisation des orthopyroxène-plagioclase-clinopyroxène provenant des liquides d'affinités kommatiitiques enrichis en magnésium tel que proposé par Skulski et al. (1988) dans leurs études sur les roches volcaniques du secteur. Une association Au-Cu caractérise également l'assemblage d'altération du faciès à chlorite. Une association métallique Au-Cu et Cu-Ag-Sb-W-Co caractérisent l'assemblage d'altération du faciès à biotite. Pour les veines à quartz-tourmaline, une association métallique Au-Cu-As est observée. Le rapport Au/Ag est inférieur à 5 pour tous les échantillons de roche entière analysés et est inférieur à 2 en général, même pour les échantillons riches en or. Les éléments métalliques enrichis sont Au, Cu ± Ag ± Sb ± As ± Bi ± W ± Hg, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

1 Sulfosel d'arsenic, de cuivre et de fer : (Cu,Fe)12As4S13

Altération

La Tonalite de La-Grande-Sud est caractérisée par divers assemblages minéralogiques d'altération hydrothermale. Les principales altérations observées selon Mercier-Langevin et al. (2012) et Mercier (2000) sont : (1) un assemblage à biotite-épidote ± pyrite qui caractérise la partie centrale de l'intrusion et particulièrement bien développé dans les dykes de diorite et les enclaves mafiques à la Zone 32 (la biotite peut également être présente dans des brèches hydrothermales); (2) un assemblage à minéraux chloriteux (ripidolite et pychnochlorite) accompagné de plagioclase-quartz ± épidote ± carbonates ± ilménite ± leucoxène ± apatite ± pyrite ± chalcopyrite, sous forme de dissémination et d'amas diffus et la plus étendue, qui caractérise la partie externe de l'intrusion; (3) un assemblage à minéraux chloriteux, reconnu localement, sous forme de stockwerk ou de fines veinules; (4) un assemblage à séricite, surtout présent près des marges ouest et sud de l'intrusion, caractérisé par une abondance de muscovite et de quartz accompagné de plagioclase (albite) ± chlorite (ripidolite-chamosite) ± carbonates (calcite et ankérite) ± ilménite ± leucoxène ± pyrite ± chalcopyrite ± apatite ± biotite; (5) un assemblage à ankérite et calcite accompagné de muscovite ± chlorite ± plagioclase ± quartz ± sulfures ± oxydes et sous forme d'amas diffus en relation avec la séricite ou en veine d'épaisseur millimétrique et contenant communément du quartz (l'ankéritisation est présente localement dans la tonalite et est généralement forte dans les dykes mafiques à intermédiaires); (6) et finalement un assemblage à hématite en dissémination dans la tonalite ou localement en veinules millimétriques à hématite spéculaire (possiblement un événement tardif sans lien avec la minéralisation). La majorité de la minéralisation dans la Tonalite de La-Grande-Sud, dont la Zone 32, est associée à l'assemblage à séricite. La tonalite est transformée en schiste à séricite dans la zone de déformation. Localement, il est encore possible de reconnaître les fragments de tonalite bien conservés dans ces schistes à séricite, développé en un réseau anastomosé de bandes à séricites schisteuses affectées par la déformation (Mercier-Langevin et al., 2012). Le style de cette altération en réseau anastomosé pourrait indiquer que la muscovite s'est formée, du moins localement, dans des brèches hydrothermales (Mercier-Langevin et al., 2012). Les roches volcaniques intermédiaires à mafiques qui encaissent la Tonalite de La-Grande-Sud se caractérisent par une altération à chlorite et albite accompagnée d'épidote ± calcite ± muscovite ± biotite ± hornblende ± quartz ± magnétite ± carbonate de fer (Mercier-Langevin et al., 2012). Les changements de masse, ainsi que les variations chimiques sont mineurs dans la Tonalite de La-Grande-Sud, sauf pour les échantillons plus intensément altérés par la muscovite (p. ex. la Zone 32), suggérant un système d'altération généralement faible (Mercier-Langevin et al., 2012). Mercier (2000) a

également effectué des calculs de changement de masse en utilisant la méthode d'un précurseur unique de MacLean et Barrett (1993) et la méthode des Isocons de Grant (1986). On remarque des gains significatifs en K2O, SiO2, Cu, As, Rb et Ni et plus modestes en S, Fe2O3, Ba et Rb et des pertes en Na2O, MgO, CaO et Sr.

Métamorphisme

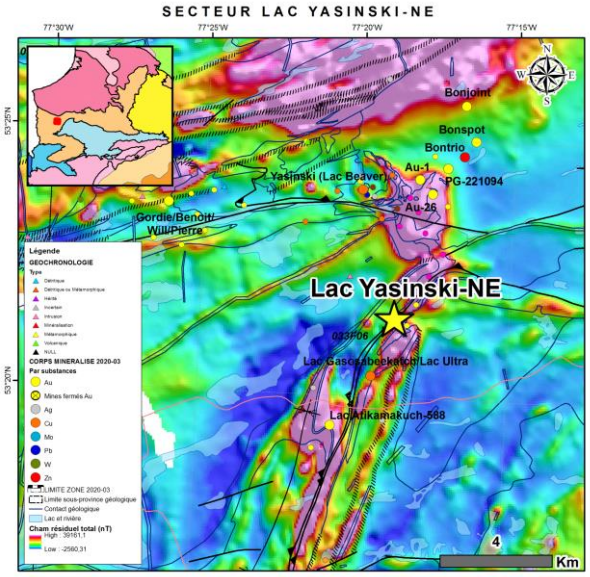
La présence d'ilménite et de leucoxène rapportée par Mercier-Langevin (2000), et qui sont associés spatialement (le leucoxène dérivant possiblement du métamorphisme ou de l'altération de l'ilménite), nous suggère que si cet assemblage est d'origine métamorphique, définit un métamorphisme au faciès des schistes verts à l'intérieur de la tonalite. Toujours selon ce dernier, les roches volcaniques à proximité de la tonalite sont caractérisées par la présence d'albite, d'actinote et de chlorite, signifiant un métamorphisme près du faciès des schistes verts supérieurs. Ce métamorphisme serait antérieur à ou syn-D2 puisque ces minéraux sont affectés par la fabrique S2 et pourrait être contemporain à l'épisode de déformation D1. Les travaux de Goutier et al. (2001) semble confirmer cette hypothèse. Selon ces derniers, la présence de chloritoïde dans les roches sédimentaires du Groupe de Laguiche suggérant que le secteur est au faciès des schistes verts. L'isograde métamorphique de la staurotide est interprété comme étant localisé à quelques kilomètres au sud de l'intrusion. La légère chloritisation de la biotite dans les lithologies mafiques ou localement dans les zones d'altérations chloriteuse pourrait représenter un produit d'altération rétrograde postérieur à l'altération (Mercier-Langevin, 2000). Il est bon de noter qu'une partie de la minéralisation semble pré-métamorphique mais qu'une autre partie semble syn-métamorphique (syn-D2).

Interprétation et Potentiel

À première vue, la pétrogénétique, la géochronologie et les observations de terrain provenant des différentes études (Mercier-Langevin et al., 2012; Mercier-Langevin, 2000; Goutier et al., 2001; Daigneault, 1997) tendent à démontrer qu'une partie des minéralisations cupro-aurifères encaissées dans la Tonalite de La-Grande-Sud sont dues à des événements hydrothermaux précoces, possiblement associés à la mise en place de l'intrusion durant l'édification de la séquence volcanique. La distribution des faciès d'altération et des différents styles de minéralisation au sein de la tonalite a été affectée par les différents épisodes de déformation, mais ne semble pas être entièrement contrôlée par ces événements. Un exemple frappant est la zonation concentrique des différents faciès d'altération observée au sein de l'intrusion, ce qui pourrait suggérer que la déformation n'a pas joué un rôle majeur dans la distribution, du moins d'une partie, de l'altération et de la minéralisation. La biotite accompagnée de pyrite ± chalcopyrites disséminées est le faciès d'altération qui est le mieux développée au centre de l'intrusion (assemblage d'altération de style potassique), similaire à celui couramment présent dans les intrusifs minéralisés des systèmes porphyriques (p. ex. Sillitoe, 2000). L'assemblage dominé par la chlorite est spatialement associé avec des gains de masse en MgO et Na2O et pourrait être interprété comme un assemblage d'altération de style propylitique (le faciès le plus répandu dans la tonalite). Les zones d'altération à séricite (assemblage d'altération de style phyllique) pourraient représenter, quant à elles, les faciès les plus distaux des systèmes porphyriques observés en bordure de la tonalite. L'association métallique Au-Cu avec des zones d'altérations intenses à muscovite (séricite) contraste avec le modèle habituel pour les gisements de type Cu-Au porphyrique et pourrait indiquer un système où se superpose (télescopage) une altération à séricite ou phyllique sur une altération antérieure de style potassique et propylitique (p. ex. Sillitoe, 2010), comme proposé par Mercier-Langevin et al. (2012). Par contre, ces événements précoces minéralisateurs sont suivis d'événements tectoniques et métamorphiques liés à au moins deux principaux épisodes de déformation (D1 et D2), qui ont probablement surimprimé (± remobilisé) une partie de la minéralisation précoce et pourraient également avoir été responsable d'une nouvelle venue de métaux (Mercier-Langevin et al., 2012). La présence de veines d'extensions de quartz-tourmaline riches en or, et qui semblent être associées à D2, supporte cette hypothèse. La Zone 32, la plus importante zone minéralisée du secteur connue en date d'aujourd'hui, représenterait un exemple de zone minéralisée précoce surimprimée par des événements de déformation. La zone est située dans un corridor de déformation qui pourrait représenter une structure de second ordre parallèle au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Ce corridor de déformation est localisé en bordure de l'intrusion et au contact avec les roches encaissantes mafiques. La localisation de la Zone 32 a cet endroit, dans le corridor de déformation, a possiblement été favorisé par plusieurs facteurs dont : (1) les forts contrastes lithologiques existants; (2) par la différence de compétence entre la tonalite et les roches mafiques encaissantes; (3) par la présence d'altération à séricite et de minéralisation précoce; et (4) par la présence de nombreux dykes mafiques et d'enclaves mafiques. Ces dykes mafiques N-S pourraient indiquer la présence de conduits ou de fractures précoces ayant pu être utilisées par les fluides minéralisateurs, comme proposés par Daigneault (1997). Plusieurs origines de ces amas mafiques à intermédiaires ont été proposées : xénolites de roches

volcaniques, brèche hétérolithologique, mélange de magma, etc.), mais, peu importe leur origine, la présence de ces derniers et l'abondance relative dans le secteur de la Zone 32 aurait pu favoriser la précipitation des sulfures et de l'or en agissant comme des pièges chimiques en raison de leur teneur élevée en Fe (Mercier-Langevin et al., 2012, Goutier et al., 2001; Daigneault, 1997). Selon Pearson (2018), l'ensemble des éléments structuraux, lithologiques et géochimiques, incluant le levé magnétométrique de haute définition, suggèrent un double plissement au niveau régional donnant une géométrie en « Z » et une cinématique senestre. Ce dernier mentionne par contre que la minéralisation serait probablement majoritairement de type orogénique (Pearson et Trépanier rapports internes; Brisson et Ducharme, 2002). Le système aurifère de la Tonalite de La-Grande-Sud partage donc plusieurs similitudes avec de nombreux types de gisements aurifères (orogénique, syn-deformation, encaissé dans des intrusions, Au-Cu porphyrique ou associé aux intrusions). Groves et al. (2003) mentionne que la superposition de deux ou plusieurs styles contrastés de gisement dans les anciennes séquences volcano-sédimentaires est courante, car les structures contrôlant l'emplacement de la minéralisation précoce peuvent être réactivées au cours des événements de déformation subséquent et que les changements subis par les roches dans les événements précoces (altération, minéralisation, propriétés physiques) génèrent de nouveaux contrastes de compétences qui peuvent être exploités lors des événements hydrothermales et épisodes de déformation. Le potentiel demeure intéressant, autant dans la tonalite que dans les roches encaissantes. Les derniers travaux de forages sur la propriété (Roy et al., 2008) démontrent le potentiel en profondeur de cette intrusion. Les trois forages réalisés dans le secteur des indices Pari et 30 ont mis à jour une zone minéralisée d'orientation générale N-S d'épaisseur considérable (jusqu'à 37 mètres dans le forage LGS09-216). Par contre, les teneurs aurifères sont cependant généralement faibles (moins de 1 g/t Au). La Tonalite de La-Grande-Sud indique que les granitoïdes doivent être considérés comme des hôtes potentiels pour des minéralisations disséminées à faible teneur en Au-Cu dans le secteur de la Baie-James. Le ciblage des intrusions synvolcaniques, d'affinité calco-alcalines « adakitiques », peralumineuses, oxydées et situées à proximité des zones à fortes contraintes sont potentiellement les plus prospectives. Il ne faudrait surtout pas négliger le potentiel de retrouver des minéralisations aurifères dont l'âge relatif varie de syn-volcanique (p. ex. les gisements de SMV, les gisements pyriteux exhalatifs, les gisements riches en Au de type porphyrique ± skarn/remplacement et épithermal) aux gisements et syntectoniques. Plusieurs indices dans le secteur démontrent le fort potentiel et la diversité des styles de minéralisation (p. ex. les indices Wedding, As, Km-85, Zone Zinc, Ligne électrique La-Grande-Sud, etc.). Comme analogie, le gisement aurifère Doyon (~6 Moz Au) dans le sud de l'Abitibi est associé à un pluton calco-alcalin multiphasé, qui ce serait mis en place dans un environnement peu profond et qui est encaissé dans les roches volcaniques du Groupe de Blake River (Mercier-Langevin et al., 2012). Les mêmes lithologies encaissent les gisements de SMV riches en Au et de classe mondiale du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde ainsi que quelques gisements aurifères de style orogénique (Mercier-Langevin et al., 2007). Une autre analogie pourrait être le gisement du Lac Troilus localisé dans la séquence volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus dans la Sous-province d'Opatica. Ce gisement est interprété comme étant de type porphyrique (production cumulative de 91 741 861 tonnes à 0,10 % Cu et 1,10 g/t Au et des ressources mesurées et indiquées de 294 millions de tonnes métriques (Mt) à 0,87 g/t Au, 1,12 g/t Ag, 0,08 % Cu; Daigle, 2020; SIGÉOM, 2021) et de nombreuses occurrences de minéralisation de style SMV sont reconnues dans ce secteur.

Lac Yasinski-NE



Nom_Alternatif:	Zone 2100N-1
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1989
Méthode de découverte:	Géophysique et prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Yasinski
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	V3
Métamorphisme:	Amphibolite moyenne

Contexte de la découverte

De nombreux travaux d'exploration ont eu lieu depuis la fin des années 1950 dans le secteur de la rive ouest du lac Sakami, au cours desquels plusieurs programmes de travaux d'exploration géologique, géochimique, géophysique et autres se sont déroulés et qui ont été compilés dans une carte géologique et un rapport sur la région de Sakami émis par la Commission géologique du Canada en 1957 (Eade et al., 1957). Des indices de cuivre, d'or, d'argent, de chrome et de fer ont été découverts grâce à ces travaux (p. ex. les gîtes ferrifères Duncan no.1 à no. 5 encaissés dans les formations de fer à oxydes du Groupe de Yasinski avec des ressources calculées de 1 milliard de tonnes métriques à 30 % Fe ; Germain, 1988; les indices du lac Discovery (lac Mistacheesic), du lac Lac Gasosabeekatch/Lac Ultra, du lac Beaver (lac Menarik) et du lac Pat (lac Missisakhcgin). En raison du développement des ressources hydroélectriques du territoire, la Société de Développement de la Baie-James (SDBJ) a eu pour mandat, de 1972 à 1982, de mettre en valeur les richesses naturelles de ce territoire avant qu'il ne soit inondé. À partir de 1974, le groupe Minier SES a réalisé plusieurs évaluations techniques ainsi que des levés géologiques, géochimiques et géophysiques le long de La Grande Rivière. Ces travaux ont mené à la découverte de plusieurs indices uranifères et métallifères qui ont fait l'objet de prospection détaillée par la suite. L'aire de la propriété a fait l'objet depuis la fin des années 50 de travaux sporadiques d'exploration et de prospection, principalement par les compagnies Main Exploration ltée (1958-60) et Canadian Nickel (1972-76) dans le but de définir le potentiel en uranium des conglomérats d'Apple dans le secteur du lac Shabudowan. Plusieurs indices minéralisés furent localisés, quelques tranchées furent creusées et quelques ont rapporté des intersections sub-économiques de cuivre, de nickel et d'argent (Borduas, 1990). En 1987,1a compagnie Homestake Mineral Dev. a effectué un échantillonnage lithogéochimique de reconnaissance. En 1988 Ressources Minières Platinor entreprit des travaux de géologie, de prospection et de levés géophysiques au sol (magnétométrique et EM-TBF) sur la propriété; c'est en 1989 que la compagnie Explorations Noranda exécuta un levé héliporté magnétique et électromagnétique couvrant l'aire de la propriété et cartographia et prospecta dans l'aire de la propriété localisant des indices aurifères en place titrant de 4 à 10 g/t Au sur des échantillons choisis (Borduas, 1990). Un échantillon d'amphibolite foliée, minéralisée en arsénopyrite et chalcopyrite a retourné des teneurs de 5,67 g/t Au (Goutier et al., 1998). En 1990 Ressources Minières Platinor, en participation avec la compagnie Ressources Minières Augyva exécuta un programme de sept (7) sondages d'exploration et des travaux de géophysiques. Cette campagne de forage a permis de recouper la zone 2100N-1, qui deviendra le gîte du Lac Yasinski-NE (corresponds à l'Anomalie 14 de Noranda). Le sondage avait recoupé une zone ayant donnée des valeurs de 2,9 g/t Au et 38,9 g/t Ag sur 2,35 mètres au tout début du trou (Borduas, 1990).

Contexte géologique

Le gîte Lac Yasinski-NE est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie ouest du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à environ 40 kilomètres à l'ouest du contact interprété avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca, dans la partie orientale de la séquence volcano-sédimentaire de Yasinski. Goutier et al. (1998) interprète

cette partie de la séquence volcanique comme étant un synforme de type synclinal et droit. La minéralisation est encaissée dans des roches volcanoclastiques, amphibolitisées et foliées, de nature tuffacée de composition mafique à intermédiaire du Groupe de Yasinski, près d'un contact géologique avec des roches volcanoclastiques à prédominance felsique de nature tuffacée et d'origine possiblement volcanosédimentaire (Borduas, 1990). Les roches mafiques encaissantes le gîte sont riches en biotite, chlorite et amphibole, et représentent probablement des volcanites mafiques, des tufs ou des brèches de coulées, altérés et métamorphisés et les roches felsiques sont des schistes à muscovite, biotite et à amphibole, minéralisés en arsénopyrite et pyrite disséminées. L'amphibole se présente typiquement sous la forme de gerbes de grands cristaux atteignant jusqu'à 2-3 cm de longueur (Goutier et al., 1998). On note aussi par endroits la présence de grenat, de veinules ou de brèches à ciment de quartz minéralisées (Goutier et al., 1998). Ces roches peuvent être intercalées avec des basaltes coussinés. Les roches tuffacées sont fréquemment intercalées d'horizons de formation de fer de quelques centimètres à une dizaine de mètres de largeur par quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de longueur (Chainey et al., 1991). Ces formations de fer sont généralement cherteuses, et le fer est présent soit sous forme de magnétite, de sulfures (pyrrhotine ou pyrite), ou de silicate (grunérite). Du graphite et de l'anthophyllite sont souvent associés à ces horizons. Toutes ces unités sont attitrées aux roches volcano-sédimentaires du Groupe de Yasinski (2751 Ma à 2732 Ma ; Fleury, 2019; Goutier et al., 2003 ; Davis et al., 2005; Goutier et al., 1998). Une dacite, attitrée à ce groupe et provenant de l'indice Marmotte localisé plus au nord, a été datée à 2732 +8/-6 Ma (Goutier et al., 1998). Les roches volcaniques sont de composition majoritairement basaltique à andésitique et amphibolitique, à texture coussinée dominante, localement bréchique ou massive ou glomérophyrique. Des dykes ou sills de composition péridotitique à gabbroïque, montrant à la fois des relations intrusives et des relations de continuité avec les roches métavolcaniques, sont en contact avec les unités de volcanites mafiques à intermédiaires (Chainey et al., 1991). Selon Goutier et al. (1998), les roches tuffacée à prédominance felsique et possiblement volcanosédimentaire interprétées par Borduas (1990) représentent possiblement des roches sédimentaires quartzitiques à arkosiques et pourraient appartenir aux roches de la Formation de Shabudowan. Goutier et al. (1998) décrit cette formation comme étant composée de grès feldspathique, de wacke à biotite, de conglomérat polygénique et de formation de fer contenant un peu de mudrock. Ces roches constituent la limite supérieure de la séquence volcano-sédimentaire de Yasinski et sont en contact discordant au-dessus des volcanites du Groupe de Yasinski. Cette séquence clastique grossière serait d'origine fluviatile ou alluvionnaire, de type « Timiskaming ». Le gîte est localisé à l'extrémité nord d'une écaille de cette séquence sédimentaire d'environ 15 kilomètres de long, orientée nord-sud à NE-SO et coincée entre deux failles inverses (Goutier et al., 1998). Ces deux zones de déformations sont nommées par Chainey et al. (1991) : 1) zone de déformation Est et; 2) zone de déformation Ouest. Ces zones sont caractérisées par la présence de mylonite à muscovite (Est) ayant l'allure trompeuse d'un banc de quartzite ou à biotite-fuchsite (Ouest) et bordée de chaque côté par les roches volcaniques (amphibolites cisaillées), généralement sulfurées, fréquemment recoupées par des veines de quartz et localement chloritisées, sur des largeurs variables (Chainey et al., 1991). Plus régionalement, à quelques kilomètres au sud-est du gîte, les gneiss tonalitiques à granitiques ou dioritiques interprétés comme étant le socle ancien d'âge Paléoarchéen à Mésoarchéen et attitrés au Complexe de Langelier sont présents (2832 +/-5 Ma; Goutier et al., 1998) ainsi que les arénites quartzitiques à fuchsite et les conglomérats monogéniques pyriteux et uranifères d'âge Néoarchéen de la Formation d'Apple. Le sommet des arénites de la Formation d'Apple constitue la limite inférieure du Groupe de Yasinski; l'âge de déposition maximale est estimé à <2 751 Ma (recouvertes en concordance par les volcanites du Groupe de Yasinski; Goutier et al., 2003). L'intrusion ultramafique à mafique du Complexe de Ménarik (2716 à 2699 Ma ; Goutier et al., 1999) recoupe le socle ancien et la séquence volcano-sédimentaire. La phase gabbroïque de ce complexe intrusif est observée près du gîte du Lac Yasinski-NE. Des sills ultramafiques, probablement apparentés également à ce complexe ultramafique, sont aussi présents dans la séquence supracrustale plus à l'est, à proximité du socle ancien et des Intrusions de Duncan. Tous ces intrusifs ou sills ultramafiques sont généralement peu déformés, relativement tardif et complètement serpentinisés (Chainey et al., 1991). La séquence volcanique est en contact dans sa partie occidentale avec le Pluton tonalitique d'Amisach Wat et dans sa partie occidentale avec une tonalite à hornblende et biotite attitrée aux Intrusions de Duncan. Le Pluton d'Amisach Wat a été daté à 2716 +/-3 Ma (Goutier et al., 1998). Cet âge confirme que ce pluton est plus jeune que les volcanites du Groupe de Yasinski (Goutier et al., 1998).

Controle tectonique

La zone minéralisée est orientée N210° à N220°, avec un pendage abrupt vers le nord-ouest (80-85°). L'horizon ou la structure aurifère montre une certaine concordance avec la direction générale des lithologies à cet endroit (Borduas, 1990). Une structure discordante de direction N340°à N350° a été identifiée à moins d'une centaine de mètres au nord-

est des forages de la section 2100N. Certaines veines de quartz minéralisées sont également orientées N340°à N350° et observées à 700 mètres à l'est du gîte principal. Selon Chainey et al. (1991), des zones de déformation sécantes orientées ENE-OSO et transposant la foliation régionale orientée NNE-SSO sont reconnues. Le dernier mouvement le long de ces structures sécantes serait vraisemblablement sénestre.

Contrôles de la minéralisation

La zone aurifère a été suivie sur une longueur de 250 mètres, une largeur horizontale de 125 mètres près de la surface et jusqu'à une profondeur de 110 mètres. Selon Chainey et al. (1991) et SIGEOM, la minéralisation serait associée à des zones de cisaillements et des veines de quartz ± tourmaline tandis que selon Borduas (1990), le caractère plus stratiforme que strictement discordant ou associé à une zone de cisaillement laisse entrevoir un contrôle de la minéralisation plus stratigraphique que structurale (contact entre les deux unités volcanoclastiques). Chainey et al. (1991) et Goutier et al. (1998) identifient deux zones de cisaillements majeures (Est et Ouest) qui bordent le gîte de part et d'autre. Chainey et al. (1991) indiquent en plus que plusieurs autres zones de déformation d'importance secondaire et caractérisée par autant de bandes de mylonite, mais généralement masquée par le recouvrement glaciaire, sont probablement incluses dans la séquence volcanique qui encaisse le gîte. Toutes ces zones de déformation marquées majoritairement par des axes conducteurs électromagnétiques font partie d'un réseau anastomosé de zones de déformation et que les relations angulaires entre ces différentes zones de cisaillement laissent croire à un mouvement sénestre général (Chainey et al., 1991). Ces derniers mentionnent également que la grandeur des anomalies aurifères dans le secteur du lac Ultra, quoique variable, est nettement plus élevée à proximité des zones de déformation sécantes d'orientation ENE-OSO.

Minéralisation

Selon Borduas (1990), l'or semble directement associé à des quantités variables d'arsénopyrite, quelquefois aciculaire (stibnite?) et de pyrrhotine avec des quantités mineures ou locales de pyrite, de sphalérite, de chalcopyrite et des traces de galène disséminées. Les plus fortes valeurs en or sont très souvent rencontrées dans les zones les plus riches en arsénopyrite et préférentiellement aciculaires. Toujours selon ce dernier, l'or ne se rencontre pas majoritairement dans des veines de quartz, mais plutôt dans le tuf mafique à intermédiaire cisaillé et altéré. Les éléments métalliques enrichis sont Au-As-Ag ± Sb ± Cu ± Pb ± Zn, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

La zone minéralisée se trouve dans des zones cisaillées, silicifiées et biotitisées contenant également des amphiboles grossières. Les veines de quartz contiennent de la tourmaline, de la chlorite et de l'amphibole grossière. À ces minéraux sont associés de l'actinote, de la biotite et du grenat. La zone mylonitique Est semble être altérée en muscovite et la zone mylonitique Ouest semble altérée en biotite et fuschite.

Métamorphisme

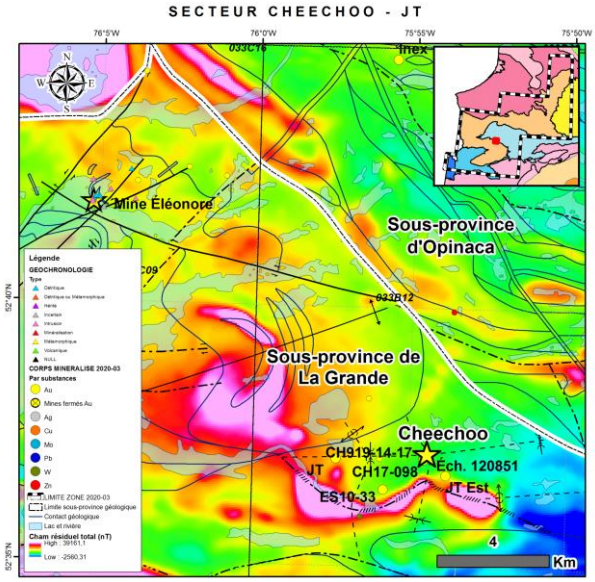
Les roches sont affectées par un métamorphisme au faciès supérieur des schistes verts (Goutier et al., 1998) allant jusqu'au faciès moyen des amphibolites (Borduas, 1990; Chainey et al., 1991). Une partie de la minéralisation semble être pré-métamorphique (disséminée et stratiforme) et une autre partie semble être syn-métamorphique et associé aux veines de quartz-tourmaline dans les cisaillements.

Interprétation et Potentiel

L'association spatiale de la zone minéralisée principale du gîte localisé au contact stratigraphique entre deux unités volcano-sédimentaires, son caractère stratiforme et sa typologie pourrait confirmer l'origine exhalative (épithermale?) d'une partie de la minéralisation aurifère. Selon Borduas (1990), le caractère plus stratiforme que strictement discordant ou associé à une zone de cisaillement laisse entrevoir un contrôle de la minéralisation plus stratigraphique que structural. Ce dernier mentionne que la minéralisation ne se rencontre pas dans les veines de quartz, mais plutôt dans la roche encaissante. De plus, la présence de nombreuses veines de quartz-carbonates dans le secteur à grande continuité latérale (jusqu'à 500 mètres), concordantes aux lits des volcanites, et contenant localement des cavités ouvertes à sulfures (Gaucher, 1998) pourrait s'apparenter à des minéralisations de type épithermales. Ce genre de veines est également présent plus au nord (par exemple l'indice Autobus). Cet indice est caractérisé par une veine de quartz de 2 mètres d'épaisseur orientée N245° et qui a été suivie sur plus de 300 mètres latéralement (Beauregard, 2000; Lévesques, 1999). Cette veine s'est mise en place au contact entre des basaltes amphibolitisés et la tonalite du Pluton d'Amisach Wat et a retourné des teneurs allant jusqu'à 1,62 g/t Au, 2,1 % Cu et 22,6 g/t Ag. Par contre, la

présence de veinules ou de brèches à ciment de quartz minéralisées pourrait indiquer un phénomène de remobilisation et de reconcentration de la minéralisation primaire (Goutier et al., 1998) plus associée à des minéralisations épigénétiques de type orogénique. Également, les structures discordantes N340° à N350° et ENE-OSO reconnues près du gîte pourraient être reliées directement ou indirectement à la mise en place des minéralisations aurifères observées (Borduas, 1990). Chainey et al. (1991) apportent comme hypothèse supplémentaire que les zones de déformation Est et Ouest auraient permis une première concentration de l'or, tandis que les zones de déformation sécantes auraient permis une seconde concentration de l'or, puisque les anomalies aurifères sont plus élevées à proximité des zones de déformation sécantes ENE-OSO. La jonction de ces deux types de structures, dans un patron anastomosé, pourrait définir des oreshoot d'intersection. C'est pourquoi nous suggérons que la minéralisation aurifère disséminée et stratiforme est possiblement précoce dans l'histoire et d'origine exhalative (syngénétique), et est en partie contrôlée par la stratigraphie. Cette minéralisation aurait pu être reprise et bonifiée par un ou des évènements hydrothermaux générés lors d'un épisode de déformation (D1 ou D2 ou les deux phases) affectant la séquence volcano-sédimentaire. Cet ou ces épisodes de déformation auraient généré des cisaillements, développés préférentiellement dans les zones d'altération précoce et sub-parallèlles au contact stratigraphique entre les volcanites mafiques à intermédiaires et les volcanites felsiques ainsi que dans les sills ultramafiques tardifs complètement serpentinisés. Ces cisaillements auraient favorisé la mise en place de veines de quartz-tourmaline, des veinules ou de brèches à ciment de quartz minéralisées. La majorité des travaux d'explorations effectués dans le secteur se concentrent surtout au nord du gîte du Lac Yasinski-NE, le long du cisaillement principal NE-SO (p. ex. Anomalie 14), mais également sur les indices chromifères du Complexe ultramafique/mafique de Menarik. Seulement quelques forages ont été effectués dans le secteur localisé au sud du gîte pour tester le potentiel aurifère de ces zones de déformation. En sachant qu'un bassin conglomératique tardif de type « Timiskaming » est reconnu dans ce secteur, le potentiel de retrouver des minéralisations aurifères associées aux intrusions syénitiques/monzonitiques tel que défini par Robert (2001) n'est pas à négliger. Rappelons que ce contexte métallogénique, qui se rapproche le plus du modèle magmatique-hydrothermal développé dans les intrusions intermédiaires, est reconnu plus au nord-ouest dans le secteur de l'indice Pierre (Gordie/Benoît/Will/Pierre). De plus, un potentiel non négligeable demeure pour retrouver des minéralisations de type volcanogène d'origine exhalative (syngénétique) comme les indices du Lac Gasosabeekatch/Lac Ultra (2,61 % Cu, 38 g/t Ag et 7,33 g/t Au sur 0,2 mètre; SIGEOM, 2021) et du Lac Shabudowan (7,19 % Cu et 15,4 g/t Ag sur 3,05 m en éclats; SIGEOM, 2021) ou des sulfure massifs volcanogènes. Ces deux indices ont la même particularité que le Lac Yasinski-NE d'être des minéralisations de sulfures possiblement d'origine syngénétique qui auraient fait l'objet d'une remobilisation hydrothermale dans des fractures ou des filons tardifs de quartz, crées lors du métamorphisme de l'encaissant. Chainey et al. (1991) rapportent qu'au lac Talc, un conducteur électromagnétique correspondant à un horizon riche en pyrrhotite a retourné de faibles anomalies cuprifères (moins de 0,1 %Cu + Ni), mais qu'une veine de quartz sulfuré située à proximité d'un conducteur a retourné des valeurs plus intéressantes en argent (20 g/t Ag). Toujours selon Chainey et al. (1991), au Lac Morrison, un conducteur électromagnétique causé par une brèche à remplissage de quartz et riche en graphite contenant 5% pyrite ± chalcopyrite a donné les résultats suivants, sur toute la largeur d'une zone riche en chalcopyrite (dimensions de 60 par 3 mètres): 2,5 % à 7,2 % Cu, 7 à 18 g/t Ag et 0,3 g/t Au. Toutes ces informations démontrent bien le potentiel résiduel de la région.

Cheechoo



Nom_Alternatif:	Zone Jordi
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	2013
Méthode de découverte:	Forage
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	I1
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

Ressources Sirios inc. a acquis la propriété Cheechoo B en 2004 juste après l'annonce de la découverte de la zone Roberto par Mines d'Or Virginia inc. De 2005 à 2011, Mines de la Vallée de l'Or ltée, qui est l'opérateur, effectue des programmes d'exploration incluant des levés électromagnétiques, de la magnétométrie au sol, de la prospection de surface, du décapage et de l'échantillonnage en cannelure, de la géochimie de l'environnement secondaire (humus), et du forage (Turcotte, 2014). Suite à la localisation d'anomalies en or, arsenic et tungstène dans les analyses d'humus des sols et d'une prospection systématique au sol entre 2010-2012, plusieurs échantillons anomaux en or furent mis à jour par l'équipe d'exploration (Turcotte, 2014). Le corps minéralisé principal, situé à 15 km au sud-est de la Mine Éléonore, a été localisé durant les travaux de prospection sur la propriété lors d'une campagne de décapage et de forage à l'automne 2013. Durant cette campagne de forage, un des trous a intersecté un intervalle minéralisé ayant retournée des valeurs de 0,74 g/t Au sur 41 mètres (Turcotte, 2014). Les travaux révèlent que la minéralisation aurifère est localisée au sein d'un intrusif de nature tonalitique silicifiée injectée d'un stockwerk de veines de quartz avec de très faibles quantités de sulfures (Gigoux, 2017).

Contexte géologique

La propriété se situe dans la zone de transition entre les sous-provinces métasédimentaires de l'Opinaca et le segment sud volcano-plutonique de La Grande (Domaine Eastmain). Les différentes lithologies observées sont une séquence de wacke turbiditique paragneissique de la Formation de Low, de migmatites (sous-province de l'Opinaca), de formations de fer rubanées, de dykes mafiques et une série d'intrusions ovoïdes de taille variant de 15 à 30 km2, dont l'intrusion de Cheechoo (Sous-province de La Grande). Une unité conglomératique déformée (<2702 /-3 Ma, Ravenelle et al., 2010) est en contact direct avec des intrusions, qui pourraient être la continuité de l'intrusion de Cheechoo comme le suggère la récente cartographie de Fontaine et al. (2017). L'intrusion de Cheechoo, de 10 km2, a une signature magnétique homogène avec une susceptibilité magnétique faible, avec des domaines magnétiques locaux élevés à ses marges, potentiellement associés à la présence des formations de fer avec des roches métasédimentaires présentant des assemblages de type skarn tels qu'observés sur les indices JT et Synee (Fontaine et al., 2018). Elle est injectée dans les roches supracrustales, plus précisément dans la séquence métasédimentaire de la Formation de Low, de la Sous-province de La Grande et se serait mise en place lors du métamorphisme aux faciès des amphibolites (Fontaine et al., 2018). Les paragneiss qui encaissent l'intrusion contiennent localement de la sillimanite illustrant la nature plus pélitique (riche en aluminium) de ces sédiments (polarité interprétée vers le nord; Fontaine et al., 2018). Les métasédiments peuvent être aurifères lorsque chloritisés (1,4 gt/ Au sur 17 mètres en cannelure; Fontaine et al., 2018) et être injectés de veinules de quartz-feldspath en association avec des pegmatites. L'intrusion de Cheechoo est injectée par de nombreux dykes felsiques, interprétés comme des apophyses de l'intrusion ainsi que des pegmatites (Fontaine et al., 2018). L'intrusion est datée à 2612 +/-1 Ma (Fontaine et al., 2015), péné-contemporain avec la phase magmatique la plus jeune de la suite du Vieux Comptoir à 2618 Ma (Goutier et al., 1999), des dykes de pegmatite et

veines leucogranitiques de la mine Éléonore (2620 à 2600 Ma; Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015), des dykes et veines leucogranitiques et un dyke de pegmatite sur le dépôt Orfée dans la séquence volcanosédimentaire de Guyer-Keyano localisé le domaine de La Grande Rivière (2613 Ma; Bogatu et Huot, 2016). Selon Fontaine et al. (2018), l'intrusion est caractérisée par deux domaines principaux : un domaine où des textures massives à porphyriques (FP) et saccharoïdales dominent et un domaine plus restrictif (25 à 30 mètres d'épaisseur) fortement folié à gneissique avec des porphyroblastes de biotite près des bordures de l'intrusion. Ce dernier est associé avec de nombreux dykes leucogranitiques de pegmatites (40-50%) et généralement subconcordants à la foliation principale. Des enclaves démembrées de schistes mafiques sont localement observées dans l'intrusion. Selon Fontaine et al. (2018), l'observation de différentes textures suggère une histoire magmatique et métamorphique complexe. L'intrusion se compose majoritairement d'un assemblage minéralogique composé de phénocristaux de feldspath et de biotite dans une matrice de quartz, de feldspath, de biotite, de microcline et d'amphibole avec localement des traces de diopside, d'actinote, de séricite, de calcite et de chlorite (Tremblay, 2013; Fontaine et al., 2018; Gigoux, 2017; Fontaine, 2019). Des observations macroscopiques de scheelite ont également été remarquées sous lampe UV sur plusieurs échantillons et en affleurement (Turcotte, 2014; Gigoux, 2017). Les données lithogéochimiques indiquent que l'intrusion a une composition tonalitique, granodioritique, trondhjémitique, métalumineuse à péralumineuse, réduite (Fe_2O_3 / FeO < 0,2) (Fontaine et al., 2018) et tombent dans les champs tonalitique, granodioritique, granitique, monzodioritique quartzifère et dioritique quartzifère dans un diagramme de Streickeisen et selon la classification de Middlemost (1985) (Fontaine et al., 2018; Gigoux, 2017). Les analyses de roche entière effectuées dans le cadre de l'étude de Fontaine et al. (2018) et Fontaine (2019) montre que la composition moyenne de l'intrusion de Cheechoo (faciès gneissique et porphyrique) a une concentration élevée en SiO_2, en Na_2O et en Al_2O_3. Elle est aussi caractérisée par une teneur modérée à faible en CaO et en K_2O et que finalement, elle a un contenu faible en MgO, en TiO_2, en MnO, en P_2O_5 et en CO_2. Selon Gigoux (2017), les échantillons porphyriques montrent une évolution différente, avec une composition relativement constante en silice, mais un gain en alcalin (Na_2O, K_2O). Comme ces études le mentionnent, ces données mettent en évidence l'existence de plusieurs protolithes traduisant probablement l'existence d'une intrusion polyphasée. Les patrons de terres rares sont similaires à certains leucogranites de la Sous-province de l'Opinaca (Fontaine et al., 2018). Les études de Gigoux (2017) montrent que les spectres multi-éléments ont une anomalie négative en Ti-Nb et positive en Ta avec peu de fractionnement entre les LREE et les HREE. Les signatures en majeurs et traces sont différentes de ce qui est connu pour les intrusions alcalines classiques, et se dénotent aussi légèrement des compositions TTG calco-alcalines à l'Archéen. Les faciès pegmatitiques enregistrent un spectre de type spectre en mouette (« seagull pattern ») qui est interprété comme résultant d'un intense fractionnement des plagioclases et d'un appauvrissement en LREE (Glazner et al., 2008). Ce patron des LREE est également reconnu sur des granites à deux micas en Abitibi comme le batholite de Preissac-Lacorne (Mujla, 1995). Selon Fontaine et al. (2018), plusieurs caractéristiques de l'intrusion de Cheechoo (p. ex. la grande variabilité des assemblages minérale, l'enrichissement en éléments volatils comme le bore et le phosphore et la présence de cavités miarolitique) suggèrent que ces complexes de pegmatites se sont peut-être mis en place à la transition magmatique-hydrothermale et représenterait l'expression proximale d'un système aurifère associé à la mise en place des phases tardives d'une intrusion réduite.

Controle tectonique

Selon les études de Fontaine et al. (2018) et Fontaine (2019), le réseau de veines aurifères est interprété s'étant développé pendant la déformation D2 (syn- à tardi-D2), et avant la déformation D3. Le réseau de veines est déformé par des épisodes de déformations interprétés comme étant D3 et D4. Selon ces mêmes études, les caractéristiques du système hydrothermal et aurifère, en association spatiale et/ou temporelle avec une intrusion réduite, des pegmatites et des enclaves ou des dykes mafiques, partagent plusieurs analogies avec des systèmes aurifères associés à des intrusions réduites (Thompson et Newberry, 2000; Hart, 2007).

Contrôles de la minéralisation

Le secteur de Cheechoo est localisé dans le domaine structural 2 de Bandyayera et al. (2010) et caractérisé par un litage S0 à faible angle avec les schistosités S1 et S2, qui elles sont orientées E-O. Régionalement, ces deux dernières fabriques sont subparallèles, sauf dans les nez de plis P2 orientés E-O (la schistosité est perpendiculaire au litage) et plongent modérément vers l'ouest. Selon le site internet de la compagnie (https://sirios.com), la minéralisation s'étend sur plus de 1 400 mètres le long du contact entre l'intrusion de Cheechoo et les roches méta-sédimentaires et jusqu'à plus de 500 mètres vers l'intérieur de l'intrusion et retrouvée jusqu'à 650 mètres en profondeur verticale. Un total de 37 zones à haute teneur a été reconnu et modélisé (incluant la zone Jordi d'une épaisseur de 5 à 10 mètres, continue sur plus de

300 m latéralement et sur près de 200 mètres le long du pendage et des teneurs allant jusqu'à 56,4 g/t Au sur 8,2 m). Des minéralisations aurifères ont également été observées dans les roches méta-sédimentaires dans les forages profonds. Les zones aurifères semblent suivre le contact ou localiser dans la partie apicale de l'intrusion, lorsque préservée (Fontaine et al., 2018). En s'approchant du contact avec les roches métasédimentaires, l'intrusion devient fortement foliée sur les marges et l'on observe une augmentation des injections de pegmatites leucogranitiques (Fontaine et al., 2018). Sur la tranchée de surface principale, le réseau de veines est composé de plusieurs types de veines aurifères incluant des veines en feuillets en extensions, des veines de quartz en échelon et des veines de pegmatites concentrées dans un corridor de 200 mètres de large par quelques centaines de mètres de long. La densité de veines augmente, passant de 15 à 50% du volume de la roche, vers les marges de l'intrusion (Fontaine et al., 2018). Sur la tranchée 6-9, la zone de veines en échelon forme un corridor anastomosé contrôlé par des zones de déformation d'orientation E-O à NE-SO. Au nord de cette tranchée, le réseau de veines est progressivement plissé asymétriquement et transposé par des zones de déformations plus tardives (tardi-D2 à D3; Fontaine et al., 2018). Les travaux de modélisation 3D effectués par la compagnie Sirios semblent montrer des enveloppes aurifères de basses teneurs (0,3 ppm Au) plissées avec une charnière subverticale et un plan axial d'orientation E-O (Fontaine, Comm. Pers.). Les zones de plus hautes teneurs, par exemple la zone Jordi, sont d'orientation NE-SO à pendage modéré à abrupt vers l'est. Certaines d'entre elles sont liées à des schistes mafiques (dykes de lamprophyres ?) injectés le long du contact ou à proximité (p. ex. l'indice Dyke mafique sur la bordure nord de l'intrusion). Du côté du bloc modèle de BBA (Richard et al., 2020), des plongées faibles vers SE semblent être confirmées par la variographie. Cette étude montre de nombreuses zones modélisées à pendages faibles à abrupts vers l'est, tandis que d'autres sont plutôt orientées E-O et subverticales. La forte variabilité d'orientation et de plongées des zones minéralisées démontre des contrôles structuraux très complexes (p. ex. charnière de plis curvilinéaires, intersection entre deux plans de cisaillements, axes de boudins, contrastes rhéologiques, etc.) (Fontaine, Comm. Pers.).

Minéralisation

Selon le site internet de la compagnie (https://sirios.com), la minéralisation aurifère se retrouve avec la présence de veines et veinules centimétriques ou se présentant sous forme de stockwerk. On y observe un très faible contenu en sulfures (< 1%, pyrrhotite-arsénopyrite ± pyrite). L'or se présente principalement sous forme libre et grossière, de quelques dizaines de micromètres à quelques millimètres, généralement en grains isolés, mais localement en amas de grains ou dans des fractures (SIGÉOM). Selon Fontaine et al. (2018), les teneurs aurifères semblent être contrôlées par la présence de sulfures (particulièrement l'arsénopyrite et la pyrrhotite), la densité de veines et des veines de pegmatites, l'intensité de la déformation et vers les marges de l'intrusion. Le style de minéralisation est dominé par un stockwerk de veines et veinules de quartz, en extensions et en échelon, et la présence locale de veines de quartz-feldspath pegmatitiques aurifères et de pegmatites dans les roches métasédimentaires (par exemple à la mine Éléonore). L'or se distribue à la fois au sein de l'intrusion de Cheechoo, et plus localement en bordure de l'intrusion et est principalement présent dans des veines de quartz (80 à 85%) et de feldspath potassique (5 à 10%) et à leurs épontes (Fontaine, 2019). Selon les études de Fontaine et al. (2018) et Turlin et al. (2019), le réseau de veines est composé de cinq types de veines : 1- veines quartz ± feldspath ± scheelite ± diopside ± actinolite ± pyrite ± pyrrhotite ± arsénopyrite ± Au; 2- veines en extension en échelon quartz ± feldspath ± phlogopite ± arsénopyrite ± pyrrhotite ± Au ou actinolite ± feldspath ± quartz ± Au; ces veines sont localement à texture pegmatitique pouvant contenir de fortes valeurs aurifères; 3-veines en extension quartz ± actinolite; 4- veines à chlorite ± pyrite ± Au et 5 – veines sigmoïdales tourmaline ± quartz ± feldspath ± titanite ± scheelite ± arsénopyrite. Le réseau de veines aurifères est spatialement associé avec un enrichissement précoce en or (170 ppb Au)-As-Te-Se et un enrichissement syn-aurifère (285 ppb Au) accompagné d'une signature métallique Bi-W-As ± Te ± Se ± Sb. Les éléments métalliques enrichis sont Au, As, W, Te, Bi ± Sb, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Deux types d'altération hydrothermal sont présentent dans l'intrusion de Cheechoo (Fontaine et al., 2018; Gigoux, 2017) : 1) un métasomatisme cryptique et distal sodique (Na) décimétrique à métrique. Cet assemblage est recoupé par les veines aurifères et les pegmatites suggérant une mise en place précoce, soit pré-minéralisation aurifère comme suggérée par Fontaine et al. (2018). Gigoux (2017) mentionne que selon les bilans de masses par précurseurs modélisés (Trépanier, 2008), l'intrusion de Cheechoo avant altération devait être déjà anomalique et initialement riche en sodium. Fontaine et al. (2018) en arrive à la même conclusion en mentionnant que la teneur élevée en Na2O (> 6 % poids d'oxydes) de l'intrusion de Cheechoo pourrait être attribuée à un événement métasomatique sodique précoce. Ce métasomatisme sodique se serait alors superposé à cette composition initiale, ce qui justifie les très forts gains en

sodium observés sur les échantillons. Les échantillons étudiés par Fontaine et al. (2018) montre des enrichissements en Na2O de plus de 15% et des pertes de 30% en K2O dans ces zones et calculés selon la méthode Grant (1986). 2) la deuxième altération hydrothermale, proximale, est composé de proportion variable de quartz-phlogopite-séricite-microcline, communément associé avec des sulfures et plus restrictif, des altérations calco-silicatées et/ou des assemblages de type skarn composé d'actinolite-diopside-grenat grossulaire (autour de certaines veines V1 et également dans les roches sédimentaires environnantes au voisinage des marges de l'intrusion et de ses apophyses). Ce métasomatisme proximal riche en potassium (K) et en magnésium (Mg), comme à la mine Éléonore (Mg), consiste à des bandes ou des zones de remplacement centimétriques syn-minéralisation aurifère. Les échantillons altérés étudiés par Fontaine et al. (2018) montre une augmentation de 30% en MgO et de 20% en K2O, et une diminution de 25% en Na2O calculés selon la méthode Grant (1986).

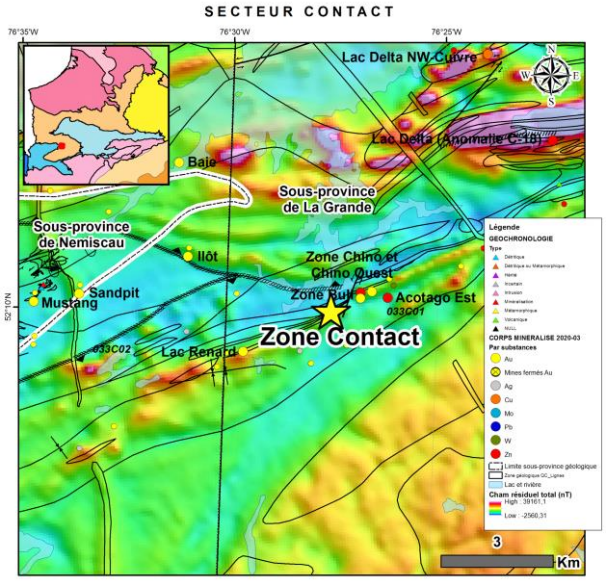
Métamorphisme

Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts supérieurs au faciès des amphibolites (Bandyayera et al., 2010; Ravenelle et al., 2010). L'intensité du métamorphisme augmente vers l'est, jusqu'au faciès des granulites en se dirigeant vers la Sous-province de l'Opinaca. Selon Gigoux (2017), le faciès métamorphique le plus représentatif de l'ensemble de la paragenèse sur la propriété Cheechoo semble être le faciès amphibolite avec une abondance notable d'amphiboles (hornblende) dans l'intrusion minéralisée, associée à la titanite. Selon une étude pétrographique d'I.O.S. (Tremblay, 2013), l'identification de sillimanite fibreuse suggère des conditions de pression/température plus élevée que celles au faciès des schistes verts et l'absence d'orthopyroxène ne permet pas de dire si la roche a atteint le stade granulite, mais certaines observations de terrains et de microstructures à l'échelle de la lame mince pourraient indiquer un début de fusion partielle. Selon Fontaine et al. (2018), à proximité de l'intrusion, le wacke paragneissique est composé de bandes enrichies en porphyroblastes de sillimanite, des niveaux avec des assemblages minéralogiques de type skarn et localement de diatexites. Ces caractéristiques illustrent l'effet d'une auréole de métamorphisme de contact reliée à la mise en place de l'intrusion. Les effets de surimpression de la déformation et du métamorphisme sur les textures du minerai et des assemblages d'altération suggèrent que le moment de la minéralisation serait syn- à tardi-pic métamorphisme associée à la phase de déformation D2. La présence de chlorite et d'amphiboles avec des orientations aléatoires dans le wacke paragneissique suggère un métamorphisme rétrograde (Fontaine et al., 2018).

Interprétation et Potentiel

L'intrusion méta-alumineuse et réduite de Cheechoo (2612 Ma) est interprétée comme s'étant mise en place dans les roches méta-sédimentaires de la Formation de Low durant la phase de déformation D2 et le métamorphisme aux faciès des amphibolites supérieurs (Fontaine et al., 2018). L'étude de ces auteurs indique que le réseau de veines en feuillets (sheeted veins) aurifères se serait développé avant la déformation D3, probablement tardif à D2, près des marges de l'intrusion de Cheechoo et en association spatiale avec des dykes de pegmatites. Le réseau de veines est spatialement associé avec un métasomatisme sodique (Na) distal et précoce et un métasomatisme proximal potassique (K) et magnésien (Mg) syn-Au, ainsi qu'une signature métallique à Bi-W-As ± (Te, Se, Sb). Ces caractéristiques partagent des analogies avec des systèmes aurifères associés aux intrusions réduites (Reduced intrusion-related gold systems, RIGS; Hart, 2007). L'âge et la composition de l'intrusion peuvent représenter un nouveau metallotecte, particulièrement le long ou à proximité du contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. En sachant qu'il existe de nombreuses intrusions de la même nature dans le secteur Éléonore-Cheechoo et que le modèle magmatique hydrothermal est valide, le potentiel de retrouver ce même type de minéralisation demeure grand, et ce autant dans l'une et l'autre des sous-provinces géologiques.

Zone Contact



Nom_Alternatif:	Propriété Opinaca
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1996
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	V3B
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

Low (1897), de la Commission géologique du Canada (CGC), a été le premier à effectuer une reconnaissance géologique le long de la rivière Eastmain. Par la suite, la zone a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie par la CGC et le MERN tels que ceux, entre autres, de Shaw (1942), Eade (1966), Eakins (1968), Franconi (1978), Moukhsil (2000), Moukhsil et al. (2003). Les premiers travaux d'exploration dans la région de la propriété Opinaca ont été entrepris en 1971 par la compagnie Hudson Bay Mining. Un seul trou a été foré sur la rive sud du lac Kapeykuch (Lac Delta), localisé environ 7 kilomètres plus au NE, dans une argilite graphitique. Plus tard, dans les années 1970 et jusqu'en 1981, la Société de développement de la Baie-James (SDBJ) a effectué un relevé régional des sédiments de fond de lac (Vallières, 1988). Durant les années 1980, plusieurs compagnies se sont succédé dans la région (p.ex. Westmin Ressouces, Minerais Chabela) et ont réalisé plusieurs types de travaux (cartographie détaillée, géochimie, géophysique et forages). Plus récemment (1996 à 1999), la compagnie Les Mines d'Or Virginia a effectué plusieurs travaux de reconnaissance en septembre 1996 sur la propriété Opinaca et a découvert plusieurs indices aurifères et zincifères. La société a découvert deux indices aurifères, nommés Zone Contact et Lac Renard, titrant respectivement jusqu'à 14,54 g/t Au et 3,81 g/t Au en échantillons choisis. Un troisième indice, nommé Acotago East, a retourné des valeurs allant jusqu'à 9260 et 1150 ppm Zn. C'est donc en en 1996 que l'indice Zone Contact a été découvert par prospection. D'autres indices seront découverts durant cette période (p. ex. Zone Chino et Zone Chino Est). En 1997 et 1998, IOS Services Géoscientifiques Inc. a réalisé des travaux géologiques de cartographie, des tranchées et un levé géochimique d'échantillons de sol. L'échantillonnage a donné des résultats significatifs sur l'indice Zone Contact. Les meilleurs résultats incluent 1,1 g/t Au sur 8,0 m, 2,13 g/t Au sur 4,0 m, 5,25 g/t Au sur 1 mètre et 43,75 g/t Au en échantillon choisi. De plus, R. Daigneault (Appendice 2 du rapport de Bambic et Tremblay, 1998) a produit une étude structurale de la propriété et des principaux indices aurifères de la propriété. Ses observations confirment la présence de nombreuses zones de déformation orientées N070°, qui contiennent des veines ou des stockwerks de veines de quartz ± carbonates ± amphiboles associées à la minéralisation aurifère. Ressources d'Arianne inc. a visité et a par la suite acquis la propriété en 2004. Elle a effectué plusieurs travaux d'explorations jusqu'en 2010 sur cette dernière. Durant cette période, la compagnie a mis à jour de nombreux nouveaux indices aurifères, par exemple les indices Isabelle (31,44 g/t Au sur 2,6, Zone Bull (1,52 g/t Au sur 13,6 mètres), Aïeul (37,43 g/t Au en échantillon choisi) et Hippie (28,3 g/t Au en échantillon choisi). Durant cette période, Vigneau (2011) a produit une étude détaillée dans le cadre d'une maîtrise sur la métallogénie des minéralisations aurifères de la Propriété Opinaca. Mines Virginia inc. a optionné la propriété en 2011 à Ressources d'Arianne inc. et a effectué les derniers travaux d'explorations à ce jour (Vachon et Ouellette, 2012).

Contexte géologique

L'indice Zone Contact se situe dans la partie centrale du domaine d'Eastmain, dans la Sous-province de La Grande. Il est localisé à environ cinq kilomètres au sud-est du contact entre les sous-provinces métasédimentaire de Némiscau et volcano-plutonique de La Grande. Il est encaissé dans la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dans les

roches volcaniques du Groupe d'Eastmain (Labbé et Grant, 1998). Ce groupe s'est formé sur une période d'environ 75 Ma par un processus d'épaississement de la croûte océanique suite à de multiples épisodes volcaniques et sédimentaires intercalés (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et Lacoste, 2009; Bandyayera et Daoudene, 2018). L'indice se trouve à moins de 700 mètres au sud de la Zone de cisaillement de la Basse-Eastmain, qui correspond au contact nord entre les sous-provinces de Nemiscau et de La Grande dans le secteur. L'indice se retrouve au sein des roches volcaniques mafiques à felsiques et des roches sédimentaires de la Formation d'Anatacau-Pivert. Moukhsil et al. (2001; 2003) considèrent cette formation comme faisant partie du troisième cycle volcanique de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dont l'âge serait compris entre 2 723 et 2 705 Ma. La Formation d'Anatacau-Pivert est la séquence volcano-sédimentaire la plus étendue de la partie centrale de la Basse-Eastmain. Moukhsil (2000) distingue sept unités : 1) basalte amphibolitisé et amphibolite, 2) amphibolite à grenat, 3) andésite et trachyte, 4) rhyolite et rhyodacite, 5) formations de fer, 6) tufs felsiques, intermédiaires et mafiques, et 7) siltslate, mudstone et niveaux de conglomérat. Une analyse U-Pb sur zircon d'un échantillon de rhyolite de cette formation, dans la même séquence stratigraphique que l'indice, et localisé à sept kilomètres au NE de ce dernier a retourné un âge de cristallisation de 2 723,1 +/-2,2 Ma (Moukhsil et al., 2001). Cette rhyolite serait associée à la minéralisation aurifère de la propriété Opinaca (Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2001). À l'échelle de la propriété, le secteur peut être séparé en deux domaines lithologiques et nommés informellement par Vigneau (2011): 1) le Membre de Morbide; et 2) le Membre de Sorbide. Le premier domaine est composé de roches volcaniques mafiques et localisé au SSE de l'indice. Ce domaine s'étend du batholite de Mistumis à un kilomètre plus au NNO. Le batholite de Mistumis est situé directement au sud de la formation d'Anatacau-Pivert. Ce batholite, de composition tonalitique à granodioritique et injecté de pegmatite, non daté, encaisse les minéralisations aurifères du secteur Héberto sur la propriété AU33 appartenant à la compagnie DIOS Exploration (www.diosexplo.com/fr/). Le deuxième domaine est à dominance de roches métasédimentaires intercalées de quelques coulées mafiques au NNO du Membre de Morbide. La zone aurifère Zone Contact est sise dans l'environnement du contact entre ces deux domaines. Le Membre de Morbide est caractérisé par une succession de roches volcaniques mafiques à textures massives à coussinées et localement bréchiques ou glomérophyrique (aspect tacheté ou texture léopard), intercalées de petites bandes de roches felsiques et de formations de fer, suivi vers le nord par un tuf à bloc altéré en grenat, magnétite et pyrite. Le faciès coussiné est formé de coussins et de méga-coussins qui sont généralement allongés selon la schistosité principale dans des rapports de 1:1 à 1:4 (Vigneau, 2011). Des polarités ont été déduites à partir de la forme des coussins et les relations entre ces polarités et la schistosité principale indiquent toutes un regard structural vers l'ESE (Vigneau, 2011). Des portions plus grenues pouvant correspondre soit 1) à des filons couches de gabbro, 2) aux cœurs de coulées possédant une granulométrie plus grossière ou 3) à des sites où la recristallisation métamorphique des laves basaltiques est plus intense sont observées. La géochimie indique que ces laves mafiques correspondent à des basaltes d'affinité tholéitique, montrant une grande ressemblance avec des basaltes de ride médio-océanique (MORB) moderne (Moukhsil et al., 2003; Vigneau, 2011). Localement, des dykes centimétriques à métriques porphyriques à phénocristaux de quartz et feldspath (QFP) recoupent les laves mafiques. Le Membre de Sordide est majoritairement composé de roches sédimentaires (dominé par des lits de grès mais variant du mudstone au grès conglomératique) intercalées de coulées mafiques et de quelques horizons métriques de roches volcanoclastiques mafiques et felsiques. Le contact entre les deux membres est caractérisé par un conglomérat polygénique considéré comme un « conglomérat de base » par Vigneau (2011). Les roches métasédimentaires du Membre de Sordide se retrouvent après une zone de mélange où l'on retrouve des roches mixtes caractérisées par des pyroclastites felsiques fines à grossières alternant avec des bandes et lamines d'amphibolites riches en quartz, suivi d'une large unité de formation de fer à faciès silicaté et oxydé. Au nord de cette formation de fer, on retrouve un mélange plissé de roches felsiques, de roches métasédimentaires, de tuf à blocs et d'amphibolites. Les coulées mafiques sont spatialement et géochimiquement associées à des horizons riches en grenat et sont considérées par Vigneau (2011) comme des brèches de coulées reliées aux coulées mafiques, mais ayant subi un lessivage hydrothermal. Les indices aurifères se retrouvent dans le faciès mixte de roches volcanites felsiques et mafiques. Ces indices sont situés particulièrement au contact de l'unité avec les formations de fer au nord et l'amphibolite amygdalaire au sud. Les veines minéralisées se retrouvent exactement au contact entre des basaltes tholéiitiques et des basaltes calco-alcalins (Bambic et Tremblay, 1998). Elles recoupent donc le faciès volcanique mixte, les roches métasédimentaires et parfois le basalte amphibolitisé en contact. Les deux membres informels de Morbide et Sordide sont recoupés par une série de dykes pluri centimétriques mafiques à ultramafiques alignés parallèlement à la fabrique planaire. Ils sont divisés en deux groupes distincts et en trois sous-types (types 1, 2 et 3) par Vigneau (2011) : 1) les dykes gabbroïques ayant subi une altération hydrothermale et contenant jusqu'à 50 % de carbonate et 10 % de quartz (types 1, 2c et 3c); et 2) les dykes magnésiens à porphyroblastes d'amphibole (trémolite) (types 2a et 3a). Les

types 2 et 3 définissent des suites magmatiques magnésiennes, ont une géochimie exotique avec des contenus en éléments majeurs qui contrastent avec leurs profils d'éléments traces, possèdent des teneurs élevées en Mg, Cr et Ni semblables à celles de basaltes komatiitiques et possèdent également un enrichissement en arsenic (Vigneau, 2011). À l'indice Zone Contact, les lithologies sont recoupées par de nombreux dykes magnésiens, principalement de type 2a et également de type 3a. En plus d'un gabbro de type 1 présent dans la portion sud du décapage principale, plusieurs dykes de gabbronorite magnésienne à caractère primitif sont observés (Vigneau, 2011). Dans son étude, ce dernier attribue ces dykes à l'Essaim magnésien de la Baie-James (EMBJ). Sur la propriété Opinaca, ces dykes sont spatialement reliés à des minéralisations aurifères ainsi qu'à des zones de déformation. Les veines des quatre indices étudiés dans l'étude de Vigneau (2011) se situent, en tout ou en partie, en bordure des dykes du système magnésien ou directement encaissées à l'intérieur de ceux-ci.

Controle tectonique

L'enveloppe minéralisée de la Zone Contact est orientée N240° avec un pendage abrupt de 85° et parallèle à la fabrique principale Sp, nommée S2 par Vigneau (2011), et associé à une phase de déformation D2 (ou Dp; Vigneau, 2011). La minéralisation est localisée au sein d'une zone de déformation majeure de 5 à 10 mètres d'épaisseur, la Zone de déformation Contact ou ZDC (Vigneau, 2011), où tous les éléments (stratification, dykes et veines) sont transposés parallèlement ou légèrement à angle à la fabrique principale (Daigneault, 1998). Il devient alors difficile d'établir des relations chronologiques entre ces éléments et la déformation. La déformation y est intense avec une fabrique qui devient mylonitique et caractérisée par une forte linéation d'étirement abrupte (attitude subverticale). La présence de cette linéation d'étirement abrupte dans le plan de la schistosité principale est compatible avec les fabriques C-S observées dans les zones de cisaillement inverse tel que défini par Ramsay et Graham (1970). La distribution de la déformation dans cette zone y est hétérogène avec des couloirs de déformation intense séparés par des zones peu déformées (Daigneault, 1998). Les valeurs aurifères sont associées quasi systématiquement à des veines de quartz ± carbonates ± amphiboles (localement les veines y sont absentes; Daigneault, 1998). Les veines sont boudinées, cisaillées et délaminées dans cette zone de déformation. De manière générale, quand une veine se termine, une autre apparaît quelques centimètres plus loin. Dans certains cas, on ne reconnaît que des morceaux de veines résultant du démembrement lors de la déformation (Daigneault. 1998). La schistosité et les veines sont localement plissées. Au sein des zones les plus déformées, plusieurs éléments soulignent la présence d'un mouvement tardif en décrochement dextre associé à D2 (plis P2 asymétriques en Z, plans de décollement) (Daigneault, 1998). L'axe abrupt des plis P2 serait compatible avec une composante en décrochement. L'indice Zone Contact est localisé à l'intérieur du Membre de Sordide à environ dix mètres du contact avec le Membre de Morbide. À cet endroit, la zone de déformation, au contact entre les métasédiments et les volcaniques mafiques, est localisée dans un faciès mixte d'unités volcano-sédimentaires et plus précisément au contact entre des basaltes tholéiitiques et des basaltes calco-alcalins (Bambic et Tremblay, 1998). La veine Principale de la Zone Contact est soit à l'intérieur, soit à l'éponte d'un dyke mafique magnésien de type 2a sur la majorité de sa longueur (Vigneau, 2011).

Contrôles de la minéralisation

La minéralisation de l'indice Zone Contact peut être subdivisée en deux horizons spécifiques, A et B (Vigneau, 2011) qui s'étendent sur environ 400 mètres de longueur. L'horizon A est formé d'une veine continue, appelée ici « veine Principale » possédant une largeur maximale de 50 centimètres. L'horizon B est formé d'une série de petits boudins de veines de 5 à 15 centimètres de largeur et de 10 centimètres à 1 mètre de longueur. La Zone Contact a été recoupée jusqu' à une profondeur de 400 mètres verticale et elle demeure ouverte en profondeur. D'autres couloirs de déformations de même attitude sont observés au sud des principaux indices (p. ex. l'indice Hippie). Au sein des roches volcaniques, des relations angulaires entre les couches volcaniques et la fabrique principale sont observées. Les coussins qui sont bien préservés indiquent un sommet vers l'ouest avec un litage S0 variant de N-S à NE-SO (Daigneault, 1998). Cette relation angulaire indique un regard structural vers l'ouest (Vigneau, 2011; Daigneault, 1998). Un faible angle entre la direction du sommet des coussins et la schistosité principale S2 suggère que ces coussins sont situés près d'une charnière d'un pli P2 (Vigneau, 2011). Toujours selon Vigneau (2011), les évidences d'un évènement de déformation D1 antérieur à l'évènement principal sont très rares et ont presque été totalement oblitérées par D2. Mais certains indices laissent croire à évènement D1, par exemple le regard structural qui s'inverse entre l'indice Zone Contact et la Faille Acotago (Vigneau, 2011; Daigneault, 1998). C'est-à-dire que la polarité au nez de plis est orientée OSO au niveau de l'indice Zone Contact, tandis qu'elle orientée ENE en s'éloignant vers l'est. La déformation principale D2 est matérialisée par une fabrique planaire S2 d'orientation 240°N et de pendage abrupt, généralement vers le NNO.

Cette fabrique pénétrative prend la forme d'un rubanement compositionnel à l'intérieur des roches métasédimentaires et d'une alternance de bandes à feldspath et quartz et de bandes à amphibole à l'intérieur des basaltes (Vigneau, 2011). Une schistosité pénétrante est également observée à l'intérieur des dykes magnésiens. Une linéation d'étirement (Lé) à plongée subverticale est visible dans ce plan de schistosité S2. Également, la déformation peut se matérialiser dans les roches métasédimentaires par des plis droits P2 de plan axial S2 et à axe vertical, parallèle à la linéation d'étirement Lé (Vigneau, 2011). Ces plis correspondent à des plis parallèles selon la classification de Ramsay et Hubert (1987). Les plis sont généralement faillés parallèlement au plan axial, donnant sur le terrain des portions de charnières isolées entre des flancs fortement transposés (Vigneau, 2011). Localement un clivage de crénulation S3 à est reconnu dans les zones les plus déformées et observées à l'intérieur des roches sédimentaires et des horizons de volcanoclastite (Vigneau, 2011; Daigneault, 1998). Ce clivage est associé à une déformation D3, à composante décrochement et orientée NE. Finalement, un évènement de déformation tardif et cassant D4 est mis en évidence par une série de veines stériles à quartz et carbonate de fer orientées N-S (Vigneau, 2011). Ces veines forment des « dilatation jogs » montrant une ouverture en transtension dextre, compatibles avec un modèle de mise en place en extension pour ce réseau de veines N-S (Vigneau, 2011). Une faille sécante, nommée Faille Acotago par Vigneau (2011), de 25 mètres d'épaisseur, orientée NE, explique le décalage entre le contact sédiment-volcanique vers le secteur de l'indice Chino. Cette faille décale le contact entre les membres de Morbide et de Sordide de façon senestre avec un rejet apparent de 450 mètres (Vigneau, 2011). Son tracé correspond en partie le long du lit de la rivière Acotago et également associé à un linéament magnétique qui se prolonge sur plus de 20 kilomètres de façon rectiligne. Selon Vigneau (2011), les contraintes principales N-S de l'évènement D4 concordent avec un mouvement senestre le long de cette faille. Les veines à quartz et carbonate de fer formant des « dilatation jogs » constituent des structures conjuguées à la Faille Acotago.

Minéralisation

La minéralisation est constituée de 2 % de pyrite, de pyrrhotite et d'arsénopyrite disséminées contenues dans des veines rubanées de quartz-feldspath-carbonates ± amphibole ± chlorite ± biotite ± tourmaline de couleur blanches ou rouges. Les veines de quartz blanc sont plus faciles à suivre que les veines de quartz rouge. Ces dernières sont en général plus minéralisées en or et en sulfures. La pyrrhotite est graduellement remplacée par de la pyrite et de l'arsénopyrite. Des rubans de pyrite sont également localisés aux épontes des veines. À l'ouest de la veine Principale, une zone de 20 mètres par 5 mètres très riche en arsénopyrite est présente (Vigneau, 2011). Cette zone comporte un niveau d'arsénopyrite massive de 15 centimètres d'épaisseur. De l'or visible a été observé occasionnellement dans des veines de quartz de cet indice (Vigneau, 2011; Bambic et Tremblay, 1998). Les intersections en forage, le long des trous, pour chacun des horizons A et B, sont de l'ordre de 1 à 4 g/t Au sur 1 mètre. Une même veine de quartz boudinée de 10 centimètres sur 3 mètres de long a été échantillonnée à deux endroits et a rapporté des valeurs de 0,07 et 567 g/t Au, laissant supposer un fort effet de pépite dans ces veines. Les éléments métalliques enrichis sont Au ± As ± Ag ± Sb, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les principales altérations observées sont une silicification, une altération potassique et une carbonatation. La silicification s'observe sous forme de veines de quartz ± feldspath ± carbonates. De manière générale, les roches sédimentaires sont altérées en biotite et en carbonate, les dykes magnésiens sont biotitisés et les basaltes ont subi une altération en carbonates. Une forte altération en biotite est associée aux épontes des veines de quartz. Une séricitisation des plagioclases est également observées. À l'extrémité est de l'indice Zone Contact, la veine Principale devient une veinule à tourmaline et ilménite de 1 centimètre d'épaisseur. La minéralisation est confinée dans des zones d'altération à grenat-biotite-épidote. L'abondance de porphyroblastes de hornblende et de grenat permet de mettre en relief une possible altération préalable au métamorphisme et à la déformation (Daigneault, 1998). L'étude de changement de masse par la méthode de MacLean et Barrett (1993) effectuée sur cinq dykes mafiques de type 2a par Vigneau (2011) présente un fort gain en K2O accompagné d'une perte en Na¬2O. Ces modifications s'expriment par l'abondance de biotite dans les zones altérées. La carbonatation de la roche encaissante n'a toutefois pas pu être quantifiée, car le CO2 présent dans les roches n'a pas été analysé (Vigneau, 2011). Moukhsil et al. (2003) rapportent que le lessivage du fer et l'enrichissement en magnésium et en calcium à l'indice Chino indiquent que les carbonates sont plutôt de la dolomite que de l'ankérite. Une altération tardive en carbonates, matérialisée par des veines de 1 à 20 centimètres de largeur, produit une altération ocre dans la roche encaissante sur une distance de 0,1 à 2 mètres.

Métamorphisme

Les roches encaissantes de la minéralisation sont métamorphisées au faciès supérieur des schistes verts (Vigneau,

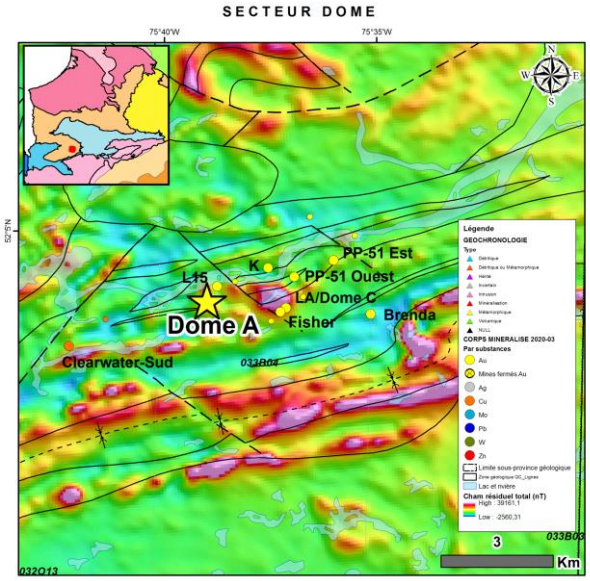
2011). Les minéraux métamorphiques dans les roches mafiques sont surtout l'actinote ou la trémolite accompagnée par des quantités variables de feldspath, de chlorite, de quartz et d'épidote, et le quartz et la biotite pour les roches sédimentaires. Ces assemblages sont typiques du faciès métamorphique des schistes verts et de la transition entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites. Daigneault (1998) indique que la présence de hornblende et de grenat ainsi que l'aspect cornéenne conférant aux roches mafiques une teinte noire caractéristique indiquent que les roches de la région ont été métamorphisées au faciès des amphibolites. Selon Vigneau (2011), ce métamorphisme semble perdurer durant l'ensemble de la déformation ductile. Plus régionalement, le grade métamorphique observé dans les roches volcaniques et sédimentaires est généralement le faciès supérieur des amphibolites et localement le faciès des schistes verts (Vachon et Ouellette, 2012).

Interprétation et Potentiel

L'association entre les couloirs de déformation intense et la minéralisation pourrait s'expliquer par 1) un contrôle structural de la minéralisation ou 2) la concentration de zones de déformation au sein de zones d'altération précoce (Daigneault, 1998). Si la déformation se superpose à des zones d'altération précoces, alors le système filonien se serait développé très tôt dans l'histoire, soit avant ou pendant l'amorce des zones de cisaillement et donc avant l'apogée de la déformation ductile. L'origine de cette altération précoce calco-silicatée (?) (p. ex. présence de tuf à bloc altéré en grenat, magnétite et pyrite, minéralisation confinée dans des zones d'altération à grenat-biotite-épidote) qui constitue l'étape de préparation de terrain, si elle se confirme, est pour l'instant indéterminée, mais une altération volcanogène pourrait être envisagée selon Daigneault (1998). Selon Vigneau (2011), les roches encaissantes des quatre principaux indices ont été affectées par les mêmes types d'altérations (altération potassique, carbonatation et silicification). Par conséquent, la signature du fluide hydrothermal relié aux minéralisations est vraisemblablement la même pour tous les indices. Les caractéristiques communes que partagent les quatre indices à l'étude, selon Vigneau (2011), permettent d'interpréter que les minéralisations aurifères de la propriété Opinaca sont cogénétiques. Pour placer la minéralisation aurifère dans le temps et chronologiquement par rapport aux différents évènements de déformation et de métamorphisme, Vigneau (2011) indique que les veines à l'indice Zone Contact ont été boudinées et transposées selon le plan d'aplatissement de la déformation principale qui correspond à la schistosité S2. Les veines ont donc été affectées par la déformation D2. Mais ce dernier observe également que la schistosité S1 s'est développée le long de la veine Chino. Cette relation indique que la veine a subi, du moins en partie, la déformation D1. En considérant les minéralisations aux différents indices comme étant synchrones, il est possible de positionner la mise en place de la minéralisation et qui couvre l'ensemble de l'évènement de déformation D1, et qui se prolonge également à l'évènement de déformation D2. Par contre, de nombreuses observations, telles que le boudinage et le plissement des veines, confirment qu'elles ont subi la majorité de l'évènement de déformation D2. L'indice Chino montre un cas particulier de veines pré- à syn-D1 à fort angle avec la schistosité S1, suggérant possiblement des veines en tension formées au début de la déformation D1 (Daigneault, 1998). Les veines minéralisées encaissées à l'intérieur de dykes magnésiens et leurs altérations en biotite et en carbonate indiquent que ces dykes sont précoces par rapport au système hydrothermal responsable de la mise en place des assemblages d'altération hydrothermale et de la minéralisation aurifère (Vigneau, 2011). Cette relation implique qu'au moins une partie du système magmatique magnésien de la propriété Opinaca s'est mis en place avant le système minéralisateur. Certains sont postérieurs à la circulation des fluides hydrothermaux associés aux minéralisations comme en démontre les différentes familles de dykes (Types 1 à 3) faisant partie du système magmatique magnésien. Cette observation pourrait impliquer une mise en place des dykes s'échelonnant sur une longue période de temps. Les dykes auraient pu amorcer leur mise en place de façon précoce à la minéralisation, pour ensuite s'introduire pendant et même après l'altération des roches encaissantes. Ces roches ont donc plusieurs points communs et sont interprétées comme faisant partie d'un seul et même système magmatique (Essaim magnésien de la Baie-James (EMBJ); Vigneau, 2011). En considérant 1) les dykes comme faisant partie d'un ensemble de dykes magnésiens d'origine mantélique, 2) qui sont enrichis en métaux, 3) qui sont spatialement associés à des zones de déformation (p. ex. la Zone de déformation Contact), et 4) qui sont spatialement associés aux zones minéralisées, nous pouvons émettre l'hypothèse qu'à l'image des lamprophyres, les fluides hydrothermaux auraient pu emprunter les mêmes conduits que le magma à l'origine de l'emplacement des dykes. Vigneau (2011) rapporte que même si le mouvement senestre le long de la Faille Acotago est interprété comme tardif, l'intersection de la ZDC et de cette faille aurait pu avoir créé des zones de plus faibles contraintes, focalisant la remontée du magma et des fluides hydrothermaux porteurs de métaux dans ce secteur. Au final, ce sont majoritairement des contrôles géologiques et stratigraphiques qui ont 1) favorisé la circulation des fluides hydrothermaux et minéralisateurs, 2) privilégié la localisation de la Zone de déformation Contact (ZDC), et 3) contraint

en partie la mise en place de la minéralisation aurifère durant les phases de déformation D1 et D2. Dans ces contrôles, on peut mentionner 1) la transition entre les deux basaltes d'affinité différente (tholéitique et calco-alacalin), 2) la présence de nombreux dykes magnésiens mafiques à ultramafiques, 3) les nombreux contrastes rhéologiques entre les différentes unités, 4) la densité de contacts lithologiques dans le faciès mixte encaissant la minéralisation et 5) la diversité lithologique dans le secteur. La propriété Opinaca a fait l'objet de plusieurs campagnes d'explorations au fil des ans. Le potentiel de cette dernière n'en demeure pas moindre. Mais il est bon de mentionner la proximité du contact entre les sous-provinces métasédimentaire de Nemiscau et volcano-plutonique de La Grande interprété à moins de 5 kilomètres au NO de l'indice. À l'image du contact entre les sous-provinces métasédimentaire d'Opinaca et de La Grande, ce contact pourrait représenter un métallotecte régional important et sous-exploré. Surtout au SO de l'indice dans les formations d'Anatacau-Pivert et de Pontax, le long de la Zone de cisaillement de Causabiscau, dans la partie centrale du SNRC 32N/14 et la portion nord du SNRC 32N/11.

Dome A



Nom_Alternatif:	Rapides du Dôme
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1935
Méthode de découverte:	Forage
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As-(Ag-Cu-Zn)
Lithologie principale:	I2J
Métamorphisme:	Schistes verts

Contexte de la découverte

Low (1897), de la Commission géologique du Canada (CGC), a été le premier à effectuer une reconnaissance géologique le long de la rivière Eastmain. Des travaux géologiques sont ensuite effectués en 1935 et 1936 par Dôme Mines Ltd (reconnaissance géologique et prospection). Suite à ces travaux, l'indice aurifère Dome A et quelques autres indices furent découverts. Quelques tranchées et forages ont alors été effectués sur deux indices aurifères en bordure de la rivière, soit les indices Dome A et K. Le sondage #3 de l'indice Dome A, localisé sur la rive nord du lac Deadhead, a intersecté une section ayant retournée une valeur de 1,32 g/t Au sur 14 mètres. L'indice a donc été découvert en 1935 et 1936. Ces indices seront connus aujourd'hui sous le vocable de « rapides du Dôme » de la Eastmain (Gauthier, 2000). En 1960 et 1961 et au début des années soixante, le ministère des Richesses naturelles du Québec effectué une cartographie régionale du secteur et un levé géologique qui couvre la totalité de la région correspondant au feuillet 33B/04, la partie ouest du feuillet 33B/03 et la partie est du feuillet 33C/01. (Eakins, 1961; Eakins et al., 1968). De 1973 à 1977, SEREM ltée effectue de nombreux travaux d'exploration pour le compte de Bergminex Associate et la Société de développement de la Baie-James (SDBJ). Une vaste campagne d'échantillonnage de sédiments de fond de lac est entre autres produite. Ce levé a amené la SDBJ a effectuer des travaux de vérification en 1977 sur des anomalies en uranium, comprenant de la cartographie géologique de reconnaissance, des levés spectrométriques héliportés systématiques et une vérification au sol des anomalies géochimiques et radiométriques. Par le même temps, dans les années soixante-dix, Franconi (1978; 1983) cartographie au 1: 50 000 le secteur de la rivière Eastmain. En 1995, le ministère des Ressources naturelles du Québec enclenche un vaste programme d'acquisition de connaissances et d'évaluation du potentiel dans la région du Moyen-Nord québécois. Les travaux de Labbé et Grant (1997, 1998) ainsi que Simard et Gosselin (1999) sont issus de ce programme et couvrent le secteur des indices des rapides du Dôme. Depuis les travaux de reconnaissance de Dôme Mines Ltd, plusieurs autres travaux d'exploration minérale ont été effectués dans la région par différentes compagnies. Les plus récents (à partir de 1988) sont ceux de Ressources MSV inc., Westmin Resources Ltd avec Eastmain Resources, ceux de Mines d'or Virginia inc., d'Explorations Diabior inc. et de SOQUEM sur la propriété Eastmain-Ouest.

Contexte géologique

L'indice Dome A se situe dans la partie orientale du domaine d'Eastmain, dans la Sous-province de La Grande. Il est encaissé dans la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dans les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain (Labbé et Grant, 1998). Ce groupe s'est formé sur une période d'environ 75 Ma par un processus d'épaississement de la croûte océanique suite à de multiples épisodes volcaniques et sédimentaires intercalés (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et Lacoste, 2009; Bandyayera et Daoudene, 2018). L'indice se retrouve au sein des roches volcaniques mafiques à felsiques et des roches sédimentaires de la Formation de Natel. Moukhsil et al. (2001; 2003) considèrent cette formation comme faisant partie du deuxième cycle volcanique de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dont l'âge serait compris entre 2 739 Ma à 2 720 Ma. Les roches de cette formation

se composent de coulées massives ou coussinées, de basalte amphibolitisé, d'andésite, de komatiite (similaires à celles de la Sous-province d'Abitibi), de rhyolite ainsi que d'unités volcanoclastiques (tuf à blocs et à lapillis, tuf à lapillis et tuf). Les roches volcaniques mafiques de cette formation présentent surtout une affinité tholéiitique (tholéiites magnésiennes et ferrotholéiites) et les roches volcaniques felsiques (rhyolite) sont d'affinité calco-alcaline (Labbé et Grant, 1998; Moukhsil et Doucet, 1999). Les niveaux de rhyolite représentent probablement des coulées répétitives, au sein des coulées basaltiques, dans un milieu sous-marin (Moukhsil et Doucet, 1999). D'après Eakins et al. (1968), les niveaux de rhyolite sont parfois accompagnés de schiste graphitique ainsi que de minces couches de schiste à chlorite grenatifère. La Formation de Natel a été subdivisée par Labbé et Grant (1998) en six unités : 1) basalte tholéiitique amphibolitisé; 2) argilite et wacke; 3) basalte komatiitique et komatiite à spinifex; 4) tufs felsiques à intermédiaires; 5) basalte et andésite; et 6) rhyolite et tufs felsiques à intermédiaires. Une analyse U-Pb sur zircon d'un échantillon de rhyolite de cette formation, localisé à 5,5 kilomètres au SE de l'indice, a retourné un âge de cristallisation de 2 739 +/-5 Ma (Moukhsil, 2000). Ce dernier mentionne qu'étant donné l'histoire complexe de cet échantillon, cette interprétation n'est pas certaine, mais elle serait la plus probable. Les roches volcano-sédimentaires de la formation d'Anaconda, composées d'andésite et tuf intermédiaire ainsi que de wacke et argilite avec lentilles d'andésite et niveaux de conglomérat et de tuf, reposeraient stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Natel (Labbé et Grant, 1998; Moukhsil et Doucet, 1999). De nombreuses intrusions de péridotite et pyroxénite, de gabbro et de diorite sont observées et semblent s'injecter dans les roches de la Formation de Natel ou au contact avec les formations de Natel et d'Anaconda. Ces intrusions se présentent sous forme de petites masses, de dykes ou de filons-couche. Les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Natel sont en contact au sud de l'indice avec un large pluton, soit le Pluton de Quindèle. Ce pluton est subdivisé par Moukhsil et Doucet (1999) en deux unités informelles : 1) tonalite et granodiorite; et 2) monzogranite. Le pluton s'injecte dans la zone de contact entre le Groupe d'Eastmain, au nord, et le Complexe de Champion, au sud. Il renferme des enclaves kilométriques appartenant de gabbro et diorite possiblement appartenant au Groupe d'Eastmain. Le pluton encaisse quelques indices chromifères ± ÉGP, des injections de chromitite recoupant l'encaissant ultramafique, localisés au SO de l'indice Dome A (p. ex l'indice Dominic / Sledgehammer; jusqu'à 36,79 % Cr_2O_3 et 1,994 g/t ΣÉGP). Le contact du Pluton de Quindèle avec la Formation de Natel, ou avec les unités Gabbro et diorite de la Moyenne Eastmain, est marqué par des zones de cisaillement. Les roches sont fortement déformées, mylonitisées et plissées à ce contact. Des dykes de diabase post-tectoniques recoupent l'ensemble des unités. Plus localement, la géologie du secteur de la grille Dome se compose d'un empilement de laves basaltiques (parfois andésitiques) massives à coussinées, en alternance avec des horizons de roches métasédimentaires de 1 à 10 mètres d'épaisseur (Lanthier et Simard, 1995). Ces roches métasédimentaires sont composées de grauwackes et de shales graphitiques. Le tout est introduit par des filons-couches ou des dykes ultramafiques, gabbroïques ou dioritiques. À l'indice Dome A, les veines de quartz minéralisées sont injectées dans une diorite silicifiée. La diorite est équigranulaire (grains fins), fracturée, et se situe à proximité d'une andésite bréchiforme.

Controle tectonique

Les minéralisations aurifères sont directement reliées à des zones de cisaillement à l'intérieur ou en bordure des filons-couche ultramafiques à intermédiaires. À l'indice Dome A, les veines sont encaissées dans des zones de cisaillement orientées parallèlement à la schistosité, soit à environ N110° avec un pendage abrupt de 84° (SIGÉOM, 2022) contenus dans une diorite. D'autres travaux (p. ex. Flamand et Lanthier, 1996; Lanthier et Simard, 1995) par contre, indiquent que la schistosité principale et les zones de cisaillement sont généralement orientés de N070° à N075° avec un pendage subvertical. Dans le secteur de Dome A, les zones minéralisées semblent plus être orientées N110°. L'hypothèse de la présence de deux systèmes en cisaillements conjugués n'est pas à éliminer. Des failles semi-fragiles tardives à pendage subvertical sont orientées N135° et N020° et recoupent l'ensemble des unités, en décalant parfois les zones minéralisées. Ces failles tardives ont un rejet principalement vertical avec un rejet horizontal apparent généralement dextre (Lanthier et Simard, 1995).

Contrôles de la minéralisation

La zone minéralisée mesure 100 mètres de longueur, entre 1,2 et 7,6 mètres de largeur et intersectée à faible profondeur (~15 mètres). Dans le secteur de la grille Dome (propriété Eastmain-Ouest), plusieurs cisaillements aurifères ont été identifiés. Ceux-ci définissent un corridor de déformation d'au moins 1 kilomètre de largeur près de la rivière Eastmain. Ces zones de cisaillement aurifère recoupent des volcanites mafiques (indices Fischer et LA), des gabbros (indice PP-51), des roches ultramafiques (indices LA et Dome "C"), des diorites (indice Dome A) et des wackes lithiques ainsi que des conglomérats polymictes (indice Dome "K") (Lanthier et Simard, 1995). Le lit de la rivière Eastmain semble

occuper un corridor de déformation majeur. Plusieurs de ces zones de cisaillements sont présentes sur les rives actuelles et passées de la rivière, correspondant à un linéament majeur parallèle à la schistosité principale régionale (Lanthier et Simard, 1995). Par contre, selon Labbé et Grant (1998), même si les roches sont affectées par une schistosité très pénétrative et régulière, il est difficile pour autant d'y circonscrire un couloir de cisaillement bien défini. Plus à l'est de l'indice, ce cisaillement est interprété, mais dans le Batholite de Village (Moukhsil et Doucet, 1999). Cette schistosité est localement accompagnée par une linéation d'étirement subverticale à très abrupte. Le secteur Dome est localisé dans un domaine, selon Labbé et Grant (1998), qui est délimité par les failles Lloyd et Dôme et se caractérise par une grande structure synclinale, le synclinal du lac Brendan. Ce synclinal est localisé au sud de l'indice Dome A et est interprété à partir des différents critères de polarité observés lors de la cartographie de terrain de ces deux auteurs (coussins dans les basaltes et granoclassement dans les wackes). Comme il affecte principalement des roches volcaniques sans litage apparent, il est impossible de déterminer la forme de ce pli; il pourrait aussi bien s'agir d'une structure antiforme que d'une structure synforme. Mais comme mentionné dans le rapport, il est plus probable que le synclinal du lac Brendan soit une structure synforme. La faille Dôme mentionnée ci-haut, localisée à quelques kilomètres à l'ouest de l'indice, représente un creux topographique linéaire et marque le contact entre des basaltes à l'est et des andésites et des tufs andésitiques à l'ouest (Labbé et Grant, 1998). Cette faille est interprétée comme une cassure sans épaisseur apparente.

Minéralisation

La minéralisation est constituée d'arsénopyrite et de pyrrhotite disséminées, accompagnées de petites quantités de chalcopyrite et de pyrite. L'arsénopyrite est le minéral métallique prédominant. Des concentrations importantes de sulfures sont observées localement aux épontes des veines de quartz. Selon Gauthier (2000), la minéralisation se présente soit 1) sous forme de schistes à chlorite-ankérite-tourmaline imprégnés d'arsénopyrite en disséminations allant, localement, jusqu'à des concentrations semi-massives, 2) en stockwerks de filonnets ou en filons de quartz-ankérite ± tourmaline ± fuchsite et aux épontes minéralisées, ou 3) en brèches hydrauliques à matrice de quartz-ankérite-biotite et à fragments de gabbro, de conglomérat et de siltstone très ankéritisés. L'or est associé à l'arsénopyrite. Tous les indices du secteur renferment des quantités variables d'arsénopyrite. Mais la corrélation or-arsénopyrite n'est toutefois pas directe. Des concentrations importantes d'arsénopyrite sont observées localement sans qu'il y air d'or associé en grande quantité (Lanthier et Simard, 1995). Selon Lanthier et Simard (1995), le secteur de la grille Dome présente un bruit de fond en or très anomale (100 ppb à 1 ppm Au). Le secteur des rapides du Dôme est localisé dans une des plus importantes anomalies en arsenic dans les sédiments de fond de lacs du Québec (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000). Cette anomalie géochimique arsenicale semble continue entre le secteur des rapides du Dôme et celui d'Auclair (Gauthier, 2000). Elle relie des terrains de niveaux métamorphiques très différents, du faciès des schistes verts, aux rapides du Dôme, au faciès moyen des amphibolites, à Auclair (Frappier-Rivard. 1999). Les éléments métalliques enrichis sont Au, As ± Ag ± Cu, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

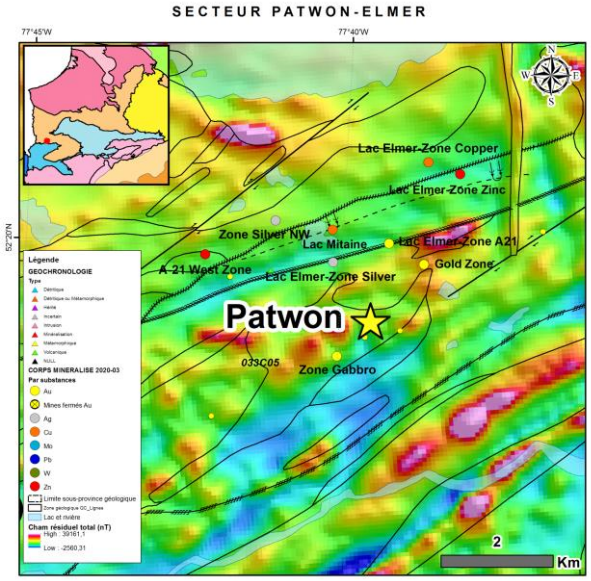
L'altération au voisinage de la zone minéralisée consiste en une carbonatation intense, visible par la présence d'ankérite. La diorite encaissante est aussi fracturée, silicifiée et accompagnée de veines et veinules de quartz-ankérite ± tourmaline ± fuchsite. Gauthier et Larocque (1998) mentionnent qu'a l'indice K, une forte biotitisation accompagne l'ankéritisation dans les zones aurifères de plus haute teneur. Ce secteur est aussi caractérisé par des altérations tardives en arsénopyrite plus répandues que les veines aurifères (Flamand et Lanthier, 1996). Ces zones d'altération ne sont toutefois que légèrement anomaliques en or. Il semble donc que la distribution de l'arsénopyrite ne suit qu'en partie celle des veines aurifères. En effet, Gauthier (2000) rapporte que tous les indices d'arsénopyrite ne sont pas nécessairement minéralisés en or. C'est le cas de l'indice Seuil, un gabbro cisaillé transformé en schiste à chlorite qui contient plus de 80 % d'arsénopyrite. Un concentré d'arsénopyrite de cet indice n'a retourné que 96 ppb d'or à l'analyse.

Métamorphisme

Les roches encaissantes de la minéralisation sont métamorphisées au faciès des schistes verts (Lanthier et Simard, 1995; Frappier-Rivard, 1999; Gauthier, 2000). Les minéraux métamorphiques dans les roches mafiques sont l'actinote, la chlorite et la hornblende, ainsi que de la biotite dans les roches métasédimentaires (Labbé et Grant, 1998). L'intensité du métamorphisme régional semble augmenter vers l'est, dans le feuillet adjacent (33B/03), où les métasédiments contiennent des quantités importantes de grenat. Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.

Moukhsil et al. (2003) interprète la mise en place de ces veines aurifères (p. ex. indices Dome A, Brenda et K) comme étant pré-D1 à syn-D1 et associées à des zones de déformation intense produites lors de l'évènement D1. Les arguments avancés par ces derniers sont : 1) que ces veines sont subparallèles ou légèrement à angle avec la schistosité S1, 2) une linéation d'étirement abrupte dans le plan de la schistosité S1 qui est compatible avec les fabriques C-S observées dans les zones de cisaillement, et 3) que les veines et les zones de déformations ont subi les effets de la déformation D2 (p. ex. plissement). De plus, la présence des filons-couche ultramafiques à intermédiaires semble jouer un rôle structural et également chimique dans la localisation et la formation des zones riches en or (Lanthier et Simard, 1995). La différence rhéologique entre les filons-couches et un encaissant basaltique ou sédimentaire aurait pu favoriser la formation de ces zones de cisaillements (p. ex., indices LA, Fisher, K) lors de la déformation principale D1. Certains niveaux différenciés, enrichis en fer, pourraient représenter des trappes chimiques favorables à la précipitation de l'or. Les fluides hydrothermaux et minéralisateurs auraient pu emprunter la zone de cisaillement de la rivière Eastmain et circuler le long des anisotropies préexistantes ou former des fabriques C-S à l'intérieur de ce corridor de déformation majeur. Les veines aurifères de quartz-ankérite ± tourmaline ont pu se développer dans ces cisaillements, préférentiellement au contact ou en bordure des contacts lithologiques entre les filons-couches et les roches basaltiques. La différence rhéologique entre ces deux unités a pu favoriser la fracturation des roches encaissantes et permettre ainsi aux fluides de circuler dans ces pièges structuraux et chimiques. La minéralisation aurait pu également se mettre en place durant le plissement de la séquence volcano-sédimentaire. La présence d'une grande structure synclinale, le synclinal du lac Brendan, localisée au sud de l'indice Dome A, pourrait favoriser une telle hypothèse. Cette hypothèse serait valide si et seulement si ce synclinal était associé à la phase de déformation D1. Par la suite, l'évènement de déformation régionale D2 a affecté la minéralisation en déformant intensément les éléments en présence, soit les zones de déformation aurifères et les veines aurifères de quartz-ankérite ± tourmaline ± sulfures. Cette hypothèse se base sur l'intense plissement observé affectant les veines et les zones de déformation, par exemple, à l'indice K. Ces mêmes hypothèses sont également émises à l'indice aurifère Zone Contact, localisé à environ 60 kilomètres à l'ouest.

Patwon



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1999
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	QFP
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

Low (1897), de la Commission géologique du Canada (CGC), a été le premier à effectuer une reconnaissance géologique le long de la rivière Eastmain. Par la suite, la zone a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie tels que ceux des auteurs suivants, pour ne nommer que ceux-ci : Shaw (1942), Eade (1966), Franconi (1978), Moukhsil et al. (2001). Le secteur privé a été impliqué dans l'exploration minérale de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain depuis le milieu des années 1930. De 1935 à 1936, Dome Mine Limited a réalisé un programme de cartographie géologique et de prospection couvrant la propriété Lac Elmer. Durant les années 1970 et 1980, la Société de développement de la Baie James (SDBJ) effectue de nombreux travaux d'exploration et obtient des valeurs intéressantes en cuivre et en argent (2,48 % Cu et 72 g/t Ag) associées à des veines encaissées dans des dykes porphyriques (QFP). Durant les années 1980, Westmin Resources Ltd initie les projets Opinaca à la recherche d'or volcanogène et de gisements de sulfures massifs. En 1984, quatre zones métallifères ont été identifiées sur la Grille A-21 par cette dernière: 1) la zone Cuivre (Lac Elmer-Zone Copper), 2) la zone Zinc (Lac Elmer-Zone Zinc), 3) la zone Argent (Lac Elmer-Zone Silver), et 4) la zone Or (Lac Elmer-Zone A21). La même année, Ressources Westmin Ltd (51 %) et Ressources Eastmain (49 %) ont formé une coentreprise pour l'exploration du secteur. Ressources Eastmain demeure la principale compagnie d'exploration œuvrant dans la région de 1983 à 2014, formant différentes coentreprises (Phelps Dodge Corporation of Canada Limited, Barrick gold corporation, Cambior Exploration Canada Inc). C'est en 1999 que l'indice Patwon est découvert par prospection de surface. L'indice est localisé à 700 mètres au nord-est de la Zone Gabbro. Des valeurs d'or anormales ont été obtenues dans ce nouvel indice. Le meilleur résultat du programme est de 10,1 g/t Au provenant d'une veine de quartz encaissée dans une unité mafique cisaillée. En 2018, la propriété Elmer est acquise par Azimut Exploration (communiqué de presse d'Azimut du 13 septembre 2018). Azimut a mené un programme d'exploration au cours de l'automne 2018 et a récupéré 46 échantillons ponctuels au cours de deux journées de terrain. Les meilleurs échantillons d'or obtenus de cette campagne sont : 77,80 g/t Au sur la Zone Gabbro, 54,60 g/t Au sur l'indice Patwon et 8,56 g/t Au sur la zone aurifère. Depuis, Azimut Exploration a effectué de nombreux travaux d'exploration de surface et de forage et a délimité une enveloppe aurifère substantielle sur l'indice Patwon et délimité un corridor prospectif de 7 kilomètres de long par 2 kilomètres de large.

Contexte géologique

L'indice Patwon se situe dans la partie occidentale du domaine d'Eastmain, dans la Sous-province de La Grande. Il est localisé à 11 kilomètres au nord du contact entre les sous-provinces métasédimentaire de Némiscau et volcano-plutonique de La Grande. Il est encaissé dans la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dans les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain (Labbé et Grant, 1998). Ce groupe s'est formé sur une période d'environ 75 Ma par un processus d'épaississement de la croûte océanique suite à de multiples épisodes volcaniques et sédimentaires intercalés (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et Lacoste, 2009; Bandyayera et Daoudene, 2018). La Zone de cisaillement de la Basse-Eastmain sépare le Groupe d'Eastmain du Complexe de Jolicoeur et du reste de la Sous-province de

Nemiscau (Moukhsil et al., 2001). L'indice se retrouve au sein des roches du premier cycle volcanique de Moukhsil et al. (2003), daté entre 2 752 à 2739 Ma. Ce cycle est composé de roches volcaniques bimodales (basalte, rhyolite, tuf) de la Formation de Kauputauch. Selon le Lexique Stratigraphique, quatre unités informelles la définissent : 1) basalte amphibolitisé massif à coussiné et amphibolite ; 2) rhyolite et rhyodacite, représentant des coulées volcaniques , où certains dykes felsiques de cette unité recoupent les amphibolites de la première unité; 3) tuf à cendres de composition felsique et mafique; et 4) basalte et basalte andésitique porphyrique. Une analyse U-Pb sur zircon d'un échantillon de rhyolite localisé à 2 kilomètres au NO de l'indice a retourné un âge de cristallisation de 2 751,6 +0,6/-0,8 Ma (Moukhsil et al., 2001). Cette date indique que la Formation de Kauputauch est la plus ancienne formation volcanique connue à ce jour du Groupe d'Eastmain et qu'elle se trouve donc à la base de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain. L'horizon encaissant la minéralisation est injecté de veines de quartz-sulfures et consiste en une séquence de rhyolite ou rhyodacite à cristaux de quartz bleuté, cisaillée, injectée par des dykes ou des sills felsiques porphyriques (QFP) interprétés comme étant synvolcaniques et intercalés avec des roches volcano-sédimentaires felsiques (tufs clastiques et à cendres, wacke et plus rarement des mudstones) et des intrusions ou des sills de composition gabbroïques. Le degré de déformation et l'intensité de l'altération rendent la distinction entre ces unités souvent difficile (Bissonnette et al., 2020). En moindre partie, la minéralisation est encaissée dans des roches volcaniques mafiques. Une unité gabbroïque (sill?), cisaillée et localement altérée, est présente au mur de la zone. Azimut Exploration mentionne également la présence d'une unité de conglomérat polygénique (Formation de Wabamisk?). À moins de 2 kilomètres au sud de l'indice, les roches volcaniques de la Formation Kauputauch sont en contact faillé avec les roches volcaniques de la Formation de Komo (coulées basaltiques massives amphibolitisées) et de la Formation de Wabamisk (roche volcanoclastique et conglomérat à faciès distaux et proximaux). Deux âges géochronologiques U-Pb, réalisés sur des zircons, ont donné des âges de 2 705 +/- 3 Ma et 2 703 +/- 8 Ma pour la Formation de Komo (Moukhsil et al., 2001). Ces deux formations sont séparées de la Formation de Kauputauch par la Faille d'Opinaca, une zone de cisaillement majeure dans le secteur. Une grande intrusion porphyrique de composition tonalitique à granodioritite, interprétée comme étant subvolcanique, occupe la partie nord-ouest de la propriété, nommée le Pluton d'Elmer. Ce dernier est daté à 2 745,5 +/- 1,6 Ma (Moukhsil et al., 2001) et est en contact avec la Pegmatite de Pawichis et le Batholite de Duxbury (2 709 +/- 2,1 Ma à 2 704,7 +/-0,9 Ma; Gauthier, 1981; David el al., 2010) au nord. Des intrusions et sills de gabbro possiblement syn- à tardi-tectonique, de longueur et de forme variables, sont reconnues partout dans le secteur (Moukhsil et al., 2003).

Controle tectonique

L'enveloppe minéralisée est orientée NE-SO a un pendage moyen de 75° vers le nord et est subparallèle à la schistosité principale. Le oreshoot principal est orienté NO avec une plongée moyenne de 75°. Cette direction du oreshoot ne semble pas correspondre à la linéation d'étirement reconnue dans le secteur dans les roches des formations de Kauputauch, de Komo et de Wabamisk rapportée par Moukhsil et al. (2001), soit ESE à plongée subverticale. La zone apparaît structurellement contrôlée au voisinage d'une zone de cisaillement majeure. La minéralisation aurifère semble être liée à trois réseaux de veines de quartz (5 % volume de la roche encaissante): 1) un réseau de veines en cisaillement d'orientation NE-SO subparallèle à la schistosité et avec un pendage variant de 65° à 80° vers le nord; 2) un réseau de veines en extension subverticales (de type Riedel) d'orientation NO-SE; et 3) un réseau de veines subhorizontales. Localement, des zones à haute densité de veines peuvent former des zones de stockwerk, comme des zones de brèches hydrothermales qui comprennent les roches encaissantes altérées et minéralisées. La minéralisation semble principalement liée à une intrusion felsique et à des roches volcaniques felsiques, dont des tufs à cendres et des tufs clastiques, à proximité d'un contact lithologique avec une épaisse unité de gabbro dans l'éponte inférieure. Ces observations laissent croire que l'intensité des veines de quartz dans l'intrusion felsique et les roches volcaniques felsiques pourrait être en partie contrôlée par le contraste rhéologique fragile avec les roches hôtes mafiques environnantes (www.azimut-exploration.com/). En plus d'un contrôle rhéologique et lithologique, la zone minéralisée semble structurellement contrôlée au voisinage d'une zone de cisaillement majeure. La section longitudinale « teneur x épaisseur », établie sur des largeurs vraies estimées, indique une zone centrale enrichie et plus épaisse.

Contrôles de la minéralisation

La zone Patwon consiste en une enveloppe minéralisée connue, jusqu'à ce jour, sur 580 mètres de long par 500 mètres de profond avec une épaisseur moyenne de 30 mètres, mais pouvant atteindre 80 mètres de large. La zone est ouverte dans toutes les directions. Les directions des coussins dans les basaltes et le granoclassement visible dans certains lits soutiennent une orientation vers le sud de la stratification, avec une séquence stratigraphique légèrement renversée

(Frappier-Rivard, 2014). La schistosité principale régionale est bien développée, subparallèle au litage, à fort pendage vers le nord. La schistosité dans les unités tufacées est très pénétrante sur l'horizon du lac Elmer et près de la rivière Opinaca, à proximité des zones de cisaillement. Une zone de cisaillement majeure est présente au sud de l'indice et longe la rivière Opinaca, soit la Faille d'Opinaca. Elle est orientée ENE-OSO à NE-SO (Moukhsil et al., 2001). À l'intérieure de cette zone de cisaillement, la roche est très schisteuse et localement mylonitisée. Cette structure plonge fortement vers le nord ou est subvertical. Elle s'étend sur plus de 5 km de long et à au moins 20 mètres d'épaisseur (Frappier-Rivard, 2014). Des indicateurs de cisaillements (kink bands, fabriques CS) sont observés et suggèrent un mouvement dextre. Une autre faille d'importance, la Zone de cisaillement d'Elmer, est présente au nord de l'indice. Les indices Lac Elmer-Zone Silver et Lac Elmer-A21 sont spatialement associés avec cette zone de cisaillement. Cet important cisaillement à mouvement senestre est orienté ENE-OSO. D'autres failles à mouvement dextre, et d'orientation NE-SO, sont associées à ces deux cisaillements majeurs, par exemple La Faille du Lac Elmer qui recoupe le pluton d'Elmer et une faille non nommée (corridor de déformation d'Elmer; Lulin, 2020), spatialement associée avec les indices Patwon, Patwon-Est et Zone Gabbro. Entre les deux zones de cisaillement majeures (Faille d'Opinaca et Zone de cisaillement d'Elmer), un synforme de type synclinal, incliné vers le sud et étroitement associé à un cisaillement indéterminé, est interprété dans le secteur de l'indice Lac Mitaine (Moukhsil et al., 2001). Le plan axial du pli est parallèle à la schistosité principale. Moukhsil et al. (2003) mentionnent que les structures NO-SE sont postérieures aux structures orientées NE-SO.

Minéralisation

La minéralisation se compose de 10 à 20 % de pyrite disséminée ainsi que des traces de galène, de chalcopyrite et de molybdénite. La pyrite est fine à grossière, disséminée, en filonnets (stringers), ou en lentilles semi-massives à massives. De l'or visible libre est fréquemment observé, associé à la pyrite dans les veines de quartz ou les épontes altérées ou seul à l'intérieur ou en bordure des veines de quartz (Houle et al., 2021). Les grains d'or sont isolés ou forment des amas. La minéralisation est généralement associée à des veines de quartz-carbonates ± feldspath+ tourmaline, et à l'encaissant altéré en contact étroit avec les veines. Les sulfures peuvent atteindre jusqu'à 20 % dans les halos d'altération de part et d'autre des veines de quartz. La minéralisation se présente également sous forme de pyrite disséminée dans les roches hôtes altérées en carbonate, séricite et chlorite (Bissonnette et al., 2020). Ces typologies de minéralisation correspondent, en partie, aux quatre types décris par Frappier-Rivard (2014) sur la propriété : 1) sulfures disséminés et en filonnets dans les veines de quartz; 2) sulfures disséminés et en filonnets dans les volcanites felsiques; 3) sulfures associés à des zones de cisaillement; et 4) sulfures semi-massifs à massifs dans les formations de fer. Les teneurs semblent indiquer des rapports Au/Ag = 10. Les éléments métalliques enrichis sont Au ± Ag ± Pb ± Bi ± W ± Te ± Mo, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Le type d'altération varie selon la roche encaissant la minéralisation. Ces altérations sont observées dans les épontes des veines ou dans les zones de stockwerks. Les volcaniques felsiques et les zones de cisaillement sont associées à un assemblage de quartz-séricite-pyrite, représenté par l'horizon du lac Elmer dans lequel une altération potassique est également reconnue (Bissonnette et al., 2020; Frappier-Rivard, 2014). Dans les intrusions felsiques à intermédiaires, une silicification (silice beige) ou une albitisation (?) pénétratives sont observées et sont accompagnées de séricite, de chlorite et de calcite. Dans les tufs felsiques, de la calcite et de la tourmaline sont présentes. Pour les volcanites mafiques, les minéraux d'altération affectant la roche encaissante sont la silice brune, l'ankérite, la calcite et la chlorite. Finalement, les intrusions gabbroïques sont fortement carbonatées et faiblement chloritisées avec une faible quantité de tourmaline. Plus rarement, de la fluorine est observée. Une importante altération alumineuse a été reconnue en périphérie du pluton d'Elmer (Gauthier et Larocque, 1998). Cette altération alumineuse, constituée de staurotide-andalousite-grenat-pyrophyllite-cordiérite, est associée à une zone distale de grenat-chlorite. Cette altération alumineuse est recoupée par une altération à biotite-actinote associée à une minéralisation cupro-zincifère (Moukhsil et al., 2003; Gauthier et Larocque, 1998).

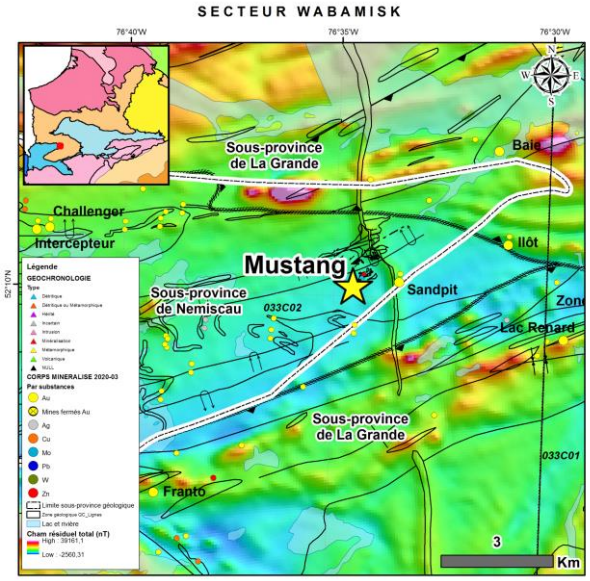
Métamorphisme

Le métamorphisme sur la propriété reflète principalement les conditions de schistes verts, atteignant localement le faciès des amphibolites (www.azimut-exploration.com/). Selon Moukhsil et al. (2001), les faciès inférieurs des amphibolites sont prédominants dans le secteur de l'indice Patwon et interprétés par la présence de biotite-staurotide-andalousite-grenat ± cordiérite. Aucune indication de métamorphisme de contact n'est observée en marge du Pluton d'Elmer (Frappier-Rivard, 2014) ni de rétromorphose.

Selon Moukhsil et al. (2003), deux types de minéralisation ont été classés par rapport à la chronologie de la déformation : 1) une minéralisation aurifère et argentifère associée à des veines anté-déformation D1; et 2) des veines orogéniques pré- à syn-déformation D1 ou D2. La minéralisation aurifère de l'indice Patwon semble filonienne et associée à des veines mésothermales à gangue de quartz et de carbonates (type 2 mentionné ci-haut). Par contre, le manque d'information ne nous permet pas de statuer si la minéralisation aurifère est associée avec la phase de déformation plus précoce D1 ou D2 associée au métamorphisme régionale. Le système de veines en cisaillement ou en extension ne montre aucune évidence de déformation précoce qui pourrait être attribuée à une phase de déformation D1. C'est pourquoi une minéralisation aurifère associée à la phase de déformation D2 (pré- à syn déformation) et syn-métamorphique est privilégiée, sans toutefois rejeter complètement la première hypothèse. La différence de compétence entre les roches et les contrastes rhéologiques existants auraient pu partitionner les effets de la déformation D1 sur les corps géologiques. La minéralisation étant encaissée majoritairement dans des dykes felsiques de QFP plus compétents, la déformation D1 aurait pu se concentrer dans les roches mafiques altérées (précocement par le volcanisme?) et épargner ainsi le réseau de veines des effets de cette déformation, ce qui pourrait expliquer l'absence de de déformation (p. ex. plissement ou boudinage) de ces veines. Les rapports Au/Ag autour de 5-10 suggèrent que la minéralisation soit d'origine orogénique. Les veines sont encaissées dans des cisaillements altérés et spatialement associés au corridor de déformation d'Elmer, corridor à mouvement dextre. Selon Houle et al. (2021), les veines se seraient formées en deux étapes : 1) une première étape associée à une déformation inverse et qui aurait formé les réseaux de veines en cisaillements NO-SE et en extensions subhorizontales; 2) une deuxième étape associée à une déformation dextre transpressive qui aurait formé le réseau de veines subverticales en extension de type Riedel. Ces réseaux de veines et les zones de stockwerks associés se seraient développés préférentiellement dans les roches felsiques, surtout dans les intrusions porphyriques (QFP), mais également dans les roches volcaniques (rhyolite et rhyodacite) et les tufs felsiques, contrairement aux roches encaissantes plus mafiques. Ce contraste rhéologique entre ces deux unités aurait favorisé la fracturation lors de la déformation, accentué la perméabilité des roches et ainsi favorisé la circulation des fluides hydrothermaux minéralisateurs et permettre l'ouverture et le remplissage des fractures générées lors de la déformation dans ces unités. Selon Houle et al. (2021), l'intrusion felsique porphyrique constituant le cœur de la zone Patwon pourrait représenter un conduit synvolcanique (cheminée?). Cette structure aurait canalisé les fluides hydrothermaux lors de la déformation et le métamorphisme, formant des zones de stockwerks dans l'intrusion felsique, pour ensuite percoler dans les volcaniques felsiques environnantes. Il est intéressant de noter que la direction du oreshoot principal (NO plongeant à 75°) est différent de la linéation d'étirement moyenne régionale mesurée dans les roches de la séquence volcanique et rapportée par Moukhsil et al. (2001), soit une linéation ESE à plongée subverticale. Si l'orientation du oreshoot est différent de cette linéation d'étirement régionale, soit 1) que le oreshoot suit un axe différent de la linéation d'étirement (p. ex. un axe de pli); 2) soit que l'intrusion felsique porphyrique (cheminée?) contrôle l'orientation du oreshoot; 3) soit que la linéation d'étirement dans le corridor de déformation d'Elmer est différente que la linéation régionale et c'est cette linéation qui contrôle l'orientation du oreshoot; ou 4) une combinaison des points 3 et 4. L'unité de gabbro localisée au plancher de la zone Patwon a possiblement contribué à la localisation de la minéralisation : 1) en agissant comme barrière physique pour les fluides (lithocap); 2) en étant un piège chimique (unité riche en fer); et 3) en accentuant le contraste rhéologique entre les unités de la séquence volcanique bimodale et cette dernière. L'altération alumineuse (Gauthier et Larocque, 1998; Frappier-Rivard, 2014) observée dans les roches volcaniques est: 1) soit antérieure aux minéralisations de l'indice Patwon et d'origines subvolcaniques, similaires aux altérations observées plus à l'est en bordure du Pluton du Lac Kali (Gauthier et Larocque, 1998) daté à 2 701 +/- 11 Ma (Moukhsil et al., 2001); 2) soit elle est reliée génétiquement aux zones minéralisées Patwon. Si nous supposons que cette altération alumineuse à pyrite syngénétique et minéralisé en Ag-Au-Pb (Gauthier et Larocque, 1998; Moukhsil et al., 2001) est associée au volcanisme ou à l'intrusion synvolcanique du Pluton d'Elmer et pré-métamorphique, elle aurait pu jouer un rôle important sur la localisation de la zone Patwon (zone de faiblesse pour la nucléation des zones de cisaillements) et peut-être même de son contenu en métaux par une remobilisation de cette minéralisation précoce et visible par l'assemblage métallique contenant Au-Ag-Pb-Mo. La présence locale de tellure (Te) et de bismuth (Bi) pourrait faire intervenir une contribution magmato-hydrothermale précoce. Le potentiel du secteur demeure très élevé autant pour de nouvelles découvertes de minéralisation épigénétique (volcanogène, porphyrique, ou magmato-hydrothermale de type épithermal) que syngénétique. Un corridor minéralisé de 3 kilomètres d'épaisseur et de 12 kilomètres de longueur a été défini sur la propriété Elmer (www.azimut-exploration.com/). Plusieurs cibles d'exploration sous-explorées le long de ce corridor

demeurent à être testées, surtout dans des pièges structuraux tels que: 1) les zones de dilatation (jog) dans le corridor de déformation d'Elmer; 2) et dans les contrastes rhéologiques (intrusions felsiques/roches volcaniques mafiques/gabbro) visibles par les fortes et les basses anomalies magnétométriques. La reconnaissance des petites intrusions felsiques porphyriques (QFP) semble représenter un vecteur d'exploration de premier ordre. Selon Azimut Exploration (www.azimut-exploration.com/), plusieurs caractéristiques de la minéralisation de Patwon peuvent être comparées à celles du gisement Goldex (réserves minérales prouvées et probables de 22,1 millions de tonnes à 1,57 g/t Au pour un total de 1,1 Moz d'or; www.agnicoeagle.com/), ou également aux minéralisations de la Zone Triangle du gisement Lamaque (réserves prouvées et probables de 4,09 Mt à 7,39 g/t Au, ressources mesurées et indiquées de 5,76 Mt à 8,34 g/t Au et ressources présumées de 9,00 Mt @ 7,01 g/t Au; SIGEOM, 2022), deux mines d'or dans le camp minier de Val-d'Or dans la région de l'Abitibi au Québec.

Mustang



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2011
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de Nemiscau
Domaine lithotectonique:	
Sequence Volcanosedimentaire:	Autres
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	S3
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

Low (1897), de la Commission géologique du Canada (CGC), a été le premier à effectuer une reconnaissance géologique le long de la rivière Eastmain. Par la suite, la zone a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie par la CGC et le MERN tels que ceux des auteurs suivants, pour ne nommer que ceux-ci : Shaw (1942), Eade (1966), Eakins (1968), Franconi (1978), Moukhsil (2000), Moukhsil et al. (2003). Le secteur privé a été impliqué dans l'exploration minérale de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain depuis le milieu des années 1930. De 1935 à 1936, Dome Mine Limited a réalisé un programme de cartographie géologique et de prospection dans le secteur. Durant les années 1970 et 1980, la Société de développement de la Baie James (SDBJ) effectue de nombreux travaux d'exploration. De 1986 à 1989, de nombreuses compagnies privées vont effectuer des travaux de prospection, de décapage et de forage dans le secteur. C'est en 1996 que Mines d'Or Virginia inc. (devenue Mines Virginia inc. par la suite) effectue des travaux de reconnaissance. En 2005-2006, Cambior opère une vaste campagne de travaux incluant de la prospection, de la cartographie, des levés géophysiques, de sédiments de fonds de lac et de till. C'est à partir de l'année 2005, suite à la découverte de la Zone Roberto, que Mines Virginia inc. va intensifier les travaux d'exploration sur sa propriété Wabamisk et ce, jusqu'en 2010. L'indice Isabelle est découvert en 2007dnas le sud de la propriété. Le meilleur résultat de forage de cet indice provient de la campagne de 2010 et il s'élève à 46,5 g/t Au sur 4,0 mètres (Chartrand et al., 2013). La campagne d'échantillonnage de l'été 2011 a permis la découverte de la zone minéralisée Mustang. La veine aurifère Mustang a été découverte sur une distance de 425 mètres latéralement à l'été 2012 lors d'une campagne de décapage mécanique. En février 2013, un programme de forage au diamant a été entrepris pour vérifier la continuité des structures aurifères en profondeur. Les travaux d'exploration se sont poursuivis sur la propriété jusqu'en 2015.

Contexte géologique

L'indice Mustang est localisé dans la Sous-province métasédimentaire de Nemiscau, à la limite de la Sous-province volcano-plutonique de La Grande. Beauchamp (2018) a reconnu neuf faciès lithologiques dans le cadre de ses travaux de cartographie de détail. L'indice est encaissé dans un grauwacke arkosique à quartz-plagioclase-biotite-chlorite-muscovite et à porphyroblastes d'amphibole, ou dans un wacke lité quartzo-feldspathique (contenant 50 % de quartz), et siltstone interstratifié avec 5% de lits d'argilite à textures lépidoblastique et crénulée. La séquence turbiditique a été subdivisée en 2 grands groupes grâce à la lithogéochimie (Beauchamp et al., 2015; Beauchamp, 2018), basé sur les études de Fralick et Kronberg (1997), qui ont étudié la discrimination géochimique des roches sédimentaires clastiques à partir de la concentration des éléments immobiles dans les analyses entières des roches: 1) le wacke subarkosique qui comprend un sous-groupe arkosique et; 2) le wacke quartzo-feldspatique. Ces deux groupes définissent potentiellement au moins 2 sources différentes. Cette séquence turbititique est attitrée aux roches du Complexe de Jolicoeur. Une unité conglomératique, également attitrée à ce complexe, se trouve au nord du secteur d'étude de Beauchamp (2018). Cette unité hétérogène d'environ 500 mètres d'épaisseur est lenticulaire, moyennement magnétique et polygénique. Les fragments sont du conglomérat sont subarrondis et localement supportés par la

matrice. Cette unité conglomératique constitue un horizon marqueur à l'échelle de la propriété. Des dykes ou des sills de composition gabbroïque (mélano- et leuco-gabbro) s'injectent dans la séquence sédimentaire. Quelques injections de mélano-gabbro, qui présentent plusieurs caractéristiques des lamprophyres shoshonitiques, sont spatialement associées à la veine Mustang et aux zones de déformation (Beauchamp, 2018). Beauchamp et al (2015) ont daté, par la méthode U-Pb, la séquence métasédimentaire à partir de zircons détritiques provenant d'un lit de grauwacke à quartz-feldspath-biotite-grenat massif plissé et démembré dans la séquence litée turbiditique. L'échantillon est localisé à 120 mètres au NE de l'indice Mustang (tranchée WB-2012-TR002). Une veinule de quartz aurifère plissée par P2 est subparallèle à l'horizon de wacke massif daté, et elle se situe à quelques centimètres de celui-ci. L'âge retourné par l'analyse des zircons est de 2 709 +/- 4 Ma, et par conséquent, consiste à l'âge maximum de déposition des roches sédimentaires hôtes de la veine Mustang (Beauchamp, 2018). Des unités de formation de fer sont également répertoriées. Elles sont finement litées et présentent une alternance de lits sulfurés et de bandes silicatées. Plusieurs dykes de diabase de composition gabbronitique et de direction NNO-SSE à N-S Néoarchéen (2 515 +/- 3 Ma à 2 503 +/- 3 Ma; Hamilton, 2009; Davis et al., en 2018) appartenant à l'Essaim de Mistassini coupent les roches archéennes du secteur Mustang. Plus régionalement, l'indice se retrouve à environ 2 kilomètres au nord et au sud du contact interprété des sous-provinces de Nemiscau et de La Grande. Le contact sud est délimité par la Zone de cisaillement de Causabiscau, une faille majeure à mouvement interprété senestre inverse. Cette structure délimite les roches du Complexe de Jolicoeur d'avec les roches volcaniques felsiques à mafiques de la Formation d'Anatacau-Pivert (2 723,1 +/- 2,1 Ma à 2 716 +/-7 Ma; Moukhsil et al., 2001; David, 2018b). Le contact nord est délimité par la Zone de cisaillement de la Basse-Eastmain, une faille majeure à mouvement interprété dextre inverse. Cette structure délimite les roches du Complexe de Jolicoeur d'avec les roches volcano-sédimentaire de la Formation d'Anatacau-Pivert et de la Formation de Wabamisk.

Controle tectonique

La veine Mustang et son enveloppe minéralisée sont orientés N245° avec un pendage abrupt de 80°. La veine est subparallèle au litage et plissée en S. Elle est localisée le long d'un flanc d'un pli anticlinal P2. Ce pli est interprété comme étant déversé vers le sud. Une schistosité pénétrative de plan axial S2 (fabrique régionale principale), orientée N253° à pendage abrupt à 83°, est associé aux plis P2. La veine est spatialement associée à une zone de déformation ductile associée à la déformation D2 (Beauchamp, 2018). Cette zone de cisaillement fait environ 8 mètres de largeur et est caractérisée par la présence de bandes de cisaillement (shear bands) et de protomylonite. Les linéations mesurées dans cette zone fortement déformée sont subparallèles à la linéation minérale L2, à forte plongée subverticale, associée à D2. Le couloir fortement déformé se caractérise également par des plis P2 démembrés et transposés dans la schistosité S2. Le oreshoot principal (structures Mustang et TR004-Nasty) se localise dans une zone de dilatation à structures sigmoïdales en « S » et plongeant selon la linéation d'étirement régionale L2 et la linéation minérale mesurée dans la zone de déformation (Lavoie et al., 2014). Ce oreshoot est observé entre deux plans de fracturation principaux, à l'image d'une zone de relai, mesurant environ 200 mètres x 200 mètres. La roche encaissante dans cette structure de dilatation est affectée par une altération pénétrative et injecté par un stockwerk de veinules et veines de quartz ± carbonates. Cette zone de dilatation retourne des intersections aurifères de l'ordre de 1 à 2 g/t Au sur 5 à 15 mètres de large (Lavoie et al., 2014). La minéralisation aurifère dans le secteur de l'indice Mustang est principalement encaissée dans des veines de quartz ± carbonate et leurs roches encaissantes altérées immédiates. Plusieurs types de veines peuvent être classées par rapport à leur morphologie et aux relations structurales. 1) Les veines laminées plissées et démembrées subparallèles ou concordantes au litage. Ces veines sont en remplissage de failles et montrent des textures de type crack-and-seal (Ramsay, 1980) ou bréchiques (Beauchamp et al., 2015). Les plus gros filons de quartz ± carbonate sont préférentiellement situés dans les flancs courts des plis P2. La majeure partie de la minéralisation aurifère (p. ex. les veines Mustang, Challenger et Intercepteur) est associée à ce type de veine (Beauchamp et al., 2015). La veine principale Mustang contient des fragments métriques de roches encaissantes allongés et altérés, affectés par la foliation S2 (Beauchamp et al., 2015; Beauchamp, 2018). Selon Beauchamp et al. (2015), la veine Mustang est constituée d'au moins trois générations de quartz : (i) quartz blanc réparti le long du plan de la veine (environ N240°); (ii) quartz fumé qui recoupe le quartz blanc et est orienté N270° ; et (iii) du quartz dans les fractures tardives orientées à environ N330° à N340°. 2) Les veines de plans axiaux subparallèles à S2 et les veines qui recoupent le litage à angle élevé. Ces veines sont subparallèles et parfois boudinées. Elles sont abondantes dans les charnières de plis P2 et sont très rarement aurifères. D'autres types de filons, en moindre proportion, sont observés comprenant : 3) des veines d'extensions aurifères et stériles; 4) des zones de stockwerks aurifères et stériles; 5) des brèches aurifères et stériles; 6) des veines stériles de quartz ± plagioclase sub-horizontales; et 7) des veines de quartz ± plagioclase stériles en

remplissage dans des failles tardives. Sur plus de 300 mètres latéralement, la veine Mustang s'est injectée le long d'un dyke de mélano-gabbro riche en magnésium. Ce dernier a possiblement engendré un fort contraste rhéologique (anisotropie) dans la séquence sédimentaire, pouvant ainsi favoriser la mise en place de la veine. Généralement, les veines observées dans le secteur montrent généralement un fort contrôle structural. Elles sont souvent associées à des zones cisaillement, d'intense fracturation, zones de stockwerk, des zones de brèche, des charnières de pli avec des veines de type « Saddle-Reef ».

Contrôles de la minéralisation

La zone Mustang consiste en une enveloppe minéralisée rectilinéaire connue sur 850 mètres latéralement et sur environ 300 mètres de profondeur dans le sens du pendage. La veine et son enveloppe altérée font quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de largeur. Mais en moyenne, la zone minéralisée s'observe sur environ 3 mètres d'épaisseur. La plupart des zones aurifères de la zone principale décapée, y compris la veine Mustang, sont encore ouvertes latéralement et en profondeur. À l'origine, la séquence turbiditique était possiblement orientée N-S à NO-SE (Lavoie et al., 2014). Le litage primaire (S0) est bien visible sur la majorité des affleurements et des zones décapées. Le litage primaire est marqué par la présence de lits de différentes granulométries, de composition variable et par la présence de fine lamines de stratification. Les roches métasédimentaires ont préservé plusieurs structures primaires (p. ex. des figures syn-sédimentaires telles que des structures en flammes, convolutes, granoclassements, des contacts érosifs, des figures de charge et laminations entrecroisées; Beauchamp, 2018). Ces structures syn-sédimentaires sont des indicateurs de polarité stratigraphique et ont permis le positionnement des traces axiales des plis. Une trace axiale, d'un anticlinal P2 déversé vers le sud, a été tracée à l'aide de l'inversion des polarités stratigraphiques sédimentaires. Cet axe passe au nord de la veine Mustang (Beauchamp, 2018). La déformation D1 est caractérisée par la présence d'une fabrique S1, subparallèle au S0. La schistosité S1 est parfois visible dans les charnières de plis P2. À quelques endroits des figures d'interférence laissant supposer la présence de plis P1 antérieurs aux plis régionaux P2, formant des plis replissés (patron d'interférence en crochet de type 2; Ramsay et Huber, 1987). La déformation D2 est caractérisée par une schistosité S2, la fabrique régionale principale, de direction OSO à fort pendage vers le NNO. Une linéation minérale à forte plongée subverticale est bien développée sur les plans de la foliation S2. À toutes les échelles, les roches sédimentaires forment des plis semblables serrés à ouverts et les flancs sont fréquemment transposés (Beauchamp, 2018). Les roches sédimentaires et les veines de quartz ± carbonate aurifères et stériles montrent des évidences de raccourcissement NNO-SSE et de transposition le long des plans définis par la schistosité de plan axial S2. Pour accommoder ce raccourcissement, des failles vont se développer de même orientation que les plans axiaux P2. La déformation D3 est définie par un clivage de crénulation disjonctif de direction SO-NE (plan moyen N222°/57°) et mieux développée dans le faciès à grain très fin (siltstone) que dans les faciès plus massifs et compétents comme le grauwacke arkosique. La phase de déformation D3 ne semble avoir peu ou pas d'impact sur la formation des minéralisations aurifères du secteur Mustang. Finalement, une fracturation, associée à D4, affecte les roches du secteur Mustang. Des fractures dans plusieurs directions (6 familles) déplacent le litage et sont parfois remplies par des veines tardives et stériles de quartz blanc (Beauchamp, 2018). Plus en détail, au centre de la zone principale décapée (tranchée WB2012TR011), il y a un changement brusque dans la direction générale de la veine Mustang. Dans la partie nord-est de la zone de décapage, la veine subverticale est plissée par P2, et son orientation générale est N190°. Au centre de la zone de décapage, la veine devient plus rectiligne et son orientation est N240°. Ce brusque changement de direction coïncide avec la présence d'un dyke de gabbro riche en magnésium au contact avec la veine.

Minéralisation

La minéralisation dans la veine Mustang se compose de 1 à 5 % de sulfures principalement de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite disséminée. Elle contient aussi de plus faibles pourcentages de pyrite (cristalline et colloforme), de marcassite, de galène, de sphalérite, de chalcopyrite, de marcasite, de pentlandite, des oxydes de fer et des traces d'or visible (Beauchamp, 2018). Les sulfures sont localisés directement dans le quartz, mais aussi dans les fragments de roche encaissante incorporés dans la veine. Les épontes sont plus riches en sulfures que la veine. Ces épontes peuvent contenir jusqu'à 15 % de sulfures, composés d'arsénopyrite grossière, d'agrégats et veinules de pyrrhotite cristalline qui sont subparallèles à la schistosité principale S2, et de la pyrite avec des traces de chalcopyrite, de galène et de sphalérite. Dans le secteur ORH, il n'y a pratiquement pas de minéralisation en sulfures dans les veines de quartz; elles sont plutôt aux épontes des veines. Les observations de terrain qui indiquent que les sulfures et les minéralisations aurifères sont directement associés à la présence des veines de quartz ± carbonate et plus rarement à des zones de stockwerks (Beauchamp, 2018). Toujours selon Beauchamp (2018), une augmentation du pourcentage en pyrrhotite (5

à 20 %) dans les échantillons macroscopiques indique généralement la proximité d'une zone aurifère. L'or est présent selon cinq principaux habitus et sa distribution est bimodale : visible et invisible (Beauchamp, 2018). Les cinq habitus de l'or sont : 1) l'or visible grossier est libre dans les veines de quartz ± carbonate, dans les épontes altérées et le long des minces fragments d'encaissant à l'intérieur des veines ou le long du contact veine-encaissant; 2) l'or visible en inclusion macroscopiques ou microscopiques dans des grains grossiers idiomorphes d'arsénopyrite et de pyrite; 3) l'or visible en contact ou en association spatiale avec l'arsénopyrite, la marcassite, la pyrite, la galène et la sphalérite; 4) l'or en remplissage de fractures dans l'arsénopyrite; et 5) l'or sous la forme de nanoparticules et de particules colloïdales dans la structure cristalline de l'arsénopyrite, de la pyrite et de la marcassite. L'arsénopyrite constitue le métallotecte visuel le plus efficace pour prédire la présence d'or dans une veine. Géochimiquement, l'arsenic est fortement corrélé avec l'or (facteur de corrélation de 0,84) et avec W, Se et S (Beauchamp, 2018). Les éléments métalliques enrichis sont Au, As ± W ± Te, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

La majorité des altérations proximales est restreinte et localisée aux épontes immédiates des veines minéralisées. Les zones d'altération varient de quelques centimètres à un maximum de deux mètres de largeur de part et d'autre de la veine. Plus la veine est large, plus l'altération est étendue. Selon Beauchamp (2018), les altérations proximales associées aux veines aurifères du secteur Mustang sont variées et incluent : la silicification, l'albitisation, la séricitisation, la chloritisation, la carbonatation, la biotitisation, l'épidotisation, l'amphibolitisation et la tourmalinisation. Cette large gamme d'altérations reflète possiblement la grande diversité lithologique des roches sédimentaires encaissantes des veines minéralisées. La silicification est présente majoritairement sous la forme de veines et de veinules de quartz souvent interconnectées. Les veines aurifères sont composées de 50 à 70% de quartz, de 0 à 15% de carbonate (principalement de la calcite ± sidérite ± ankérite) et elles contiennent des quantités variables de biotite, de séricite, de clinozoïsite, de chlorite, de feldspath potassique, d'amphibole, de scheelite, d'albite, de tourmaline, de prehnite, de titanite, d'apatite et de minéraux opaques (sulfures et oxydes de fer). La silicification est rarement pervasive à semi-pervasive aux épontes des veines minéralisées et c'est lorsque celle-ci est associée aux zones de stockwerk. L'altération sodique-calcique se situe aux épontes proximales des veines aurifères, particulièrement aux épontes de la veine Mustang, et est pervasive. En s'éloignant de la veine, l'altération est moins pervasive et produit une texture pseudo-fragmentaire illustrant un remplacement sélectif. Ce remplacement laisse des pseudo-fragments de roches sédimentaires moins altérés qui sont allongés selon la linéation d'étirement L2. Ces roches sont les plus intensément altérées et sont caractérisées par un fort blanchiment pervasif de la roche (albite-séricite-saussurite ± chlorite ± calcite ± quartz ± épidote ± ilménite ± titanite ± biotite). Cette altération de la roche est plus riche en Na_2O (albitisation) et P_2O_5 (apatite ?) (Beauchamp, 2018). Elle est accompagnée de grains grossiers idiomorphes d'arsénopyrite ± pyrite, ± pyrrhotite, ± marcassite. Les zones proximales de l'altération sodique-calcique indiquent des gains significatifs en Na_2O, CaO, P_2O_5, MnO, As, Se, Mo, Sb, Te, W, Au, CO_2, S, des pertes de masse en SiO_2, FeO, Fe_2O_3, K_2O, MgO, Cr_2O_3 (Beauchamp, 2018). Les altérations proximales potassiques sont pervasives et caractérisées par de la séricitisation (couleur verdâtre de la roche), ou de la biotitisation (couleur noirâtre de la roche), ou plus rarement par la présence de microcline. Cette altération montre un bilan de masse qui indique des gains en SiO_2, K_2O, P_2O_5, As, Se, Mo, Ag, Sb, Te, W, Au, un gain de masse global et des pertes de masse en CaO, FeO, Fe_2O_3, Na_2O, MgO, MnO, Cr_2O_3, CO_2 (Beauchamp, 2018). Les épontes de certaines veines aurifères présentent, par endroits, des altérations proximales calco-silicatées, composées majoritairement de magnésio-hornblende grossière. Les bilans de masse calculés pour les altérations calco-silicatées sont caractérisés par des gains significatifs en CaO, MgO, MnO, As, Se, Mo, Te, W, Au, Bi, CO_2, S, un gain de masse global et des pertes marquées en Fe_2O_3, K_2O, Na_2O, Cr_2O_3 (Beauchamp, 2018). L'étude pétrographique indique une carbonatation des roches, observée par une augmentation du pourcentage de calcite à proximité de plusieurs zones minéralisées (jusqu'à 15% de calcite), soit sous la forme de veinules et d'amas (ou en remplacement des plagioclases), soit interdigitée dans les amphiboles ou soit dans des zones de remplacement dans la matrice des roches métasédimentaire. La carbonatation présente de forts gains de masse en CO_2, CaO, Na_2O (±), S, As, Se, Mo, Sb, Te, W et Au, des pertes de masse modérées en SiO_2, Fe_2O_3, K_2O, Rb, Pb, Bi et une perte de masse globale (Beauchamp, 2018). La tourmalinisation est une altération moins fréquente et localement associée aux veines aurifères du secteur Mustang. Cette tourmalinisation est parfois présente aux épontes des veines de quartz-calcite et se trouve dans les veines bréchiques localisées dans le cœur du système minéralisé. Elle se trouve aussi aux épontes de veines qui sont anomales en or ou stériles. Localement, les zones minéralisées de style remplacement dans le cœur du système (p. ex. le centre de la tranchée WB2012TR001) sont également affectées par une sulfurisation pervasive (Beauchamp, 2018). La zone d'altération distale atteint environ dix mètres d'épaisseur. À

proximité des minéralisations aurifères (jusqu'à 50 mètres), les roches sédimentaires ont subi un métasomatisme calco-silicaté. Cette altération distale se présente sous la forme d'une roche sédimentaire massive à patine blanchie contenant de 5 à 30% de magnésio-hornblende grossière et selon plusieurs habitus : 1) en remplacement lits par lits concordants au litage; 2) associé à des veinules et des réseaux de veinules de quartz ± feldspath ± calcite; 3) associé à des réseaux de fractures fragiles tardives par rapport à la schistosité principale S2; 4) en remplacement semi-pervasif, en stockwerk; 5) en remplacement pervasif de la roche; 6) en remplacement en bordure des fragments. Les bilans de masse calculés pour le métasomatisme calco-silicaté distal sont similaires à ceux calculés pour les altérations proximales calco-silicatées. Ils sont caractérisés par des gains en CaO, Na2O, MgO, MnO, As, Te, W, Au, CO2 et des pertes marquées en K2O, Fe2O3, Cr2O3 (Beauchamp, 2018).

Métamorphisme

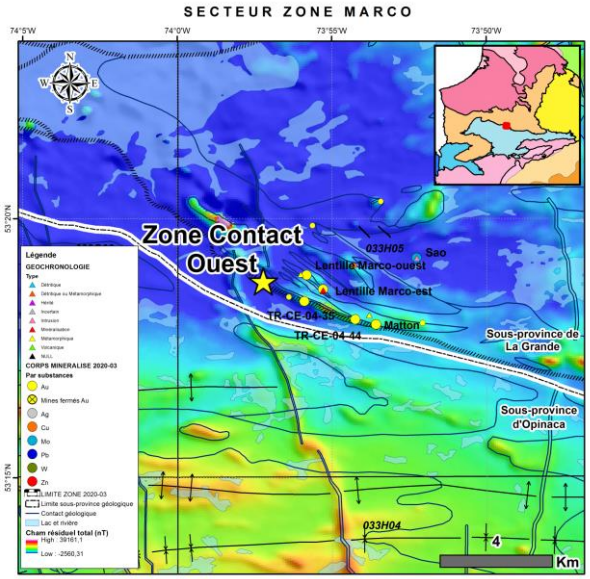
Un fort gradient métamorphique est présent à proximité de l'indice Mustang. Les roches sédimentaires sont principalement au grade des schistes verts (Beauchamp, 2018). Il a atteint le faciès supérieur des schistes verts, près de la limite avec le faciès des amphibolites. Les minéraux diagnostiques du faciès des schistes verts présents dans les roches sédimentaires du secteur Mustang sont : la biotite, la muscovite, la chlorite, le plagioclase, le quartz, l'amphibole et localement le grenat (Beauchamp, 2018). Plus régionalement, il y a accroissement rapide du gradient métamorphique vers l'OSO sur une distance latérale est-ouest d'environ 10 kilomètres (Moukhsil, 2000). À quelques kilomètres de l'indice Mustang, le faciès des schistes verts passe au faciès des amphibolites (assemblage à cordiérite-staurotide) vers un assemblage à sillimanite à proximité du Pluton de Kapiwak (Moukhsil, 2000). Près de ce pluton, les roches sédimentaires sont des paragneiss granoblastiques composés de biotite-grenat ou des méta-pélites nodulaires à grenat ± cordiérite ± andalousite ± staurotide ± sillimanite et sont migmatisées et injectées de mobilisat. Les roches sédimentaires sont envahies par 5 à 30% de dykes de pegmatites blanches à muscovite ± tourmaline ± béryl. Ces dykes sont associés avec la mise en place du pluton de Kapiwak (Moukhsil et al., 2003) et localement plissés par les plis P2.

Interprétation et Potentiel

Les études effectuées (Beauchamp et al., 2015; Lavoie et al., 2014; Beauchamp, 2018) tendent à démontrer que le champ de veines aurifère Mustang serait d'origine syntectonique, soit précoce, à synchrone avec la phase de déformation régionale principale D2. Cette phase de déformation correspond avec le métamorphisme prograde. La déformation a engendré une compression et un raccourcissement NNO-SSE de la séquence métasédimentaire turbiditique encaissant la minéralisation. Ce raccourcissement a développé une schistosité principale ENE-OSO à pendage fort vers le NNO, du plissement ouvert à serré avec un axe de pli plongeant fortement vers l'OSO ou vers l'ESE, des zones de cisaillement, de la transposition, du boudinage et du démembrement des éléments géologiques avec une augmentation de la déformation (Beauchamp, 2018). La minéralisation aurifère est associée à des veines de quartz ± carbonates laminées, parallèles au litage, et de plans axiaux parallèles à la schistosité régionale principale (S2) associée à cette phase de déformation D2. Le cœur de la minéralisation forme une structure sigmoïdale en « S ». La veine Mustang se serait mise en place le long d'un flanc court de pli anticlinal P2 déversé vers le sud. Ceci indique que le plissement et la déformation des flancs (plis par flexion et glissement) peuvent avoir joué un rôle dans leur formation es veines minéralisées. La veine principale s'observe au contact d'un dyke ou sill de mélano-gabbro mis en place dans la séquence turbiditique. Beauchamp et al. (2015) interprètent la mise en place de ce gabbro comme étant antérieure à la mise en place de la veine Mustang car ce dernier est recoupé par cette dernière. Ce dyke ou sill, qui présente plusieurs caractéristiques des lamprophyres shoshonitiques, a engendré un fort contraste rhéologique dans la séquence sédimentaire, ce qui semble avoir favorisé le développement d'une zone de déformation, facilitant ainsi la migration du fluide hydrothermal aurifère (Beauchamp, 2018). Les principaux arguments suggérant une mise en place de la veine durant la phase de déformation D2 sont : 1) plissement de la veine Mustang par les plis P2; 2) présence de fragments métriques de roches encaissantes sédimentaires altérées, foliées par une schistosité S2 associée à D2 et incorporées dans la veine Mustang; 3) les linéations d'étirements mesurées subparallèles à la linéation minérale L2 associée à D2 (à forte plongée subverticale) dans la zone de cisaillement encaissant la veine; 4) des agrégats de pyrrhotite plissés par des plis P2, indiquant qu'au moins une partie de la pyrrhotite a cristallisé précocement pendant ou avant le développement de la schistosité S2. La zone d'altération sodique-calcique tout comme la veine Mustang est plissée par les plis P2. Cette zone d'altération a donc subi au moins une partie de la déformation D2. Localement, l'altération sodique-calcique se fait aussi recouper par des veinules de quartz plissées par P2. Ceci implique que l'altération sodique-calcique, aux épontes de la veine Mustang, est précoce à synchrone par rapport à la mise en place de la veine Mustang, et qu'elle s'est formée précoce à D2 ou durant D2. Tout comme l'altération sodique-calcique, l'altération potassique

(séricitisation) semble être précoce à synchrone avec la mise en place de la veine Mustang et précoce à syn-D2 puisque les phyllosilicates sont orientés selon la schistosité principale S2 et, qu'ils sont localement recoupés par des veinules plissées par P2. Tout comme les veines minéralisées, l'altération calco-silicatée proximale aux épontes des veines aurifères est affectée, plissée et transposée par D2. Ceci suggère que cette altération riche en calcium, magnésium, manganèse et CO2, s'est développée pendant la mise en place des veines aurifères et est pré- à syn-D2. Par contre, le fait que les porphyroblastes de magnésio-hornblende et de grenat ne soient pas orientés, coupant la fabrique principale, indique qu'il s'agit d'une altération qui a subi un métamorphisme ultérieur. Le métamorphisme isochimique qui s'est superposé à l'altération calcique a engendré la cristallisation statique de nouvelles phases minérales porphyroblastiques, incluant la magnésio-hornblende et le grenat, en équilibre avec les nouvelles conditions de température et de pression. Au moins une partie du métasomatisme est tardif par rapport à la minéralisation aurifère puisque les zones métasomatisées sont associées à des veinules et des fractures tardives qui recoupent les structures associées à D2 et D3. Donc, les veines minéralisées du secteur Mustang ont subi une déformation progressive polyphasée, majoritairement durant D2, mais également durant D3 et post-D3, puisqu'elles sont plissées et localement démembrées par les plis P2 et sont affectées par le clivage de crénulation (S3) ainsi que par les micro-plis P3 (Beauchamp, 2018). L'unité conglomératique est susceptible d'avoir localisé la déformation D2 et la circulation d'un fluide hydrothermal à grande échelle, comme c'est le cas pour les conglomérats du Timiskaming de la Sous-province de l'Abitibi (Robert et al., 2005). Une telle structure pourrait possiblement contrôler la formation et la distribution des zones aurifères principales comme documentée dans les principaux camps aurifères archéens (Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007; Bleeker, 2012). L'âge maximal de déposition des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang (2 709 +/- 4 Ma; Beauchamp et al., 2015) est chronologiquement corrélable avec la fin de l'activité volcanique (les formations de Komo et de Kasak) et le premier épisode de sédimentation (Formation de Wabamisk) de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain dans la Sous-province de La Grande. Cet âge indique aussi que la minéralisation aurifère retrouvée à l'indice Mustang est plus jeune que 2 709 +/- 4 Ma. L'âge des wackes massifs, retrouvés au gisement Roberto, est similaire à l'âge des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang. L'âge interprété des minéralisations aurifères de l'indice Mustang (2 622 +/- 40 Ma; Beauchamp, 2018), du gisement Roberto (entre 2 675 et 2 603 Ma; Ravenelle, 2013; Fontaine, 2018) et de l'indice Marco (2 663 +/- 13 Ma; Aucoin et al., 2012) coïncide avec l'âge du métamorphisme de l'Opinaca, soit compris entre 2 663 et 2 637 Ma (Morfin et al., 2013). La veine Mustang s'apparente aux gisements d'or orogénique (Au-As ± Sb ± Bi) encaissés dans des roches métasédimentaires (Turbiditic hosted-gold Deposits), tel que les gisements des districts miniers de Meguma (Nouvelle-Écosse, Canada) et de Central Victoria (Australie). Le potentiel de la région demeure non négligeable. Tout comme le gisement d'or Roberto (Mine Éléonore), l'indice Mustang illustre le potentiel aurifère des assemblages archéens sédimentaires plissés des Sous-province de La Grande, de l'Opinaca et de Némiscau. Plusieurs autres indices aurifères sont reconnus dans le secteur et du même style. Plusieurs structures D2 interprétées n'ont pas été testées et demeurent des cibles potentielles intéressantes. La veine Escalade, une veine stérile d'environ 10 mètres d'épaisseur et connue sur 100 mètres de long, localisée à sept kilomètres à l'OSO de la veine Mustang, démontre le potentiel de certaines structures à canaliser une grande quantité de fluide hydrothermal. Si l'unité conglomératique s'avère être d'origine tectonique (de type Timiskaming) telle que suggérée par Beauchamp (2018), un potentiel aurifère associé aux intrusions potassiques (Syenite-associated disseminated gold deposits; Robert, 2001) serait très intéressant à vérifier.

Zone Contact Ouest



Nom_Alternatif:	Zone Contact Ouest à Matto
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2003
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	M16
Métamorphisme:	Amphibolite moyenne

Contexte de la découverte

Le gîte a été découvert en 2003 par prospection de surface effectuée dans les secteurs où des échantillons de roches prélevés en 2002 étaient anomaliques en or. En 2011, le gîte est re-localisé pour regrouper Zone Contact Ouest et Zone Contact Est.

Contexte géologique

Se référer à la description de la Zone Marco pour une description détaillée de la géologie régionale. La Zone Contact Ouest est située à l'intérieur d'un corridor de déformation longitudinal associé à la zone de cisaillement entre les roches métavolcaniques de la Formation de Corvette et un niveau de conglomérat polygénique et de paragneiss de la Formation de Marbot. Les roches encaissantes dominantes sont composées d'amphibolites (basalte à andésite) fortement déformées et altérées de la Formation de Corvette et datées à 2742 +/- 28 Ma (Davis et al., 2014). Quelques intersections aurifères sont aussi présentes dans les wackes et les paragneiss de la Formation de Marbot. La Formation de Marbot est définie dans la zone transitionnelle entre les sous-provinces d'Opinaca (Complexe de Laguiche) et de La Grande (Domaine de la Grande Rivière) (Bandyayera et al., 2011). Elle se compose, de la base au sommet, de wacke feldspathique, de conglomérat polygénique et de formation de fer rubanée. Une datation réalisée sur un niveau de wacke interlité avec la formation de fer rubanée de l'indice aurifère Eade-6 (11,45 g/t Au; 8,56 g/t Au et 1,4 g/t Ag; SIGEOM, 2021) a retourné un âge maximal de sédimentation de <2 702 ±2 Ma (David et al., 2011b). Cette formation repose possiblement en discordance sur les roches sous-jacentes de la Formation de Corvette. Des dykes porphyriques à quartz-feldspath (QFP) de moins d'un mètre d'épaisseur recoupent les amphibolites et localement minéralisés.

Controle tectonique

On observe que la minéralisation est située dans une zone de déformation longitudinale associée à une faille de contact entre les Formations de Corvette et de Marbot, suivant une direction N290° avec un pendage vers le NE variant entre 55o et 75o. La minéralisation en or s'étend sporadiquement sur 1300 m le long de la zone de ce cisaillement régionale et a été détectée jusqu'à une profondeur de 100 mètres verticalement dans un dyke porphyrique à feldspath et jusqu'à une profondeur de 200 mètres dans les métasédiments de la Formation de Marbot. (Oswald, 2011). L'épaisseur vraie de la zone minéralisée varie de 0,8 m à 4,7 mètres (Oswald, 2011).

Contrôles de la minéralisation

Le gîte Zone Contact Ouest fait partie de la Zone Contact, zone regroupant des indices dispersés sur près de 5 km associée à une zone de déformation métrique localisée directement au contact entre un niveau de conglomérat polygénique et des roches volcaniques mafiques à intermédiaires amphibolitisées. En plus du contrôle structural, ce contact stratigraphique a possiblement joué un rôle sur la localisation de la zone de déformation mais également sur la localisation de la minéralisation.

Minéralisation

La minéralisation se traduit par la présence de 5 % à 15 % d'arsénopyrite, de pyrrhotine et de pyrite disséminées et parfois en veinules principalement distribuées dans l'amphibolite mylonitisée. Elle s'observe également dans les dykes de QFP ainsi que dans les métasédiments de la Formation de Marbot. Ces lithologies encaissantes peuvent contenir de 1 % à 5 % arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite. Lorsqu'ils sont affectés par la zone de cisaillement, les métasédiments de la Formation de Marbot encaissent des horizons pyritiques d'épaisseur métrique (Oswald, 2011). La pyrite se présente en couches minces le long des clivages de la biotite. La teneur en or des métasédiments reste faible. La plupart des échantillons ont une teneur inférieure à 50 ppb Au, mais peuvent atteindre a ppm Au (Oswald, 2011). Dans certains forages, la minéralisation a aussi été interceptée dans une formation de fer à hornblende-grunérite-quartz (chert)-magnétite (Oswald, 2011). En lame mince, on observe en plus de l'arsénopyrite, de la pyrrhotine et de la pyrite, de l'ilménite, avec inclusion d'or et des traces de chalcopyrite (Goutier et al., 2021). La minéralisation serait pré- à synmétamorphique et montre une remobilisation tardive dans des veinules millimétriques à centimétriques de quartz-felspath-carbonate, à l'image de la Zone Marco. Les éléments métalliques enrichis sont Au-As-Sb ± W ± Ag, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

L'altération observée à la Zone Contact Ouest est très similaire à l'altération observée à la Zone Marco. Les minéraux d'altération, par exemple la microcline les amphibole, le plagioclase et le quartz, sont recristallisés et alignés selon la foliation principale S0/S1 et définis par les cristaux d'amphibole et de biotite. De la titanite est également observée (Goutier et al., 2021). Cette altération se traduit par un enrichissement en K, Ca et la perte de Fe et Na (Goutier et al., 2021). Une seconde phase d'altération associée à la remobilisation de la minéralisation est définie par la séricitisation du plagioclase, la chloritisation de la biotite et, par endroits, à la présence de veinules de carbonates-épidote. Comme la minéralisation, l'altération associée à la minéralisation serait pré- à syn-métamorphique.

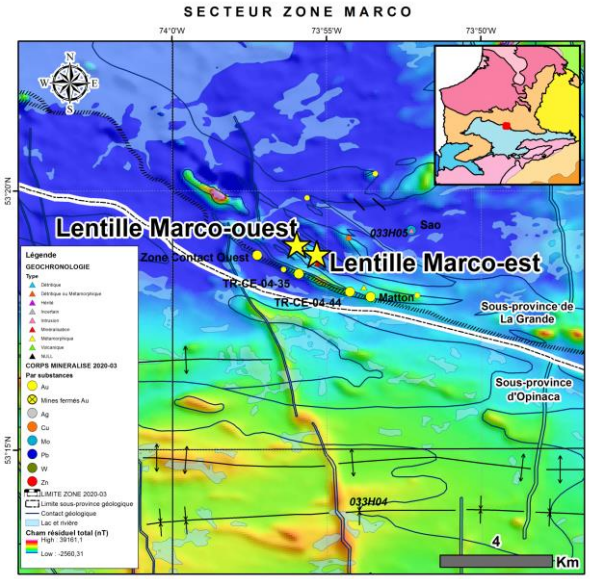
Métamorphisme

Les roches sont métamorphisées au faciès des amphibolites moyens et intensément déformées (Oswald, 2011; Goutier et al., 2021).

Interprétation et Potentiel

L'association de la minéralisation avec un cisaillement régional dans un environnement volcanique et des altérations à microcline et séricite suggèrent que la formation correspond peut-être à celle d'un gisement d'or orogénique au grade amphibolite associée à une phase de déformation D1 ou D2 ou les deux phases (surimpression de D2 sur D1). La localisation d'une zone de déformation localisée directement au contact entre un niveau de conglomérat polygénique et des roches volcaniques mafiques à intermédiaires supporte l'hypothèse que, en plus d'un contrôle structural, un contrôle géologique/stratigraphique a possiblement joué un rôle important sur la localisation de la zone de déformation mais également sur la localisation de la minéralisation.

Zone Marco



Nom_Alternatif:	Lentilles Marco-est et Marco-
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2003
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	V1D
Métamorphisme:	Amphibolite moyenne

Contexte de la découverte

Les premiers travaux de cartographie géologique de la région ont été réalisés en 1958 par la Commission géologique du Canada. Suite à ces travaux, la compagnie Tyrone Mines Ltd. (anciennement Phelps Dodge Corporation) a acquis des permis d'exploration au nord du lac de la Corvette et découvert plusieurs indices de cuivre, d'argent et d'or (Goutier et al., 2021). Le ministère des Richesses naturelles entreprend par la suite une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James. Durant les années 1970, des travaux d'exploration (géophysique, géochimie, prospection, cartographie et forages) pour l'uranium et les métaux usuels ont été réalisés par le Groupe Minier S.E.S. (Seru Nucléaire ltée, Eldorado Nucléaire ltée et Société de développement de la Baie James) dans le secteur d'intérêt, sans toutefois mener à des découvertes importantes. Une synthèse de la géologie et de la métallogénie des feuillets 33G et 33H a été réalisée dans le cadre du programme Moyen-Nord du Ministère. De 1995 à 2000, de nombreuses campagnes d'explorations ont été effectuées par Dios Exploration, Phelps Dodge, Mines d'Or Virginia et Exploration Boréale. Ces campagnes ont permis de mettre au jour plusieurs indices d'or, de cuivre et de zinc. Au début des années 2000, Mines d'Or Virginia effectue de nombreux travaux d'exploration dans le secteur du lac de la Corvette. Les prospecteurs de Mines d'Or Virginia ont découvert l'indice « Virginal » (Aucoin, 2008), un tuf à bloc felsique zincifère dans la région du lac de la Corvette en 1997, ce qui mena à l'acquisition de la propriété, mais sans grand succès. La découverte d'indices aurifères par Mines d'Or Virginia à l'été de 2002 a conduit au jalonnement d'un premier bloc de 13 claims (Perry, 2005). En 2003, des activités de suivi (Oswald, 2004) ont permis de délimiter la zone aurifère Contact sur une distance continue de 1,2 km (6,74 g/t sur 2,0 mètres; Perry, 2005). En septembre 2003, tout en travaillant sur l'indice Contact, les travaux de reconnaissance et de prospection de surface ont mis à jour, 600 mètres plus au nord de cet indice, la Zone Marco. Par la suite, en 2004, des travaux de coupe de lignes, de magnétométrie au sol, de polarisation provoquée, pétrographique de reconnaissance géologique, de prospection, d'excavation de tranchée et des forages (Perry 2005) eurent lieu sur la propriété, avec l'acquisition de 383 claims supplémentaires. Ces travaux d'exploration permirent de délimiter les lentilles aurifères Marco-est et Marco-ouest. Aucoin (2008) et Aucoin et al. (2012) ont étudié les minéralisations aurifères de la Zone Marco dans le cadre d'une maîtrise.

Contexte géologique

À l'échelle régionale, la Zone Marco est localisée dans la Sous-province de La Grande, dans la partie ouest du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à 1,7 km au nord du contact interprété avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. Ce contact est considéré comme un métallotecte important à l'échelle de ces deux sous-provinces. Le gîte est encaissé dans les roches volcano-sédimentaire de la Formation de Corvette (2742 +/- 28 Ma ; Davis et al., 2014). Cet âge néoarchéen indique que la Formation de Corvette est plus jeune que le Groupe de Guyer (2820 à 2806 Ma) et signifie qu'elle est probablement contemporaine au Groupe de Yasinski (2747 à 2732 Ma). Selon Bandyayera et al. (2014) et Goutier et al. (2021), la Formation de Corvette se compose d'amphibolite foliée à mylonitisée dérivée de

volcanites intermédiaires à mafiques (basaltes tholéiitiques magnésiens et andésites, dacites et rhyodacites d'affinité calco-alcaline), de tuf intermédiaire à localement felsique (d'affinité calco-alcaline), de formation de fer et de wacke feldspathique (arkosique). Les roches sont injectées par quelques intrusions (dykes et sills) mafiques à ultramafiques (gabbros, métapéridotite et métapyroxénite). Cette formation se distingue du Groupe de Guyer, d'après Bandyayera et al. (2014), par la présence d'une suite volcanique continue de basalte à rhyodacite, une forte proportion de volcanites intermédiaires ainsi que par l'absence de volcanites ultramafiques et de rhyolite. Au nord, les roches sont coupées par le Pluton felsique de Semonville. Ce pluton est daté à 2746 +/- 5 Ma (Davis et al., 2018). Les âges similaires entre ce pluton et les roches volcaniques pourraient suggérer une origine synvolcanique du Pluton de Semonville à la Formation de Corvette. Le Pluton de Semonville est en contact intrusif (Goutier et al., 2021) avec la Formation de Corvette et avec l'Intrusion de Kamusaawach (2831 +/- 0,6 Ma ; Augland et al., 2016). Cette dernière nommée est localisée plus à l'est de la Zone Marco. La séquence volcano-sédimentaire de la Formation de Corvette repose possiblement en discordance sur l'Intrusion de Kamusaawach. Cette discordance n'a pas été observée, car une zone de cisaillement sépare la Formation de Corvette de l'Intrusion de Kamusaawach et pourrait masquer celle-ci. Plus au nord, le socle tonalitique à granitique ancien du Complexe de Langelier (3452 +/-16 Ma à 2788 +4/-3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987 ; Goutier et al., 1998, 1999b, 2002 ; Davis et al., 2015 ; David, 2018a ; Fleury, 2019) et le Pluton de poste Le Moyne (2881 +/- 2 Ma; Goutier et al., 2002) occupe le cœur d'une antiforme s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres en direction est-ouest. Les roches du Complexe de Langelier ne sont pas datées dans cette région. Ces unités anciennes sont en contact tectonique avec la Formation métasédimentaire de Marbot. Les contacts sont souvent marqués par des zones de cisaillement (p. ex la Zone de cisaillement de Corvette au nord avec le Pluton de poste Le Moyne et la Formation de Corvette, et la Zone de cisaillement de Quentin au sud avec le Complexe du Laguiche). La Formation de Marbot est définie dans la zone transitionnelle entre les sous-provinces d'Opinaca (Complexe de Laguiche) et de La Grande (Domaine de la Grande Rivière) (Bandyayera et al., 2011). Elle se compose, de la base au sommet, de wacke feldspathique, de conglomérat polygénique et de formation de fer rubanée. Une datation réalisée sur un niveau de wacke interlité avec la formation de fer rubanée de l'indice aurifère Eade-6 (11,45 g/t Au; 8,56 g/t Au et 1,4 g/t Ag; SIGEOM, 2021) a retourné un âge maximal de sédimentation de <2 702 ±2 Ma (David et al., 2011b). Cette formation repose possiblement en discordance sur les roches sous-jacentes de la Formation de Corvette. L'ensemble de ces lithologies est injecté par des intrusions tardives, pouvant se mettant en place aux limites des sous-provinces, appartenant aux générations d'intrusions de composition intermédiaire à felsique à structure porphyroïde de la Grande Rivière (Augland et al., 2016) comme par exemple la Suite de Richardie, la Suite granitique du Vieux Comptoir (2683 +/- 10 Ma et 2613,6 +/- 0,4 Ma; Goutier et al., 1999b; Goutier et al., 2000; Bogatu, 2017; Davis et al., 2018; David, 2018a; David, 2019) et une série d'intrusions felsiques à ultramafiques sans assignation lithodémique particulière. Les roches de la Sous-province de La Grande ont été recouvertes par un vaste bassin sédimentaire turbiditique, correspondant aux roches du Complexe de Laguiche, dont l'âge de déposition se situerait entre 2728 Ma et 2672 Ma (David et al., 2011; Wodicka et al., 2009), et qui correspond aux limites de la Sous-province d'Opinaca (Goutier et al., 2000). Ces roches, qui occupent la partie sud du secteur, sont composées de paragneiss à biotite dérivé de wacke, de métatexite et de diatexite dérivées de paragneiss à biotite, le tout coupé de multiples injections de granite blanc à rose couramment pegmatitique. Ces roches sont localement recoupées par des intrusions tardives, non déformées à cisaillées (Goutier et al., 2000; 2001). À l'échelle locale, la séquence lithotectonique encaissant la Zone Marco comprend une andésite basaltique amphibolitisée dans l'éponte inférieure recouverte d'une unité lenticulaire de métadacite puis d'une andésite basaltique amphibolitisée dans l'éponte supérieure (Aucoin et al., 2012), à proximité du contact faillé avec les paragneiss du Groupe de Laguiche. La zone Marco serait donc située près de la base structurale de l'unité lenticulaire dacitique (Aucoin et al., 2012). Les forages indiquent que l'épaisseur vraie de l'unité de métadacite varie entre 79 à 93 mètres (SIGEOM, 2021). C'est un échantillon de l'unité de volcanite dacitique, prélevé dans la partie sud du décapage TR-CE-018 de la lentille Marco-ouest (Aucoin, 2008; Aucoin et al., 2012), qui a retourné un âge de 2 742 +/- 28 Ma (Davis et al., 2014). Des structures primaires sont encore visibles par endroits (coussins, brèches, lapillis et blocs) indiquant la nature volcanique des amphibolites et la nature tuffacée de la métadacite. Cet empilement volcanique est injecté par des sills de métagabbro faiblement déformé et recoupé par des dykes porphyriques de quartz–feldspath (QFP) de moins d'un mètre d'épaisseur, faiblement foliés, avec des traces de pyrite et arsénopyrite (Aucoin et al., 2012). Quelques veinules de quartz-plagioclase-microcline-épidote-carbonates aurifères coupent la métadacite (Aucoin, 2008). La présence de 2 à 3% d'injections de leucosome indique une faible fusion partielle. La Zone Marco représente une zone déformée, altérée et minéralisée coupant une unité lenticulaire de métadacite (Goutier et al., 2021).

Controle tectonique

La minéralisation est associée à une zone de déformation longitudinale parallèle à la stratification et à la foliation régionale. La stratification et la foliation pénétrative sont subparallèles et forment une fabrique composite S0/S1 (Aucoin et al., 2012). Cette fabrique composite montre des orientations variant de N300o à N325o avec des pendages subverticaux de 85o. La zone minéralisée est affectée par des plis d'entrainement en « Z » métriques à décamétriques. Les sulfures disséminés sont alignés dans les plans de schistosité. Les deux lentilles minéralisées Marco-est et Marco-ouest (ore shoots) sont allongées selon la linéation d'étirement à plongement abrupt vers le NO et à la charnière de ces plis d'entraînement. La zone minéralisée est localisée directement où il y a une diversité et une hétérogénéité lithologique plus accrue dans ce secteur (alternance amphibolite, volcanoclastite, métadacite et sills de gabbro).

Contrôles de la minéralisation

La Zone Marco est associée à une zone de déformation décamétrique orientée NO-SE et localisée entre 620 à 950 mètres au nord de la zone de cisaillement séparant les métavolcanites des roches métasédimentaires de la Formation de Marbot (Goutier et al., 2021). La zone de déformation est reconnue sur 2 kilomètres latéralement. La zone est composée de deux lentilles minéralisées (ore shoots), distantes d'environ 900 mètres (lentilles Marco-est et Marco-ouest). Les forages indiquent que les deux lentilles sont encore distinctes à une profondeur de 290 mètres. La lentille Marco-est, définie en surface (affleurements et tranchées) et en forages, s'étend sur une distance latérale de plus 300 mètres et une épaisseur variant de 1,8 à 39,6 mètres. La profondeur verticale minimale indiquée en forage est de 735 mètres. La lentille Marco-ouest, reconnue principalement en forages, montre des dimensions comparables, avec une profondeur verticale minimale d'environ 500 mètres. Les deux lentilles sont orientées N325o/85o- 90o avec des angles de chute abrupts d'environ 72o à 79o vers le NO. Cette orientation correspond à la linéation d'étirement prononcée associée à la zone de déformation, ainsi qu'à la plongée des charnières des plis d'entrainement en « Z » qui affecte cette structure. Selon Goutier et al. (2021), plusieurs indices laissent croire que les roches de ce secteur seraient déversées et imbriquées vers le sud, comme par exemple la succession lithologique (du nord au sud : Intrusion de Kamusaawach et Pluton de Semonville, roches volcaniques de la Formation de Corvette, roches sédimentaires de la Formation de Marbot) et l'attitude des strates et des foliations inclinées vers le nord pourraient.

Minéralisation

La zone Marco est constituée de nombreuses petites intersections minéralisées séparées par des intervalles de roches stériles. Ces zones minéralisées sont encaissées principalement dans une unité de tuf dacitique déformée (« tacite ») ou de tufs intermédiaires. Elles peuvent se trouver à plusieurs niveaux dans l'unité de tuf encaissant. Les teneurs aurifères peuvent atteindre peuvent atteindre 7,8 g/t Au sur 3 mètres, 4,5 g/t Au sur 15 mètres, 10,1 g/t Au sur 5,2 mètres et jusqu'à 23 ppm Au sur 1 mètre (Aucoin et al., 2012; Aucoin, 2008). L'or est par contre très rare dans l'amphibolite andésite basaltique interstratifiée dans la métadacite. La minéralisation se traduit par la présence de < 10 % de sulfures et d'or finement disséminés dans la schistosité (7 % arsénopyrite, 4 % pyrite, 3 % pyrrhotite, traces de chalcopyrite, d'or natif et de stibnite) principalement dans la métadacite, mais également dans l'amphibolite et les dykes de QFP (Aucoin et al., 2012). Les teneurs aurifères sont généralement proportionnelles à l'intensité de la déformation et à la présence de pyrite, d'arsénopyrite, de grenat et de titanite. Le rapport Au/Ag varie entre 2,6 et 25. Selon Aucoin et al. (2012), la minéralisation disséminée est caractérisée par de l'or natif interstitiel ou par des inclusions d'or natif dans les minéraux silicatés et sulfurés tandis que la minéralisation associée aux veines se caractérise par de l'or natif interstitiel et des inclusions d'or natif dans des veines déformées composées de quartz ± calcite parallèles à la foliation S1. Toujours selon ces derniers, la séquence paragénétique généralisée serait divisée en trois étapes : (1) le rééquilibrage métamorphique des sulfures, or disséminés, oxydes et silicates, (2) des veines et veinules de quartz-feldspath-sulfures-grenat post-métamorphique entouré d'un halo d'altération à microcline-séricite-chlorite, et (3) de veines et brèches de pyrite-quartz-calcite-épidote-K-feldspath tardives avec altération en feldspath potassique, calcite et épidote. La stage 1 se diviserait en 2 : le stage 1a, qui serait pré- à syn- S1, tandis que le stage 1b, qui serait tardif par rapport à S1. La paragenèse minérale du stage 1a se compose de pyrite-arsénopyrite-pyrrhotite avec de l'or natif tandis que la paragenèse minérale du stage 1b est caractérisée par l'arsénopyrite ± pyrite ± pyrrhotite avec de l'or natif. Le stage 2 est associé à des veines de quartz-microcline-plagioclase ± calcite ± titanite contenant de l'arsénopyrite ± pyrite accompagnée d'or natif. Le stage 3 consiste en des veines et des brèches non-déformées recoupant les deux premiers stages et composées de pyrite-calcite-épidote-feldspath-K. La métadacite non minéralisée est magnétique et contient de la magnétite et de l'ilménite. La datation de l'arsénopyrite a retourné un âge Re-Os de 2 663 +/- 13 Ma (Aucoin et al., 2012). Les éléments métalliques systématiquement enrichis dans les échantillons altérés sont Au, As, Sb ± Ag ± Cu, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation (Aucoin et al., 2012).

Altération

La métadacite et la métandésite sont caractérisées par une faible altération en silice (Aucoin et al., 2012). L'altération pré- à synmétamorphique est caractérisée par l'assemblage microcline-amphibole-grenat. Ces minéraux d'altération sont recristallisés et alignés selon la foliation. Le stage 1a est caractérisé par une altération pervasive pénétrative en quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, hornblende et grenat accompagnée de magnétite, d'ilménite et de titanite. Cette altération peut localement se présenter en fracture également (Aucoin, 2008). Le stage 1b se caractérise par une altération en quartz, feldspath potassique, plagioclase, grenat accompagnée de tourmaline et de titanite sous forme de veines. L'altération du stage 2, postérieure à la minéralisation et au métamorphisme, consiste à de la séricite en remplacement du plagioclase, de la biotite le long des clivages, de la chlorite en remplacement de la biotite dans les fractures ainsi que du feldspath potassique en remplacement du quartz, du plagioclase et de la biotite, recoupant la foliation principale. De manière secondaire, cette altération est également caractérisée par la présence d'albite, de calcite et d'épidote. La séricite dans ce stage est contrôlée par la perméabilité (microfracturation) (Aucoin, 2008). Cette altération est surtout liée à la présence de veinules de quartz-plagioclase-microcline-calcite parallèles à sécantes par rapport à la schistosité principale S1. Elle peut être associée à une remobilisation de l'or et des sulfures. Cette altération affecte faiblement la métadacite et peu les amphibolites (Aucoin, 2008). L'altération du stage 3, associée aux veines et aux brèches tardives, est composée d'épidote, de feldspath potassique et de calcite. Le contact entre l'unité de métadacite et les amphibolites est souvent marqué par des lamines de tourmaline. Aucoin et al. (2012) ont effectué une étude de la géochimie des altérations hydrothermales et du métasomatisme par les bilans de masse selon la méthode Isocon de Grant (1986). Les résultats montrent que l'altération se traduit par l'ajout de K, Ca, Mn, Si, Au, As, Cu, Sb et la perte de Fe, Sr et Na.

Métamorphisme

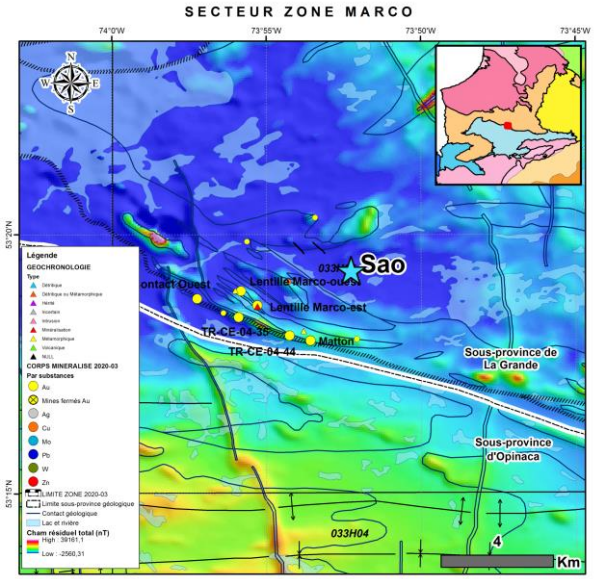
Les roches du secteur sont caractérisées par un métamorphisme au faciès inférieur à moyen des amphibolites. Le géothermomètre grenat-biotite indique que le métamorphisme subi par la zone minéralisée a atteint une température maximale comprise entre 511° et 688° C pour une pression de 1 à 6 kbar (Aucoin et al., 2012). Cette estimation correspond également à la température d'équilibre de 517 °C à 627 °C calculée à partir du fractionnement des isotopes d'oxygène entre le quartz et le plagioclase de la matrice granoblastique d'un échantillon de métadacite (Aucoin, 2008). Ces conditions thermobarométriques correspondent au faciès métamorphique des amphibolites moyennes et ceci est cohérent avec l'assemblage minéral des roches du secteur, contenant du plagioclase, de la microcline, de la hornblende, du grenat et de la biotite (Aucoin, 2008). Le pic métamorphique est estimé à 2 632 +/- 7 Ma (Aucoin, 2008). Cet âge provient d'une analyse de l'arsénopyrite dans un leucosome, ce qui nous indique la cristallisation des leucosomes et du pic de métamorphisme. En sachant que l'âge de la minéralisation est estimé à 2 663 +/- 13 Ma (Aucoin et al., 2012), ceci implique que la minéralisation serait pré- à synmétamorphique. Selon Goutier et al. (2021), les roches de la région sont touchées par un métamorphisme rétrograde ou une altération de faible température (chloritisation de la biotite, damouritisation du plagioclase, l'ouralitisation des pyroxènes et la serpentinisation de l'olivine). Ce métamorphisme rétrograde pourrait être d'âge paléoprotérozoïque puisqu'il affecte aussi certains dykes de diabase.

Interprétation et Potentiel

Selon Aucoin et al. (2012), l'altération associée à la minéralisation et la présence d'inclusions d'or dans les minéraux recuits pendant le métamorphisme est, selon eux, une preuve que la minéralisation aurifère est pré- à syn-métamorphique, avec un peu d'or remobilisé plus tardivement dans les veines du stage 2 et 3. L'assemblage d'altération est typique des minéralisations orogéniques mises en place au faciès des amphibolites (Phillips et Powell, 2009; Tomkins et Grundy, 2009), par exemple la mine Hemlo (Tomkins et al., 2004). La mise en place de la minéralisation aurifère précoce et pré-métamorphique à la Zone Marco, suivi d'une remobilisation tardive de l'or, est similaire à d'autres gisements aurifères orogéniques encaissés dans des faciès métamorphiques élevés. La présence d'une hétérogénéité et d'une diversité lithologique plus accrue n'est pas à négliger quant à la localisation de la Zone Marco. Ces deux facteurs auraient pu jouer un rôle important quant à la localisation de la minéralisation et de la zone de déformation en permettant aux fluides hydrothermaux de circuler dans la croûte par ce corridor à perméabilité plus développée dans ce secteur. Une autre hypothèse à considérer serait que la Zone Marco représenterait une minéralisation épithermale métamorphisée au faciès des amphibolites moyen. Par contre, l'assemblage métallique diffère des gîtes d'or épithermal métamorphisé et visible par le manque de bismuth (Bi), de plomb (Pb) et d'argent (Ag). Le potentiel demeure non négligeable dans la région, le long du métallotecte que représente le contact Opinaca-La Grande, et spécifiquement dans le SNRC 33H04 localisé à l'est de la Zone Marco. L'auteur suggère de rechercher les

zones hétérogènes dans l'empilement volcanique, aussi marqué par l'alternance de roches felsiques et mafiques que par la présence de sills/dykes mafiques à ultramafique dans la séquence volcanique. Mentionnons également le potentiel de minéralisations volcanogènes de métaux usuels. Par exemple, l'indice CE2012MET-007 au NE de la Zone Marco, a été défini à partir d'une teneur de 0,679 % Cu provenant de l'analyse d'un échantillon d'amphibolite (Oswald, 2013). La minéralisation consiste en pyrite et en chalcopyrite disséminées. Dans ce secteur, huit échantillons ont retourné des teneurs en cuivre supérieures à 1000 ppm (Oswald, 2013). Selon Goutier et al. (2021), la présence d'un pluton synvolcanique (Pluton de Semonville), minéralisé en Mo-Cu-Ag (indice Sao), sous-jacent à des roches métavolcaniques minéralisées en cuivre pourrait correspondre à un environnement favorable à des minéralisations volcanogènes de métaux usuels. De plus, régionalement, de nombreuses zones d'altération riches en grenat ou en aluminosilicates associées ou non à des lentilles de sulfures massifs stériles qui peuvent être reliées à la circulation ou l'exhalaison de fluides d'origine volcanogène sont déjà reconnues (Goutier et al., 2021).

Sao



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice non travaillé
Année de découverte:	2004
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Mo(-Cu-Au-W-Bi)
Lithologie principale:	I1D
Métamorphisme:	Amphibolite moyenne

Contexte de la découverte

L'indice a été découvert en 2004 par prospection par Mines Virginia inc. Peu de travaux ont été réalisés à l'exception d'une prospection, d'une cartographie sommaire, d'un échantillonnage choisi et deux cannelures.

Contexte géologique

Se référer à la description de la Zone Marco pour une description détaillée de la géologie régionale. L'indice Sao est encaissé dans une tonalite à biotite faiblement foliée à localement gneissique attitrée au Pluton de Semonville. Cette unité est en contact intrusif avec l'Intrusion de Kamusaawach et les formations de Rouget et de Corvette (Goutier et al., 2021). Ce pluton est polyphasé et divisé en trois unités (Goutier et al., 2021) : (1) un ensemble de tonalite, de granodiorite et de granite légèrement folié à biotite et magnétite contenant des traces de chlorite ou de muscovite (< 2 %) et plus rarement, de hornblende, de pyrite et de grenat (unité dominante et encaissante de la minéralisation à l'indice Sao); (2) une diorite mélanocrate foliée et une amphibolite foliée à hornblende et biotite dérivée de diorite injectée de dykes tonalitiques centimétriques à décimétriques; (3) un ensemble de tonalite et de granodiorite à biotite, magnétite et hornblende foliées correspondant à une zone de forte susceptibilité magnétique en forme de croissant et bien visible dans le feuillet 33H05. Un échantillon prélevé sur le site de l'indice Sao a donné un âge néoarchéen de 2 746 +/-5 Ma (Davis et al., 2018). Cet âge correspond avec un âge volcanique obtenu sur une unité de volcanite dacitique prélevé à la lentille Marco-ouest (Aucoin, 2008; Aucoin et al., 2012) et qui a retourné un âge de 2742 +/- 28 Ma (Davis et al., 2014). Le Pluton se Semonville est interprété comme étant un pluton synvolcanique à la séquence volcano-sédimentaire de la Formation de Corvette. La minéralisation en sulfures est associée à des veines et des fractures remplies de quartz contenues dans le Pluton de Semonville.

Controle tectonique

Les veines de quartz sont à grains grossiers forment un stockwerk et présentent des orientations multiples (N010°, N030°, N250°, N300°, N340°) avec des épaisseurs variant de 1 et 90 centimètres. Elles coupent souvent la foliation dans la tonalite. Les veines sont fracturées et montrent peu ou pas de déformation ductile. Elles ne sont pas associées à une zone de déformation. Elles montrent des relations de recoupement mutuelles indiquant une mise en place contemporaine. L'orientation générale de l'enveloppe minéralisée est NE-SO, parallèle; à l'orientation de la foliation principale observée dans la tonalite (foliation principale orientée à N240° et à pendage modéré vers le nord-ouest; Perry, 2005).

Contrôles de la minéralisation

La minéralisation se retrouve dans une aire de 0,7 par trois kilomètres le long de la bordure sud-ouest du Pluton de Semonville. Le secteur le plus minéralisé est caractérisé par un réseau de veines de quartz couvrant une surface d'environ 300 mètres de diamètre. En général la densité de veines et des fractures est de l'ordre d'une veine par 25 m2,

sauf dans la zone centrale de la zone minéralisée où, dans un rayon de 300 mètres, la densité des veines peut atteindre une veine par 4 m2 (Perry, 2005).

Minéralisation

Selon Perry (2005), la minéralisation se traduit par la présence de molybdénite (traces à 15 %), de chalcopyrite (traces à 3 %) et de malachite (traces à 2 %) dans les veines de quartz. Cette minéralisation se trouve sous forme de placages le long des plans de fracture et sous forme d'amas disséminés en bordure et à l'intérieur des veines de quartz, mais aussi disséminée dans la roche. Des traces de chalcocite et de cuivre natif sont aussi présentes. La molybdénite et la pyrite sont communes dans la tonalite. À la surface, la ferrimolybdite est fréquente. Ce minéral, qui forme une poudre jaune, est généré par l'altération météoritique de la molybdénite. Les éléments métalliques enrichis sont Mo, Cu ± Ag ± Au ± Bi, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

L'altération des épontes est faible (auréole centimétrique rosée). La tonalite encaissante montre une altération potassique, visible par une auréole centimétrique et indiquée par la faible présence de feldspath potassique (microcline) en bordure des veinules de quartz, d'une fine bordure limpide (albite ou feldspath potassique?) autour des cristaux de plagioclase partiellement séricitisés et de paillettes de muscovite (Goutier et al., 2021; Perry, 2005). La biotite magmatique est parfois remplacée par de la chlorite possiblement rétrograde. On note également des carbonates en traces. L'altération en feldspath potassique est peu marquée (faible auréole rosée en bordure des veines) et les colorations au cobaltinitrite ne permettent pas vraiment de la mettre en évidence.

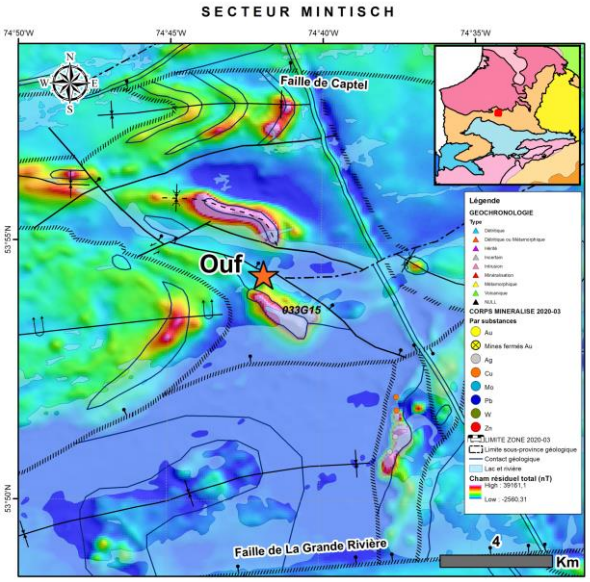
Métamorphisme

Les roches du secteur sont caractérisées par un métamorphisme au faciès moyen à supérieur des amphibolites (Goutier et al., 2021; Aucoin et al., 2012; Aucoin, 2008). L'assemblage minéral des roches du secteur est le plagioclase, la microcline, le grenat et la biotite. De la chlorite rétrograde est observée en remplacement de la biotite. La minéralisation serait pré-métamorphique, et possiblement précoce à contemporain à un évènement de déformation affectant le Pluton de Semonville, puisque les veines coupent parfois cette foliation principale.

Interprétation et Potentiel

L'association métallique Mo-Cu ± Au ± Ag ± Bi dans le réseau de veines et fractures de quartz d'orientations variées, le type d'altération et les contrôles structuraux plaident pour une minéralisation associée à une intrusion porphyrique synvolcanique. La mise en place des veines de quartz pourrait être le résultat d'une fracturation hydraulique liée à une source en profondeur. L'entièreté du Pluton de Semonville demeure sous-explorée en date d'aujourd'hui. Ce dernier est encore au stade d'exploration (grassroot). En considérant le fait que le centre du système minéralisateur de l'intrusion n'a possiblement pas été mis à jour (Perry, 2005), le potentiel demeure extrêmement élevé de rencontrer d'autre minéralisation de ce style dans ce secteur. Un levé gravimétrique pourrait être un outil utile pour évaluer les extensions en profondeur de la minéralisation.

Ouf



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2000
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Zn-Pb(-Au-Ag)
Lithologie principale:	V1B
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

Le ministère des Richesses naturelles entreprend une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James. Les premiers travaux de cartographie géologique de la région ont été réalisés dans la décennie 70 et ont permis d'établir une carte géologique sommaire au 1 :200 000. En 1975, la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) réalisa une campagne d'échantillonnage géochimique des sédiments de fond de lac selon une maille d'un échantillon par deux kilomètres carrés. Par la suite, quelques interventions sporadiques en exploration minière par ont été menées par le groupe minier S.E.S. (Seru Nucléaire ltée, Eldorado Nucléaire ltée et Société de développement de la Baie James) pour la recherche d'uranium dans les bassins paléoprotérozoïques et les niveaux sédimentaires détritiques, ainsi que pour l'assemblage Cu-Ni dans les intrusions et les coulées ultramafiques. Entre 1996 et 2000, le secteur situé plus à l'ouest de la région a été cartographié à l'échelle 1/50 000 lors du projet Moyen-Nord. En 2000, Mines d'Or Virginia inc. effectue des travaux dans le secteur du Réservoir LG3. Les indices minéralisés du projet LG-3.5 ont été reconnus lors de survols aériens effectués faits durant l'été 2000 (Blanchet, 2000). Une équipe au sol a rapidement effectué un suivi au sol en échantillonnant et en cartographiant sommairement les occurrences minéralisées polymétalliques au nombre de cinq (indices Île du Camp, Fernande La Grande, Fernande Extension, Surcouf et Ouf). L'indice avec affleurement a donc été découvert par prospection. À l'hiver 2001, des levés électromagnétiques et magnétiques héliportés et des travaux de coupes de lignes sont effectués pour relier les indices Surcouf et Ouf.

Contexte géologique

L'indice Ouf est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie est du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à environ 20 kilomètres au sud du contact interprété avec la Sous-province plutonique de Minto (Domaine de Bienville). L'indice est encaissé de la séquence de roches volcano-sédimentaires de la Formation de Mintisch, une séquence disposée en forme de croissants ouverts vers l'ouest. Cette séquence est orientée plus ou moins NO-SE et s'étend sur 30 kilomètres de longueur par 2 à 8 kilomètres de largeur. Un tiers de sa surface a été inondée lors de l'aménagement du réservoir La Grande 3. Au nord, elle est séparée de la Ceinture de Griault par la Faille Captel, une zone de déformation régionale orientée E-W; au sud, une zone de cisaillement régionale plissée sépare la Formation de Mintisch du Complexe de Langelier (Bandyayera et al., 2013). Il est possible que la partie nord-ouest de la séquence volcano-sédimentaire soit en partie recouverte par un bassin d'arénite quartzitique d'âge Paléoprotérozoïque attitrée à la Formation de Sakami (Blanchet, 2001). Selon les études de Bandyayera et al. (2013), la Formation de Mintisch comprend trois unités : 1) une unité de basalte amphibolitisé, d'amphibolite rubanée et de gneiss mafique (Amnt1); 2) une unité de rhyolite, de marbre, de wacke feldspathique et de formation de fer (Amnt2); et 3) une unité de paragneiss à biotite et hornblende, et de formation de fer (Amnt3). L'indice Ouf est contenu dans l'unité Amnt2 cette formation. Une datation effectuée sur une rhyolite de l'indice Ouf de la Formation de Mintisch a donné un âge Mésoarchéen de 2846,5 +/- 6,5 Ma (David et al., 2012). Cette unité est formée, de la base au sommet (du sud-ouest vers le nord-est), de

wacke feldspathique, de marbre, d'une formation de fer et de rhyolite (Blanchet, 2001). La minéralisation est principalement distribuée dans une brèche rhyolitique située au sommet d'un empilement sédimentaire. De la base au sommet, cet empilement est constitué de niveaux de grès quartzo-feldspathiques recristallisés, parfois riches en biotite, surmontés d'une alternance de lits serrés, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de siltstones et de marbres impurs. Une formation de fer, dont le faciès dominant est à magnétite-grunérite, repose sur les lits de siltstones et de marbres. Des lobes de rhyolite brèchique à massive, de quelques mètres d'envergures, se sont mis en place sur la formation de fer. Les rhyolites sont minéralisées en sulfures et sont marquées par une texture brèchique passant de brèche in situ (brèches autoclastiques/brèches hydrothermales) caractérisées par la présence de fragments qui s'emboîtent les uns dans les autres, à des brèches de coulées constituées de clastes de rhyolite massive, de rhyolite laminée, de chert et de formation de fer. (brèches pyroclastiques). La bordure des lobes rhyolitiques montre des structures d'écoulement laminaire. La présence de lobes de rhyolite indique une source volcanique proximale, tandis que les marbres impurs sous-jacents suggèrent un milieu marin relativement peu profond (Bandyayera et al., 2013). Des échantillons lithogéochimiques montrent que les rhyolites sont caractérisées par un contenu élevé en alcali (particulièrement Na) et fortement appauvri notamment en TiO2, Zr et Y, suggérant une affinité calco-alcaline. Des laves mafiques recouvrent les faciès rhyolitiques: un niveau de chert, de puissance décimétrique, marque le contact entre les rhyolites et les basaltes sus-jacent, indiquant possiblement un hiatus volcanique entre les deux unités volcaniques. Ce niveau cherteux contient de minces bandes de magnétite. Des dykes de tonalite recoupent toute la séquence volcano-sédimentaire. Ces intrusions sont particulièrement fréquentes dans les basaltes et dans les sédiments situés à la base de l'empilement (Blanchet, 2001).

Controle tectonique

L’indice est caractérisé par une minéralisation irrégulière sous forme disséminée à massive et sous forme de stockworks et de filonnets, discordant à semi-concordant (Blanchet, 2001). Le degré de déformation est très hétérogène. À échelle de l’indice, la minéralisation est spatialement associée à des coulées felsiques près du contact avec un empilement sédimentaire. La stratigraphie est orientée NO-SE avec des pendages modérés de 50° à 60°vers le NE. Selon Blanchet (2001), les rhyolites ne présentent aucune évidence de transposition tectonique. Les fragments des brèches semblent avoir conservé leur forme primaire avec un degré d'aplatissement nul. Aucune fabrique ou foliation minérale n'a été observée à l'exception d'un rubanement de coulée, un phénomène précoce lié à l'écoulement des laves visqueuses. La déformation semble s'être concentrée dans les niveaux exhalatifs et sédimentaires de part et d’autre des volcanites felsiques où une fabrique planaire serrée et pénétrative s'est développée. Cette déformation serait postérieure à la mise en place de la minéralisation. Des plis parasitiques isoclinaux en Z sur l'indice Ouf et en M sur l'indice Surcouf sont observés et plongent à environ 55° vers le NE/ENE (Blanchet, 2001). Ces plis parasitiques de morphologies différentes impliquent un plissement d'amplitude kilométrique. Les sulfures sont plus ou moins métamorphisés et affectés par la déformation. La chalcopyrite et la galène sont partiellement remobilisées dans les fractures tardives recoupant les rhyolites.

Contrôles de la minéralisation

En surface, la minéralisation s'étend sur une aire d'environ 80 par 25 mètres. Les tranchées TR-01-01 et TR-01-02 (GM 59051) ont permis de définir, de façon discontinue, une minéralisation en sulfures à métaux de base sur près de 325 mètres de longueur suivant un axe NO-SE. L'extension SE de cette minéralisation a été retracée jusqu'à 2 kilomètres de distance où des teneurs subanomaliques en Zn, Cu et Ag ont été obtenues (secteur Surcouf). On retrouve aussi une extension d'alternance de métagreywacke et de marbre, à 70 mètres au sud de la minéralisation principale, et minéralisée en pyrite semi-massive.

Minéralisation

La minéralisation est constituée de sulfures, qui sont, par ordre d'importance relative, composés de pyrite, de chalcopyrite, de sphalérite, de galène et de pyrrhotine. Ces sulfures sont disséminés, sous forme de stockwork, en veinules et filonnets, semi-massifs et plus localement massifs. Les sulfures se trouvent préférentiellement dans la portion matricielle des brèches rhyolitiques, et également dans la formation de fer et dans le niveau de chert. Dans les rhyolites massives, les sulfures sont plus discrets et tapissent les réseaux de fractures. Selon Blanchet (2001), trois assemblages minéralogiques distincts sont observés avec un passage graduel à franc, du SO vers le NE: 1) pyrite ± sphalérite ± chalcopyrite; 2) pyrite-sphalérite ± galène ± chalcopyrite; 3) chalcopyrite-pyrite ± sphalérite ± galène. Ces assemblages distincts pourraient correspondre à une zonalité minéralogique qui pointe vers le sommet de l'empilement des rhyolites. La distribution et la zonalité des sulfures suggèrent donc une polarité vers le NE. En poursuivant vers le

sud-est, des minéralisations de pyrite et pyrrhotine disséminée, en filonets et en amas semi-massifs ont été identifiée le long d'un contact entre des volcanites felsiques et mafiques. Cette interface est parfois marquée par une formation de fer sulfurée montrant des bandes serrées de grenat-quartz-magnétite et amphibole-grenat-chlorite. Les sulfures ont été affectés à divers degrés par les épisodes de déformation et de métamorphisme qui se reflètent surtout par une recristallisation des sulfures de fer dont la taille des cristaux autoblastiques peuvent atteindre 10 centimètres et par une remobilisation de la chalcopyrite et de la galène dans les fractures tardives (Blanchet, 2001). Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Zn, Pb, Ag, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Selon Blanchet (2001), une gaine de chlorite et de minéraux micacés accompagne les filonnets de chalcopyrite et de pyrite. La chlorite est communément répandue dans les brèches rhyolitiques sulfurées. La composition presque exclusive en quartz des fragments de rhyolite permet de croire à une silicification des laves. Par endroit, la chlorite fait place à des aiguilles autoblastiques d'amphibole. Un échantillon prélevé dans une zone à filonnets de chalcopyrite indique un lessivage important en alcali (concentration combinée en CaO, Na20 et K20 < 0,4 %) et d'un apport en Fe et Mg.

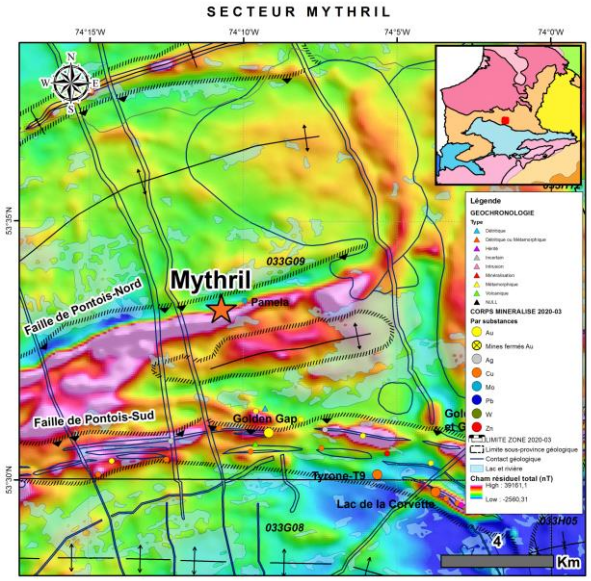
Métamorphisme

Le degré de métamorphisme est à la limite des faciès à schiste vert et amphibolite (Blanchet, 2001). La minéralisation est pré-métamorphique et associé au volcanisme. Un assemblage amphibolite-biotite-grenat est présent sur des affleurements situés à près d'une centaine de mètres au sud-est de l'indice et il indiquerait un léger accroissement du degré de métamorphisme. Toutes les unités ont subi une importante recristallisation qui confère même aux rhyolites un aspect de granite grossièrement grenu. Le seul critère de distinction sur le terrain des rhyolites et des intrusions repose sur la reconnaissance des textures volcaniques préservées.

Interprétation et Potentiel

Selon Blanchet (2001) et Bandyayera et al. (2013), la minéralisation semblerait être d'origine volcanogène, associée à des gisements de sulfures exhalatifs (syngénétique), et elle se serait mise en place dans un édifice volcanique de composition felsique. La stratigraphie locale dans les environs de l'indice Ouf indique du volcanisme bimodal surplombant une séquence sédimentaire quartzo-feldspathique et carbonatée. La présence de plusieurs lobes de rhyolite massive indique une source volcanique proximale et les marbres impurs sous-jacents impliqueraient un milieu marin peu profond. La disposition des sulfures est surtout en filonnets et plus localement semi-massive. La minéralisation ne forme pas un corps tabulaire, massif et stratiforme mais plutôt un réseau de stockworks discordant à semi-concordant, où les sulfures se sont disposés par remplacement dans les volcanoclastites alors que dans la rhyolite massive, les flux hydrothermaux auraient provoqué la fragmentation de l'encaissant. Les textures bréchiques, la minéralisation et les altérations supportent l'hypothèse que l'indice Ouf représenterait la cheminée d'altération chloriteuse discordante à semi-concordante à fragments silicifiés et pyritisés avec filonets et stockworks de chalcopyrite dans un modèle classique de sulfures massif volcanogène (VMS). La mise en place de la minéralisation de l'indice Ouf pourrait s'apparenter à un modèle bimodal mafique (Figure 4, Galley et al., 2007). Tant la zonalité que l'abondance des sulfures suggèrent une polarité vers le nord-est où une percolation des fluides hydrothermaux et une précipitation d'une plus importante quantité de sulfures peuvent être possible. L'extension sud-est de la minéralisation, à 145 et 270 mètres de l'indice principal, a révélé d'épaisses zones minéralisées à sulfures semi-massifs à massifs riches en pyrite et anomales en métaux usuels démontrant le potentiel d'observer d'autres minéralisations d'origine volcanogène dans ce secteur.

Mythril



Nom_Alternatif:	Celeborn, Haldir/Council, Gal
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2018
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	I1D
Métamorphisme:	Amphibolite

Contexte de la découverte

Les premiers travaux de cartographie géologique de la région ont été réalisés par la Commission géologique du Canada. Entre 1959 et 1964, Tyrone Mines Ltd. (anciennement Phelps Dodge) et Duncan Range Iron Mines Ltd. ont prospecté la région de La Grande Rivière pour en découvrir le potentiel ferrifère et en métaux usuels. Le ministère des Richesses naturelles entreprend une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James. Les derniers levés géologiques réalisés dans la région remontent à 1975 (Sharma, 1976). Entre 1996 et 2000, le secteur situé plus à l'ouest de la région a été cartographié à l'échelle 1/50 000 lors du projet Moyen-Nord. Plus récemment, le Ministère des Ressources naturelles a effectué des levés géophysiques détaillés. À l'été 2009, la cartographie géologique de ce territoire a été relancée avec un levé des feuillets 33G07 et 33G10 à l'échelle 1/50 000 (Bandyayera et al., 2011). En 2010, dans le cadre de ces travaux, le MERN fait la découverte de l'indice Paméla (Bandyayera et al., 2013) titrant 0,55 % Cu, 0,56 % Mo, 0,32 g/t Au et 9 g/t Ag. La minéralisation consiste en sulfures disséminés dans un wacke paragneissique ou une granodiorite fortement altérée, au contact d'une pegmatite rose. De 2010 à 2018, le secteur demeure inactif en termes d'exploration minérale et aucun travail n'est rapporté dans les rapports statutaires. Midland Exploration, dans le cadre de travaux de prospection, revisite l'indice Paméla en juin 2018 et découvre deux nouveaux indices et plusieurs blocs minéralisés en Cu-Au-Mo-Ag à quelques centaines de mètres autour de l'indice Pamela. Ces derniers effectuent un jalonnement, qui deviendra la propriété Myrhril. En septembre et en octobre 2018, Midland fait un suivi de terrain pour une campagne de 10 jours. Suite à cette courte campagne, Midland découvre plusieurs nouveaux indices et de nombreux blocs minéralisés en Cu-Au-Mo-Ag. Sur 2 kilomètres latéralement, 57 échantillons choisis d'affleurements minéralisés ont une moyenne de 2,03 % Cu, 0,48 g/t Au, 0,18 % Mo, 18,3 g/t Ag et 116 échantillons choisis de blocs minéralisés retournent une moyenne de 1,92 % Cu, 0,87 g/t Au, 0,11 % Mo, 20,7 g/t Ag. Depuis, des travaux de prospection, de forage, de géophysique et de géochimie d'environnement secondaire ont mené à la délimitation d'un large système minéralisé en Cu-Au-Mo-Ag s'étendant sur plus de 8 kilomètres latéralement.

Contexte géologique

Les indices minéralisés du secteur de Mythril sont localisés dans la Sous-province de La Grande, dans la partie est du domaine lithotectonique de la Grande Rivière et dans la partie sud de la séquence volcano-sédimentaire de Guyer. La zone minéralisée est localisée à la bordure sud d'une intrusion de composition tonalitique à granodioritique à biotite-hornblende ± magnétite ± tourmaline (Bandyayera et al., 2013) et encaissée majoritairement dans celle-ci. La tonalite, nommée informellement Batholithe de Mythril, se présente en alternance avec des bandes plus gneissiques métriques de longueurs décamétriques à kilométriques. La présence de quelques enclaves (2 %) métriques à décamétriques de gneiss tonalitique dans la tonalite plus grenue à faiblement foliée indique que celle-ci est plus jeune que l'unité gneissique. Cette intrusion occupe le cœur d'une antiforme et est datée à 2717 +/- 4 Ma (Davis, com. pers 2021). La bordure sud de l'intrusion est en contact avec la Formation de Magin. Le contact avec l'intrusion est localement

tectonique et représenté par la faille de Pontois-Nord, une zone de cisaillement inverse. Mais généralement, le contact représente une discordance d'érosion sur laquelle les sédiments reposent sur l'intrusion (Trépanier, communication personnelle, 2021). Cette séquence sédimentaire se compose de conglomérats polygéniques et de wackes paragneissiques. Les fragments du conglomérat sont joints, principalement de composition granitoïde, mais certains d'entre eux sont des fragments de gabbro, de roches ultramafiques, de paragneiss ou de formations de fer. L'analyse isotopique de zircons détritiques recueillis sur un affleurement de conglomérat indique que l'âge de la source principale se situe près de <2720,5 ±2,7 Ma (David et al., 2012), soit plus jeune que les roches du Groupe de Guyer (Bandyayera et al., 2013). Les structures primaires, telles que les laminations parallèles et les laminations entrecroisées sont localement bien préservées et indiquent une polarité stratigraphique vers le sud (Duparc et al., 2012). Ce petit bassin sédimentaire est interprété comme étant de type « Timiskaming » (Duparc, 2014). L'intrusion est en contact tectonique au nord avec des basaltes amphibolisés contenant des formations de fer appartenant au groupe de Guyer (2820,3 +/- 0,8 Ma à 2806,1 +/- 2,3 Ma ; Goutier et al., 2002 ; David et al., 2011a ; 2012). L'intrusion est en contact avec une autre intrusion attitrée à la Suite granitique du Vieux Comptoir. Cette intrusion est un granite pegmatitique à feldspath alcalin et à biotite. Cette suite intrusive se met en place dans le Domaine de la Grande Rivière et dans les sous-provinces d'Opinaca et d'Opatica entre 2 683 +/-10 Ma et 2 613,6 +/- 0,4 Ma (Goutier et al., 1999b; Goutier et al., 2000; Bogatu, 2017; Davis et al., 2018; David, 2018a; David, 2019). La suite de Bézier couvre la partie est du bloc principal de la propriété Mythril et est en contact avec la Suite granitique du Vieux Comptoir. La mise en place de cette suite granodioritique et monzodioritique se situe entre 2712,3 +/- 5,8 Ma (David, 2019) et 2674 +/- 12 Ma (St. Seymour et al., 1989).

Controle tectonique

La minéralisation est probablement contrôlée par la mise en place d'un large système magmatique-hydrothermal permettant la dissémination des sulfures et engendrant de la fracturation et du remplissage de fractures moulant la bordure sud et est de l'intrusion. L'enveloppe minéralisée principale est orientée N080o avec un pendage modéré de 50o vers le sud. Le pendage suit le contact érodé de l'intrusion.

Contrôles de la minéralisation

L'enveloppe minéralisée à basse teneur s'étant sur 1,5 km de long par 300 mètres de largeur et est connue jusqu'à une profondeur de 250 mètres. Cette enveloppe à basse teneur est de forme tabulaire irrégulière composée d'une multitude de courtes lentilles irrégulières à plus haute teneur.

Minéralisation

La minéralisation se compose de chalcopyrite ± molybdénite ± bornite ± pyrite. Elle se présente sous plusieurs formes : 1) disséminée dans l'intrusion, 2) en veines et veinules ou filonnets, 3) en amas grossiers irréguliers, 4) en bande semi-massive; ou 5) associée à des veines de quartz. Cette minéralisation est encaissée majoritairement dans la tonalite-granodiorite et en moindre mesure dans des injections de granite pegmatique à feldspath alcalin ou dans des schistes à séricite. L'assemblage minéral de la minéralisation se divise en quatre paragenèses : 1) une première composée de chalcopyrite + magnétite ± molybdénite, 2) une deuxième composée de chalcopyrite + magnétite ± molybdénite ± bornite, 3) une troisième composée de bornite ± molybdénite, et 4) une dernière à pyrite ± chalcopyrite. On observe également de la malachite supergène. Une zonation est observée autant à l'échelle de l'indice qu'à l'échelle du gîte. Par exemple, sur l'indice Council/Haldir, la minéralisation est encaissée dans un dyke de granite à tourmaline à grains grossiers, dont le centre est minéralisé en molybdénite grossière sans chalcopyrite, minéralisé en chalcopyrite-molybdénite fine à sa bordure et où le granite est à grains plus fins et la granodiorite encaissante est minéralisée en chalcopyrite avec moins de molybdénite et fortement altérée en muscovite au contact nord. Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Au, Mo, Ag, Bi, Te, Re et W, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

La minéralisation est associée à une silicification et à des altérations phylliques et potassiques (biotite + magnétite ± muscovite). Ces altérations s'observent de manière pénétrative dans des zones décimétriques à métriques qui se répètent sur des dizaines à centaines de mètres. Les minéraux d'altération phyllique et potassique, soit la muscovite et la biotite, sont foliées. Ceci nous indique que ces minéraux ont été affectées par au moins un évènement de déformation.

Métamorphisme

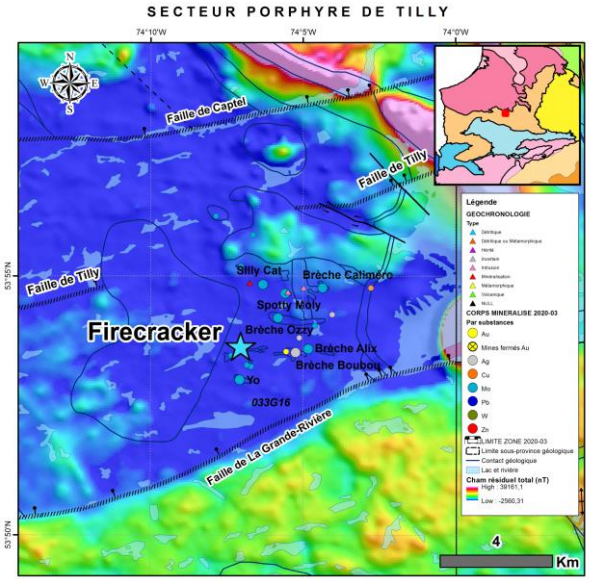
D'après Bandyayera et al. (2013), les roches ont subi un métamorphisme au faciès des amphibolites. La minéralisation

serait prémétamorphique. L'ensemble de la Formation de Magin montre un degré de métamorphisme au faciès des amphibolites. Toujours selon ces derniers, la présence de plagioclases altérés en séricite suggère un métamorphisme rétrograde. L'assemblage minéral de l'intrusion est le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite et la hornblende.

Interprétation et Potentiel

La mise en place de la minéralisation est interprétée comme étant associée à un système magmatique-hydrothermal oxydé (magnétite-hématite) très extensif, s'étendant sur plus de 8,5 kilomètres de longueur et minéralisé en Cu-Au-Mo-Ag. Les zones minéralisées montrent des zonations métalliques, parfois à des échelles de plusieurs centaines de mètres et parfois à l'échelle de la dizaine de mètres autour de plus petites intrusions granitiques : 1) molybdénite (haute température), 2) chalcopyrite + molybdénite fine (moyenne température), et 3) chalcopyrite ± molybdénite disséminée (moyenne-basse température), 4) pyrite-chalcopyrite (plus basse température). Ces zonations peuvent s'expliquer par des gradients de température. La minéralisation est contenue dans une multitude de courtes zones minéralisées à haute teneur formant de larges enveloppes à faibles teneurs de plusieurs centaines de mètres de large. Ce système est associé à des intrusions de tonalite, granodiorite et granite ayant subi, à tout de moins, un évènement de déformation et du métamorphisme (Trépanier, 2019). Le potentiel demeure très élevé dans la partie nord-est de la propriété, où une grande zone favorable pour observer de nouvelle minéralisation est non explorée encore à ce jour. De plus, régionalement, plusieurs intrusions du même âge et du même type mériteraient de s'y attarder, par exemple les générations d'intrusions de composition intermédiaire à felsique à structure porphyroïde de la Grande Rivière (Augland et al., 2016). Citons quelques exemples de ces intrusions: 1) la deuxième phase intrusive de la Suite de Coates, qui a été datée entre 2 719,2 +/- 3 Ma et 2 709,5 +/- 5,6 Ma (Simard et Lafrance, 2011 ; David et al., 2011b ; David et al., 2012 ; Davis et al., 2014 et David et al., 2018), 2) les phases précoces de la Suite de Bezier (2 712,3 +/- 5,8 Ma ; David, 2019), et 3) le Pluton de Radisson (2 712 +3,2/-2,3 Ma ; Mortensen et Ciesielski, 1987), et 4) la monzodiorite porphyrique formant la roche encaissante des indices aurifères Gordie/Benoit/Will/Pierre (2 712,4 +/- 1,4 Ma, Davis et al., 2005).

Firecracker



Nom_Alternatif:	Porphyre de Tilly
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1997
Méthode de découverte:	Prospection et géochimie env
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Guyer-Keyano
Sous-groupe métallogénique:	Mo(-Cu-Au-W-Bi)
Lithologie principale:	I1D
Métamorphisme:	Schistes verts

Contexte de la découverte

Les premiers travaux de cartographie géologique de la région ont été réalisés en 1958 par la Commission géologique du Canada. Entre 1959 et 1964, Tyrone Mines Ltd. (anciennement Phelps Dodge) et Duncan Range Iron Mines Ltd. ont prospecté la région de La Grande Rivière pour en découvrir le potentiel ferrifère et en métaux usuels. Le ministère des Richesses naturelles entreprend une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James. En 1975, la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) réalisa une campagne d'échantillonnage géochimique des sédiments de fond de lac selon une maille d'un échantillon par deux kilomètres carrés. Ce levé a délimité un corridor géochimiquement anomal en uranium, s'étendant du lac Bruce jusqu'au nord du barrage LG-4 près du lac Tilly (Gauthier et al., 1997). Ces résultats ont précipité la création du Groupe minier S.E.S. (Seru Nucléaire ltée, Eldorado Nucléaire ltée et Société de développement de la Baie James) pour rechercher spécifiquement de l'uranium à la Baie James. En 1994, le ministère des Ressources naturelles du Québec amorce un programme de recherche géoscientifique et de cartographie, plus connu sous le nom Programme d'exploration minière du Moyen-Nord. À la fin du mois d'août 1997, Ressources Sirios a effectué une campagne de prospection et de cartographie géologique de reconnaissance sur la propriété Tilly. Seize sites présentant des anomalies géochimiques de sédiments de fond de lac en cuivre et molybdène ont été visités menant à la découverte de deux indices minéralisés, soit les indices Firecracker et Silly Cat (Desbiens, 1998). Le corps minéralisé a été découvert lors d'une reconnaissance géologique sur des anomalies de sédiments de fond de lacs. De 1997 à 2008, Ressources Sirios a effectuée de nombreux travaux d’explorations, de cartographie, de géophysique et de forage ont mené à la découverte de nombreux autres corps minéralisés et conduit à la découverte de nombreux indices de molybdène, d’argent, de cuivre et d’or au cours de cette période dans le secteur ouest du lac Tilly. Ce système minéralisé constitue la première découverte significative de molybdène dans la région d’Eeyou Istchee Baie-James. En 2010, DIVEX effectue une étude dans le but de mieux décrire ces minéralisations et de les comparer avec des systèmes porphyriques phanérozoïques (Chapon et al., 2010). Un projet de maitrise découlera de cette étude par la suite portant sur le porphyre archéen à Mo-Cu ± Au de Tilly (Chapon, 2011).

Contexte géologique

L’indice Firecracker est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie est du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à environ 20 kilomètres au sud du contact interprété avec la Sous-province plutonique de Minto (Domaine de Bienville). L’indice est encaissé dans une brèche hydrothermale à molybdénite ± chalcopyrite ou dans un stockwerk composé de veinules de quartz-molybdénite, qui elles sont encaissées dans l’Intrusion de Moly. Cette intrusion s'étend au nord jusqu'à la limite du Domaine de Bienville (Simard et Lafrance, 2011), et au sud jusqu'à la Faille de la Grande Rivière. À l'ouest, elle coupe toutes les phases intrusives du Complexe de Langelier, tandis qu'au nord-est, elle s'injecte dans la séquence volcano-sédimentaire de la Ceinture de Pie. L’intrusion est caractérisée par un bas magnétique relativement homogène. Selon Bandyayera et al. (2013), l'Intrusion de Moly comprend quatre unités : 1) une unité tonalitique (80 % de l'intrusion et anciennement nommée Granitoïde de Tilly); 2) une unité granodioritique

(masses kilométriques plus tardives avec comme nom informel Granodiorite de Romane) correspondant à une anomalie positive en potassium; 3) une unité de diorite quartzifère dont la susceptibilité magnétique est la plus élevée et qui s'injecte dans la phase tonalitique, en direction E-W, sur 5 km de longueur et 1 à 2,5 km de largeur et 4) une unité de brèche hydrothermale observée uniquement au sein de l'unité tonalitique, se présentant sous la forme de zones allongées de direction E-O, généralement discontinues, de taille décamétrique à kilométrique. Les caractéristiques des brèches démontrent qu'il s'agit d'une fracturation hydraulique : fragments anguleux, bon tri, ciment hydrothermal, et localement textures de brèches in situ (Chapon et al., 2010). De nombreux dykes mafiques recoupent la phase tonalitique (Chapon, 2011). Ces dykes ne semblent pas montrer une orientation préférentielle et ils recoupent la minéralisation ainsi que les brèches hydrothermales et sont donc tardifs par rapport au système minéralisateur (Chapon et al., 2010). Quelques rares dykes de pyroxénite ont été observés sur la propriété. Ces dykes sont situés au sein de l'unité de diorite à quartz. Selon Chapon (2011), les données géochimiques indiquent que les intrusions de la propriété Tilly font partie d'une suite magmatique calco-alcaline présentant des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et un enrichissement en terres rares légères, caractéristiques des magmas d'arc dans les zones de subduction au Phanérozoïque. La phase précoce principale de l'intrusion, de composition tonalitique, a été datée à 2745,8 +/- 0,8 Ma (Chapon et al., 2010 ; Chapon, 2011). Cette date implique que la Ceinture de Pie et le Complexe de Langelier, dans ce secteur, sont plus vieux que 2746 Ma. Des injections de dykes porphyriques (QFP) plus tardifs recoupant l'intrusion de Moly ont été daté à 2740,3 +/- 0,8 Ma par Chapon et al. (2010) et Chapon (2011). Les phases tardives de granodiorite porphyrique roses (Granodiorite de Romane) sont quant à elles datées à 2710 +4,3/-2,6 Ma (Chapon et al., 2010 ; Chapon, 2011). Les datations U-Pb sur zircons indiquent que la phase tonalitique principale de l'Intrusion de Moly et les porphyres de type QFP blanc se sont mises en place entre 2745,8 ± 0,8 Ma et 2740,3 ± 0,8 Ma. Ces intrusions sont recoupées par la granodiorite rose datée à 2710 +4,3/-2,6 Ma. Les observations de terrain (Chapon, 2011) démontrent que la granodiorite rose est post-minéralisation puisqu'elle n'est recoupée par aucune veine de quartz. Simard et Lafrance (2011) mentionne que l'âge de la tonalite et du dyke porphyrique de l'Intrusion de Moly se compare à l'âge le plus ancien obtenu dans une tonalite assignée à la Suite de Coates dans la région de Laforge 1 (2 742,9 ±5,6 Ma ; David et al., 2011b). Il serait donc possible que la phase tonalitique de l'Intrusion de Moly soit reliée à ce même événement magmatique tonalitique. Le socle tonalitique à granitique ancien du Complexe de Langelier (3452 +/-16 Ma à 2788 +4/-3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987 ; Goutier et al., 1998, 1999b, 2002 ; Davis et al., 2015 ; David, 2018a ; Fleury, 2019) localisé à l'ouest de l'Intrusion de Moly occupe le cœur d'une antiforme déversée (SIGEOM, 2021). Les roches du Complexe de Langelier ne sont pas datées dans cette région et comprend : 1) une unité mixte de tonalite à biotite et hornblende et de gneiss tonalitique ; 2) une unité de gneiss tonalitique; 3) une unité de diorite quartzifère; et 4) une unité de tonalite à biotite et hornblende (Badyayera et al., 2013). La Ceinture volcano-sédimentaire de Pie, localisée au nord-est de l'intrusion, est divisée en quatre unités : 1) une unité de basalte amphibolitisé; 2) une unité de tuf felsique et de tuf intermédiaire ; 3) une unité de wacke feldspathique; et 4) une unité de formations de fer. Le litage primaire et les structures de granoclassement observés au sud-est de l'Intrusion de Moly dans des tufs de composition intermédiaire à blocs et à lapillis suggèrent une polarité vers le nord-ouest (Chapon, 2011; Chapon et al., 2010). L'unité de wacke feldspathique s'est déposée en concordance sur les volcanoclastites et est coupée, vers le sud-est par l'Intrusion de Moly (Bandyayera et al., 2013). Selon Chapon (2011), les roches volcanoclastiques de la Formation de Pie se distinguent géochimiquement des roches de l'Intrusion de Moly. Elles ne semblent donc pas à première vue co-magmatiques avec cette suite intrusive. Au sud, l'Intrusion de Moly est en contact de faille avec une intrusion plus jeune, le Pluton de Fontay. Ce pluton est constitué d'un assemblage de granite, de granodiorite et de tonalite, possiblement syn- à tarditectonique. Une intrusion de syénite à feldspath alcalin est également présente au nord du lac Tilly. L'intrusion est bien visible sur les cartes aéromagnétiques en raison de sa forte susceptibilité magnétique et semble injectée dans le wacke feldspathique de la Ceinture volcano-sédimentaire de Pie. Finalement, une séquence de plate-forme arénitique d'âge paléoprotérozoïque, la Formation de Sakami, repose en discordance sur les roches sous-jacentes. Ces roches comblent des bassins localisés le long de la rivière La Grande, associés à de demi-grabens et des grabens bordés par des failles fragiles (Gauthier, 2000).

Controle tectonique

Le degré de déformation des roches est généralement faible et associé à un réseau de fractures. L'étude régionale des linéaments effectuée par Chapon (2011) indique deux directions préférentielles, soit N070o et N150o. Au niveau de la propriété, on retrouve deux directions préférentielles, soit N070o et N110o. La brèche Firecracker, où on retrouve également les brèches Inter-Yogi/ Boubou-Alix/BB, est orientée selon l'axe N100o (Chapon, 2011; Desbiens, 1998; 2001). Les filons de quartz minéralisés sont associés à un corridor de déformation (faille normale) orienté à N070°-

N080°. Les veines de quartz ont une orientation générale variant entre N200° et N240° avec un pendage de 65° à 80°. Selon Desbiens (2001), plusieurs des brèches minéralisées montrent un allongement E-O reflétant un contrôle structural dominant précoce fréquemment recoupé par un système plus tardif NE. Ces linéaments orientés E-O pourraient traduire une fracturation pré-à synminéralisation (Chapon, 2011).

Contrôles de la minéralisation

La minéralisation est contenue dans une brèche hydrothermale lenticulaire, de 200 à 250 mètres de longueur par 50 à 75 mètres de largeur, orientée selon un axe N100°. Cette minéralisation a été intersectée de la surface jusqu'à une profondeur verticale d'environ 25 mètres (Desbiens, 1998; 2001). Sur certains indices, la minéralisation a été intersectée jusqu'à 110 m de profondeur (Desbiens, 2001). Selon Desbiens (1998), un réseau de dykes mafiques métriques injectés en direction nord-sud limite les limites occidentales de la brèche. Plus régionalement, l'intrusion de Moly est bordée au nord et au sud par deux linéaments majeurs, dont le corridor structural de Wemindji-Caniapiscau (Chapon, 2011). Ce corridor structural interprété dans le secteur comme une faille normale listrique. Le corridor Wemindji-Caniapiscau fait partie d'un système de failles néo-archéennes formant de vastes zones de déformation ENE qui coupent l'ensemble des unités stratigraphiques et affectent les intrusions néo-archéennes (Bandyayera et al., 2013). Les plus importantes sont les failles de la Grande Rivière, Tilly et Captel. Ces failles sont disposées parallèlement à la direction générale du plissement archéen, se connectent, par endroits, aux cisaillements archéens préexistants et sont interprétées comme des failles normales à pendage vers le nord (Bandyayera et al., 2013). La Faille de La Grande Rivière constitue la limite sud du corridor structural de Wemindji-Caniapiscau et a été interprétée comme une faille normale listrique profonde à pendage vers le nord (Chapon, 2011 et références citées), au sud de laquelle Gauthier et al. (1997) observent un dôme structural au faciès des granulites entre la Faille Taïga (plus au sud) et la Faille de la Grande Rivière (Bandyayera et al., 2013).

Minéralisation

Les minéralisations sont exclusivement encaissées par la phase tonalitique et les intrusions porphyriques (QFP). Elles comprennent pyrite, molybdénite, et chalcopyrite, avec bornite et chalcocite mineures. La minéralisation se présente en filons, filonnets et/ou amas semi-massifs dans la tonalite. La partie sud de l'indice présente une minéralisation typique de stockwerk à réseau de veinules millimétriques à centimétriques de quartz et molybdénite (chalcopyrite en trace). La majorité de la minéralisation se retrouve en riches amas centimétriques dans des veinules centimétriques de quartz pouvant provoquer des effets de pépite lors de l'échantillonnage. Les amas les plus riches de molybdénite sont partiellement oxydés en un minéral poudreux jaune-citron (molybdite ou ferrimolybdite). Localement, les épontes silicifiées des veinules de quartz peuvent renfermer des disséminations de molybdénite (traces à 0,5%) et de chalcopyrite (traces à 1%). Plus généralement, à l'échelle de la propriété, on observe quatre styles de minéralisation en molybdène : (1) la molybdénite en amas dans le ciment riche en quartz des brèches hydrothermales, par exemple à Firecraker; (2) les réseaux de veines et veinules de quartz-molybdénite dans la tonalite, par exemple aux indices Yo, Bluefox et Firecraker sud; et (3) les minéralisations disséminées de molybdénite et chalcopyrite dans la tonalite comme à Silly Cat, Spotty Moly et Yo; (4) les minéralisations associées aux roches porphyriques (dyke QFP), principalement à Spotty Moly (Chapon et al., 2010). L'ensemble de ces minéralisations en molybdène recoupe l'intrusion. Les études effectuées en lame mince par Chapon (2011) montrent que la minéralisation se compose de molybdénite, de chalcopyrite, de pyrite, de sphalérite, de bornite et de pyrrhotite. On observe aussi des minéraux supergènes de cuivre comme la digénite, la covellite et la malachite qui sont présents en bordure des plages de chalcopyrite et de bornite. Des oxydes de fer sont aussi présents dans les bordures et les fractures de la pyrite et la chalcopyrite. Des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont aussi révélé la présence de bismuthinite (Bi), de bismuth natif, de tellurure de bismuth (Te-Bi) et de tellurure d'argent (Te-Ag). La bismuthinite et le bismuth natif semblent synchrones avec la molybdénite et contiennent des inclusions de tellurure de bismuth et de tellurure d'argent. Les relations entre les différentes phases minéralisées ont permis à Chapon (2011) d'établir la succession paragénétique suivante : 1) pyrite-pyrrhotite; 2) molybdénite-chalcopyrite ± sphalérite ± Au ± bismuthinite ± bismuth natif ± tellurure de bismuth ± tellurure d'argent; 3) bornite-pyrite tardives; 4) oxyde de fer; et 5) digénite-covellite-malachite supergènes. L'or et l'argent sont systématiquement associés aux teneurs en cuivre les plus élevées plutôt qu'avec le molybdène (Chapon et al., 2010; Chapon, 2011). Cette relation n'est toutefois pas linéaire. Une datation Re-Os sur plusieurs échantillons de molybdénite correspondant aux principaux faciès minéralisés ont été traités. Les résultats donnent un âge moyen de 2576 +/- 34 Ma et interprété comme une possible remise à zéro du système (Chapon et al., 2010). Elle a pu être causée par une période de déformation, de métamorphisme ou d'altération hydrothermale. Les éléments métalliques enrichis

sont Mo, Bi ± Cu ± Au ± Ag ± Te ± Zn, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Plusieurs styles d'altérations hydrothermales sont observés et sont généralement peu marqués. Dans les zones minéralisées, l'altération principale consiste en une altération potassique. Sur le terrain, les zones d'altération potassique ne sont pas faciles à identifier du fait de l'hématisation affectant la région (Chapon et al., 2010). Mais l'étude pétrographique ainsi que les colorations à la cobaltinitrine de sodium effectué par Chapon et al. (2010) ont permis de mettre en évidence cette altération. Les principaux minéraux d'altération sont la biotite, le microcline et le quartz. Elles se présentent sous deux formes : (1) de façon pervasive en fronts de feldspath potassique et des zones riches en biotite; ou (2) en veine et en veinules (biotite-quartz ou quartz-microcline). Une altération phylliteuse très discrète est observée se traduisant par une séricitisation des plagioclases et qui s'observe en quelques zones pyriteuses discontinues. Aucune altération à quartz-séricite-pyrite significative n'a pu être mise en évidence (Chapon, 2011). Toujours selon Chapon (2011), trois assemblages minéralogiques ont été distingués en lames mines: (1) l'assemblage à séricite-muscovite-quartz ± pyrite qui représente l'altération phylliteuse; (2) l'assemblage à quartz-microcline ± biotite qui représente l'altération potassique; et (3) l'assemblage à biotite-quartz qui représente également l'altération potassique. L'altération potassique serait postérieure à l'altération phylliteuse. Une hématisation affecte l'intrusion et celle-ci est localement intense. Selon Chapon et al. (2010), l'hématite n'est pas clairement reliée au système porphyrique de Tilly et se concentre surtout près des linéaments majeurs. Finalement, une faible épidotisation est souvent associée à l'hématite, ce qui suggère qu'elle n'est non plus pas liée au système porphyrique (Chapon et al., 2010). L'épidote se présente sous forme de veines/veinules parfois à l'intérieur de zones minéralisées, mais aussi à l'extérieur de ces zones. Les échantillons associés avec les plus fortes valeurs aurifères montrent pour leurs parts une altération en silice et en hématite.

Métamorphisme

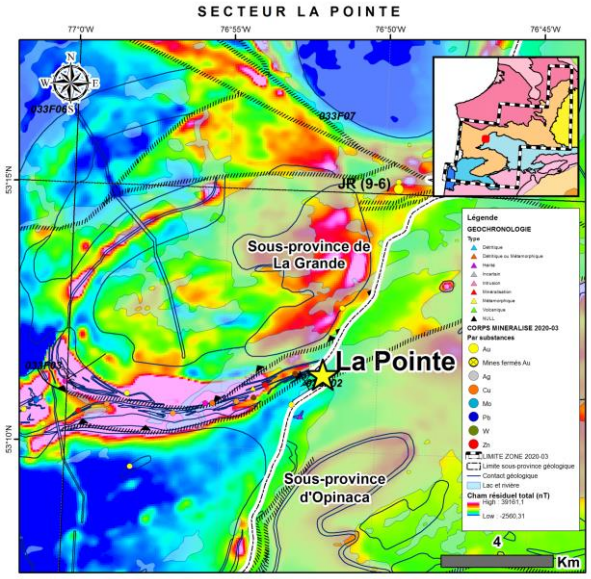
Selon Chapon (2011) et Bandyayera et al. (2013), l'Intrusion de Moly se caractérise par un faciès métamorphique aux schistes verts. La minéralisation serait prémétamorphique, et possiblement précoce à contemporain à un évènement de déformation affectant l'intrusion, soit le réseau de failles néoarchéennes ENE qui coupent l'ensemble des unités stratigraphiques et affectent cette intrusion. L'assemblage minéral de l'intrusion est le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite et la hornblende.

Interprétation et Potentiel

La présence de plusieurs brèches hydrothermales de quartz et de quartz-molybdénite ± chalcopyrite mises en place à l'intérieur de pluton tonalitique ainsi que la présence de dyke QFP dans un rayon de 3 km carrés sont caractéristiques d'un environnement favorable à des minéralisations de type porphyrique. La minéralisation se serait mise en place entre 2 745,8 +/- 0,8 Ma (âge de la phase précoce principale de l'intrusion) et 2 710,2 +4,3/-2,6 Ma (granodiorite rose) (Chapon et al., 2010 ; Chapon, 2011). Les observations de terrain selon Chapon (2011) démontrent que la granodiorite rose est post-minéralisation puisqu'elle n'est recoupée par aucune veine de quartz. Selon Desbiens (1998), le contexte géologique observé à l'indice Firecracker semble très similaire à celui décrit à Setting Net Lake (0,06 % MoS_2), localisé dans la partie nord-ouest de l'Ontario, par la géométrie des brèches à quartz-molybdénite E-O recoupées par une structure N-S et injectées dans un intrusif porphyrique tectonique tardif de composition granodioritique à monzodioritique quartzifère et daté à 2645 Ma (Ayers et al., 1982). Le style de minéralisation observé dans l'Intrusion de Moly peut suggérer un faciès supérieur (faible profondeur) d'un système porphyrique. Les failles profondes associées au corridor structural de Wemindji-Caniapiscau auraient pu faciliter la mise en place des intrusions (Chapon, 2011) et pourraient avoir joué un rôle sur la mise en place de la minéralisation, en sachant que ces failles affectent l'Intrusion de Moly. Le contraste métamorphique entre la structure un dôme granulitique au sud et le faciès schistes verts de l'intrusion pourrait indiquer un mouvement vertical important qui aurait pu faire basculer les roches du secteur et ainsi préserver les minéralisations formées à faible profondeur. Selon Chapon et al. (2010), puisque les minéralisations recoupent l'Intrusion de Moly, elles sont donc possiblement issues d'une source plutonique plus profonde. La présence des intrusions porphyriques recoupant l'Intrusion de Moly pourrait être la manifestation en surface d'un granite porphyrique sous-jacent (Chapon et al., 2010), pouvant expliquer télescopage vertical de minéralisations. Régionalement, pour retrouver ce même style de minéralisation, l'auteur suggère de cibler les intrusions ayant environ le même âge, par exemple le Pluton de Nochet, le Pluton de La Savonnière, le Pluton de Semonville, la Suite de Coates et le Batholite de Polaris, et qui sont localisés en bordure des failles normales listriques profondes néoarchéennes majeures ENE. Ces failles auraient pu permettre de faire basculer les roches et ainsi

préserver les minéralisations de type porphyrique formé à faible profondeur (contraste métamorphique granulite-schistes verts). Simard et Lafrance (2011) rapportent plusieurs zones de brèches et de stockwerks de bonne dimension démontrant le potentiel de ce secteur (sites 12 à 19 du rapport RG 2011-05). Presque toutes ces zones sont associées à des anomalies de sédiments de lac en Mo ± Cu ± Zn. Cette association ente les zones de brèches et les anomalies géochimiques sont particulièrement intéressantes puisque ce contexte s'apparente à celui des minéralisations de l'Intrusion de Moly. Le site 14 (MS-109; 551141/5990610) est particulièrement intéressant et localisé au nord des minéralisations connues. L'indice est un niveau de 1 mètre d'épaisseur à carbonates et hématite dans une granodiorite altérée en chlorite-épidote-hématite et fortement injectée de veinules de quartz et d'hématite sur au moins 50 mètres.

La Pointe



Nom_Alternatif:	Zones 25-26; Doucet-Lamarc
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1995
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Yasinski
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	M4
Métamorphisme:	Amphibolite moyenne

Contexte de la découverte

De nombreux travaux d'exploration ont eu lieu depuis la fin des années 1950 dans le secteur de la rive ouest du lac Sakami, au cours desquels plusieurs programmes de travaux d'exploration géologique, géochimique, géophysique et autres se sont déroulé et qui ont été compilés dans une carte géologique et un rapport sur la région de Sakami émis par la Commission géologique du Canada en 1957 (Eade et al., 1957). Le corps minéralisé aurifère La Pointe a été découvert par prospection régionale par la compagnie Mines Dynacor Inc. en 1995 avec une valeur de 1,80 g/t Au sur 1,75 mètre (Vadnais-Leblanc, et al., 2017; SIGEOM, 2021). Le corps minéralisé La Pointe (aussi connu sous les noms de Matamec, Lamarche-Lavallée ou Doucet-Lavallée) est localisé par l'affleurement de géofiche 95-LP-372 (Goutier et al., 2000) et situé en bordure du la Sakami. En 1998, L. Lamarche et J.R. Lavallé ont échantillonné la zone rouillée et silicifiée (future zone 26) qui est à l'origine du programme d'exploration poursuivi par Matamec Exploration Inc. et Métaux stratégiques du Canada. Matamec Exploration Inc. a initialement acquis les concessions de la propriété Sakami en 1998, et plusieurs indices aurifères dans quatre (4) zones distinctes (A, B, C, D et qui sont devenus les zones 23 à 26) qui ont été découverts. En 2013, Canada Strategic Metals (maintenant la Corporation Métaux Précieux du Québec) a commencé à forer dans le secteur de La Pointe et a obtenu des intersections aurifères importantes, tirant jusqu'à 18,86 g/t Au en échantillon choisi, 1,72 g/t Au sur 20,80 mètres en cannelure et 9,22 g/t Au sur 12,55 mètres dans le trou de forage EX-19 (Vadnais-Leblanc, et al., 2017). Cette découverte a été le point de départ des programmes d'exploration menés par Matamec Exploration Inc. depuis l'acquisition des claims entourant ces indices aurifères.

Contexte géologique

À l'échelle régionale, le gîte aurifère La Pointe chevauche la discontinuité régionale qui juxtapose les sous-provinces volcano-plutonique de La Grande et métasédimentaire d'Opinaca. Le gîte est encaissé dans des roches chevauchant la limite entre ces deux sous-provinces, montrant une fenêtre d'une séquence stratigraphique régionale complète (Fleury, 2019). Le contact entre ces deux dernières dans ce secteur est soit : 1) concordant, 2) ou correspondant à des bandes fortement déformées avec des zones de cisaillement inclinées vers le nord ou le nord-ouest, localement recoupés par des intrusions tardives, non déformées à cisaillées (Goutier et al., 2000). La stratigraphie de la Sous-province de la Grande dans ce secteur se compose de la base au sommet d'un socle ancien de gneiss tonalitique à granitique et de tonalite appartenant au Complexe de Langelier (3452 +/-16 Ma à 2788 +4/-3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987 ; Goutier et al., 1998, 1999b, 2002 ; Davis et al., 2015 ; David, 2018a ; Fleury, 2019), d'une séquence volcano-sédimentaire composée à la base de sédiments matures interstratifiés, d'une arénite quartzitique et d'un conglomérat monogénique pyriteux et uranifère attitrés à la Formation d'Apple (Paquette et Gauthier, 1997), qui reposent en discordance sur le socle tonalitique Paléoarchéen à Mésoarchéen et dont l'âge de déposition maximale est estimé à <2 751 Ma (Goutier et al., 2003). Cette séquence sédimentaire de platte-forme est recouverte en concordance ou localement en contact de faille, par les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Yasinski (Goutier et al., 2002). Ce groupe se compose de basalte aux faciès massifs et coussinés, de basalte amphibolitique, de formations de fer au faciès

des oxydes et des silicates, de roches sédimentaires clastiques et de pyroclastites intermédiaires et felsiques (2747 +/-2 Ma sur un dyke felsique possiblement synvolcanique ; Fleury, 2019 à 2732 +/-8 Ma; Goutier et al., 1998 ; Goutier et al., 2003 ; Davis et al., 2005). Ces roches sont recouvertes par endroits par les Formation d'Ekomiak et de Shabudowan (Goutier et al., 2002) et constitue la limite supérieure du Groupe de Yasinski. Ces deux formations sont en contact discordant au-dessus des volcanites du Groupe de Yasinski et correspondent à des séquences clastiques grossières composées de wackes feldspathiques et de conglomérats polygéniques d'origine fluviatile ou alluvionnaire, interprété comme étant de type « Timiskaming ». La distribution des âges dans un échantillon de conglomérat polygénique peu déformé de la Formation d'Ekomiak suggère que le matériel détritique provient de l'érosion des roches de la région du lac Yasinski où l'on trouve ce conglomérat (Davis et al., 2014). Le mode principal à 2 735 Ma, correspondant à l'âge des volcanites du Groupe de Yasinski et du Pluton de La-Grande-Sud (2 740 Ma à 2 721 Ma), et est interprété comme étant l'âge maximal de déposition de cette formation. L'ensemble de ces lithologies est injecté entre 2716 +/-3 Ma et 2699 +/4 Ma (Goutier et al., 1998; Goutier et al., 2000) par des intrusions tardives composées de tonalites et de diorites des Intrusions de Duncan (2716 +/-3 Ma à 2709 +/-6 Ma ; Goutier et al., 1998, 1999a ; Davis et al., 2005) et par des intrusions ultramafiques de Menarik et de baie Chapus (Goutier et al., 1999). Les roches de la Sous-province de La Grande ont été recouvertes par un vaste bassin sédimentaire turbiditique, correspondant aux roches du Complexe de Laguiche, dont l'âge de déposition se situerait entre 2728 Ma et 2672 Ma (David et al., 2011; Wodicka et al., 2009), et qui correspond aux limites de la Sous-province d'Opinaca (Goutier et al., 2000). Ces roches sont composées de wacke feldspathique en grande partie transformé en paragneiss à biotite avec des degrés divers de migmatisation et de multiples injections centimétriques felsiques, soit en contact de faille ou en contact normal avec le Groupe de Yasinski (Goutier et al., 2002). Finalement, la mise en place d'intrusions tonalitiques, granodioritiques et granitiques de la Suite granitique du Vieux Comptoir (datée à 2656 +/-12 Ma dans le secteur de La Pointe; Davis et al., 2018) recoupe à la fois les roches des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. À l'échelle plus locale, le secteur contient quatre unités principales: bande d'arénites quartzifères à pyrite de la Formation d'Apple, des amphibolites basaltiques et un niveau discontinu de formation de fer laminée et rubanée au faciès des silicates, riche en horblende-grunérite ± grenat, appartenant au Groupe de Yasinski, et des paragneiss à biotite du Complexe de Laguiche (Couture, 2001; Fleury et al., 2018). Les paragneiss observés dans la Zone 25 contiennent souvent des lits très silicifiés qui peuvent être eux-mêmes des lits de quartzite ou d'arkose silicifiés et injectés de petits dykes felsiques très étroits et séricitisés. Ces unités lithologiques forment une couche d'environ 200 mètres d'épaisseur dans une séquence inversée (Fleury et al., 2021). Une unité de wacke mafique, formant une couche de 1 à 3 mètres d'épaisseur, est observée dans la zone immédiate du contact (Fleury, 2019). Selon ce dernier, ce wacke mafique pourrait être récurrent à la limite de La Grande et Opinaca, étant également documenté au gisement aurifère Orfée (Bogatu 2017), et pourrait représenter un marqueur stratigraphique pour le contact La Grande et Opinaca. L'ensemble de ces unités est coupé par des tonalites fortement foliées et étirées, des dykes felsiques, des intrusions ultramafiques et des granites pegmatitiques à tourmaline (Couture, 2001; Fleury et al., 2018; Champigny et Nieminen, 2021). Cette séquence serait en contact de faille avec les arénites de la Formation d'Apple plus au nord (Goutier et al., 2000).

Controle tectonique

La minéralisation se trouve dans des horizons concordants à la stratigraphie, montrant un système de plissements très complexes avec des orientations très variables (axe des plis plongeant à environ 50 degrés dans une direction SO). Le corps minéralisé principale, la zone 25, est orientée ONO-ESE et SSO, parallèle à la foliation principale S1 et s'observe dans une charnière de pli d'un pli anticlinal (F2), à moins de 50 mètres du contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (Fleury et al., 2021). La zone de faille entre les deux sous-provinces de La Grande et d'Opinaca est interprétée comme une faille de chevauchement le long de laquelle les formations d'Opinaca à l'est, se sont enfoncées sous les formations de La Grande à l'ouest. La présence de ce contact, considérée comme un métallotecte très favorable, combinée à la présence d'horizons sédimentaires structuralement favorables et géochimiquement réceptifs (?) aurait permis la mise en place du gîte La Pointe dans une charnière de pli. Selon les travaux précédents, la zone 25 serait située dans la Sous-province d'Opinaca alors que la zone 26 ferait partie de la Sous-province de La Grande.

Contrôles de la minéralisation

À l'origine, trois zones aurifères distinctes avaient été identifiées au gisement La Pointe et désignées comme la zone 23, la zone 25 et la zone 26. À la suite de la réinterprétation de la géologie et de la modélisation 3D par Corporation Métaux Précieux du Québec Inc., les deux premières zones, les zones 23 et 25, ont été regroupées en une seule zone minéralisée et nommée paragneiss silicifié minéralisé (Champigny et Nieminien (2021). La zone 26 est nommée

formation de fer minéralisée. Cette dernière ne représente qu'une très petite fraction de la minéralisation totale et s'observe au contatc avec les amphibolites basaltiques (Champigny et Nieminien, 2021). La minéralisation est stratiforme et consiste en des horizons décimétriques à métriques encaissés dans un niveau plurimétrique. Toutes les unités sont affectées par une schistosité régionale (S2) orientée à N234° bien développée et à fort pendage (Fleury et al., 2018), particulièrement présente dans les unités sédimentaires. Les unités forment un anticlinal synforme plongeant modérément vers le sud-ouest, où les unités les plus anciennes (Formation d'Apple) se retrouvent dans la partie interne du pli (Fleury et al., 2018). Toujours selon ces auteurs, le flanc sud-est de cette antiforme correspond à une zone de forte déformation, fortement transposée selon une schistosité sud-ouest à fort pendage vers le sud-ouest où les structures sont fortement parallélisées et cisaillées avec une composante apparente dextre, correspondant à la zone La Pointe Extension. Au niveau de la charnière de ce pli, la schistosité devient fortement plissée de manière isoclinale, formant des plis centimétriques à métriques en « M » et localement en « Z ». Cette déformation affecte à la fois la schistosité des unités ou bien les contacts lithologiques (Fleury et al., 2018). En s'éloignant vers l'est, sur le rivage du lac Sakami, le plissement semble former des plis plus ouverts entre les unités. L'axe des charnières de plis (N224/37) est quasi-parallèle aux linéations d'étirement (N231/34) (Fleury et al., 2018). Le litage primaire sédimentaire (S0) est localement conservé dans l'arénite quartzifère et dans les formations de fer rubanées, plissées par la déformation principale S2 et formant des plis isoclinaux F2 parasites "M" et "S" (Fleury et al., 2021). Une zone de cisaillement d'importance, orienté NE-SO, est interprétée dans le secteur et recoupe les roches des deux sous-provinces. Le gîte La Pointe se retrouve à l'intersection de cette structure et du contact des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Régionalement, ces structures pourraient jouer un rôle dans la localisation des minéralisations aurifères le long de ce contact.

Minéralisation

Dans la zone 25, la minéralisation aurifère varie de l'ordre de 1,0 à 14,7 ppm Au et est associée à des sulfures très finement disséminés (1 à 5 %) (Fleury et al., 2018; 2021). Elle se compose de 2 assemblages principaux. Le premier assemblage est composé d'arsénopyrite et de pyrrhotite disséminées. Les grains d'arsénopyrite sont poecilobalstiques, contenant des inclusions de biotite, de plagioclase, de rutile, d'apatite et de zircon, et forment une génération précoce d'arsénopyrite (Fleury, 2019). Cette génération d'arsénopyrite précoce est toujours entourée d'une couronne d'arsénopyrite attribuée au deuxième assemblage. Ce deuxième assemblage, associé à la minéralisation aurifère, est composé de 1-5% d'arsénopyrite, de 1-2% pyrrhotite, de 1-5% d'or, mois de 1% de chalcopyrite-pyrite et des traces de sphalérite et de galène. Les sulfures sont généralement transposés le long de la foliation principale S2 (Fleury et al., 2021). Les études démontrent que l'or corrèle positivement avec l'arsénopyrite de cet assemblage. Dans cette zone, l'or (< 5 à 40 µm) est disséminé dans les paragneiss, interstitiel aux silicates ou forme des inclusions dans les prophtroblastes en association avec le plagioclase, la biotite, la microcline, la clinozoïsite et localement la scheelite, ou dans les veines de dravite ± titanite (Fleury et al., 2021). Dans la zone 26, la minéralisation aurifère varie de l'ordre de 1,03 à 13,8 ppm Au et est associée à des sulfures disséminés à semi-massifs dans des charnières de plis F2 (Fleury et al., 2021). Les sulfures remplacent les rubans riches en oxydes et en silicates dans la formation de fer silicatée. Le premier assemblage composé d'arsénopyrite et de pyrrhotite disséminées précoces est également présent à cette zone. Le deuxième assemblage, associé avec la minéralisation aurifère, se compose de 5-35% de pyrrhotite, d'arsénopyrite, de löllingite accompagné de chalcopyrite en traces. Les bandes minéralisées sont localement zonées avec des zones internes et externes composées de grenat-biotite-tourmaline-amphibole (Fleury et al., 2021). Les grains d'or sont observés en inclusions, avec des sulfures, dans les porphyroblastes d'henderbergite ou de grenat de l'assemblage 1, en grains au contact (marge) ou en inclusions dans l'arsénopyrite-pyrrhotite de l'assemblage 2, ou en grains fins le long des contacts entre l'arsénopyrite de l'assemblage 2 et la löllingite (Fleury et al., 2021). La pyrrhotite peut être altérée en marcassite et en goethite secondaires (Goutier et al., 2000). Fleury et al. (2021) rapportent une signature métallique enrichie en Au-As-S-Sb-W-B. Les éléments métalliques enrichis sont Au, As, Sb, W ± Ag, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

À la zone 25, la minéralisation aurifère s'accompagne d'un assemblage d'altération complexe transposé le long de la foliation principale S2. L'altération consiste en : 1) une biotite pervasive,; 2) des veinules de tourmaline magnésienne (dravite) ± titanite cristallisée; 3) une silicification caractérisée par des veinules de quartz ou en remplacement de la matrice ; 4) des veinules de microcline ou en amas irréguliers ; 5) des bandes de muscovite tardive et finalement; 6) des veines tardives de plagioclase-actinote-quartz (Fleury, 2019). La majeure partie de l'or natif semble associée à des zones riches en biotite magnésienne (phlogopite), en association avec l'arsénopyrite et la pyrrhotite. La tourmaline est

surtout présente dans les altérations proximales du paragneiss, mais aussi dans les zones plus distales et sont subparallèles ou recoupent la schistosité S2 définie par la biotite (Felury, 2019). L'altération en microcline (potassique) est proximale à la minéralisation aurifère et trois extures sont reconnues (Fleury, 2019) : 1) des veinules parallèles à la schistosité S2 associées à de l'or natif, de la pyrrotite et de l'arsénopyrite; 2) des amas irréguliers associés à de la muscovite, du quartz et du plagioclase, ainsi qu'à de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite; et 3) en veinules de plagioclase zonées avec microcline et quartz en bordures. L'altération en muscovite est finement cristallisée et forme des bandes, associée à du feldspath potassique, du plagioclase, du quartz, de la tourmaline et de la pyrrhotine avec de l'arsénopyrite généralement plus concentrée dans les bordures de ces bandes. Ces bandes sont subparallèles à la foliation la coupant à faible angle, et remplacent les zones riches en biotite. Finalement, les veines calco-silicatées sont de l'altération distale et proximale, composées d'actinolite, de plagioclase et de quartz et d'une quantité mineure de biotite, de pyrrhotite avec des traces d'arsénopyrite. Selon Fleury (2019), les paragneiss fortement altéré et minéralisé avec des altérations en muscovite, silice et microcline contiennent plus de sodium avec 4,03 à 5,58 en poids. % Na_2O que les deux autres groupes de paragniess (paragneiss mois altéré et paragneiss minéralisé riche en biotite). De plus, la teneur en Cr et Ni est inférieure à celle des deux autres groupes, compris entre 24 à 68 ppm et 16 à 38 ppm respectivement comparativement à 64 à 310 ppm Cr et 61 à 128 ppm Ni (paragneiss moins altéré) et à 415 à 758 ppm Cr et 227 à 379 ppm Ni (paragneiss minéralisé riche en biotite). Fleury (2019) a effectué des calculs de bilan de masse par la méthode des isocons (Grant 1986) en comparant la composition moyenne des échantillons les moins altérés aux échantillons minéralisés représentatifs des différentes zones d'altération. L'échantillon minéralisés provenant de la zone à biotite montre un enrichissement en Au-As-W-B-S-Sb avec un léger appauvrissement en Na_2O. L'échantillon associé avec l'altération en microcline montre un léger gain de masse avec comme seul enrichissement significatif le K_2O et qui est corrélé avec un enrichissement en Au-As-S-Sb-W. Cet échantillon est appauvri en MgO et CaO. L'échantillon provenant d'une veine de muscovite-microcline-plagioclase, avec biotite magnésienne pervasive, faiblement silicifié et recoupés par des veinules de dravite indique un fort gain de masse en la plupart des oxydes majeurs (SiO_2, Na_2O, K_2O, Al_2O_3 et MnO) et associés au même enrichissement en métaux (Au-As-S-Sb-W-B).

Métamorphisme

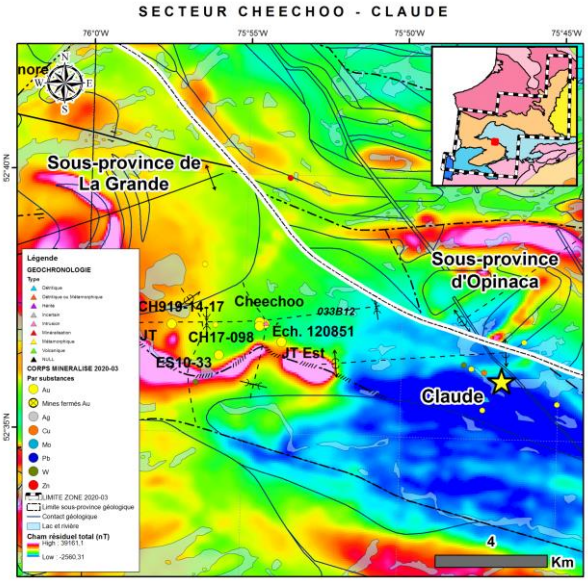
Le métamorphisme régional dans ce secteur de la Sous-province de La Grande est principalement au faciès des amphibolites. Il passe du faciès des schistes verts dans la région du lac Yasinski à celui des amphibolites en allant vers les sous-provinces de Minto et d'Opinaca (Côté-Roberge et al., 2019). Il atteint celui des granulites vers l'est et l'ESE dans le feuillet 33H et 23E. Plus localement, l'intensité du métamorphisme augmente progressivement vers le SSE, passant du faciès des schistes verts au nord à celui des amphibolites au sud (présence de sillimanite). Selon la carte des isogrades métamorphiques de Goutier et al. (2000), le gîte aurifère La Pointe est localisé tout près de l'isograde métamorphique sillimanite-staurotide et andalousite avec la présence de cordiérite et de grenat dans les roches métasédimentaires. L'augmentation du grade métamorphique est particulièrement observée dans les métasédiments du Groupe de Laguiche (Champigny et Nieminen, 2021). Les sédiments au nord de l'indice JR présentent un métamorphisme de moindre intensité comparativement à ceux localisés dans la zone du gîte La Pointe. Fleury et al. (2021) mentionne que l'assemblage lithologique est métamorphisé au faciès des amphibolites dans le secteur du gîte. Des grains d'or ont été observés à l'interface de grains de löllingite et d'arsénopyrite, ou bien à l'interface entre des cœurs de löllingite dans l'arsénopyrite dans certains échantillons suggérant qu'une partie de l'or a été libéré de la löllingite lors du métamorphisme rétrograde (Fleury et al., 2018; Fleury, 2019). Selon la chimie minérale, Fleury et al. (2021) mentionnent que les valeurs aurifères plus élevées dans la löllingite (moyenne = 18,27 ppm) par rapport à l'arsénopyrite (moyenne = 0,4 ppm) sont associées à l'or en inclusion au contact entre les deux phases et seraient compatibles avec l'introduction précoce de l'or dans l'arsénopyrite pré-pic métamorphique.

Interprétation et Potentiel

Goutier et al. (2000) mentionne que l'absence de phénomènes évidents de sulfurisation ou de remobilisation hydrothermale associée, par exemple, à des zones de déformation ou à des veines de quartz, pourrait suggérer une origine syngénétique au gîte La Pointe, mais qu'un enrichissement en or dans les charnières de plis par exemple, pourrait avoir été causé par un phénomène de remobilisation associé à la circulation de fluides hydrothermaux dans des zones de déformations à proximité. Par contre, selon Fleury (2019) et Fleury et al. (2021), les observations de terrains tendent à démontrer que le gîte La Pointe serait un gîte d'or orogénique de type disséminé, d'origine pré-métamorphique, ayant été subséquemment affecté par un métamorphisme régional au faciès des amphibolites et un métamorphisme rétrograde postérieur (épigénétique). Selon ces derniers, plusieurs indices laissent supporter cette

interprétation : 1) la minéralisation encaissée dans une charnière de pli; 2) le corps minéralisé est orienté le long de la foliation S1 qui est plissée, par un évènement de déformation de compression D2 ultérieure; 3) les sulfures sont fortement foliés; 4) l'altération est transposée le long de la foliation principale (S2); 5) des inclusions d'or dans les minéraux du pic métamorphique, tels que le grenat et l'hédenbergite dans la zone 26, et dans l'assemblage d'altération recristallisé par le métamorphisme dans la zone 25; et 6) la texture granoblastique de la microcline des assemblages d'altération, ainsi que la texture idioblastique de la muscovite foliée des assemblages d'altération pouvant indiquer une recristallisation aux conditions de pic métamorphique sont tous des éléments qui soutiennent l'introduction de l'or pré-métamorphique. Ces halos d'altérations recristallisés sont également reconnus à d'autres gisements aurifères comme étant interprétés pré-métamorphiques tels que Hemlo (Heiligmann et al., 2008), Challenger (Tomkins et Mavrogenes, 2002) ou Éléonore (Fontaine, 2019). Par contre, il ne faudrait pas exclure un enrichissement aurifère précoce syngénétique, ou une composition géochimique primaire favorable (piège chimique) d'un horizon sédimentaire précis contenu dans la séquence du Complexe de Laguiche, à l'image des formations de fer qui encaisse la minéralisation aurifère de la zone 26. La minéralisation aurifère aurait pu se mettre en place dans cet horizon favorable, à l'intersection d'une structure de chevauchement majeur précoce NNE-SSO, le contact entre le La Grande et l'Opinaca, et également avec l'intersection de structures subsidiaires orientées plus ou moins NE-SO. Ces structures auraient pu drainer les fluides hydrothermaux enrichis en or et en arsenic durant la phase de déformation D1 et se déposer dans ces horizons sédimentaires favorables. La proximité du bassin sédimentaire de l'Opinaca pourrait constituer une source importante de l'or et de l'arsénopyrite, à l'image du bassin sédimentaire du Pontiac qui aurait pu constituer une source d'or d'origine métasédimentaire dans les dépôts aurifères orogéniques archéens le long de la prolifique faille Cadillac-Lader Lake, comme le démontrent les travaux de Pitcairn et al. (2021). La phase de déformation D2, au pic PT métamorphique, aurait pu remobiliser une partie de cet or et concentrer cette dernière dans des pièges structuraux comme des charnières de pli (p. ex. La Pointe) et des flancs de pli (p. ex. La Pointe Extension). Le potentiel demeure très grand le long de cette structure pour la découverte d'autres gîtes d'importances, autant dans les roches de la Sous-province de La Grande que dans les roches de la Sous-province de l'Opinaca. Le potentiel aurifère de cette dernière demeure possiblement sous-estimé, et spécifiquement en bordure des structures orientées NE-SO et près du contact entre les deux sous-provinces. Selon Goutier et al. (2000), la présence de nombreuses formations de fer aux faciès des oxydes et des sulfures du type Algoma indique un milieu favorable à la découverte de gisements de sulfures massifs volcanogène. Cette possibilité est appuyée par la présence de plusieurs indications d'une activité hydrothermale pouvant être associée à la formation des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (Moorhead et al., 2000). La présence de chalcopyrite dans une bande schisteuse interprétée comme étant une zone d'altération maintenant métamorphisée en cordiérite, biotite et anthophyllite (affleurement 99-JG-2532) à 10 km au sud-ouest du gîte La Pointe démontre le potentiel pour ce type de gisement dans ce secteur de la Sous-province de La Grande (Goutier et al., 2000).

Claude



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2005
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	S3
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

L'indice Claude a été découvert durant un vaste programme d'exploration sur le territoire de la Baie de James suite à la découverte de la Zone Roberto (future mine Éléonore) annoncée par Mines Virginia inc. en 2004. L'indice a été découvert en 2005 par l'équipe d'IOS Services Géoscientifiques pour le compte de Ressources Everton durant une campagne de prospection de surface (Boudreau et Allou, 2006; GM 62529).

Contexte géologique

La propriété se situe dans la zone de transition entre les sous-provinces métasédimentaires de l'Opinaca et le segment sud volcano-plutonique de La Grande (Domaine Eastmain). La géologie locale est caractérisée par des roches supracrustales de la Formation de Low (Alow2; Bandyayera et Fliszár, 2007), une séquence hétérogène clastique, polydéformée, de type « Timiskaming » (Fontaine et al., 2015 et les références citées). Ces roches sont les plus jeunes de la région et sont très déformées et métamorphisées. La limite entre les deux sous-provinces semble irrégulière, avec des réentrants moulant la partie sud des dômes observables dans les roches du LaGuiche, suggérant que les roches de la Formation de Low pourraient avoir subi une partie de la déformation responsable des structures en dôme et bassins dans la Sous-province d'Opinaca (Barbes et Demers, 2012). Selon les travaux de terrain de Boudreau et Allou (2016), six unités lithologiques ont été identifiées sur la propriété et cartographiées: 1) les métagreywacke ou paragneiss à biotite de la Formation de Low, 2) les migmatites, 3) les granites, 4) les tonalites, 5) les amphibolites et 6) les dykes de diabase tardifs. Parmi ces unités lithologiques, les granites, les paragneiss à biotite et les migmatites dominent la quasi-totalité de la propriété. Selon Barbes et Demers (2012), les roches métasédimentaires de la Formation de Low sont généralement à grains fins montrant des transitions graduelles à brusques avec des paragneiss. Toujours selon ces auteurs, les métasédiments sont localement plus alumineux, caractérisés par la présence d'aluminosilicates et de grenats. De nombreux dykes de gabbros et lambeaux amphibolitiques se retrouvent au sein des métasédiments. Certaines injections pegmatitiques sont également observées et peuvent être riches en tourmaline. Un grès de la Formation de Low (Alow2) a été daté (échantillon 2008-PR-6060) et a été prélevé dans une tranchée de l'indice Claude (David et al., 2011). Selon cette étude, la séquence sédimentaire exposée dans cette tranchée consiste en une alternance de lits de grès arkosique et de bancs massifs de grés quartzifères et est recoupée par une pegmatite à tourmaline. L'âge obtenu de <2717 +/- 17 Ma du pic principal est interprété comme l'âge dominant de la source des roches sédimentaires de la Formation du Low et serait concordante avec l'âge de <2714 +/- 2 Ma obtenue dans l'extension ouest de cette formation, au sud du gîte Roberto (Ravenelle et al., 2010).

Controle tectonique

Toute la zone de l'indice Claude est localisée dans un corridor structural, plus précisément à la jonction entre des segments de corridors déformés E-O et ENE-OSO. (Barbes et Demers, 2012).

Contrôles de la minéralisation

La morphologie exacte de la zone minéralisée est inconnue. La minéralisation se retrouve au sein de corridors de déformation et d'altération enrichie en arsenic (Barbes et Demers, 2012). Selon ces derniers, les corridors de déformation et d'altération sont orientés généralement E-O à NE-SO suivant les anomalies de fonds de lacs en arsenic sur plus de 15 km. Ces corridors structuraux et les enveloppes d'arsénopyrite qu'ils contiennent traversent la limite entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. Les segments orientés NE-SO sont plus présents dans la Sous-province d'Opinaca où ils sont localisés entre les dômes tandis que du côté de la Sous-province de La Grande, les corridors structuraux sont localement décalés par des structures tardives NO-SE (Barbes et Demers, 2012). La minéralisation est intersectée entre 20 et 30 m de profondeur par les forages OP-07-09 à 11 et entre 70 et 140 m par les forages OP-07-17 et 20 (Tremblay et L'Heureux, 2009; GM 64535). La minéralisation semble discontinue en section verticale. Les forages et les affleurements délimitent une zone d'environ 700 mètres de long par 400 mètres de large et orientée SO-NE avec un pendage général de 50 degrés vers le SE avec une minéralisation discontinue disséminée à semi-massive (SIGÉOM, 2020). Selon les premières observations de Boudreau et Allou (2006), l'indice Claude se trouve à l'intersection de deux failles majeures. Par contre, la nature hétérogène et discontinue des zones minéralisées laisse à suggérer que l'or pourrait se retrouver au sein de vecteur d'enrichissement à forte plongée au sein des corridors de déformation (Barbes et Demers, 2012).

Minéralisation

Comme à l'indice JT, la minéralisation consiste principalement en disséminations de pyrite, d'arsénopyrite et de pyrrhotite (3-10 %) dans les diverses roches métasédimentaires silicifiées et cisaillées de la Formation de Low recoupées par des veines de quartz et des veinules de quartz et par des pegmatites blanches à tourmaline pouvant contenir des traces de molybdénite, de bismuth et de chalcopyrite (Bandyayera et al., 2010). La minéralisation peut également se trouver dans les pegmatites, les mobilisats et les amphibolites à proximité (Barbes et Demers, 2012). Selon des études effectuées, la minéralisation aurifère de l'indice Claude est associée à des processus métasomatiques et de remplacement de la pyrrhotite par la pyrite, et de la biotite par la chlorite, à des températures de 3500C (Charbonneau, 2008). Selon les analyses géochimiques, Boudreau et Allou (2006) concluent que l'or peut être associé à l'arsenic, au molybdène ou au bismuth. Ces trois éléments peuvent être considérés comme des potentiels indicateurs de l'or. Les éléments métalliques enrichis sont Au, As, Bi, Mo, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

À l'échelle de la propriété, deux types d'altérations ont été observés. Le premier type est l'altération propylitique se traduisant par l'apparition de la chlorite et/ou de l'épidote. Il se présente sous deux formes : 1) une forme pénétrative, donnant une teinte vert pâle à la roche et, 2) une forme se manifestant par l'imprégnation de sulfures dans des réseaux de fractures. Le deuxième type d'altération est la silicification qui se matérialise sur le terrain par une forte imprégnation de quartz dans les zones minéralisées. Une analyse de lames mines effectuées par IOS Services Géoscientifiques révèle que l'altération propylitique dans les échantillons de paragneiss est caractérisée par l'assemblage séricite-épidote-sphène-chlorite-albite ± pyroxène alors que dans la pegmatite seule l'épidote est observée (Boudreau et Allou, 2006). Toujours selon ces auteurs, la silicification est représentée dans les paragneiss par des amas lenticulaires de quartz plus ou moins bien définis. Plus localement, dans les zones minéralisées de l'indice Claude, les altérations observées dans les métasédiments minéralisés sont la silicification, la chloritisation, la tourmalinisation, une propylitisation et/ une altération calco-silicatée (feldspaths-épidote-diopside-grossulaire-actinote-calcite) et une altération alumineuse (aluminosilicates-grenats) (Bandyayera et al., 2010; Barbes et Demers, 2012). Les niveaux minéralisés sont également affectés par une altération potassique matérialisée par une biotitisation de la roche encaissante et des par des veines de microcline sécantes aux zones minéralisées.

Métamorphisme

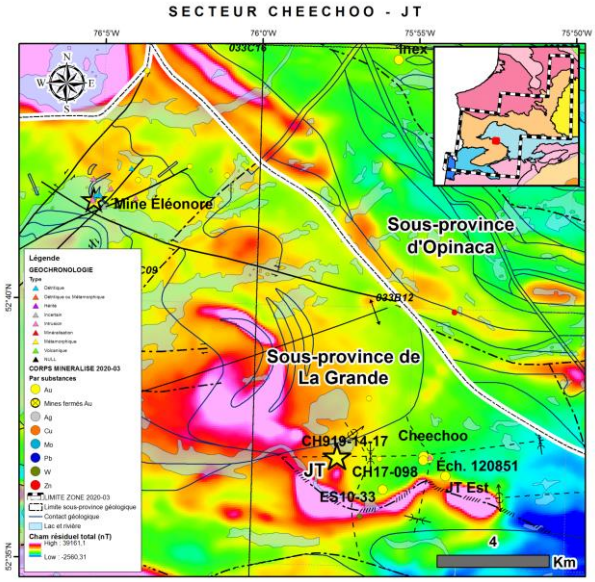
Toutes les observations de terrain laissent croire que la minéralisation est principalement contrôlée structuralement par les failles et les intersections de failles sur la propriété. De plus, l'indice Claude se trouve près de la charnière d'un pli et au contact entre des amphibolites et un granite, deux roches de compétences très différentes (Boudreau et Allou, 2006). Selon plusieurs auteurs (par exemple Poulsen et al., 2000; Grooves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005), ces caractéristiques sont communes aux minéralisations aurifères orogéniques où l'or est souvent associé aux intersections des failles régionales et aux zones de contraste de compétence. L'origine de la minéralisation

demeure incertaine, mais un lien avec la minéralisation de la mine Éléonore n'est pas écarté. Il est bon de mentionner que les indices Claude, JT et le gîte Cheechoo montrent des indications de paragenèse de minéralisation et d'altération pouvant s'apparenter avec des systèmes magmatiques hydrothermaux, mais avec des minéralogies qui peuvent varier d'un indice à l'autre. À l'indice Claude, la présence de molybdénite, de chalcopyrite et de minéral de bismuth dans les pegmatites pourrait appuyer cette hypothèse. Les pegmatites recoupent les corridors structuraux, impliquant que ces dernières sont plus jeunes. Alors deux types de minéralisations distinctes pourraient être présentes: 1) une minéralisation aurifère et arsénifère d'origine orogénique plus précoce associée à la phase de déformation reconnue D2 (disséminée dans les métasédiments, veines et veinules) et, 2) une minéralisation de type magmatique hydrothermale associée avec les injections de pegmatites plus tardives. En sachant que des intrusions felsiques du même type que Cheechoo (2612 +/-1 Ma; Fontaine et al., 2015) sont reconnues près ou adjacentes à l'indice minéralisée et en supposant que le modèle magmatique hydrothermal est valide pour ce secteur, il ne faudrait pas exclure la possibilité de retrouver également ce type de minéralisation en plus des minéralisations d'or orogéniques et bonifierait le potentiel minéral. La majorité de la minéralisation serait donc syn-métamorphique associée à la phase de déformation D2 (syn-pic D2). Mais une autre partie de la minéralisation pourrait être tardi-métamorphique.

Interprétation et Potentiel

Toutes les observations de terrain laissent croire que la minéralisation est principalement contrôlée structuralement par les failles et les intersections de failles sur la propriété. De plus, l'indice Claude se trouve près de la charnière d'un pli et au contact entre des amphibolites et un granite, deux roches de compétences très différentes (Boudreau et Allou, 2006). Selon plusieurs auteurs (par exemple Poulsen et al., 2000; Grooves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005), ces caractéristiques sont communes aux minéralisations aurifères orogéniques où l'or est souvent associé aux intersections des failles régionales et aux zones de contraste de compétence. L'origine de la minéralisation demeure incertaine, mais un lien avec la minéralisation de la mine Éléonore n'est pas écarté. Il est bon de mentionner que les indices Claude, JT et le gîte Cheechoo montrent des indications de paragenèse de minéralisation et d'altération pouvant s'apparenter avec des systèmes magmatiques hydrothermaux, mais avec des minéralogies qui peuvent varier d'un indice à l'autre. À l'indice Claude, la présence de molybdénite, de chalcopyrite et de minéral de bismuth dans les pegmatites pourrait appuyer cette hypothèse. Les pegmatites recoupent les corridors structuraux, impliquant que ces dernières sont plus jeunes. Alors deux types de minéralisations distinctes pourraient être présentes: 1) une minéralisation aurifère et arsénifère d'origine orogénique plus précoce associée à la phase de déformation reconnue D2 (disséminée dans les métasédiments, veines et veinules) et, 2) une minéralisation de type magmatique hydrothermale associée avec les injections de pegmatites plus tardives. En sachant que des intrusions felsiques du même type que Cheechoo (2612 +/-1 Ma; Fontaine et al., 2015) sont reconnues près ou adjacentes à l'indice minéralisée et en supposant que le modèle magmatique hydrothermal est valide pour ce secteur, il ne faudrait pas exclure la possibilité de retrouver également ce type de minéralisation en plus des minéralisations d'or orogéniques et bonifierait le potentiel minéral.

JT



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2005
Méthode de découverte:	Prospection et géochimie env
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-(As)
Lithologie principale:	M4
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

Pour faire suite à la découverte de la Zone Roberto (future mine Éléonore) annoncée par Mines Virginia Inc. en 2004, plusieurs compagnies se sont ruées autour de cette découverte et s'en suivit un boom d'exploration minière dans le secteur du réservoir Opinaca. La découverte du corps minéralisé JT a été faite en 2006 par Eastmain Resources (maintenant Fury Gold Mines) durant une campagne de prospection de surface qui effectuait un suivi de la campagne de prospection effectuée en 2005 et plus spécifiquement sur des anomalies d'or et d'arsenic dans les échantillons de sol (horizon-B) retournant des teneurs jusqu'à 1235 ppb Au et 914 ppm As (Kendle et Tolhurst, 2007; GM 63371).

Contexte géologique

La propriété se situe dans la zone de transition entre les sous-provinces métasédimentaires de l'Opinaca et le segment sud volcano-plutonique de La Grande (Domaine Eastmain). La géologie locale est caractérisée par des roches supracrustales de la Formation de Low (Alow2; Bandyayera et Fliszár, 2007), une séquence hétérogène clastique, polydéformée, de type « Timiskaming » (Fontaine et al., 2015 et les références citées). Ces roches sont les plus jeunes de la région et sont très déformées et métamorphisées. Selon Fontaine et al. (2017) et Kendle et Tolhurst (2007), les roches dominantes sur la propriété sont des greywackes turbiditiques, des conglomérats polygéniques associés au greywacke, des formations de fer riche en magnétite d'épaisseurs variables et des paragneiss ainsi que l'intrusion tonalitique, granodioritique, granitique, monzodioritique quartzifère et dioritique quartzifère de Cheechoo, datée à 2612 +/-1 Ma (Fontaine et al., 2015). Cette intrusion serait péné-contemporain avec la phase magmatique la plus jeune de la suite du Vieux Comptoir à 2618 Ma (Goutier et al., 1999), des dykes de pegmatite et veines leucogranitiques de la mine Éléonore (2620 à 2600 Ma; Dubé et al., 2011; Fontaine et al., 2015), des dykes et veines leucogranitiques et un dyke de pegmatite sur le dépôt Orfée dans la séquence volcanosédimentaire de Guyer-Keyano localisé le domaine de La Grande Rivière (2613 Ma; Bogatu et Huot, 2016). Les roches supracrustales sont injectées par des dykes de pegmatite blanche à tourmaline et des dykes leucogranitiques (Fontaine et al., 2017) et qui pourraient être l'équivalent des dykes de pegmatite et veines leucogranitiques de la mine Éléonore. Les paragneiss peuvent contenir des horizons de sédiments mafiques (filons-couche ou coulées de roches volcaniques mafiques?) métamorphosés aux faciès des amphibolites et de petites masses intrusives ultramafiques. Des hauts magnétométriques, orientés E-O, observés sur la propriété sont possiblement reliés à des formations de fer avec des assemblages de type « skarn » tel qu'observé sur l'indice JT, mais également aux indices Synee et Cheechoo (Fontaine, 2019). Plusieurs indices/zones dans la région sont encaissés dans ces lithologies réactives plissées et/ou cisaillées. Les propriétés Éléonore Sud et Cheechoo semblent partager un large système aurifère centré sur l'intrusion Cheechoo (Fontaine, 2019).

Controle tectonique

La minéralisation est concordante à la schistosité des métasédiments. Cette schistosité S1 est souvent parallèle à la stratification S0 lorsque visible (Kendle et Tolhurst, 2007).

Contrôles de la minéralisation

Le secteur de JT est localisé dans le domaine structural 2 de Bandyayera et al. (2010) et caractérisé par un litage S0 à faible angle avec les schistosités S1 et S2, qui elles sont orientées E-O. Régionalement, ces deux dernières fabriques sont subparallèles, sauf dans les nez de plis P2 orientés E-O (la schistosité est perpendiculaire au litage) et plongent modérément vers l'ouest. Le corps minéralisé JT se compose de trois zones principales décimétriques et suivies sur une superficie de 300 mètres de large par 1200 mètres de long et sur une profondeur d'environ 100 mètres (Robinson et Tolhurst, 2011). La morphologie des zones minéralisée n'est pas décrite dans les rapports, mais selon les cartographies de surface et les sections de forage (Robinson et Tolhurst, 2011), ces dernières semblent être des panneaux tabulaires irréguliers ou des amas irréguliers. Le corridor minéralisé moule la bordure ouest de l'intrusion de Cheechoo. Les zones sont concordantes à la schistosité principale qui correspond à une foliation ou à un rubanement. Cette structure planaire S1 est souvent parallèle au litage S0 lorsque visible. Dans la portion méridionale, le corridor aurifère et arsénifère est orienté N-S avec des pendages variant vers l'ouest ou vers l'est. Le corridor bifurque à 90 degrés vers l'ouest avec une direction E-O dans la partie septentrionale avec des pendages variant vers le nord ou vers le sud. Ce changement d'orientation semble être dû à une inflexion dans la géométrie de l'intrusion de Cheechoo. Kendle et Tolhurst (2007) interprètent ce changement d'orientation par un pli d'entraînement (drag fold) mais que la transition entre les deux principales orientations n'est pas observée. Ces mêmes auteurs ainsi que Fontaine et al. (2017) mesurent des axes de plis plus ou moins orientés vers le SSE (N190 à N200) avec de faibles plongées (~30 degrés). Plusieurs contrôles possibles peuvent avoir joué un rôle dans la mise en place de la zone JT : 1) le contact géologique entre le pluton de Cheechoo et les métasédiments ou les contacts stratigraphiques entre les différents horizons dans la séquence turbiditique (alternance de greywacke-formation de fer-filons-couche mafique ou ultramafique); 2) un contraste rhéologique entre l'intrusion de Cheechoo et les métasédiments; 3) une charnière de pli; 4) un changement d'attitude et de direction dans la stratigraphie ou le long de la bordure du pluton de Cheechoo. Les dernières interprétations suggèrent que les zones minéralisées sur la propriété Cheechoo pourraient se prolonger vers la propriété Éléonore Sud, avec des teneurs aurifères rapportées à 50 m de la limite de la propriété (www.azimut-exploration.com).

Minéralisation

La minéralisation aurifère (incluant des teneurs de 1.49 g/t Au sur 16,0 mètres) est principalement associée à 1-5% de sulfures disséminés (arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite et de traces de chalcopyrite) dans les métasédiments déformés de la Formation de Low et localement, dans les larges dykes de pegmatite. De l'or visible a également été observé dans une veine de quartz de 11 mètres de long, qui recoupent les métasédiments (Zone VG), qui est recoupé par des pegmatites (Bandyayera et al., 2010). Selon Fontaine et al. (2017), la minéralisation aurifère est encaissée majoritairement dans des paragneiss fortement déformés ainsi que dans des dykes de tonalite et de pegmatite. Selon Fontaine (2019), l'assemblage minéralogique contenant du bismuth et de la breithauptite (NiSb) et en association avec de l'or visible dans les veines à la zone 494 de la mine Éléonore est similaire à ceux des indices JT, Synee, Moni et du gîte de Cheechoo. Les éléments métalliques enrichis sont Au, As ± Sb ± Bi, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

La zone minéralisée JT est associée avec une enveloppe d'altération à l'échelle kilomètre (www.azimut-exploration.com). Selon Kendle et Tolhurst (2007) et le site internet d'Azimuth Exploration, les principaux types d'altérations qui sont observés dans les métasédiments et les paragneiss sont: 1) une altération siliceuse omniprésente sous forme de veinules de quartz et de stockwerk; 2) une altération alumineuse visible par la présence de porphyroblastes d'andalousite et de sillimanite; et 3) une altération potassique caractérisée par la présence de microcline et de biotite. L'altération dans les métasédiments est combinée à l'ajout de tourmaline brune (dravite), d'actinote et d'arsénopyrite alors que dans les pegmatites, elle est marquée par la présence de tourmaline et par d'abondantes textures myrmékitiques entre le quartz et les feldspaths ou le quartz et la tourmaline. Dans les métasédiments, l'altération est généralement conforme à la stratification et se termine latéralement par un front discordant (Bandyayera et al., 2010). Ces assemblages minéralogiques partageant des similitudes avec les skarns aurifères (dans des formations de fer ou des unités volcanoclastiques métamorphisées) tels que sur le décapage principal ou l'indice JT (Fontaine, 2019). Il est bon de mentionner que le gisement d'or Éléonore montre des assemblages d'altérations comparables à proximité immédiates du gisement.

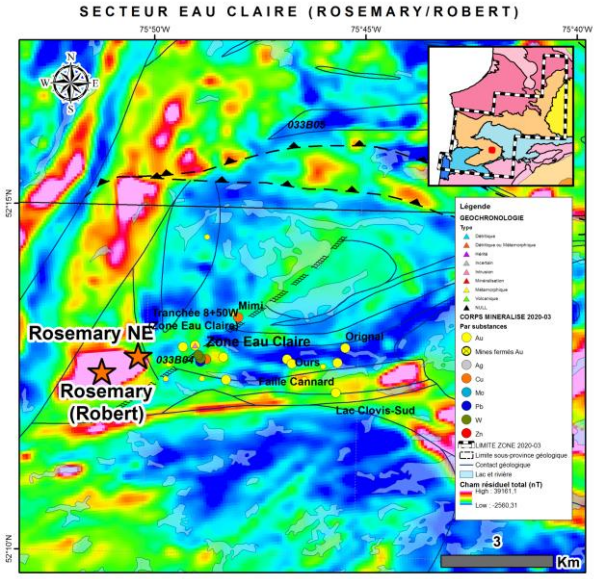
Métamorphisme

Un fort gradient métamorphique est observé à l'échelle régionale, passant du faciès des schistes vert au faciès supérieur des amphibolites. Ce gradient correspond au contact interprété entre les sous-provinces de La Grande au sud-ouest et de l'Opinaca au nord-est (Gauthier et al., 2007; Bandyayera et al., 2010). Peu d'informations sont disponibles pour l'interprétation du faciès métamorphique. Mais avec les conditions de pression-température connues et bien documentées à la Mine Éléonore et sur la propriété Cheechoo, combiné à l'assemblage minéralogique biotite-andalousite-sillimanite-grenat ± amphibole ± muscovite observé dans les métasédiments et les paragneiss, les roches ont probablement atteint le faciès supérieur des amphibolites. L'absence d'orthopyroxène indique que les conditions granulitiques n'ont pas été atteintes.

Interprétation et Potentiel

La zone minéralisée JT et les altérations associées sont localisées au contact ou près du contact entre les métasédiments de la formation de Low et l'intrusion de Cheechoo et précisément dans une zone d'inflexion concave de l'intrusion et où la présence de nombreux horizons de formations de fer et de filons-couches ultramafiques sont observés (voir le plan de la cartographie de surface tirée du rapport de Robinson et Tolhurst, 2011) ainsi que des injections de dykes de pegmatites et de leucogranites. En supposant que la minéralisation de la zone JT est contemporaine à l'intrusion réduite de Cheechoo et en supposant que le modèle magmatique hydrothermal interprété par Fontaine et al. (2018) est valide, l'auteur propose une interprétation à la mise en place de cet indice aurifère. Une partie de la minéralisation aurifère pourrait être syn-métamorphique et associé à la phase de déformation D2. Une autre partie (ou la totalité de la minéralisation) pourrait être d'origine magmato-hydrothermal et contemporaine à la mise ne place de l'intrusion de Cheechoo, datée à 2 612 +/- 1 Ma. En sachant que la géométrie du pluton est importante dans ces systèmes minéralisateurs, les plutons allongés reflètent alors les contrôles structuraux sur leur mise en place et indiquent une direction d'extension dominante qui peut être importante pour localiser la minéralisation. Selon le modèle de Hart (2007) pour les minéralisations de type RIGS (Reduced intrusion-related gold systems), les plutons en forme de cylindre avec des parois abruptes et des toits en forme de dôme ou en forme de coupole sont des géométries favorables, car ces caractéristiques améliorent la focalisation des fluides minéralisateurs. Les bordures ou épaules de formes pointues (Sharp shoulders) fournissent également des régions de contraste structural et rhéologique qui peuvent favoriser le développement de structures pour focaliser les fluides hydrothermaux minéralisateurs (Stephens et al. 2004). La zone d'inflexion de l'intrusion où est localisé l'indice JT aurait pu jouer le rôle de trappe structurale tel que suggéré par Stephens et al. (2004), en supposant que cette partie de l'intrusion est localisée dans la partie apicale, par exemple le gîte Cheechoo, comme proposé par Fontaine et al. (2018). De plus, la différence de compétence et le contraste chimique entre les métasédiments felsiques et les unités ferrières telles que les formations de fer et les filons-couche mafiques et ultramafiques, combinés à la différence de compétence entre l'intrusion de Cheechoo et les roches supracrustales de la Formation de Low auraient pu favoriser la minéralisation des sédiments lors de la mise en place de l'intrusion réduite de Cheechoo. En sachant qu'il existe de nombreuses intrusions de la même nature dans le secteur Éléonore-Cheechoo et que le modèle magmatique hydrothermal est valide, le potentiel de retrouver ce même type de minéralisation demeure grand. Une autre interprétation possible, mais en gardant un modèle magmatique hydrothermal, serait que les zones minéralisées pourraient avoir un lien avec une formation de fer et formeraient un corridor minéralisé de type skarn autour de l'intrusion ce Cheechoo. L'auteur suggère alors de cibler les contacts intrusions-métasédiments avec des géométries de type « Sharp shoulders » combinées avec la présence d'unité ferrière ou mafique/ultramafique au contact des plutons, qui joueront le double rôle de piège chimique et de piège structural par les anisotropies ainsi créées (haut magnétométrique).

Rosemary (Robert)



Nom_Alternatif:	Rosemary NE
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1995
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	M16
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

Les indices Rosemary (Robert) et Rosemary NE sont localisés à 1,0 km à l'ouest-sud-ouest de la Zone 850 West du gîte Eau Claire. L'indice Rosemary (indices à Robert à l'origine; Quirion, 1996) a été découvert par prospection par le géologue Robert Oswald de la compagnie SOQUEM durant les travaux de terrain effectues en 1995 sur les grilles Cannard Extension, Rosemary Extension, Lacs Natel et Serendipity. En 1997, SOQUEM effectue plusieurs levés pédogéochimiques qui ont permis de circonscrire une anomalie en or, cuivre et molybdène chevauchant les grilles "Rosemary Extension" et "Eau Claire". Une campagne de forage a été entreprise à l'automne 1997 et a mis à jour la zone Rosemary.

Contexte géologique

L'indice Rosemary (Robert) est situé dans la ceinture de roches volcano-sédimentaires de la Basse-Eastmain, dans la sous-province volcano-plutonique de La Grande et à environ 30 kilomètres au sud du contact avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. La géologie régionale est caractérisée par une épaisse séquence volcanique bimodale composée de coulées volcaniques mafiques (ou amphibolites) massives, rubanées et coussinées interlitées de volcaniclastites felsiques à intermédiaires laminées et litées, de formation de fer sulfurée, de roches métasédimentaires et de méta-conglomérat polygéniques à fragments de laves mafiques, de grès et de veines de quartz, qui renferment de minces niveaux de sédiments terrigènes (grauwacke, arkose et shale) et des horizons graphitiques (Moukhsil et al., 2007; Tremblay, 2006; Moukhsil, 2000; Cadieux, 2000; Quirion, 1996). Pour plus de détail sur la géologie, le lecteur peut se référer à la fiche descriptive du gîte Eau Claire et les références citées. Plus localement, Quirion (1996) reconnaît deux domaines distincts : le domaine nord et le domaine sud. Le domaine nord est composé d'amphibolites, localement magnétiques, de composition gabbroïque à péridotitique et sont probablement des intrusions différenciées. Un stock de tonalite porphyrique d'environ 500 mètres par 300 mètres occupe la partie nord du secteur et a été recoupé en forage. Le domaine sud, correspondant à une forte anomalie magnétique, est caractérisé par une épaisse séquence d'amphibolites (basaltes et leucogabbros), fréquemment anomales en cuivre, or et molybdène, assignés à la Formation de Nantel (2720-2739 Ma; Moukhsil et al., 2001). Les roches volcaniques mafiques sont recoupées par un essaim de dykes porphyriques à phénocristaux de feldspath, centimétriques à décimétriques (Gauthier, 2000). Cette séquence est intercalée avec des niveaux mineurs de roches sédimentaires, variant de 20 à 50 mètres d'épaisseur, incluant des siltstones, des greywackes et des roches fragmentaires ayant l'aspect de conglomérats(?) déformés. On reconnaît, par endroits, des sédiments fins à lits centimétriques de magnétite massive considérés comme des formations de fer. La séquence volcanique mafique correspond à des laves, des tufs ainsi que des intrusions de gabbros (Jourdain, 1996).

Controle tectonique

La minéralisation est généralement associée à un stockwerk des veinules plissées et disloquées recoupant à la fois les

roches volcaniques mafiques altérées et l'essaim de dykes porphyriques plissées et disloqués (Gauthier, 2000), ou en plaquage dans le plan de la foliation principale ou en plaquage de fractures contenus dans de multiples petites zones. Gauthier (2000) suggère que ces dykes de tonalite porphyriques, qui sont abondants tout le long de la faille Cannard, suggèrerait un contrôle de leur mise en place par cette structure. L'orientation du litage S0, observé le long du flanc du pli, varie de SSO à SO avec un pendage de 55° en moyenne vers l'ouest. Ce litage est transposé dans la foliation S1, qui elle est bien développée. Le patron de plissement régional est interprété avec des plis P2 plongeant à 35 degrés en direction OSO. Cette attitude est conforme à celle du grand pli cartographié dans le domaine sud de la grille Rosemary extension (Quirion, 1996). Peu d'informations sont rapportées dans les différents rapports à ce qui a trait au contrôle tectonique de la minéralisation.

Contrôles de la minéralisation

La minéralisation se retrouve à l'intérieur d'une large zone qui contient des veinules minéralisées et qui fait près de 250 m de longueur par 200 m de largeur sur une épaisseur de plus de 100 m.

Minéralisation

La minéralisation est composée de 10% de chalcopyrite et de magnétite disséminées dans des veinules et veines de quartz et de calcite blanche contenant des traces d'épidote avec accessoirement, de la malachite et de l'azurite. Des traces à 1% de pyrite et de pyrrhotite accompagnent généralement les minéraux de cuivre. Ces veines et veinules sont encaissées dans des roches fragmentaires. La malachite forme fréquemment des plaquages sur les plans de foliation (Quirion, 1996). On observe également de la magnétite et de malachite disséminées dans la roche hôte. Du cuivre natif hypogène est localement présent et quelques rares mouchetures de molybdénite ont été observées (Gauthier, 2000). Les sulfures peuvent être remobilisés en minces lamines par la déformation (Gauthier, 2000). Les teneurs en Au suivent celles du cuivre et les teneurs en Mo et en Ag demeurent faibles (Figure 12B; Moukhsil et al., 2007; Gauthier, 2000). Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Au ± Ag ± Mo, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les roches volcaniques mafiques sont altérées en biotite, actinote et localement en carbonates (Gauthier, 2000). La biotite représente possiblement une altération potassique et l'actinote une altération calco-silicatée ou magnésienne. En l'absence de bilan de masse, il est difficile de déterminer avec exactitude si la présence d'actinote représente une altération magnésienne ou calco-silicatée. La magnétite accompagne également ces zones d'altération potassique, ce qui cause des anomalies magnétiques positives à l'aplomb de l'indice. Cette zone à biotite-actinote et enrichie en magnétite dans les basaltes et minéralisée occupe une surface de 1 400 par 700 mètres (Gauthier et Larocque, 1998). Une altération en silice et en carbonates affecte également la roche encaissante sous forme de veinules et de veines de quartz-calcite. L'altération au voisinage des veinules consiste en une faible épidotisation. L'épidotisation est également visible dans les veines de quartz-calcite minéralisées (Mouskhil et al., 2007).

Métamorphisme

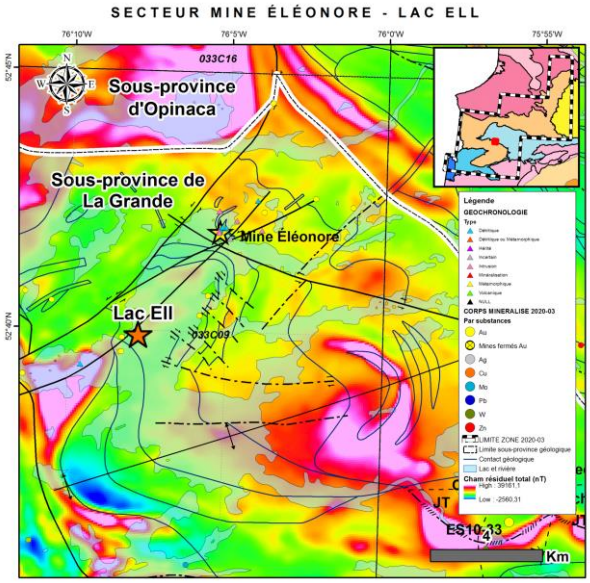
Peu d'informations font mention du faciès métamorphique de la roche encaissante. Nous supposerons que les roches ont atteint le même faciès métamorphique que les roches encaissantes du gîte Eau Claire, soit le faciès des amphibolites supérieures (Shaw, 1991; Quirion, 1996; Cadieux, 2000; Tremblay, 2006). Selon ces auteurs, l'assemblage minéralogique le plus commun est constitué de hornblende et de biotite, mais la chlorite et l'épidote peuvent être présentes localement.

Interprétation et Potentiel

Les indices Rosemary (Robert) et Rosemary extension présentent de nombreuses similitudes avec le gisement porphyrique synvolcanique "Island Copper" en Colombie-Britannique. Ce gisement est associé à un dyke tonalitique à granodioritique porphyrique de 1,6 x 0,15 km (0,2 km2) et a produit 366 Mt à 0,34% Cu, 0,017 % Mo, 0,19 g/t Au et 0,8 g/t Ag (Osatenko et al., 2021; Perellò et al., 1995). La minéralisation, accompagnée d'une altération à magnétite, est contenue dans les volcanites encaissant le dyke. À l'indice Rosemary (Robert), l'horizon de basalte riche en magnétite et correspondant à la forte anomalie magnétique à l'aplomb de l'indice pourrait représenter une zone d'altération à magnétite associée à l'essaim de dykes tonalitiques porphyriques à l'image de la mine "Island Copper". Les fluides minéralisateurs auraient pu alors fracturer les basaltes encaissants et remplir les fractures par un stockwerk de veines et veinules de quartz cuprifères. La relation spatiale de la minéralisation avec les dykes felsiques porphyriques et la nature de la minéralisation (Cu-Au ± Mo ± Ag) pourraient suggérer une mise en place de cette dernière durant l'épisode

de volcanisme (Formation de Natel; 2720-2739 Ma; Moukhsil et al., 2001) et pourrait être associée à des essaims de dykes felsiques porphyriques d'origine synvolcanique. Par contre, le plissement et la dislocation des dykes felsiques porphyriques et de la minéralisation pourraient suggérer une autre hypothèse de formation. La minéralisation pourrait être en partie contrôlée structuralement par le pli régional P2. La zone minéralisée et l'anomalie magnétique sont localisées directement dans la charnière de pli P2. De plus, l'abondance de ces dykes tout le long de la faille Cannard (Gauthier, 2000) et la présence d'une zone de cisaillement majeure, soit le couloir de déformation d'Aupapiskach, pourrait appuyer cette hypothèse. Mais la minéralisation pourrait être associée aux essaims de dykes felsiques porphyriques d'origine synvolcanique et reprise lors des épisodes de déformation D1 et D2. Que l'on retienne une hypothèse ou l'autre, le niveau de métamorphisme élevé pourrait impliquer que la majeure partie de la minéralisation ait été érodée et que les indices représentent les racines d'un système porphyrique ou que le système serait localisé à l'extrémité du système minéralisateur et représenterait la partie la moins minéralisée comme proposée par Perellò et al. (1995) à "Island Copper". Ce dernier mentionne que la minéralisation semble s'affaiblir aux deux extrémités du complexe minéralisé. Selon Jourdain (1998), l'association entre les fortes teneurs en cuivre et la présence de magnétite indiquent que le potentiel de découvrir des minéralisations cuprifères en dehors de l'anomalie magnétique connue demeure faible, du moins pour des minéralisations plus superficielles.

Lac Ell



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1964
Méthode de découverte:	Cartographie géologique
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	I2J
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

L'affleurement, localisé à environ 5 km au SO de la Mine Éléonore, a été découvert par Noranda Mines Limited en 1964 par levé géologique (SIGEOM, 2020). Les géologues de Noranda ont découvert des blocs minéralisés en cuivre en bordure du lac Ell, puis les affleurements contenant la même minéralisation. (L'Heureux, 2001). En 2001, Mines d'Or Virginia inc. a effectué plusieurs travaux sur le site et dans le secteur de celui-ci. L'indice a été initialement interprété comme un système porphyrique associé au magmatisme dioritique (L'Heureux, 2001), mais des évidences structurales et texturales complexes pourraient suggérer également un type de minéralisation contrôlé par la structure et associé à une séricitisation et à une épidotisation (Fontaine et al., 2017).

Contexte géologique

L'indice du lac Ell est localisé dans la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (CRVMBE), située à la frontière entre la Sous-province de La Grande et la Sous-province d'Opinaca. À l'échelle de la propriété, le contexte géologique du secteur du Lac Ell est caractérisé par une intrusion (Intrusion du lac Ell; un sill en forme de croissant au cœur d'un antiforme; Badyayera et al., 2010) de diorite-granodiorite (d'affinité calco-alcaline à alcaline) à une intrusion pegmatitique bordée au nord et au sud par des sédiments alumineux renfermant certains biseaux conglomératiques. À l'intérieur des roches intrusives, on peut observer fréquemment la présence de dykes mafiques et aplitiques orientés principalement dans le sens de la schistosité N040° à N090°. À l'est, le complexe intrusif est bordé par des pegmatites, tandis qu'il semble se buter à des unités basaltiques à andésitiques et des unités sédimentaires, principalement des wackes et des conglomérats polygéniques, vers l'ouest (SIGEOM, 2020; Bécu et al., 2008). L'intrusion du Lac Ell pourrait être de nature polyphasée et la partie orientale de l'intrusion serait possiblement plus jeune que le reste de l'intrusion (Ravenelle et al., 2006).

Controle tectonique

La minéralisation est associée à du remplissage de fracture, à des fractures rouillées, à des veines/veinules chloritisées, d'épaisseur cm à dm. Cette minéralisation se serait mise en place pendant les phases magmatiques porphyriques de l'intrusion du lac Ell, et précoces ou synchrones à l'événement de déformation D1. Cette déformation aurait favorisé le développement d'un réseau de cisaillements anastomosés où la minéralisation aurait pu se déposer.

Contrôles de la minéralisation

Le corps minéralisé se présente comme une série de corridors minéralisés, orientés plus ou moins parallèles à la schistosité principale S1, soit N040° à N090° (SSO) et à angle par rapport à la foliation principale S2 qui affecte l'intrusion dans le secteur. L'organisation spatiale de la minéralisation se présente sous forme d'un réseau de veines ou de brèches minéralisées. Des variations d'orientation sont observées entre la minéralisation de la zone principale ZM disséminée au contact ouest, passant de SO à 230-245°, et celle de la zone principale ZM plus massive au cœur,

d’orientation approximative N-S à 010-015°. Ce changement d'attitude est dû à des plans de faille verticaux qui sont interprétés comme étant tardifs à la minéralisation (Bécu et al., 2008). L'épaisseur des corridors minéralisés varie entre 2 et 20 m de largeur. La couverture d'affleurement restreinte et la présence du lac Ell ont limité l'identification à quatre corridors distincts, dont un qui peut être suivi latéralement sur plus de 150 m. Une distance de 600 m, en épaisseur vraie, sépare le corridor minéralisé plus au nord, de celui le plus au sud. Au SO de la zone principale ZM, un réseau de veinules et de veines, d’épaisseurs millimétriques à décimétriques, de tourmaline recoupe la diorite (ZTL). Deux corridors de déformation, correspondant aux zones minéralisées ZTL, sont observés. Ces derniers sont d’orientation NE (035/70). La déformation au sein de ces corridors est intense et des plis serrés, dont l’axe principal est parallèle à celui du corridor de déformation, sont présents. La chronologie relative de la minéralisation par rapport aux événements de déformation suggère la mise en place d’un système minéralisateur précoce ou synchrone à l’événement de déformation D1, responsable de la schistosité principale (S1), suivie d’un épisode de remobilisation synchrone à D2, responsable du clivage de crénulation (S2) (Bécu et al., 2008). D’un autre côté, selon Fontaine (2019), les zones minéralisées de l’indice du Lac Ell sont associées à une augmentation de l’intensité de la foliation S3 (NE) suggérant qu’elles se mettent en place durant le développement d’un réseau anastomosé de cisaillements associés à cette déformation. Ces cisaillements semblent synchrones à postérieurs à la mise en place de nombreux dykes de feldspath potassique, affectés par la déformation D3. L’identification d’un clivage de crénulation (S2) affectant seulement localement la diorite de l’intrusion du Lac Ell pourrait laisser présager une anisotropie des contraintes de déformation, soit un contrôle dans des zones de cisaillement ductile-fragile. Toutefois, le contact intrusif observé et recoupant les micro-conglomérats polygénique ainsi que la variation du contenu en quartz (de 2 à 12%), suggérerait plutôt que l’intrusion dioritique du Lac Ell soit de nature polyphasée (Ravenelle et al., 2006; Bécu et al., 2008).

Minéralisation

Les fractures ou conduits minéralisés, de largeur décimétrique à métrique, sont généralement caractérisés par une minéralisation semi-massive à disséminée, associée à une matrice fortement chloriteuse. La percolation de la minéralisation disséminée dans la diorite est limitée à 20 ou 30 cm. Des plaquages de malachite et d'azurite sont fréquemment observés dans les fractures ouvertes. À ces zones minéralisées sont associées des manifestations d'altération hydrothermale caractérisées par des veines de quartz et tourmaline bréchifiant la roche encaissante et observées assez fréquemment. Ces veines sont de puissance décimétrique à pluri-métrique (GM 60365, GM 60368). La minéralisation au cœur de la principale ZM, est semi-massive, et devient disséminée (traces à 3% sulfures). La minéralisation est constituée de chalcopyrite ± pyrite ± malachite/bornite ± magnétite ± molybdénite et est encaissée dans la diorite déformée. À la zone à tourmaline (ZTL), les corridors de déformation sont caractérisés par une forte concentration de tourmaline en association avec une minéralisation essentiellement disséminée (2 à 15%) composée de magnétite-pyrite-chalcopyrite ± pyrrhotite. Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Au, Ag ± Mo ± Bi, ce qui constitue l’assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Trois altérations séquentielles sont notées, soit une hématitisation-damouritisation, une altération potassique et une altération propylitique au faciès des schistes verts (L’Heureux, 2001). Les échantillons altérés et minéralisés montrent que l'assemblage de plagioclase-quartz a été remplacé par un feutre de damourite (séricitisation) très fin et pénétrant (L’Heureux, 2001; Bécu et al., 2008). D'autres spécimens montrent plutôt un remplacement secondaire de l'assemblage plagioclase-quartz par un assemblage plagioclase-orthose (L’Heureux, 2001). Selon ce même auteur, l'éradication du quartz est observable sur le terrain. La hornblende et la biotite sont généralement chloritisées (pennine/ ripidolite) et localement épidotisées avec la présence mineure de carbonates. Il est possible de trouver du feldspath potassique (microcline) dans une proportion variant de 7 à 20%, caractérisant ainsi l’intensité de l’altération potassique affectant la diorite. Localement de fines baguettes d’actinote sont associées à l’altération potassique. En bordure et au cœur de la zone ZM, une hématisation se superpose à l’altération potassique et on observe une albitisation tardive, caractérisée par la présence de grains fins d’albite exempts de damouritisation (Bécu et al., 2008). Sur la zone ZTL, la tourmaline est principalement observée sous forme de veinules en association avec du quartz et des feldspaths potassiques (microcline). Cette tourmaline est interprétée comme étant précoce par rapport à l’événement de déformation (D1), responsable du développement de la schistosité S1 affectant la diorite encaissante. Les observations pétrographiques d’un échantillon minéralisé sur cette zone suggèrent une association entre l’altération en chlorite et la présence de pyrite, et entre l’altération en épidote et la chalcopyrite (Bécu et al., 2008).

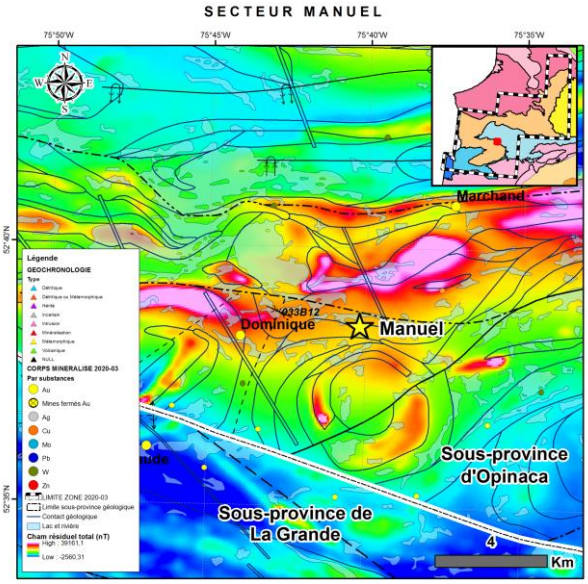
Métamorphisme

Un échantillon des moins altéré soumis à IOS Services Géoscientifiques inc. pour fins d'études pétrographiques et minéragraphiques montre un assemblage d'origine bien préservé (L'Heureux, 2001). La roche est de composition felsique, légèrement schisteuse, constituée d'un assemblage plagioclase, quartz, biotite et amphibole, conférant une composition tonalitique affectée d'un métamorphisme aux schistes verts supérieurs (L'Heureux, 2001). La chronologie relative de la minéralisation par rapport aux événements de déformation suggère la mise en place d'un système minéralisateur précoce ou synchrone à l'événement de déformation D1, responsable de la schistosité principale (S1), suivie d'un épisode de remobilisation synchrone à D2, responsable du clivage de crénulation (S2) et la présence de tourmaline concentrée dans la partie est de la ZTl est interprétée comme étant précoce par rapport à l'événement de déformation (D1) (Bécu et al., 2008).

Interprétation et Potentiel

Les premières interprétations (L'Heureux, 2001; Costa et Ouellette, 2003; Bécu et al., 2008) tendent à démontrer que la minéralisation de l'indice du Lac Ell montre de fortes affinités avec celle associée aux systèmes de minéralisations magmatiques porphyriques (par exemple minéralisation constituée essentiellement de chalcopyrite avec présence mineure de pyrite, de magnétite, de malachite et de molybdénite ainsi que de sulfosels de bismuth-molybdène et de tellurures comme phases supergènes à la chalcopyrite, la répartition de la minéralisation selon un réseau de veinules, de veines et de fractures minéralisées encaissé dans une intrusion dioritique porphyrique calco-alcaline à alcaline injectée de dykes de feldspath potassique, une association avec la présence de brèches et des altérations potassiques, propyllitiques, hématite). Ces éléments sont compatibles avec l'interprétation d'une minéralisation associée à un système magmatique porphyrique. Par contre, Fontaine et al. (2017) et Fontaine (2019) mentionnent que les zones minéralisées sont associées à une augmentation de l'intensité de la foliation S3, orientée NE-SO, suggérant qu'elles se mettent en place durant le développement d'un réseau anastomosé de cisaillements associés à cette déformation associé à une séricitisation et à une épidotisation. Toujours selon Fontaine (2019), ces cisaillements semblent affecter une charnière de pli P3, illustrée par le plissement de la foliation S2 et la géométrie de l'unité conglomératique à la base de la Formation de Low, située directement au sud de l'indice du lac Ell. Ces zones de déformations se prolongent jusqu'au secteur de la mine Éléonore et recoupent le contact La Grande-Opinaca. Ces cisaillements seraient synchrones à postérieurs à la mise en place de nombreux dykes de feldspath potassique, affectés par la déformation D3, impliquant une mise en place de la minéralisation plus tardive et en association avec la déformation. En préconisant un modèle ou l'autre, le potentiel demeure grand pour retrouver le même style de minéralisation autant dans l'extension SO ou NE des zones de cisaillements qui sont d'ordre pluri-kilométrique que dans l'intrusion du Lac Ell comme proposé par L'Heureux (2001).

Manuel



Nom_Alternatif:	
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2006
Méthode de découverte:	Prospection et géochimie env
Sous-province Géologique:	Sous-province d'Opinaca
Domaine lithotectonique:	
Sequence Volcanosedimentaire:	Autres
Sous-groupe métallogénique:	Au-As(-Sb-W-Bi)
Lithologie principale:	M22
Métamorphisme:	Amphibolite supérieure

Contexte de la découverte

La découverte a été faite en 2005 par Ressources Everton suite à d'importants travaux de prospection lithogéochimique, d'échantillonnage de till, de décapage et de rainurage sur la propriété Wildcat, au nord et à l'est de la propriété Éléonore (Charbonneau, 2008; GM 63918) suite à la découverte de la Zone Roberto (future mine Éléonore) annoncée par Mines Virginia inc. en 2004.

Contexte géologique

L'indice se situe dans la Sous-province métasédimentaires de l'Opinaca, dans la zone de transition entre cette dernière et le segment sud de la Sous-province volcano-plutonique de La Grande (Domaine Eastmain). À l'échelle de la propriété, l'indice Manuel est localisé au contact entre les paragneiss felsiques nodulaires migmatitisés du Complexe de Laguiche, composé de biotite ± hornblende ± grenat ± cordiérite ± sillimanite et contenant de 20 à 50 % de mobilisat, et d'un assemblage hétérogène au nord de l'indice constitué de pegmatite blanche et de tonalite, massive, foliée ou gneissique contenant jusqu'à 20 % d'enclaves de paragneiss migmatitisé et appartenant à la Suite intrusive de Janin (SIGÉOM, 2020). Les paragneiss montrent un rubanement migmatitique orienté plus ou moins est-ouest avec des pendages sub-verticaux vers le nord et l'assemblage hétérogène tonalitique de la Suite de Janin au nord-est est affecté par une schistosité orientée N255 avec des pendages modérés de 65 degrés vers le nord. Une grande faille ductile (?) d'orientation plus ou moins est-ouest est interprétée par les données géophysiques et localisée à moins d'un kilomètre au nord de l'indice. À l'échelle du corps minéralisé, le système aurifère est en contact avec une unité de schiste à cordiérite enrichi en arsenic. Les valeurs aurifères sont généralement associées à des bandes de pyrigarnite (gneiss d'apparence mafique dont la composition est dominée par le grenat) ou encore de paragneiss à quartz-albite et altérées en grenats où un pourcentage variable de sulfures est souvent associé à une altération rétrograde en silice et chlorite (Barbes et Demers, 2012). Morfin et al. (2013) ont daté la roche encaissante de la minéralisation. L'échantillon analysé (échantillon MAN-4) est une métapellite (paragneiss) à grenat-cordiérite et partiellement migmatisée. Les zircons étudiés ont retourné un âge de 2637 +/- 6,7 Ma et interprété comme étant relié à un évènement d'anatexie (âge du métamorphisme).

Controle tectonique

Les forages et les affleurements de surface démontrent que le système aurifère est localisé dans un synforme bordé par une unité de schiste à cordiérite enrichi en arsenic et stérile (Barbes et Demers, 2012). Ces informations suggèrent que la minéralisation est contrôlée par le plissement (structural) et qu'un contrôle stratigraphique ne n'est pas à négliger et a pu jouer un rôle important. Cette interprétation provient du fait que les zones minéralisées, riches en magnésium et fer (horizon sédimentaire?), sont adjacentes à des schistes à cordiérite, mais qui eux sont stériles. Cette alternance de zones minéralisées/zones stériles pourrait s'expliquer par une alternance d'horizons sédimentaires de composition différente (Mg-Fe et Al) souvent observée dans les séquences turbiditiques ou métapéllitiques.

Contrôles de la minéralisation

La morphologie de la zone minéralisée est mal connue. Une petite zone aurifère d'environ 4 x 8 mètres est observée sur le décapage principal de la découverte de l'indice et où la meilleure intersection est reportée (12,0 ppm Au sur 4,6 mètres). L'unité de pyrigarnite minéralisée est affectée par le plissement avec des axes de plis faiblement plongeant vers l'ouest (visible sur le terrain et sur les cartes de chargeabilité; Barbes et Demers, 2012). Ces bandes mafiques pyrigarnitiques de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseurs et encaissants les zones minéralisées riches en grenat peuvent être localement boudinées (Barbes et Demers, 2012). Ce phénomène de boudinage est possiblement observé dans les flancs de plis. Les charnières sont interprétées comme étant les meilleures cibles, car ces dernières semblent avoir un contrôle structural sur la circulation des fluides et sur l'épaississement local de la roche encaissante (Barbes et Demers, 2012). Par contre, bien que la roche encaissante de la minéralisation soit affectée par le plissement, aucun épaississement significatif des zones minéralisées n'a pu être observé en forage selon ces mêmes auteurs. Même en supposant que les charnières de plis semblent favorables à la localisation de la minéralisation, la géométrie des horizons minéralisés demeure fortement discontinue, difficilement prévisible et fait en sorte que les extensions latérales de ce système sont inconnues.

Minéralisation

La minéralisation se retrouve dans des niveaux gneissiques de grenatite sulfurisés, boudinés et plissés avec altération en silice et chlorite ou dans des paragneiss migmatitisés à biotite typique du Groupe de Laguiche (Bandyayera et al., 2010; Barbes et Demers, 2012). Elle renferme jusqu'à 5 %, pouvant atteindre localement plus de 20% de la lithologie encaissante, de pyrite et de pyrrhotite disséminées, accompagnées de traces à 5% d'arsénopyrite et de traces de chalcopyrite. Les systèmes à arsénopyrites sont fréquemment découplés des zones aurifères et stérile en or, mais localement associés à des veines de quartz et feldspath (Barbes et Demers, 2012). En forage, les niveaux minéralisés alternent entre des paragneiss altérés en grenat et des pyrigarnites à texture foliée et porphyroblastique (Barbes et Demers, 2012). Selon Charbonneau (2008), des teneurs fortes et consistantes autour 10 ppm Au sont rapportées à travers toute la zone minéralisée, mais s'estompant rapidement au contact des métasédiments/paragneiss non altéré. Une étude pétrographique de la minéralisation (Renou, 2007) montre que l'or est principalement contenu dans les micros fractures du grenat. On retrouve dans un rayon d'environ 600 m plusieurs échantillons avec des teneurs au-dessus de 1 ppm Au (Bandyayera et al., 2010). Des teneurs isolées allant jusqu'à 75,0 ppm Au ont été obtenue à 500 mètres à l'est de l'indice Manuel et sont généralement associées à des zones riches en grenat, pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite disséminés dans les métasédiments, s'accompagnant de plus ou moins de silicification (Charbonneau, 2008). Les éléments métalliques enrichis sont donc Au, As ± W, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

L'altération observée est caractérisée par un fort enrichissement en grenat, hornblende, chlorite, silice et sulfures d'horizons mafiques (pyrigarnites) déformés et minéralisés. Ces niveaux montrent un enrichissement en fer et/ou en magnésium de l'ordre de 200% à 300% par rapport aux métasédiments/paragneiss non minéralisés. Ces changements se manifestent par une minéralogie dominée par le grenat et la hornblende (Bandyayera et al., 2010). Les roches métasédimentaires encaissantes sont recoupées par des veinules et des veines de quartz et feldspath avec arsénopyrite et représentent possiblement une altération plus distale.

Métamorphisme

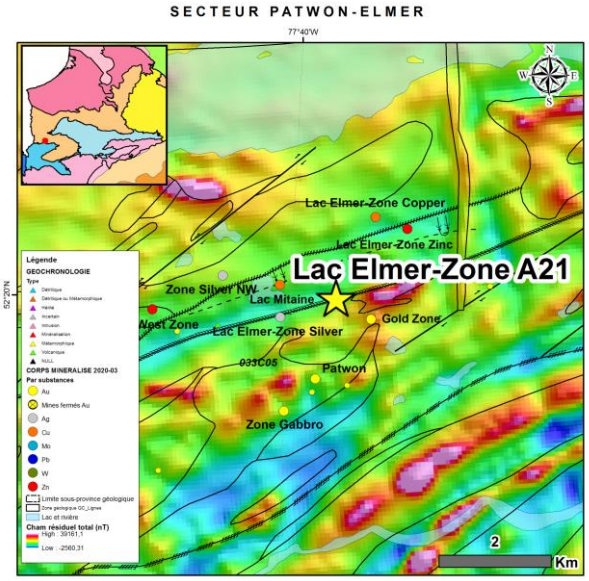
Morfin et al. (2013) Interprètent que la croissance du zircon dans les métapélites et les métagreywackes a eu lieu lorsque le refroidissement a commencé à environ 2 665 Ma. Toujours selon les travaux de ces derniers, les métasédiments encaissant l'indice Manuel contiennent entre 14 et 20% d'injections ou de veines leucocrates (mobilisat) et selon les travaux de Fontaine (2019), le secteur est caractérisé par la présence récurrente de fusion partielle (entre 20 à 50% de mobilisat) avec un assemblage à biotite ± hornblende ± grenat ± orthopyroxène ± cordiérite ± sillimanite. Ces proportions de mobilisat dans les lithologies et l'assemblage minéralogique nous indiquent que les roches ont atteint le faciès des amphibolites supérieur à localement celui de granulites. La transition entre les deux faciès pourrait s'effectuer du sud vers le nord, en s'éloignant de la limite entre les deux sous-provinces.

Interprétation et Potentiel

Selon Charbonneau (2008), l'association de la minéralisation aurifère à des corps mafiques grenatifères déformés

pourrait suggérer un démembrement tectonique du corps minéralisé, mais l'occurrence de l'or dans les micro-fractures du grenat indiquerait plutôt une origine épigénétique, tardi- ou post-tectonique associée à une circulation des fluides minéralisateurs dans des horizons sédimentaires enrichis en fer et/ou magnésium. Par contre, l'absence d'altération des grenats combinée avec un rétromorphose de la hornblende en chlorite et un fort contrôle structural des zones minéralisées pourrait également suggérer une minéralisation pré- ou syn-métamorphique. Quoi qu'il en soit, les études démontrent que la minéralisation serait contrôlée par le plissement (contrôle structural), mais l'auteur ici suggère également qu'un contrôle stratigraphique (minéralisation concordante) ait pu jouer un rôle important. Les fluides minéralisateurs auraient pu être focalisés dans des horizons sédimentaires plus mafiques, ce qui pourrait expliquer le fort gain en magnésium et en fer dans les zones minéralisées et a pu favoriser le dépôt de l'or dans ces horizons chimiquement favorables. La possibilité de retrouver d'autres indices similaires dans le secteur demeure élevée vu la proportion ou le volume important de roches métasédimentaires. Par contre, la discontinuité des zones et la complexité structurale diminuent énormément le potentiel de continuité en profondeur de ces zones, comme le démontrent les travaux de Barbes et Demers (2012).

Lac Elmer-Zone A21



Nom_Alternatif:	Gîtes du Lac Elmer
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1984
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine d'Eastmain
Sequence Volcanosedimentaire:	Basse-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	V1B
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

Low (1897), de la Commission géologique du Canada (CGC), a été le premier à effectuer une reconnaissance géologique le long de la rivière Eastmain. Par la suite, la zone a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie tels que ceux des auteurs suivants, pour ne nommer que ceux-ci : Shaw (1942), Eade (1966), Franconi (1978), Moukhsil et al. (2001). Le secteur privé a été impliqué dans l'exploration minérale de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain depuis le milieu des années 1930. De 1935 à 1936, Dome Mine Limited a réalisé un programme de cartographie géologique et de prospection couvrant la propriété Lac Elmer. Durant les années 1970 et 1980, la Société de développement de la Baie James (SDBJ) effectue de nombreux travaux d'exploration et obtient des valeurs intéressantes en cuivre et en argent (2,48 % Cu et 72 g/t Ag) associées à des veines encaissées dans des dykes porphyriques (QFP). Durant les années 1980, Westmin Resources Ltd initie les projets Opinaca à la recherche d'or volcanogène et de gisements de sulfures massifs. Des volcaniclastiques felsiques à intermédiaires, contenant de la minéralisation en pyrite et chalcopyrite disséminée et en veinule, sont localisées dans la partie nord de la propriété. Des anomalies en métaux précieux (Au < 293 ppb et Ag < 47 ppm) sont rapportées (Bernier, 1998). En 1984, quatre zones métallifères ont été identifiées sur la Grille A-21 par cette dernière compagnie: 1) la zone Cuivre (Lac Elmer-Zone Copper), 2) la zone Zinc (Lac Elmer-Zone Zinc), 3) la zone Argent (Lac Elmer-Zone Silver), et 4) la zone Or (Lac Elmer-Zone A21). La même année, Ressources Westmin Ltd (51 %) et Ressources Eastmain (49 %) ont formé une coentreprise pour l'exploration du secteur. L'indice avec affleurement a donc été découvert en 1984-1985 par prospection et sondage. Depuis, le secteur a été travaillé de façon sporadique pour son potentiel en métaux de base et aurifère. Ressources Eastmain demeure la principale compagnie d'exploration œuvrant dans la région de 1983 à 2014, formant différentes coentreprises (Phelps Dodge Corporation of Canada Limited, Barrick gold corporation, Cambior Exploration Canada Inc). En 2018, la propriété Elmer est acquise par Azimut Exploration (communiqué de presse d'Azimut du 13 septembre 2018). Azimut a mené un programme d'exploration au cours de l'automne 2018 et a récupéré 46 échantillons ponctuels au cours de deux journées de terrain, menant à la relance de l'exploration minérale dans ce secteur par la mise à jour d'une enveloppe aurifère substantielle, soit l'indice Patwon (corridor prospectif de 7 kilomètres de long par 2 kilomètres de large). Le lecteur peut également se référer à la description de l'indice Patwon de la base de données pour des informations et des figures complémentaires.

Contexte géologique

L'indice Lac Elmer-Zone A21 se situe dans la partie occidentale du domaine d'Eastmain, dans la Sous-province de La Grande. Il est localisé à 11 kilomètres au nord du contact entre les sous-provinces métasédimentaire de Némiscau et volcano-plutonique de La Grande. Il est encaissé dans la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain, dans les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain (Labbé et Grant, 1998). Ce groupe s'est formé sur une période d'environ 75 Ma par un processus d'épaississement de la croûte océanique suite à de multiples épisodes volcaniques et sédimentaires intercalés (Moukhsil et al., 2003; Bandyayera et Lacoste, 2009; Bandyayera et Daoudene, 2018). La Zone

de cisaillement de la Basse-Eastmain sépare le Groupe d'Eastmain du Complexe de Jolicoeur et du reste de la Sous-province de Nemiscau (Moukhsil et al., 2001). L'indice se retrouve au sein des roches du premier cycle volcanique de Moukhsil et al. (2003), daté entre 2 752 à 2739 Ma. Ce cycle est composé de roches volcaniques bimodales (basalte, rhyolite, tuf) de la Formation de Kauputauch. Selon le Lexique Stratigraphique, quatre unités informelles la définissent : 1) basalte amphibolitisé massif à coussiné et amphibolite ; 2) rhyolite et rhyodacite, représentant des coulées volcaniques , où certains dykes felsiques de cette unité recoupent les amphibolites de la première unité; 3) tuf à cendres de composition felsique et mafique; et 4) basalte et basalte andésitique porphyrique. Une analyse U-Pb sur zircon d'un échantillon de rhyolite dans la même séquence stratigraphique que l'indice et localisé à 2 kilomètres à l'OSO de de ce dernier a retourné un âge de cristallisation de 2 751,6 +0,6/-0,8 Ma (Moukhsil et al., 2001). Cette date indique que la Formation de Kauputauch est la plus ancienne formation volcanique connue à ce jour du Groupe d'Eastmain et qu'elle se trouve donc à la base de la séquence volcano-sédimentaire de la Basse-Eastmain. À l'échelle de la propriété, les unités volcaniques peuvent être subdivisées en deux domaines lithologiques distincts et séparés par la Faille d'Opinaca, une zone de cisaillement majeure dans le secteur. Le domaine nord est dominé par des volcanites felsiques et par quelques bandes de volcanites intermédiaires d'affinité calco-alcaline (Bernier, 1998). Des intrusions (dykes et sills) felsiques porphyriques (QFP) interprétées comme étant synvolcaniques, des plutons granitiques et des intrusions ou des sills de gabbro et de diorite s'observent à l'intérieur de la séquence volcanique du domaine Nord. Bernier (1997) effectue une bonne description des unités lithologiques que l'on retrouve sur la propriété. Une épaisse séquence felsique définissant un antiforme déversé vers le sud, et comprenant trois cycles, caractérise le domaine nord. Le premier cycle consiste en une rhyolite ou rhyodacite, localement porphyrique, contenant environ 5 à 10 % de sulfures et fortement altérées en séricite. Ces volcaniques felsiques ont parfois des textures glomérophyriques et des faciès bréchiques (fragments d'écoulements laminaires) suggérant des processus autoclastiques ou hydroclastiques (Moukhsil et al., 2003). Ces roches correspondent à « l'Horizon du Lac Elmer ». Cet horizon encaisse l'indice Lac Elmer-Zone A21. Le cycle 2 est aussi composé de rhyolite, séricitisée en moindre proportion, et avec environ 10 % de sulfures. Il semble correspondre à l'horizon de l'indice Lac Elmer-Zone Silver. Le cycle 3 (horizon Pyrite) est une dacite légèrement ankéritisée renfermant entre 10 et 30 % de sulfures. La minéralisation se retrouve donc dans des rhyolites à cristaux de quartz bleuté et dans des tufs felsiques à mafiques. Ces roches sont cisaillées. Le degré de déformation et l'intensité de l'altération rendent la distinction entre ces unités volcaniques et intrusives souvent difficile (Bissonnette et al., 2020). Une grande intrusion porphyrique de composition tonalitique à granodioritite, interprétée comme étant subvolcanique, occupe la partie nord-ouest de la propriété, nommée le Pluton d'Elmer. Ce dernier est daté à 2 745,5 +/- 1,6 Ma (Moukhsil et al., 2001) est en contact avec la Pegmatite de Pawichis et le Batholite de Duxbury (2 709 +/- 2,1 Ma à 2 704,7 +/-0,9 Ma; Gauthier, 1981; David el al., 2010) au nord. Des intrusions et sills de gabbro possiblement syn- à tardi-tectonique, de longueur et de forme variables, sont reconnues partout dans le secteur (Moukhsil et al., 2003). À environ 2 kilomètres au sud de l'indice, les roches volcaniques de la Formation Kauputauch sont en contact faillé avec les roches volcaniques de la Formation de Komo (coulées basaltiques massives amphibolitisées) et de la Formation de Wabamisk (roche volcanoclastique et conglomérat à faciès distaux et proximaux). Ces roches volcaniques appartiennent au domaine sud de la propriété (Bernier, 1998) et sont essentiellement composées de basaltes tholéïtiques, de quelques bandes volcaniques d'affinité calco-alcaline de composition andésitique à dacitique et, dans une moindre proportion, de formations de fer et de sédiments (grauwacke et argilite). Deux âges géochronologiques U-Pb, réalisés sur des zircons, ont donné des âges de 2 705 +/- 3 Ma et 2 703 +/- 8 Ma pour la Formation de Komo (Moukhsil et al., 2001). Ces deux formations (Komo et Wabamisk) sont séparées de la Formation de Kauputauch par la Faille d'Opinaca. Un batholite tonalitique à monzonitique, dont les bordures sont déformées et gneissiques, s'observe dans la partie est de la propriété, soit le Batholite de Kasapawatish (2 728 +/- 4 Ma; Moukhsil et al., 2001).

Controle tectonique

L'indice minéralisé est subparallèle à la schistosité principale, qui est orienté N260° avec un pendage subvertical variant de 80° à 85°. La minéralisation disséminée à semi-massive, parfois associée à des veines de quartz à sulfures, se retrouvent dans des roches fortement cisaillées et altérées, nommées informellement « l'Horizon du Lac Elmer » (Robinson, 1985). Les veines de quartz sont fortement démembrées et transposées par la schistosité principale S1 (Moukhsil et al., 2001). L'indice est spatialement associé avec une faille d'importance, la Zone de cisaillement d'Elmer (Moukhsil et al., 2001), qui est en partie concordante avec « l'Horizon du Lac Elmer ». Cet important cisaillement à mouvement senestre est orienté ENE-OSO. Le contrôle principal de la minéralisation semble à priori stratiforme, mais la morphologie finale de la zone minéralisée a possiblement été grandement influencée par les différents épisodes de déformation (cisaillement et plissement) affectant « l'Horizon du Lac Elmer ».

Contrôles de la minéralisation

Le niveau minéralisé du Lac Elmer s'étend sur plus de 7 kilomètres. Les dimensions de la zone Lac Elmer-Zone A21 ne sont pas connues. Mais à partir des cartes de surface et des sections (Robinson, 1986; Bernier, 1998), la zone minéralisée semble avoir une extension en surface d'environ 250 mètres latéralement par 30 à 40 mètres (pouvant atteindre 80 mètres) d'épaisseur et intersectée en forage à une profondeur verticale de 250 mètres (forage LE98-14). Une polarité sud est déterminée dans la séquence volcanique par l'interprétation des laves mafiques coussinées et quelques structures d'érosion observées dans les sédiments (Bernier, 1997). Deux phases de déformation principales D1 et D2, marquées par des schistosités correspondantes S1 et S2, sont observées (Bernier, 1998). Une première schistosité S1 pénétrative, orientée ENE-OSO à E-O et est subparallèle au litage avec un pendage variant de 75° à 90° vers le nord. Elle est mieux développée dans les horizons tuffacés et les unités volcaniques alors qu'elle n'est que faiblement développée dans les intrusions (Bernier, 1997; 1998). Cette phase de déformation est associée à des plis isoclinaux serrés P1 dont le plan axial est parallèle à S1. La plongée variable observée pour ces plis, souvent subverticale à localement horizontale, peut s'expliquer par une superposition de phases de déformation. Mais de manière générale, les plans axiaux de ces plis sont orientés OSO-ENE / 70-80° à pendage vers le NO avec une plongée de l'ordre de 50° vers le NE. Au nord de la Zone de cisaillement d'Elmer, un synforme d'envergure régionale de type synclinal, incliné vers le sud et étroitement associé à un cisaillement indéterminé, est interprété dans le secteur de l'indice Lac Mitaine (Moukhsil et al., 2001). Ce pli d'ordre kilométrique pourrait être associé à cette première phase de déformation D1 rapportée par Bernier (1997; 1998). Une deuxième schistosité S2, de fracture ou de crénulation, est orientée NE-SO avec pendage subvertical. Elle apparaît moins bien développée que S1 et varie en intensité selon la compétence de la roche. Cette dernière serait moins bien développée, n'apparaît que localement et se confond souvent à des "kink bands". Associée à cette schistosité, des plis asymétriques en "Z" P2, qui indiquent un cisaillement dextre et dont l'axe de plis plonge à 65°-75° vers le NE, se superpose localement à la première phase de plissement. Une troisième phase de déformation P3, beaucoup moins importante que P1 et P2, peut également être mentionnée. Il s'agit de plis droits symétriques, visibles sur certaines unités sédimentaires, orientés N-S à NNE-SSO de plongée indéterminée (Bernier, 1998; Frappier-Rivard, 2014). Ces plis, qui se superposent à P1 et P2, ne s'observent que localement dans l'horizon de tufs à cristaux de quartz situé dans le domaine nord. Bernier (1997) mentionne la présence de structures secondaires tardives, marquées par des discontinuités magnétiques et/ou lithologiques. Ces failles interprétées sont orientées NE et NO. Moukhsil et al. (2003) mentionnent que les structures NO-SE sont postérieures aux structures orientées NE-SO.

Minéralisation

La minéralisation en sulfures se présente sous forme disséminée à semi-massive ou en veinule d'épaisseur millimétrique formant localement des zones de stockwerks. Les sulfures (pouvant atteindre 50 %) sont composés de 2 à 30 % sphalérite pauvre en fer, 3 à 10% pyrite, 1 à 5 % chalcopyrite accompagnée de traces de pyrrhotite et de galène. D'autres minéraux sont présents en moindre quantité, comme la tetrahédrite argentifère, l'arsénopyrite, l'argentite, la hessite (tellure d'argent), ainsi que de l'or, de l'argent et du cuivre natifs (Gauthier et Larocque, 1998; Moukhsil et al., 2001). La pyrite est souvent en veinules parallèles à la schistosité et faisant moins de trois millimètres d'épaisseur. Les veinules de sulfures apparaissent faiblement discordantes à la schistosité et replissées. De la pyrite colloforme est observée à l'indice minéralisé Zone Gold. La galène est souvent remplacée par l'argentinite (Gauthier et Larocque, 1998). De l'argent natif apparaît au terme de ce remplacement (Gauthier, 2000). Les sulfures sont localement associés à des veines de quartz. Les stockwerks sont caractérisés par un assemblage pyrite-sphalérite-galène-chalcopyrite-argentite ± argent natif ± tetrahédrite argentifère ± or (Moukhsil et al., 2001). Plus régionalement, le secteur se caractérise par une zonation métallique. La minéralisation à la Zone A21 est enrichie en sphalérite ± chalcopyrite (SP>CP) et plus éloignée du Pluton d'Elmer, comparativement à certaines minéralisations du secteur plus au nord (p. ex. Lac Mitaine, Lac Elmer-Zone Copper, Lac Elmer-Zone Silver NW) qui elles sont enrichies en cuivre (CP>SP) et qui se retrouvent plus près du Pluton d'Elmer (Mouskhsil et al., 2001). Une des caractéristiques de « l'Horizon du Lac Elmer » est sa richesse en argent en plus de l'or. Le forage A-21-21 a retourné un intervalle à 30 mètres à une teneur de 0,5 g/t Au et 47 g/t Ag. Gauthier et Larocque (1998) rapportait une zonalité de l'argent par rapport à l'or et que la proportion d'argent y est particulièrement élevée dans le secteur de la Zone Silver et du forage A 21-21. Les rapports Au/Ag varient entre 0,02 et 1 (Gauthier et Larocque, 1998; Moukhsil et al., 2001; Bernier, 1998). Les éléments métalliques enrichis sont Au, Ag, Pb, Zn, Cu ± Te, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Le secteur du lac Elmer est entouré par de larges zones d'altération hydrothermale qui ont été divisées en quatre

phases qui se superposent partiellement : alumineuse, potassique, phyllique, et propylitique (Moukhsil et al., 2001). Du point de vue mégascopique, la principale altération observée à l'indice Lac Elmer-Zone A21 est une séricitisation qui affecte les volcanites felsiques du secteur à différents degrés (Bernier, 1998). La séricitisation est marquée par une perte en sodium (moins de 1%) et un gain en potassium (plus de 3%). Régionalement, l'altération s'observe à l'intérieur de plus de deux kilomètres de longueur et pouvant avoir jusqu'à 800 mètres de largeur. Selon quelques études (p. ex. Gauthier et Larocque, 1998; Moukhsil et al., 2001), cette altération pourrait correspondre à une altération phyllique composée d'un assemblage à quartz-séricite-pyrite. La pyrite est le principal sulfure associé à la phyllitisation, soit en petits filonnets, typiquement sans quartz, soit sous forme disséminée. Ce type d'altération est contrôlé par la lithologie et les structures. Les principales roches porteuses de l'altération phyllique sont les coulées et les tufs rhyolitiques à phénocristaux de quartz bleuté localisées à l'intérieur des zones de cisaillement (Moukhsil et al., 2001). La présence de biotite en quantité variant de 5-20% dans les volcanites felsiques et le QFP ainsi que dans les épontes des veinules de type stockwerk laisse croire à la présence d'une altération potassique (Bernier, 1998). Frappier-Rivard (2014) et Bissonnette et al. (2020) rapportent un enrichissement en K2O mais sans le quantifier. Cette altération potassique serait caractérisée par l'assemblage biotite-actinote-feldspath potassique-chlorite-magnétite-ankérite ± pyrite (Moukhsil et al., 2001). Ces derniers mentionnent qu'il existe une relation directe entre l'intensité de la biotitisation des épontes des veinules et les teneurs en or (jusqu'à 3 g/t). Près du contact avec le Pluton d'Elmer, une altération alumineuse est toujours associée aux zones minéralisées. Elle est constituée de l'assemblage grenat ferrifère-staurotide-andalousite-pyrophyllite-cordiérite. Cette altération alumineuse est zonée et comprend une zone proximale de staurotide, d'andalousite, de pyrophyllite et de cordiérite et une zone plus distale de grenat et de chlorite (Moukhsil et al., 2001). Gauthier et Larocque (1998) rapportent que le développement de biotite et d'actinote se superpose à l'altération alumineuse, démontrée par les relations de terrain qui démontrent que le développement de biotite et d'actinote est confiné à des veines qui recoupent la roche uniformément porteuse de porphyroblastes de grenat et d'alumino-silicates. Une altération propylitique apparaît également dans les zones périphériques du système minéralisé régional et elle se caractérise par la coexistence d'épidote, de chlorite, et d'ankérite. Il semble y avoir une transition graduelle, entre les zones d'altération potassique et propylitique, mise en évidence par la diminution de la quantité de biotite et d'actinote aux dépens de l'assemblage chlorite-épidote. Généralement, la pyrite disséminée est le seul minéral métallique dans ces zones altérées. Une silicification est présente sous forme de veinules. On observe également la présence de veines plissées de ferrodolomite.

Métamorphisme

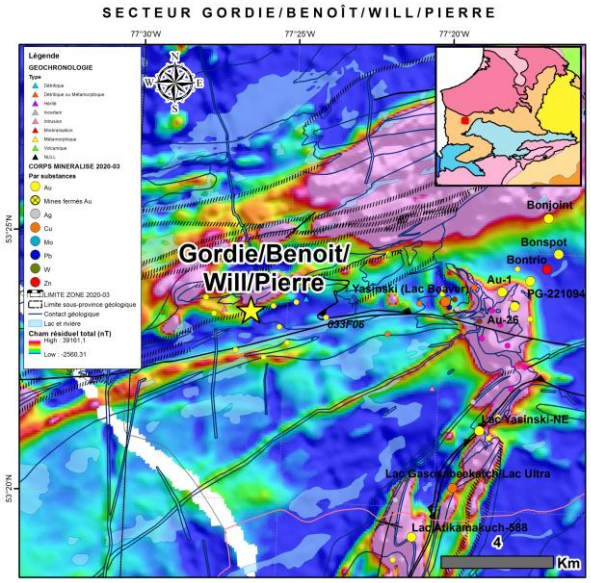
Le métamorphisme sur la propriété reflète principalement les conditions de schistes verts, atteignant localement le faciès des amphibolites (Bernier, 1997; 1998). Selon Moukhsil et al. (2001), les faciès inférieurs des amphibolites sont prédominants dans le secteur de l'indice Lac Elmer-Zone A21 et interprétés par la présence de biotite-staurotide-andalousite-grenat ± cordiérite. Aucune indication de métamorphisme de contact n'est observée en marge du Pluton d'Elmer (Frappier-Rivard, 2014) ni de rétromorphose.

Interprétation et Potentiel

Les interprétations de terrain tendent à démontrer que la minéralisation à la Zone A21 serait anté-déformation : 1) la zonalité métallique (Cu ± Zn vs Zn-Ag-Pb ± Cu ± Au) associée à la polarité stratigraphique (Gauthier et Larocque, 1998; Gauthier, 2000; Moukhsil et al., 2001; 2003) et à la présence de pyrite colloforme dans la partie supérieure du couloir minéralisé (Horizon du Lac Elmer) suggèrent une minéralisation synvolcanique générée par la mise en place du Pluton d'Elmer (2 745,5 +/- 1,6 Ma; Moukhsil et al., 2001); 2) les assemblages métamorphiques reflètent l'influence d'une altération hydrothermale pré-métamorphique zonée (phyllique, potassique et propylitique), représentée respectivement par des dire phyllosilicates et des minéraux riches en Fe-Mg et qui sont plissés par la déformation régionale D1 (Moukhsil et al., 2001). L'altération alumineuse résulte probablement du métamorphisme au faciès des amphibolites d'une altération argileuse intermédiaire qui représenterait la partie supérieure d'un système porphyrique ou qui ferait partie d'un système épithermal de type neutre low-sulfidation; 3) la présence de veines de ferrodolomite laminées, observées dans le secteur, est caractéristique des gisements de type épithermal neutre de type low sulphidation de l'Ouest américain (p. ex. le gisement d'or et d'argent de Round Mountain; Hedenquist et al., 1996); 4) le plissement, le démembrement et la transposition par la schistosité principale S1 des veines de quartz et de ferrodolomite; 5) la présence d'argentite et d'argent natif, qui n'est pas courante dans les gisements archéens (Gauthier et Larocque, 1998). Dans la Sous-province de l'Abitibi, on peut mentionner la présence d'argent natif dans les gisements de Selbaie, d'Abcourt, de Berrigan, de Coniagas et d'Estrades (Chartrand et Cattalani, 1990; Gauthier et Larocque, 1998;

Gauthier, 2000). Ces gisements sont peu nombreux et ils sont situés surtout dans la partie nord de la Sous-province de l'Abitibi. Quelques-uns sont interprétés comme étant associés à un appareil épithermal appartenant à un vaste système porphyrique (Gauthier et Larocque, 1998). Une fois métamorphisées et déformées, les caractéristiques d'un système épithermal peuvent devenir quasi identiques à celles d'un amas sulfuré volcanogène ou d'une zone de cisaillement aurifère de type orogénique (Gauthier et Larocque, 1998). Ces observations suggèrent que les minéralisations soient possiblement syn-volcaniques et pré-déformation D1 (Moukhsil et al., 2001). Par la suite, ces altérations et minéralisations précoces ont possiblement favorisé le développement de grandes zones de cisaillements en accommodant la déformation. Cette association minéralisation/altération et déformation semble a priori spatiale. Par contre, il ne faudrait pas négliger un possible enrichissement aurifère reliée à la déformation dans « l'Horizon du Lac Elmer » durant la ou les phases de déformation D1 et D2, comme le témoigne la présence de minéralisations interprétées comme étant syn-déformation (de type orogénique) dans le secteur, par exemple l'indice Patwon, à l'image des zones de cisaillement aurifères du style de Doyon ou d'Hemlo. Le secteur revêt un énorme potentiel comme le démontrent les nouvelles découvertes d'Azimut Exploration dans le secteur de l'indice Patwon. De plus, le forage LE98-14 confirme une augmentation du contenu en sulfures en profondeur, la persistance de l'altération, en intensité et en épaisseur, et l'épaississement de l'horizon anomal en or (0.36 g/t / 41.8m) (Bernier, 1998). Le forage LE98-03 a recoupé en fin de trou une andésite contenant de 1-5 % chalcopyrite-pyrite ± sphalérite ± pyrrhotite en veinules discordantes au rubanement, et disséminées, et qui a retourné un intervalle de 0,24 % Cu sur 9,7 mètres, accompagné de valeur en argent (10 ppm Ag), pouvant indiquer une zonation Zn-Cu (Bernier, 1998). Le forage LE98-15, localisé à 1,8 kilomètre au SO de l'indice Lac Elmer-Zone A21 et 2,3 kilomètres au NE de la zone Patwon, a recoupé une zone de brèche albitisée contenant 10 à 15 % pyrite disséminée et interstitielle, faiblement anomale en or (134 à 286 ppb Au). Cette zone de brèche est contenue dans un basalte chloritisé, localement faiblement à modérément silicifié. Cette zone, qui reste ouverte latéralement et en profondeur, explique une anomalie géophysique de polarisation provoquée (PP) qui s'étend sur plus de 1 kilomètre (Bernier, 1998). Toujours selon Bernier (1998), « l'Horizon du Lac Elmer », situé sur le flanc sud de l'antiforme, pourrait avoir son extension sur le flanc nord dont une partie reste peu explorée.

Gordie/Benoit/Will/Pierre



Nom_Alternatif:	Pierre
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1999
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Yasinski
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	I2F
Métamorphisme:	Schistes verts inférieurs

Contexte de la découverte

De nombreux travaux d'exploration ont eu lieu depuis la fin des années 1950 dans le secteur de la rive ouest du lac Sakami, au cours desquels plusieurs programmes de travaux d'exploration géologique, géochimique, géophysique et autres se sont déroulés et qui ont été compilés dans une carte géologique et un rapport sur la région de Sakami émis par la Commission géologique du Canada en 1957 (Eade et al., 1957). Des indices de cuivre, d'or, d'argent, de chrome et de fer ont été découverts grâce à ces travaux (p. ex. les gîtes ferrifères Duncan no.1 à no. 5 encaissés dans les formations de fer à oxydes du Groupe de Yasinski avec des ressources calculées de 1 milliard de tonnes métriques à 30 % Fe ; Germain, 1988; les indices du lac Discovery (lac Mistacheesic), du lac Ultra, du lac Beaver (lac Menarik) et du lac Pat (lac Missisakhcgin). En raison du développement des ressources hydroélectriques du territoire, la Société de Développement de la Baie-James (SDBJ) a eu pour mandat, de 1972 à 1982, de mettre en valeur les richesses naturelles de ce territoire avant qu'il ne soit inondé. À partir de 1974, le groupe Minier SES a réalisé plusieurs évaluations techniques ainsi que des levés géologiques, géochimiques et géophysiques le long de La Grande Rivière. Ces travaux ont mené à la découverte de plusieurs indices uranifères et métallifères qui ont fait l'objet de prospection détaillée par la suite. Entre les années 1974 et 1976, la Canadian Nickel Company a effectué une série de travaux dans le but de définir le potentiel en uranium des conglomérats d'Apple dans le secteur du lac Shabudowan. Vers la fin des années 1980, Ressources MSV a échantillonné et cartographié la région du lac Menarik. Ce secteur a fait l'objet de travaux d'exploration importants entre 1988 et 1992 pour mettre en relief le potentiel en chrome, nickel, cuivre, platinoïdes et or du Complexe de Menarik et de l'intrusion ultramafique du lac Ultra. L'ensemble des bandes volcano-sédimentaires du lac Yasinski a de nouveau été prospecté pour l'or par Noranda au début des années 1990. Suite à ces travaux, quelques indices aurifères ont été découverts à la bordure est de la séquence volcano-sédimentaire du lac Yasinski. De 1998 à 2001, le ministère des Ressources naturelles du Québec a lancé un programme de cartographie géologique, d'exploration géoscientifique et d'exploration minérale dans la région de la Baie-James, le projet Moyen Nord visant à accroître le potentiel minéral de ce vaste territoire nordique. Durant ces mêmes années, Ressources Dianor inc. effectua de multiples travaux d'exploration minière dans le secteur de l'actuelle propriété Lac Ménarik (cartographie, échantillonnage et prospection pour l'or et les métaux de base; géophysique et forage). La minéralisation de la zone Pierre a été découverte par prospection à l'été 1999. Au moins 8 indices aurifères ainsi que 2 secteurs montrant des valeurs anomales en or furent découverts à cette époque (0,89 g/t Au et 1,47 g/t Ag sur 68,25 mètres et 0,76 g/t Au et 2,4 g/t Ag sur 34,28 mètres; Oswald, 2018). La minéralisation est généralement encaissée dans une intrusion intermédiaire porphyrique altérée, localement fracturée, bréchifiée et cisaillée. En 2001 et 2002, Ressources Dianor orienta surtout ses travaux sur la recherche de diamants potentiellement contenus dans les dykes de lamprophyre du secteur du lac Menarik. Au cours de l'été 2013 et jusqu'en 2015, Mines Virginia/ Exploration Osisko Baie-James débuta un programme d'exploration sur la propriété suite à l'abandon des claims par Dianor dans le but de définir le contexte géologique des minéralisations aurifères, à repérer de nouvelles minéralisations ainsi qu'à trouver des extensions aux

différentes minéralisations connues. En 2016, Harfang Exploration acquit la propriété de Redevances Aurifères Osisko.

Contexte géologique

L'indice Pierre (la série des corps minéralisés Gordie/Benoît/Will/Pierre) est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie ouest du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à environ 50 kilomètres à l'ouest du contact interprété avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. La minéralisation est encaissée dans une intrusion homogène intermédiaire à felsique (monzonite à monzodiorite) contenant de 30 à 70 % de phénocristaux idio- à subidiomorphe (5 à 15 mm) de plagioclase, de quartz et de feldspath alcalin dans une matrice hololeucocrate à grain très fin, suggérant une mise en place hypabyssale, voire localement extrusive (latite). La matrice est dolomitisée et séricitisée et la roche peut être fortement fracturée, bréchifiée et cisaillée dans certains secteurs. L'intrusion est de forme allongée avec des dykes et des sills périphériques (Pearson, 2014). On observe occasionnellement des enclaves pyroxénitiques dans l'intrusion. Selon Pearson (2014), l'intrusion apparaît plus massive, homogène et fraîche dans sa partie occidentale. Dans la partie orientale (correspondant à la localisation de la plupart des indices aurifères), celle-ci est affectée par une altération et recoupée par de nombreux dykes aplitiques. Ces dykes présentent des contacts nets, sont fréquemment démembrés et sont injectés de veines de tension perpendiculaires aux contacts des dykes. Les dykes aplitiques, présents à l'indice Pierre, semblent jouer un rôle important dans l'histoire de la minéralisation. La masse intrusive principale est celle qui regroupe le plus grand nombre d'indices aurifères depuis le secteur Nova, à l'ouest, jusqu'aux indices Benoît et Giaro, à l'est. L'intrusion de plus petite taille comprenant les indices Pierre et Pierre Ouest semble correspondre à une masse intrusive tectoniquement détachée de l'intrusion principale (Oswald, 2018). Un échantillon de la monzodiorite porphyrique formant la roche encaissante des indices aurifères Gordie/Benoit/Will/Pierre (localisé à environ 1 km à l'ouest de l'indice), et qui coupe les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak, a retourné un âge de cristallisation de 2712,4 +/-1,4 Ma (Davis et al., 2005). À l'échelle plus régionale, plusieurs intrusions de tonalite, de diorite, de monzodiorite et de monzonite sont présentes et attitrées aux Intrusions de Duncan (Goutier et al., 1998). Au sud de la propriété, le Pluton tonalitique d'Amisach Wat a été daté à 2716 +/-3 Ma (Goutier et al., 1998). Cet âge confirme que ce pluton est plus jeune que les volcanites du Groupe de Yasinski (Goutier et al., 1998). De par leurs âges similaires, la monzonite encaissant la minéralisation et le Pluton d'Amisach Wat sont possiblement reliés génétiquement. Comme mentionné précédemment, l'intrusion minéralisée coupe les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak. Cette formation constitue la limite supérieure des roches volcano-sédimentaires du Groupe de Yasinski et dont une dacite attitrée à ce groupe, provenant de l'indice Marmotte, a été datée à 2732 +8/-6 Ma (Goutier et al., 1998). Ces roches volcaniques, de composition majoritairement basaltique à andésitique, sont fragmentaires (hyaloclatites ou pyroclastites), intensément cisaillées, foliées et cataclasées par endroit. Elles se présentent aussi sous forme homogène, massive ou rubanée. Au nord de l'intrusion aurifère, dans le secteur de l'indice Massé, les volcanites sont majoritairement mafiques et localement intermédiaires. Ces roches diffèrent des autres horizons volcaniques par la présence de coussins aplatis, allongés et quelquefois démembrés (Oswald, 2018). Un conglomérat faisant parie du Groupe de Yasinski est présent. Il se distingue de celui de la Formation d'Ekomiak par sa forte proportion de fragments de roches mafiques et par son association directe avec une formation de fer (Lévesque, 1998). De plus, il est toujours surmonté d'un chert contenant en moyenne 10 % de pyrite. Le conglomérat ne semble pas avoir-une épaisseur supérieure à 10 mètres. La Formation d'Ekomiak est en contact discordant au-dessus des volcanites et correspondent à des séquences clastiques grossières composées de wackes feldspathiques et de conglomérats polygéniques d'origine fluviatile ou alluvionnaire, de type « Timiskaming ». La distribution des âges dans un échantillon de conglomérat polygénique peu déformé de la Formation d'Ekomiak suggère que le matériel détritique provient de l'érosion des roches de la région du lac Yasinski où l'on trouve ce conglomérat (Davis et al., 2014). Le mode principal à 2735 Ma, correspondant à l'âge des volcanites du Groupe de Yasinski, est interprété comme étant l'âge maximal de déposition de cette formation. La séquence sédimentaire de la Formation d'Ekomiak sur la propriété est composée de trois unités: 1) un wacke felsique; 2) un conglomérat polygénique; et 3) des formations de fer. L'unité de wacke occupe un secteur de grande superficie orientée NE-SO dans la portion centrale. Il se présente généralement en bancs massifs, d'épaisseur métriques à plurimétriques et contient de nombreux lambeaux plissés de formations de fer, discontinues et démembrées en raison d'une transposition tectonique (Oswald, 2018). Le conglomérat représente également une unité importante sur la propriété. Selon Pearson (2014), les variations de texture démontrent que des subdivisions lithologiques sont possibles. D'après ses observations de terrains, restreintes autour des principaux indices aurifères, au moins quatre sous-unités informelles sont présentes : 1) un conglomérat à dominance de fragments de TTG près de l'apex oriental du porphyre monzonitique; 2) un conglomérat dominé par des fragments volcaniques plus à l'est; 3) un conglomérat à grands fragments de composition monzonitiques flottant dans

une matrice de wacke autour de l'indice Ben-Gord et plus à l'ouest; et 4) un groupe restreint d'affleurements le long de l'extension est de l'indice Pierre et qui montre une augmentation distinctive de l'angularité des fragments plus « felsique ». Les fragments tabulaires varient en longueur (millimètres à 20 mm; exceptionnellement près d'un mètre). Certains fragments sont blanchis (couleur crème pâle), d'autres sont recoupés par des veines de quartz préexistantes, impliquant une consolidation et une altération avant fragmentation (Pearson, 2014). Finalement, les formations de fer sont en général de faible puissance (< 2 mètres), mais peuvent localement atteindre 15 à 25 mètres d'épaisseur. Le faciès oxydé, alternant avec des lits cherteux et des lits riches en magnétite, est le plus répandu (Oswald, 2018). D'après la distribution des observations, il semble qu'une unité de formation de fer serait à la frontière sud-ouest de l'intrusion porphyrique (Pearson, 2014). Cette unité de formation de fer serait fortement démembrée, donnant lieu à une signature magnétique discontinue et masquant les relations lithologiques. Toutes ces roches sont souvent recoupées par des lamprophyres mafiques ainsi que par des dykes de gabbro, de monzonite et de syénite à quartz et hématite (SIGEOM, 2021; Oswald, 2018; Pearson, 2014).

Controle tectonique

La minéralisation est majoritairement contenue dans un réseau de veines et veinules ou des stockwerks de quartz-carbonates qui recoupent toutes les unités au niveau de zones de cisaillement et de fracturation altérées de 2 à 4 mètres de largeur, mais particulièrement dans l'intrusion monzonitique. Sur l'indice Pierre, l'enveloppe de ce réseau de veines et veinules semble être orientée N214°/80° et il est situé près du contact de l'intrusion (Lévesque, 1998). Des systèmes de veines de quartz en extension orientés N320° à N010° sont souvent observés (Beauregard, 2000). Pour les autres zones minéralisées (Gordie, Benoit, Benoit Extension et Will), les enveloppes minéralisées semblent plus orientées à N080° avec un pendage variant de 45° à 90°. La roche encaissante de la minéralisation est habituellement très déformée montrant des signes de fracturation et de cisaillement (Oswald, 2018).

Contrôles de la minéralisation

Il s'agit en fait de cinq zones minéralisées (Gordie, Benoit, Benoit Extension, Will et Pierre). La structure aurifère Pierre a été observée sur plus de 800 mètres de longueur, avec une largeur minimum de 20 mètres et est connu sur environ 50 mètres de profondeur. D'autres structures sont reconnues sur une distance latérale de 1,7 km et sur une largeur d'environ 100 mètres (Beauregard, 2000; Lévesque, 1998). La plupart des zones de cisaillement et les failles régionales et de fracturation sont orientées N060° à N080° avec un déplacement senestre (Beauregard, 2000). Les linéaments structuraux régionaux sont d'orientation ENE-OSO. Le lac Menarik lui-même masque une faille majeure limitant deux domaines métamorphiques. La foliation dominante est orientée ENE-OSO (N260°) avec un pendage modéré à fort (65°-80°) vers le nord (Pearson, 2014). L'approche d'un contact lithologique, en particulier lorsqu'un fort contraste rhéologique est présent, provoque un écart important de direction par rapport à la tendance principale (Pearson, 2104). Dans certains endroits, les roches sont intensivement plissées et déformées. Les plissements observés semblent avoir deux origines: 1) des plis parasites aux plis régionaux; 2) ou des plis d'entraînement associés à des zones de cisaillement (Beauregard, 2000). L'amplitude de ces plis varie entre 1 mètre à plus de 100 mètres. De façon générale, la charnière de ces plis est orientée O-SO avec une plongée variant de 50° à 75° en moyenne (Beauregard, 2000). Lorsqu'il est présent, le litage montre systématiquement une relation angulaire avec la schistosité, variant de 10° à 90° et suggérant une composante originale lithologique orientée N-S à NNO-SSE (Pearson, 2014). La partie interne de l'intrusion est déformée de façon homogène. Cette déformation s'exprime par le développement d'étroites zones de cisaillement proto-mylonitiques à mylonitiques, montrant parfois des terminaisons en queue de cheval, injectée de veines de quartz. L'orientation de ces fractures est variable bien que deux orientations principales dominent (N-S et ENE). Les variations autour de ces deux tendances sont soupçonnées d'être causées par des structures de terminaison en queue de cheval. Les injections hydrothermales sont essentiellement représentées par des filons de quartz. La longueur des veines varie entre 0,1 et 100 mètres, mais le plus souvent entre 1 et 3 mètres. Leur épaisseur est rarement supérieure à 5 centimètres, mais peut atteindre 25 centimètres. Comme le système de fractures mylonitisée, l'orientation des veines semble être organisée en systèmes distincts. Selon Pearson (2014), contrairement à la foliation principale, aucune orientation spécifique ne peut objectivement être privilégiée dans le système de veines. Cette observation suggère un réseau de stockwerk désorganisé. Cette dichotomie pourrait s'expliquer 1) par le fait que les veines dans la monzonite ont conservé la relation d'origine avec la roche encaissante, mais que l'intrusion monzonitique a subi un degré variable de rotation d'un endroit à l'autre ou 2) pourrait être liée à l'éventail des veines par les terminaisons des zones de cisaillement en queue de cheval.

Minéralisation

La principale occurrence de minéralisation est en étroite association avec des veines de quartz, en particulier dans la roche monzonitique (Pearson, 2014). Les deux autres unités contenant des minéralisations aurifères sont les wackes et les basaltes, mais ces dernières sont localisées à proximité du contact avec la monzonite (Pearson, 2014). La minéralisation est constituée surtout de 1 et 20 % de pyrite idiomorphe et disséminée à localement semi-massive (Beauregard, 2000), plus rarement en veinules et en amas millimétriques à centimétriques avec localement un peu de chalcopyrite (1 %) et des traces à 1% de galène, de sphalérite et de pyrrhotite. La pyrite est idiomorphe à hypidiomorphe et fait ente 0,1 et 4 millimètres. La chalcopyrite se présente au pourtour des amas de pyrite et en plages isolées. La galène est en association avec la chalcopyrite. Les sulfures s'observent dans les veines et veinules de quartz-carbonates, mais également dans les épontes de ces dernières (1 à 10 % de pyrite; Lévesques, 1998). Beauregard rapporte que de l'or a été noté sur quelques sections polies, relativement abondant et toujours en inclusion dans la pyrite ou en gouttelette dans la pyrite ainsi que libre dans les silicates. Les éléments métalliques enrichis sont Au, Ag, Te, Cu, Bi, Pb, Zn, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les épontes des veines sont, de façon générale, fortement silicifiées. Selon Beauregard (2000), la matrice de l'intrusif est intensément altérée en carbonates (dolomie). On note aussi une damouritisation ou une séricitisation intense ou une albitisation associée à la carbonatation. Toujours selon Beauregard (2000), les textures suggérant une intense silicification ou une albitisation affectant la matrice comparativement aux phénocristaux qu'elle enchâsse qui sont, eux, beaucoup plus frais supporte la thèse d'une intrusion porphyrique congestionné (crowded porphyry; Sillitoe, 2010) dont les fluides minéralisateurs tardifs magmatiques dans ce type de système, percolent entre les phénocristaux. Ces derniers agissent un peu comme un filtre permettant la canalisation des fluides. Cette texture distinctive de l'intrusion, souvent visible dans les phases aplitiques, est attribuée à la perte de pression pendant l'ascension rapide du magma et à la perte volatile qui en résulte (Sillitoe, 2010; Burnham, 1967). Une hématisation est observée sur certains indices (Lévesques, 1998). La silicification, sous l'habitus de veine, est de loin la plus importante. La roche encaissante est marquée par de nombreuses injections de veines et veinules de quartz-ankérites. Selon Pearson (2014), une silicification pénétrative à marbrée est également notée le long du contact sud sur la monzonite. Les injections de quartz sont associées aux principales valeurs aurifères. Un grand nombre d'entre elles semblent être étroitement associées à des zones de déformations (veines de tension et veines de cisaillement) sans indication de minéralisation ou d'altération significative. La densité des veines est inférieure à 1 veine par 20 mètres. La carbonatation est visuellement légère à modérée et définit certains domaines (Pearson, 2014). Le contact sud de la monzonite est dominé par des veines et veinules de carbonates, une carbonatation le long des plans de fracture ou le long des plans de schistosité. D'autre part, les sédiments présentent une légère carbonatation pénétrative. La partie nord-ouest de la monzonite présente un contrôle pénétratif des carbonates tandis qu'au pourtour de l'indice Pierre, la carbonatation de la monzonite est dominée par des veines à ankérite. Comme la silicification, la chloritisation et l'hématisation affectent la monzonite avec le même contrôle de la distribution que la silicification (c.-à.d. pénétratif) mais de plus fortes intensités dans la partie sud de l'intrusion (Pearson, 2014). À l'Indice Pierre, les dykes apolitiques présentent souvent des textures béchiques et contiennent des fragments de quartz dans la matrice. Certains de ces fragments hébergent clairement des veines de quartz pré-bréchification (Pearson, 2014). Cette suite de dykes se trouve à l'intérieur d'un "couloir" de bréchification nucléant de l'intrusion porphyrique (Pearson, 2014). Des évidences de bréchification in situ de l'aplite et des brèches de carapaces sont également reconnues sur le terrain par Pearson (2014). Dans ce couloir, la monzonite est sillonnée de nombreuses fractures. Dans ces zones, la silicification apparaît sous forme de veines ou en amas remplissant possiblement des zones de voïdes inter-fragments. La brèche est fortement altérée avec l'apparition d'une chloritisation, d'une carbonatation et d'une séricitisation. À l'extrémité est de l'indice Pierre, les veines de quartz deviennent plus fréquentes et forment des zones rouillées. La limite nord de la tranchée Pierre présente l'altération la plus intense, caractérisée par une carbonatation, une chloritisation et une sulfurisation beaucoup plus intense. Les échantillons prélevés dans cette partie de l'indice rapportent les meilleures valeurs aurifères (Pearson, 2014).

Métamorphisme

Goutier et al. (1998) définissent deux événements métamorphiques. Le premier est en association avec le complexe de Langelier, un événement amphibolite supérieur à l'origine des attributs gneissiques du socle rocheux anciens. Ce premier événement est plus ancien que le volcanisme du Groupe de Yasinski. Le second événement varie des schistes verts à l'amphibolite et affecte la plupart des séquences supracrustales. Les lithologies ont été métamorphosées depuis le faciès des schistes verts inférieur (nord du lac Menarik) jusqu'au faciès des amphibolites (rive sud du lac Menarik). La

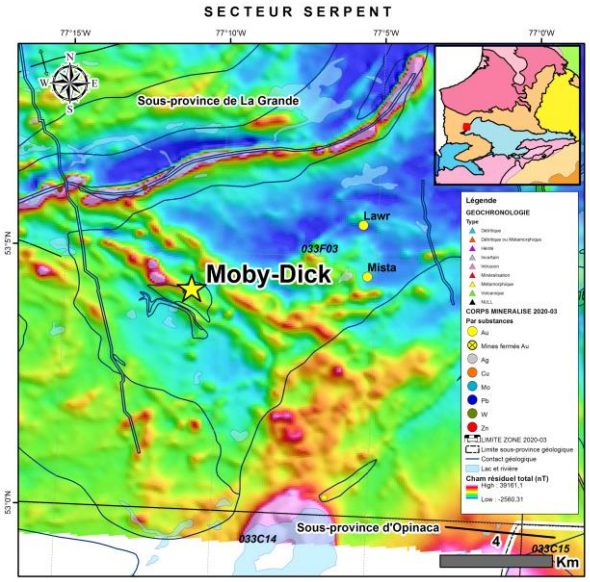
faille du lac Menarik marque un fort contraste métamorphique entre ces deux faciès (Harfang Exploration, 2020; Oswald, 2018). En lames minces, les roches volcaniques montrent la superposition de la fragmentation pyroclastique ainsi que le développement d'une la foliation liée à un métamorphisme régional aux schistes verts inférieurs (Beauregard, 2000). À l'indice Pierre, l'assemblage minéral est le quartz, les feldspaths, les carbonates, la chlorite et les carbonates. La minéralisation est interprétée comme étant pré-métamorphique.

Interprétation et Potentiel

Selon les observations, l'association spatiale et temporelle entre la minéralisation, les altérations et les éléments structuraux suggère que l'événement aurifère puisse être associé 1) soit à un modèle similaire à l'or associé aux intrusions syénitiques/monzonitiques tel que défini par Robert (2001) ou 2) soit à un contexte d'or orogénique. Le contexte métallogénique du secteur de l'indice Pierre est celui qui se rapproche le plus du modèle magmatique-hydrothermal développé dans les intrusions intermédiaires. Selon Pearson (2014), cet indice représente une exposition exceptionnelle où la déformation n'occulte pas les relations géométriques et que cet indice diffère de tous les autres par la présence de fortes altérations et de lithofaciès différents dans la monzonite. Il note également, comme les auteurs des autres études, que l'indice Pierre présente plusieurs similitudes avec les « Gisements aurifères disséminés associés aux syénites » (Robert, 2001). La phase aplitique qui est susceptible d'être en relation avec un système hydrothermal riche en fluides est particulièrement intéressante. Ici, la bréchification n'est pas liée à la tectonique, mais très probablement à un gradient de pression abrupt conduisant au développement d'une brèche hydrothermale. La différence de contrôle de la carbonatation entre la partie nord-ouest et l'indice Pierre pourrait s'expliquer peut-être par une pression de confinement différente et amenant des arguments positifs pour la présence de fluides syn-magmatique (Pearson, 2014). Comme le souligne Robert (2001), ces types de gisement se caractérisent par une minéralisation coïncidant avec la plus forte altération. Donc, l'indice Pierre représente le cadre le plus intéressant et le plus prometteur. La congruence d'éléments significatifs comme la brèche craquelée dans la monzonite centrée sur une suite de dykes aplitiques, eux-mêmes recouverts d'enveloppes de brèche altérée et culminant en carapace-brèche; conjointement avec la présence d'une plus forte densité de veines de quartz-ankérite, d'une chloritisation plus intense et de minéralisation aurifère non limitée aux veines; tous ces paramètres combinés pointent vers un système hydrothermal étroitement lié à l'histoire magmatique. Cette intrusion compétente et localement fracturée, brèchifiée et cisaillée offre un potentiel énorme pour la mise en place de minéralisation disséminée, de stockwerks de veines et de veinules aurifères. D'autres intrusions monzonitiques sont présentes sur la propriété et méritent d'être prospectées. Il est bon de mentionner que les cisaillements aurifères orogéniques dans les conglomérats et les wackes n'ont probablement pas le même âge que ces minéralisations aurifères magmatiques-hydrothermales (possiblement plus jeunes et de type or-orogénique), mais constitue néanmoins un excellent potentiel aurifère dans le secteur, étant donné que peu de forages ont testé ces structures aurifères. Lévesques (1999) mentionne que la continuité de la minéralisation de certains indices aurifères de la propriété ne peut pas être mise en doute et qu'il est fort probable que certaines structures porteuses ou maîtresses de ce secteur n'ont pas encore été découvertes. La datation de la monzonite à 2 712,4 +/-1,4 Ma (Davis et al., 2005) indiquerait un âge minimal pour la sédimentation de la Formation d'Ekomiak et un âge maximal de la minéralisation aurifère magmatique-hydrothermale dans cette monzodiorite (minéralisations syn-magmatiques). Certaines évidences de terrain, notamment la présence de pépérites, suggèrent que la monzodiorite s'est mise en place alors que ces sédiments étaient non consolidés et encore gorgés d'eau et la localisation d'intrusion semble être liée à des failles syn-sédimentaires bordant le bassin d'Ekomiak (Davis et al., 2005). Par contre, Pearson (2014) mentionne quant à lui que l'absence de bordure de trempe autour de la monzonite et des fragments dans les conglomérats à fragments de monzonites résulterait d'une dislocation tectonique avec l'intrusion préexistante. La nature du contact monzonite-conglomérat serait plus tectonique par opposition à un contact thermique. D'autres évidences de terrain montrent que les conglomérats sont en discordance sur la monzonite, datée à 2 712,4 +/-1,4 Ma (Davis et al., 2005), indiquant que ces derniers soient plus jeunes que 2 712 Ma. Or, il semble qu'un des zircons, fort probablement détritique, a donné un âge de < 2 714 +/-9 Ma (Davis et al., 2014). Cet âge laisse croire que la déposition du conglomérat ne peut pas être antérieure à 2 714 Ma. Dans ces circonstances, le conglomérat serait soit contemporain, soit plus jeune que la mise en place de l'intrusion monzonitique principale (< 2 712 Ma). Selon Goutier et al. (1998), l'âge de 2 716 +/-3 Ma est interprété comme celui de la mise en place du Pluton d'Amisach Wat et conséquemment comme l'âge maximum des deux premières phases de déformation ayant affecté les roches supracrustales. Ici, un potentiel non négligeable pourrait être associé avec la mise ne place de ce pluton ou au contact de ce dernier avec les roches du Groupe de Yasinski. Par exemple, l'indice cuprifère Autobus, qui est localisé plus au sud, pourrait représenter un exemple de ce potentiel de minéralisation. Cet indice est caractérisé par une veine de

quartz de 2 mètres d'épaisseur orientée N245o et qui a été suivie sur plus de 300 mètres latéralement (Beauregard, 2000; Lévesques, 1999). Cette veine s'est mise en place au contact entre des basaltes amphibolitisés et la tonalite du Pluton d'Amisach Wat. Cette veine et ses épontes ont retourné des teneurs allant jusqu'à 1,62 g/t Au, 2,1 % Cu et 22,6 g/t Ag. Ce type de veine est également rapporté par Gaucher (1998) dans le secteur du lac Yasinski-NE et pourrait s'apparenter aux veines cuprifères de type Opemiska dans le camp minier de Chibougamau-Chapais dans la Sous-province de l'Abitibi. Ce contact entre les basaltes amphibolitisés et la tonalite du Pluton d'Amisach Wat pourrait être propice à la découverte de ce type de minéralisation. Le secteur de l'indice Pierre partage plusieurs similarités géologiques et métallogéniques clés avec des camps miniers majeurs dans les cratons archéens de la Province du Supérieur et du Yilgarn comme plusieurs études le démontrent (p. ex. Gosselin et Dubé, 2005; Robert et al., 2005; Dubé et Mercier-Langevin, 2020), par exemple la présence de séquences de roches clastiques grossières déposées au-dessus des séquences de roches métavolcaniques, par la présence d'intrusions porphyriques alcalines felsiques à intermédiaires de faible profondeur, par une altération carbonatée étendue régionalement, par de multiples styles et d'âges de minéralisation aurifère et par la présence de failles régionales crustales majeures qui représentent des structures de type « long-lived structure » (p. ex. la faille Cadillac-Larder Lake), qui ont agi comme conduits des fluides et de magmas à l'échelle de la croûte et qui ont également influencé la sédimentation clastique (ici, la faille du lac Menarik). Ces études mentionnent que ces caractéristiques sont également partagées par un certain nombre de camps miniers aurifères de moindres envergures. Il est important de mentionner que le secteur des indices Pierre/Gordie/Benoît/Will/ est l'un des rares endroits à la Baie-James où des minéralisations aurifères disséminées associées à des intrusions intermédiaires potassiques, telles que définies par Robert (2001), sont observées.

Moby-Dick



Nom_Alternatif:	Projet Serpent
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	2020
Méthode de découverte:	Prospection et géochimie env
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	Yasinski
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	I3
Métamorphisme:	Schistes verts supérieurs

Contexte de la découverte

Les premiers travaux de cartographie géologique systématique ont été réalisés dans les années 1940 et 1950 par la Commission géologique du Canada. Le secteur du lac Yasinski fut l'objet d'une première prospection systématique à la fin des années 1950 par Main Exploration (géophysiques, prospection, tranchées, échantillonnage). Ces travaux ont permis la découverte de nombreux indices de cuivre, d'or, d'argent, de chrome et de fer, soit les indices du lac Discovery (lac Mistacheesic), du lac Ultra, du lac Beaver (lac Menarik) et du lac Pat (lac Missisakhegin). Par la suite, le ministère des Richesses naturelles entreprend une cartographie dans les années 1960 et 1970 avant le remplissage des réservoirs de la Baie-James. Dans les années 1970 et 1980, de nombreuses compagnies (p. ex. la Canadian Nickel Company, Groupe S.E.S., Les Mines J.A.G) ont effectué une série de travaux pour établir le potentiel uranifère des conglomérats de la Formation d'Apple. L'ensemble des séquences volcano-sédimentaires du lac Yasinski a de nouveau été prospecté pour l'or par Noranda au début des années 1990. En 1994, le ministère des Ressources naturelles démarrait un programme (programme Moyen-Nord) de cartographie, d'études géoscientifiques et d'exploration minière dans la région de la Baie-James dans le but de mettre en valeur le potentiel minéral de cette région. Une synthèse métallogénique pour l'ensemble du feuillet 33F a été réalisée dans le cadre de ce programme. En 2017, Hargfang Exploration découvre, par prospection de surface, deux indices aurifères ± cuivre ± argent (Langelier et Mista). Suite à ces découvertes, la compagnie fait l'acquisition de 255 claims séparés en 2 blocs et qui deviendra le projet Serpent. En 2018 et 2019, la compagnie effectue un large levé de till sur la propriété. Une large anomalie aurifère est délimitée dans les échantillons de till. Huot (2021) mentionne que l'anomalie l'une des plus importantes au Canada selon Stuart Averill de la compagnie Overburden Drilling Management Ltd. De 2017 à aujourd'hui, de nombreux travaux d'exploration sont effectués sur la propriété (géophysique, cartographie, échantillonnage, levé d'environnement secondaire, décapage, forage, etc.). En plus des indices déjà connus dans le secteur, ces travaux ont permis à la compagnie de mettre à jour de nombreux nouveaux indices de métaux précieux (Au, Ag) et de métaux usuels (Cu, Mo, Pb, Bi, W) (p. ex. Lawr, Sasquatch, Ana, Mista, Boa, Python, Camp, etc.). Ces travaux ont mené à la découverte d'une empreinte aurifère de plus de 7 kilomètres x 2 kilomètres (ouverte vers l'ouest et vers l'est) comprenant plusieurs corridors aurifères d'importances dans un secteur peu connu de la Baie-James. Dans le secteur de la diorite, 17 % des échantillons (choisis et rainure) ont des valeurs plus élevées que 100 ppb Au et 25 % des échantillons (choisis et rainure) ont des valeurs plus élevées 50 ppb Au.

Contexte géologique

L'indice Moby-Dick est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie ouest du domaine lithotectonique de la Grande Rivière, à environ 20 kilomètres à l'ouest du contact interprété avec la Sous-province métasédimentaire d'Opinaca. Ce contact est considéré comme un métallotecte important à l'échelle de ces deux sous-provinces. La propriété se situe dans une structure anticlinale en forme de dôme, basculée vers le nord-est (Huot, 2020). Le corps minéralisé est encaissé dans des zones de cisaillement contenant des veines de quartz aurifère à l'intérieur ou en

bordure d'intrusions irrégulières et de dykes ultramafiques, mafiques à intermédiaires tardifs (Huot, 2021). Les intrusions et les dykes mafiques les plus volumineux sont différenciés (dunite, péridotite, pyroxénite, gabbro et diorite quartzifère). Les magmas les plus primitifs et les plus magnésiens peuvent être minéralisés en Cr-Ni-ÉGP (p. ex. l'indice Nadine; 0,37 % Ni sur 17,2 mètres). Ce magmatisme ultramafique à intermédiaire a une affinité tholéiitique typique des N-MORB (Huot, 2021). Des datations sont en cours (U-Pb sur zircons) pour un dyke mafique à phénocristaux de plagioclase et sur l'unité de diorite quartzifère foliée de l'indice Sasquatch. Dans la partie ouest de la propriété, une grande intrusion différenciée de composition ultramafique à intermédiaire (diorite quartzifère) s'est mise en place entre le Complexe de Langelier (au nord) et les paragneiss/métatexites (au sud). Dans la partie est de la propriété, des gabbros et des dykes ultramafiques recoupent les gneiss tonalitiques du Complexe de Langelier, des paragneiss/métatexites et des veines de quartz précoces et stériles, mais sont recoupés par des intrusions felsiques tardives, des granites et des pegmatites appartenant, entre autres, à la Suite granitique du Vieux Comptoir. Le Complexe de Langelier est considéré comme le socle continental paléoarchéen et daté à 3452 +/-16 Ma dans ce secteur par Davis et al. (2014). Ces roches intrusives sont de haut grade métamorphique, injectées de leucosomes felsiques (fusion partielle), métamorphisées au faciès des amphibolites supérieures à granulite (?) et présentant divers degrés de déformation très variable, souvent très fort (faiblement folié à plissements hétérogènes). Cette déformation est possiblement en partie plus ancienne que la formation des séquences de roches volcano-sédimentaires de la région (Huot, 2021) et pourrait correspondre à l'épisode de déformation affectant les roches du Complexe de Langelier reconnue par Goutier et al. (1999). Les unités volcano-sédimentaire de la propriété sont représentées, de la base au sommet, par des lambeaux d'arénite quartzitique à fuchsite représentant possiblement l'équivalent fortement métamorphisé de la Formation d'Apple, et par les roches volcaniques avec niveaux sédimentaires du Groupe de Yasinski. La Formation d'Apple est composée à la base de sédiments matures interstratifiés, d'une arénite quartzitique et d'un conglomérat monogénique pyriteux et uranifère (Paquette et Gauthier, 1997), qui reposent en discordance sur le socle tonalitique Paléoarchéen à Mésoarchéen et dont l'âge de déposition maximale est estimé à <2751 Ma (Goutier et al., 2003). L'indice Mista (0,99 % Cu, 0,20 g/t Au, 7,7 g/t Ag sur 11,7 mètres) est encaissé dans une arénite quartzitique fortement injectée de veines de quartz. Cette séquence sédimentaire de platte-forme est recouverte en concordance ou localement en contact de faille, par les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Yasinski (Goutier et al., 2002) et datées entre 2747 +/-2 Ma à 2732 +/-8 Ma (Fleury, 2019; Goutier et al., 1998 ; Goutier et al., 2003 ; Davis et al., 2005). Ce groupe se compose de basalte aux faciès massifs et coussinés, de basalte amphibolitique, de formations de fer au faciès des oxydes et des silicates, de roches sédimentaires clastiques et de pyroclastites intermédiaires et felsiques. Ces unités dominent dans la partie est de la propriété et sont en continuité de l'assemblage contenant le gîte aurifère La Pointe (Huot, 2020). Sur la propriété, les roches du Groupe de Yasinski sont en réalité quelques lambeaux discontinus de paragneiss, d'amphibolite finement grenue et de formation de fer (surtout dans la partie sud) et représentent l'équivalent fortement métamorphisé des roches de ce groupe (Huot, 2020). Huot (2021) rapporte la présence locale de dykes felsiques (aplites et QFP) dans les zones de cisaillement. Toutes ces roches sont coupées par des intrusions felsiques tardives de composition granitique, homogène à porphyrique présentant des textures massives à légèrement foliée. Ces intrusions ont peu de minéraux ferro-magnésiens (hornblende- biotite) et se présentent sous forme de masses irrégulières et de dykes (Huot, 2020). Elles auraient un lien génétique possible avec la Suite granitique du Vieux Comptoir (Huot, 2020). Les granites et pegmatites de la Suite granitique du Vieux Comptoir, datés à 2683 ±10 Ma dans le secteur (David, 2018) sont abondants dans la partie sud-est de la propriété. Huot (2019) mentionne une évolution depuis un « batholite » au sud-est vers des dykes décamétriques à hectométriques s'injectant dans le Complexe de Langelier et les autres lithologies en direction du nord-ouest (vers le secteur des indices aurifères).

Controle tectonique

La minéralisation est majoritairement contenue dans des zones de cisaillement et des veines de quartz contenues à l'intérieur d'imposantes structures, plus ou moins parallèles aux masses irrégulières et aux dykes différenciés généralement orientés E-O, ONO-ESE et NO-SE dextres. Les dykes magnétiques (plus ultramafiques) sont plutôt confinés dans un couloir E-O, qui pourrait correspondre avec la partie la plus chaude du système magmatique (Huot, 2020). La structure Moby-Dick est orientée N245°/80°. Les contacts cisaillés entre le gabbro et la roche encaissante plus compétente (p. ex. diorite quartzifère, les roches tonalitiques gneissiques du Complexe de Langelier) semblent être un site privilégié pour la mise en place des veines de quartz aurifères. Des zones aurifères existent aussi dans la diorite quartzifère déformée.

Contrôles de la minéralisation

L’empreinte aurifère la plus importante est connue sur plus de 7 kilomètres par 2 kilomètres et est en association spatiale avec l’intrusion différenciée, majoritairement de composition dioritique, et les linéaments structuraux affectant cette intrusion. Les plus grandes veines de quartz et corridors de déformation se trouvent dans l'anomalie aurifère dans les tills et à l'intérieur ou en bordure de cette intrusion mafique différenciée. Typiquement, les veines varient entre 10 à 30 centimètres de large (plus rarement 1 à 2 mètres) et pouvant se suivre sur 300 à 400 mètres latéralement. La minéralisation peut se présenter également en stockwerk de 10 à 12 mètres de puissance. Les structures de cisaillement et les veines sont sub-verticales et rarement à faible pendage. L’extension en profondeur des zones minéralisées est inconnue. La faible compétence rhéologique des dykes mafiques/ultramafiques, comparativement à la diorite et au gneiss tonalitique, favorise le développement de cisaillements et la circulation de fluides siliceux et aurifères. On reconnaît au moins 3 types de veines : 1) un type de veine associé à des cisaillements (veine à haute teneur aurifère et orientée E-O); 2) un type de veine en extension présentant des textures drusiques et de crack-and-seal (veine de grande continuité avec des teneurs de l’ordre de < 100 ppb Au et orientées NNO-SSE); 3) un type de veine avec un aspect pegmatitique à plagioclase et feldspath potassique et stérile. La plupart des veines de quartz (incluant celles aurifères) recoupent toutes les lithologies sur la propriété, à l'exception de quelques pegmatites et des dykes de diabase tardifs (Harfang, 2020).

Minéralisation

La plupart des veines sont dépourvus de sulfures. Lorsqu’ils sont présents, ils se composent de 1 à 3% pyrite disséminée dans l’encaissant intrusif et parfois dans les veines de quartz, des rares traces de chalcopyrite, de pyrrhotite et de galène. L’or libre et grossier est commun. En plus des indices aurifères, des indices de Cu-Au-Ag, Cr-ÉGP ainsi que des indices Ag, Mo, W et Pb sont présents sur la propriété. Les éléments métalliques enrichis sont Au, Ag ± Bi ± W ± Mo ± Pb, ce qui constitue l’assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Des altérations siliceuse, potassique et calco-silicaté sont observées en bordure des veines et affectant la roche encaissante. Mais les épontes généralement peu altérées. L’altération est différente selon la roche qui encaisse les veines aurifères. Une altération propylitique est suspectée. Les minéraux d’altération observés, en ordre d’importance, sont l’actinote/hornblende, la biotite, le quartz, la chlorite, l’albite, l’hématite, l’épidote, les feldspaths potassiques, la séricite et la calcite. De la tourmaline et de la scheelite sont localement observées.

Métamorphisme

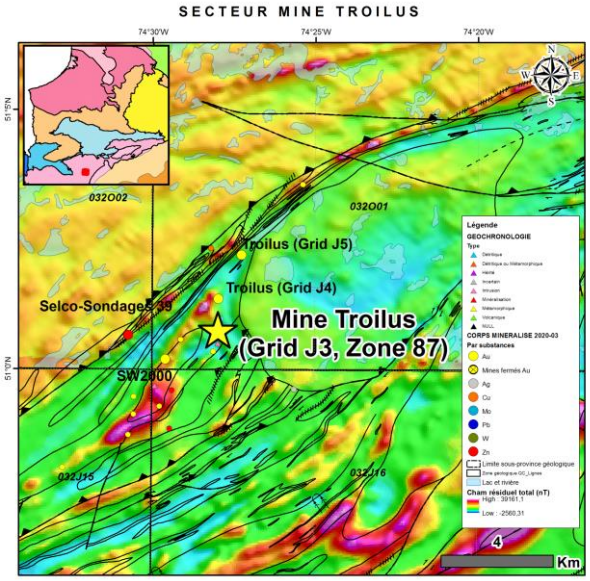
Le métamorphisme des couloirs de déformation encaissants les veines de quartz aurifères et les intrusions et dykes mafiques différenciés est aux faciès des schistes verts supérieurs et des amphibolites inférieures comparativement aux roches du Complexe de Langelier, de la Formation d’Apple et du Groupe de Yasinski, qui sont quant à elles, aux faciès des amphibolites supérieures avec fusion partielle (granulite?). La présence de chlorite pourrait indiquer un rétromorphisme de la roche encaissante (amphibole vers chlorite ou biotite vers chlorite). L’assemblage minéral est l’actinote/hornblende, la biotite, le plagioclase, le feldspath potassique et l’épidote.

Interprétation et Potentiel

Une partie de la minéralisation aurifère semble associée à un épisode de déformation en transpression dextre tardif qui a mené au développement des zones de cisaillements E-O et ONO-ESE et des veines aux faciès des schistes verts supérieurs et des amphibolites inférieures. Cet épisode de déformation est postérieur à moins trois autres épisodes de déformation/métamorphisme : 1) un épisode aux faciès des amphibolites supérieures et restreintes à l’ancien socle continental, soit les roches du Complexe de Langelier; 2) un épisode de déformation principale et métamorphisme aux faciès des amphibolites supérieures affectant la séquence volcano-sédimentaire (Formation d’Apple et le Groupe de Yasinski) et les roches du Complexe de Langelier; et 3) un épisode de déformation menant à la formation de l’anticlinal en forme de dôme (plissement, soulèvement et métamorphisme). Selon Huot (2021), la mise en place des intrusions mafiques (±ultramafiques) à intermédiaires est probablement associée à un épisode de fracturation intracontinentale profonde et que l’épisode final de déformation associé à la mise en place de l’or représenterait la fermeture de la fracturation. Cet événement magmatique archéen est possiblement aussi jeune que certaines phases intrusives de la Suite granitique du Vieux Comptoir (< 2683 Ma) puisque certaines intrusions et certains dykes mafiques recoupent ces phases tardives et que les veines recoupent les intrusions et les dykes mafiques. La datation en cours d’un dyke mafique à phénocristaux de plagioclase et de la diorite foliée vérifiera cette hypothèse. La faible compétence rhéologique des dykes mafiques et ultramafiques comparativement à la diorite et au gneiss tonalitique semble constituer un autre

contrôle majeur de la localisation des veines aurifères. Les contrastes rhéologiques favorisent le développement de cisaillements et la circulation de fluides siliceux et aurifères, soit à l'intérieur ou en bordure des intrusions mafiques en contact avec les roches encaissantes les unités ultramafiques, mafiques et intermédiaires (p. ex. tonalite gneissique, paragneiss/métatexite, pegmatite, etc.). Deux autres styles de minéralisation sont présents sur la propriété : 1) des minéralisations à Cu-Au-Ag ± Pb ± Mo ± Bi associées aux intrusions (intrusion-related mineralizations); et 2) des minéralisations à Cr-Ni-ÉGP associées au magmatisme ultramafique à mafique. Une autre hypothèse émise serait que l'intrusion dioritique pourrait être antérieure aux dykes mafiques et ultramafiques. La foliation enregistrée dans la diorite et la présence de leucosomes indiquent que cette dernière a subi un épisode de déformation et de métamorphisme aux faciès supérieurs des amphibolites. De plus, la diorite et ces leucosomes sont recoupés par les dykes mafiques non déformés injectés de veines de quartz ± aurifères. Sans âge pour cette intrusion, nous pouvons émettre l'hypothèse que cette dernière serait soit : 1) une intrusion synvolcanique et synchrone à la séquence de roches volcano-sédimentaire du Groupe de Yasinski ou 2) soit qu'elle serait du vieux socle continental du Complexe de Langelier. Si la première hypothèse s'avère exacte et que cette intrusion intermédiaire est synchrone au volcanisme du Groupe de Yasinski, alors la Tonalite de La Grande ne serait plus l'exception d'intrusion synvolcanique minéralisée dans cette séquence volcano-sédimentaire. L'or associé aux zones de cisaillements et aux intrusions et dykes mafiques à ultramafiques tardifs aurait pu provenir de cette intrusion minéralisée et être alors remobilisé durant un épisode de déformation tardi-archéen. Quoi qu'il en soi, le potentiel minéral du secteur est très élevé en tenant compte de la faible densité de travaux effectués dans le passé dans ces roches anciennes de la Sous-province de La Grande.

Mine Troilus



Nom_Alternatif:	Zone 87, Grid J3, Fosse J4
Type de corps minéralisé:	Mine fermée
Année de découverte:	1987
Méthode de découverte:	Forage
Sous-province Géologique:	Sous-province d'Opatica
Domaine lithotectonique:	Domaine Frotet-Troilus
Sequence Volcanosedimentaire:	Frotet-Evans
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	I2J
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

Les travaux d'exploration initiale dans la région du lac Troilus ont commencé en 1958 à la suite de la découverte de nombreux blocs erratiques contenant des anomalies de cuivre et de nickel (Fraser, 1993; Diniz, 2019; Daigle, 2020). Durant les années 1960 et 1970, quelques indices de cuivre et de zinc ont été découverts, dont les indices de sulfures massifs Baie Moléon (Falconbridge Ltd. en 1961) et Lessard (Selco Mining Corp en 1971) situés au sud-ouest du gisement Troilus, dans le secteur du Lac Domergue. Avant 1985, la zone du projet faisait l'objet d'une exploration régionale par Falconbridge Ltd (maintenant Glencore) et Selco Mining Corp. Dans les années 1980, le gouvernement du Québec a réalisé un levé géophysique aéroporté au-dessus d'une vaste zone couvrant la partie orientale de la ceinture de Frotet-Evans et accompagné d'un programme de cartographie (Simard et Roy, 1984; Simard, 1987). Ces études ont indiqué un bon potentiel pour les minéralisations aurifères et de métaux usuels dans la région. Le gisement Troilus a été découvert par forage entre 1987 et 1988 par Kerr Adison Mines Ltd à la suite de ces travaux. En 1988, Minnova Inc. (Minnova) deviens l'opérateur dans une coentreprise 50-50 avec Kerr Addison. En février 1993, Metall Mining Corporation (Metall) a acquis la participation de Minnova et, en mai 1993, Metall Mining Corporation a acheté toutes les propriétés minières de Kerr Addison. En 1993, une étude de faisabilité a été publiée. En 1995, Metall Mining Corporation devient Inmet Mining Corp. (Inmet). Inmet a été acquise par First Quantum en mars 2013. La mine a commencé sa production commerciale en octobre 1996 et a fonctionné en continu jusqu'en avril 2009 et l'usine a continué à traiter les matériaux de stockage jusqu'au 29 juin 2010. De 1986 à 2008, plusieurs programmes de forage ont été complétés sur la propriété. Par contre, il n'y a pas eu de forage de 2008 à 2017. À partir de 2017, Troilus Gold Corporation entame des travaux de cartographie et de prospection de terrain ainsi qu'une étude structurale qui mènera à des programmes de forage qui ont été complétés de 2018 à 2020. Depuis la formation de Troilus Gold Corporation, les activités d'exploration se sont concentrées sur des cibles autour des zones principales Z87 et J4/J5. Ces cibles incluent les zones au nord-est de J4/J5 (J4N ou Allongé, L'Ours, Carcajou) et au sud-ouest de Z87 (Z87S, Z86, SW et Sand Pit) (Daigle, 2020). En 2020, une estimation de ressources est calculée et étude économique préliminaire (PEA) est effectuée par AGP Mining Consultants Inc. pour le compte de Troilus Gold Corporation (Daigle 2020; Zurowski et al., 2020). En plus des travaux d'exploration et de production, le gisement cupro-aurifère du Lac Troilus a fait l'objet de nombreuses études scientifiques. Le premier article publié sur la géologie du gisement Troilus a été présenté par Fraser (1993). Par la suite, d'autres études suivront pour tenter de mieux comprendre ce gisement dont l'origine métallogénique est encore aujourd'hui débattue (Magnan, 1993; Carles, 2000; Goodman et al., 2005; Larouche, 2005). Diniz (2019) présente la dernière étude publiée concernant la géologie du gisement de Troilus et dont l'objectif principal est de présenter une revue complète des études précédentes développées dans le gisement Au-Cu de Troilus Au pour amener des propositions de travaux futurs visant à mieux comprendre le système minéralisé du gisement et les implications pour l'exploration.

Contexte géologique

Le gisement cupro-aurifère Mine Troilus est localisé dans la partie centrale de la Sous-province d'Opatica, dans la partie orientale de la séquence volcano-sédimentaire de Frotet-Evans, dans le segment lithotectonique de Frotet-Troilus (Simard, 1987; Boily et Dion, 2002). Ce segment est caractérisé par une histoire volcano-magmatique et structurale complexe et variable divisée en quatre épisodes volcaniques principaux (Gosselin, 1996), dominés par des roches volcaniques mafiques et des intrusions mafiques cogénétiques contemporaines, des roches volcaniques intermédiaires à felsiques et des roches pyroclastiques associées. Des roches sédimentaires épiclastiques mineures et des unités ultramafiques sont localement observées. Ces roches sont attitrées au Groupe de Troilus (Simard, 1987; Gosselin, 1996). Ces roches supracrustales sont intruses par des plutons granitoïdes et des dykes qui sont probablement pré-tectonique à post-tectonique (Boily, 1995). Le gisement est situé géographiquement dans le secteur formellement nommé « Parker » et encaissé dans des roches intrusives situées au niveau stratigraphique de la Formation de Parker. Les roches de cette formation dans cette région sont caractérisées par une intense déformation due à la présence de la zone de failles de Parker (Gosselin, 1996, Diniz, 2019). Le gisement est localisé dans la partie NE d'une intrusion dioritique, nommée Diorite de Troilus, à proximité du contact sud de celle-ci. Cette intrusion est orientée selon un axe NE-SO. Elle représente la roche encaissante principale de la minéralisation des zones Z87, Z87S et J4. Les nouvelles zones Z86 et SW sont, quant à elles, localisées respectivement au SO et au NO de la diorite, à l'intérieur de la séquence volcano-sédimentaire. La nature plutonique de cette unité a été postulée pour la première fois par Carles (2000). Cependant, des études antérieures (Fraser, 1993 ; Magnan, 1993) avaient décrit cette roche intermédiaire comme un « tuf volcanique porphyrique ». L'unité dioritique forme un corps allongé d'une longueur de 6 kilomètres et d'une largeur d'un kilomètre et encaissée dans la séquence volcanique. Elle est composée principalement de plagioclase à grains moyens à grossiers et de hornblende dispersée dans une matrice à grains fins de feldspath, d'amphibole, d'épidote et de quartz accompagné de pyrite et de titanite en quantité mineure (Carles, 2000). L'intrusion présente des faciès massifs, bréchiques ou porphyriques. Des bandes étroites, bien foliées et riches en biotite, recoupent localement la diorite et comprennent du quartz à grain fin, de la biotite, des phénocristaux de plagioclase et des sulfures disséminés (Carles, 2000). Les contacts entre le pluton dioritique et l'amphibolite encaissante sont décrits comme graduels se transformant en amphibolite à grain fin (Carles, 2000; Goodman et al., 2005). Cette gradation est caractérisée par une augmentation proportionnelle de la biotite et de l'amphibole, et une destruction partielle à complète de la texture porphyrique (Magnan, 1993). Cette unité d'amphibolite s'observe autour du pluton dioritique. L'amphibolite forme l'éponte structurale du gisement à la zone Z87. Une unité bréchique se présente de façon irrégulière à l'intérieur et autour des marges de la diorite. Elle constitue l'unité encaissante de la zone minéralisée principale du gisement Troilus dans la zone Z87, où elle peut être tracée sur la totalité latérale du gisement, variant de 10 à 100 mètres d'épaisseur (Fraser, 1993). La brèche est caractérisée par deux types de fragments centimétriques: (i) des fragments de diorite ; et (ii) des fragments d'une roche porphyrique avec des phénocristaux de feldspath dans une masse à grain fin de quartz et de feldspath. Les fragments sont généralement arrondis, montrant une sphéricité variable, et généralement allongés parallèlement à la foliation principale. Dans les parties moins déformées, les fragments sont pour la plupart subangulaires. La matrice est similaire à l'amphibolite encaissant la diorite, et composée d'amphibole et de biotite à grains fins, et d'épidote, de quartz et de feldspath en moindre quantité. L'origine de la formation de cette unité (hydrothermale ou magmatique) est l'une des principales controverses dans le gisement Troilus (Diniz, 2019). Goodman et al. (2005) concluent avec des arguments lithogéochimiques que la brèche est d'origine magmatique, contredisant l'hypothèse de Fraser (1993), qui a suggéré que la brèche était d'origine hydrothermale, liée à la genèse de la minéralisation, et indicatif d'un environnement de faible profondeur (sub-volcanique?) pour la formation du minerai. La Diorite de Troilus est encaissée dans une épaisse séquence de roches volcaniques de composition variable et attirée à la Formation de Parker. Ces roches sont dominées par des volcanites mafiques, essentiellement représentées par des basaltes massifs et/ou coussinés, mais également, en moindre mesure, par des roches volcanoclastiques riches en quartz-feldspath-grenat, des roches volcaniques intermédiaires stratifiées et des roches volcaniques felsiques (Daigle, 2020). Les textures volcaniques primaires sont rarement identifiées, étant complètement transposées par une forte foliation régionale (Daigle, 2020). Les roches volcaniques et intrusives de la Formation de Parker qui encaissent les minéralisations se seraient mises en place au début du Néoarchéen. La Diorite de Troilus a été datée à 2791,2 +/-1,6 Ma (Davis, 2001 ; non publié et dans Goodman et al., 2005). Des dykes felsiques recoupent la séquence volcanique, la diorite et la diorite bréchique, avec des contacts nets transposés parallèlement à la foliation principale (Daigle, 2020). Les dykes peuvent mesurer des dizaines de mètres d'épaisseur et s'étendent jusqu'à plusieurs centaines de mètres le long (Goodman et al., 2005). Cet essaim de dykes (ou filons couches) à phénocristaux de quartz et feldspath (QFP) est constitué de plusieurs corps discontinus, allongés et varient de massifs ou aphanitiques à phanéritiques et peuvent être fortement foliés selon la quantité de séricite/muscovite présente dans la roche (Daigle, 2020). Deux principaux dykes

felsiques se trouvent à la zone Z87, identifiés comme "dyke du toit" et "dyke du mur" (Goodman et al., 2005); dans la zone J, les dykes felsiques se trouvent principalement dans l'éponte supérieure immédiate de la diorite minéralisée, sont discontinus et se présentent selon un motif anastomosé (Larouche, 2005); la zone Z87S est dominée par des dykes felsiques anastomosés et montrant localement une texture de stockwerk, correspondant possiblement aux réseaux de fractures précoces présents dans la roche (Daigle, 2020; Diniz, 2019). Un large dyke felsique porphyrique (QFP) localisé dans l'éponte de la zone Z87 du gisement a été daté et a donné un âge de mise en place de 2782 +/- 6 Ma (David et Parent, 1997; Dion et al., 1998 dans Goodman et al., 2005 ; Pilote et al., 1997 dans Carles, 2000). Utilisant la terminologie de Kirkhman (1971), Fraser (1993) identifie des dykes felsiques pré-, intra- et post-minérale basé sur le degré d'altération, de déformation et de minéralisation. Sur une base géochimnique, Gosselin (1996) dans un diagramme Zr vs Y montre que la distribution des gabbros comagmatiques et des laves du membre inférieur de la Formation de Parker et celle des andésites et des basaltes du membre supérieur de la Formation de Parker serait d'affinité magmatique transitionnelle (Zr/Y = 4,4). Carles (2000) et Goodman et al. (2005), pour leurs parts, indiquent que la signature chimique des éléments immobiles Ti, AI, Y et Zr, et des terres rares, montre que la diorite, l'amphibolite et la brèche font partie du même pluton calo-alcalin, et que la brèche est une brèche magmatique formée par deux intrusions de magma ayant subi des degrés de différenciation différents. Les fragments de la brèche seraient issus du même magma que la matrice de la brèche, qui est elle-même comagmatique et contemporaine avec l'amphibolite. Elle mentionne également que les dykes felsiques, qui sont également calco-alcalins, pourraient représenter des roches plus différenciées issues de la même source magmatique. Larouche (2005) propose dans son étude que les roches volcaniques ultramafiques, mafiques et intermédiaires entourant la diorite de la Mine Troilus soient d'affinité principalement tholéiitique et que la grande majorité des échantillons de roches intrusives porphyriques se retrouvent dans le champ des roches calco-alcalines à la limite des roches transitionnelles, rejoignant les conclusions de Gosselin (1996). Des dykes mafiques en feuillets (0,5 à 3 mètres), non foliées à faiblement foliées, sont également observés. Ces dykes mafiques montrent une affinité tholéiitique, recoupent tous les autres types de roches du secteur et sont obliques par rapport à la foliation principale. Le pluton granitique de Parker, localisé à l'est du gisement de la Mine Troilus, est considéré comme un pluton sub-alcalin (Fraser, 1993). Ce pluton recoupe toutes les autres unités de la zone du gisement. Sa mise en place est interprétée comme étant tardif à post-tectonique (Simard, 1987; Fraser, 1993). Des pegmatites et des dykes granitiques associés à ce pluton sont également présents et souvent recoupés en forage. Un âge préliminaire U/Pb sur titanite de 2697,2 +/- 1,3 Ma a été obtenu sur ce granite par David (1999) et rapporté dans Carles (2000) et Goodman et al. (2005). Il est bon de mentionner que Thibault (1985) dans son étude géochronologique a obtenu des âges minimums sur des zircons hérités dans des tufs intermédiaires de 3003 +/-28 Ma dans le secteur de Frotet-Troilus, suggérant la présence d'une croûte continentale sialique ancienne à proximité (Fraser, 1993).

Controle tectonique

L'orientation de la zone minéralisée suivrait à peu près celle de la foliation régionale, soit N215°-N035°. Toutes les unités du secteur ainsi que la minéralisation ont un pendage modéré (environ 65° à 67° et variant de 55° à 70°) vers le nord-ouest. Les contacts lithologiques et la foliation pénétrative plongent fortement vers le nord-ouest et plonge fortement vers le nord-est. Le gisement est spatialement associé à la zone de cisaillement du lac Allongé, une structure majeure NE-SO mesurant 10 kilomètres de longueur sur 2 kilomètres de largeur. Des teneurs plus élevées en surface dans la partie sud de la zone, ainsi qu'en profondeur dans sa partie nord, semblent indiquer une plongée du gîte de 40° à 45° vers le NNE. Les principaux facteurs qui semblent contrôler la minéralisation selon Boily (1995) sont : 1) les contacts lithologiques, en particulier les contacts brèches - dykes felsiques QFP; 2) les dykes felsiques QFP qui constituent, la plupart du temps, du minerai; 3) les enclaves de diorite altérée dans les gros dykes felsiques; et 4) les petits dykes felsiques dans la brèche. Magnant (1993) mentionne également que les contacts des dykes felsiques semblent influencer grandement la distribution de la minéralisation. La minéralisation occupe les fractures, les espaces ouverts et les plans de foliation qui affectent l'encaissant (Daigle, 2020; Fraser, 1993). Selon Boily (1995), la texture bréchique de la roche proviendrait du développement de la fracturation polygonale engendrée par les solutions hydrothermales canalisées dans ces dernières. Ces fractures polygonales sont abondantes dans les dykes felsiques et sont interprétés par ce dernier comme s'étant formés au cours du processus de refroidissement des dykes (joints colonnades). Une partie de la minéralisation est associée à plusieurs générations de veinules et de veines de quartz-chlorite ± tourmaline ± sulfures, pouvant atteindre jusqu'à plus de 1 mètre d'épaisseur, et bien décris par Goodman et al. (2005) et Larouche (2005).

Contrôles de la minéralisation

Le gisement Mine Troilus est composé de quatre zones principales: Zone 87, Zone 87 Sud, Zone J et Zone SW (Daigle, 2020). La zone minéralisée principale (Zone 87), représentée par une série de lentilles irrégulières anastomosée, s'étend sur 1400 mètres de longueur et jusqu'à 175 mètres de profondeur. La largeur de la zone (ou lentilles) varie entre 10 et 100 mètres. Elle est ouverte tant latéralement qu'en profondeur (jusqu'à 500 mètres de profondeur selon Fraser, 1993). En profondeur, les lentilles se fonde pour former un plan unique en forme de feuillet de 40 mètres d'épaisseur (Fraser, 1993). Gosselin (1996) mentionne que le contexte structural est particulièrement complexe dû à la présence de failles longitudinales inverses, à la rareté de polarité et à la possibilité de plissements isoclinaux majeurs. Fraser (1993) interprète des sommets stratigraphiques vers le sud-est visible par le granoclassement des fragments dans les tuffs à lapillis. Régionalement, le domaine lithotectonique de Frotet-Troilus est divisé en deux régions structurales, nord et sud, dont la limite est définie par la trace axiale de l'anticlinal de Frotet (Simard, 1987; Gosselin, 1996). Le domaine nord, où le gisement se localise, possède un grain structural général de direction NE à ENE. On y reconnaît le synclinal de Troilus (Simard, 1987), ainsi que des failles longitudinales à mouvement inverse vers le SE et des failles à décrochement dextre ENE à E-O (Gosselin, 1996). Le synclinal de Troilus est caractérisé comme un pli isoclinal de direction NE-SO. Ce synclinal est considéré comme appartenant à une phase de déformation D1 et associé à la schistosité régionale (Simard, 1987; Gosselin, 1996). Le plan axial associé est parallèle à la foliation principale de la région, et présente un pendage modéré à élevé vers le NO (Fraser, 1993). Les zones de failles de La Fourche et de Dionne correspondent à d'importants corridors de déformation comprenant chacun plusieurs failles de direction générale ENE à E-O à décrochement dextre, qui se manifestent souvent par des plis isoclinaux centimétriques à métriques qui affectent la schistosité régionale S1 et qui sont localement associés à un clivage de crénulation S2 (Gosselin, 1996). La zone de failles de Parker compte de nombreux couloirs de déformation qui limitent généralement les principaux ensembles lithostratigraphiques (Gosselin, 1996). Cette zone de failles représente un ensemble complexe de failles inverses, principalement parallèles à la stratification et à la foliation régionale principale (Diniz, 2019; Gosselin, 1996). Le gisement est situé dans le flanc nord renversé du synclinal de Troilus, qui a été transposé par les failles chevauchantes NE-SO. Goodman et al. (2005) limitent le gisement de Troilus dans une région délimitée par un chevauchement de plus de 20 kilomètres de longueur latéral et environ 2 kilomètres de largeur. De manière générale, l'intense déformation régionale a fortement aplati et étiré les assemblages géologiques et les zones d'altération (Boily, 1995).

À l'échelle plus locale, le gisement est encaissé dans une zone de déformation intense et au moins deux phases de déformation régionales sont reconnues (Daigle, 2020; Larouche, 2005; Gosselin, 1996). À l'intérieur de la zone de déformation intense, un corridor structural intensément altéré reliant les zones Z87, Z87 South et SW a été interprété (Daigle, 2020; Fraser, 1993). Ce corridor semble délimiter deux domaines distincts : 1) le mur (footwall) au sud-est, composé de roches volcaniques mafiques (Fe-Mg) à pyrrhotite dominante ± Au avec une signature à métaux de bases; 2) le toit (hagingwall) au nord-ouest, composé de roches intrusives et volcaniques intermédiaires à pyrite dominante ± Au et plus pauvre en Cu que les roches du mur (Daigle, 2020). Le corridor structural en soi est caractérisé par un cœur de roches à dominance felsique, intensément altéré en séricite, silice et biotite (au toit) avec une association métallique Au-Cu-Ag. Ce corridor qui relie les zones Z87 et SW est marqué par un style de minéralisation, des roches encaissantes et une signature géochimique similaires (Daigle, 2020). Goodman et al. (2005) indiquent que le corridor coupe la foliation principale à faible angle (55°à 60°).

La principale structure planaire est une foliation pénétrative ou une schistosité de flux (S1) marquée par l'orientation de la biotite et de la muscovite, affectant la plupart des unités lithologiques, à l'exception des corps granitiques post-tectoniques (Diniz, 2019; Daigle, 2020). Cette foliation, associée à une phase de déformation D1 (Daigle, 2020), est orientée N060° avec un pendage de 55° à 70° vers le NO. À la zone J4, le plan moyen de la schistosité est d'environ N185° avec un pendage de 68° (Larouche, 2005). Des variations locales de l'orientation de la foliation sont observées et particulièrement à proximité des intrusions de Parker et Parker Junior, qui sont plus compétentes. L'intensité de la foliation varie également selon les différentes lithologies (p. ex. la diorite à gros grossiers est en grande partie non affectée à faiblement foliée comparativement aux zones d'altération à biotite ou muscovite). Cette observation suggère que la déformation est accentuée par la forte altération du protolite dans les zones aurifères, qui sont quant à elles, moins compétentes, qui coïncide avec les zones à forte contrainte (Diniz, 2019; Daigle, 2020; Larouche, 2005; Goodman et al., 2005). Les éléments planaires interprétés comme étant pré-D1 tel que les veines, les veinules et les stockworks sont transposés parallèlement à la foliation ou la schistosité de flux principale S1. La stratification ou stratifications volcano-sédimentaires et les contacts géologiques sont également transposées parallèlement à S1 (Diniz, 2019; Daigle, 2020; Larouche, 2005). Des plis serrés isoclinaux F1 sont associés à la foliation planaire S1, qui est alors interprété comme une schistosité de plan axiale. Certains de ces plis F1 peuvent être fortement transposés (Daigle, 2020). Les axes de pli sont subparallèles à la linéation d'étirement indiquant une forte transposition. La minéralisation aurifère est

susceptible d'être parallèle à cette linéation d'étirement. L'intensité de la déformation et le caractère serré et isoclinal des plis empêchent l'observation des charnières de pli F1 mais ce plissement à l'intérieur du gisement de Troilus est probablement omniprésent à diverses échelles (Daigle, 2020). Une linéation d'étirement en composante pendage (L1), orientée N322° avec une plongée de 60° est couramment observée au sein de la foliation et affecte la biotite, la muscovite, les amphiboles et les fragments de brèche de diorite et qui sont préférentiellement orientés le long de cette linéation (Diniz, 2019; Daigle, 2020). À la zone J4, la linéation d'étirement L1 s'oriente N350° avec une plongée variant de 60° et 75° (Larouche, 2005). Les rapports d'étirement X:Z (6:1 à 20:1) et d'aplatissement Y:Z (3:1) indiquent un fort aplatissement perpendiculaire à la foliation combinée à une composante d'étirement modérée le long de la linéation (Daigle, 2020; Goodman et al., 2005). Une deuxième phase de déformation (D2) est reconnue et d'orientation NE-SO. À l'échelle régionale, cette seconde phase de déformation correspond à des zones de déformation importantes à mouvement dextre interprété, par exemple les zones de failles de La Fourche et Dionne (Simard, 1987; Gosselin, 1996). Ces zones de failles recoupent et segmentent localement le synclinal de Troilus (pli F1). Une linéation d'étirement subhorizontale prononcée est localement associée à ces cisaillements (Daigle, 2020; Gosselin, 1996). Les zones de failles Parker pourraient également avoir été formées au cours de cet épisode de déformation D2. On y observe une forte linéation d'étirement abrupte vers le NE ainsi que des plis parasites P2 suggérant la présence de failles à mouvement principal inverse vers le SE (Gosselin, 1996). À l'échelle du gisement, des zones de cisaillement à fort pendage, identifiées dans les zones Z87, Sud-Ouest et Z86S, sont attribuées à cette phase de déformation D2. Ces zones de cisaillement sont à faible angle avec la foliation S1 et recoupent la foliation S1 et les veines de quartz (Daigle, 2020). Une structure planaire secondaire, qui pourrait également être associée à D2, est décrite par Larouche (2005) à la zone J4 formant un clivage de crénulation et mieux développé dans les couches riches en biotite. Une série de failles cassantes sulfurées (moins de 0,5 mètre de largeur) sont présentes sur la paroi nord de la fosse Z87. Ces failles fragiles sont caractérisées par une forte altération en muscovite, en silice et en sulfures. Elles sont orientées subparallèlement à la foliation principale S1 avec un espacement variant entre 20 à 50 mètres. Elles sont généralement présentes en plus grand nombre au contact entre les dykes felsiques QFP et l'unité dioritique brèchique (Daigle, 2020; Fraser, 1993). Les indicateurs (déplacement des dykes de pegmatite, des veines de quartz horizontales en tension) indiquent un mouvement inverse. La présence de muscovite, de quartz et de sulfures suggère qu'il s'agit de zones de failles séricitisées qui sont été interprétées comme encaissant une partie de la minéralisation aurifère du gisement, tel que décrit dans Goodman et al. (2005). Les relations de recoupement avec les dykes de pegmatite indiquent que ces failles font probablement partie d'une phase de déformation D3 plus jeune (Daigle, 2020). Finalement, trois réseaux principaux de fractures ont été relevés dans la fosse initiale (Boily, 1995). Le premier réseau orienté à N215°, avec un pendage de 63°, est subparallèle à la foliation régionale et représente le système de fractures principal dans le secteur de la fosse. Les deux autres familles (N035°/39° et N320°/85°) recoupent la foliation régionale presque à angle droit (Daigle, 2020). Mentionnons que Fraser (1993) interprète une faille majeure transversale à partir des forages et des données magnétométriques à la zone Z87 et orienté N320° avec un pendage de 75° vers l'est. Cette faille aurait un mouvement dextre approximatif de 25 à 30 mètres. Ce dernier mentionne également que de nombreux petits plis ptymatitiques sont observés dans les roches volcaniques du mur et dans certains dykes QFP, indiquant une déformation ductile et mieux développés en profondeur et à proximité du Pluton de Parker.

Minéralisation

La minéralisation rencontrée dans la partie centrale du gisement se compose de 2 à 3 % (jusqu'à 15 % par endroits) de pyrite, de chalcopyrite et de pyrrhotite avec des quantités accessoires de magnétite, de sphalérite et de galène (Fraser, 1993; Magnant, 1993; Boily, 1995). En s'éloignant de la zone minéralisée, la quantité de sulfures devient inférieure à 1 % (Magnant, 1993). La pyrite est le sulfure le plus abondant et localement elle est remplacée par de la pyrrhotite (Fraser, 1993). La séquence paragénétique pour les sulfures serait la pyrite précoce, suivie de la chalcopyrite avec la pyrrhotite, et plus tard la sphalérite et la galène (Carles, 2000). Larouche (2005) mentionne qu'à la zone J4 des quantités importantes de magnétite sont observées, pouvant constituer plus de 15 % des minéraux métalliques. Cette phase se présente systématiquement en bordure des petits cristaux de pyrite xénoblastiques et contient des inclusions de chalcopyrite et de pyrrhotite. Les textures de remplacement de la pyrite par la magnétite suggèrent un phénomène légèrement tardif à la formation des sulfures et cela implique, selon elle, une magnétite hydrothermale. D'autres minéraux sont observés tels que la molybdénite, l'or natif, l'électrum (~70 % Au et 30 % Ag; Carles, 2000), la galène, la bornite, la cubanite, la pentlandite, la marcassite, l'argent natif, l'hessite (tellure d'argent), la calaverite (tellure d'or), la volynskite (telluro-bismuth), du tellure et du bismuth natifs, de la tetrahedrite-tennatite (sulfosels de cuivre, de fer, d'arsenic et d'antimoine) et du rutile. La minéralisation se présente sous forme disséminée, en petits amas, en veinules,

en stockwerks, en minces rubans semi-massifs à massifs, associée à des veines et veinules de quartz ± sulfures ou plus rarement en porphyroblastes (Fraser, 1993; Gosselin, 1996; Goodman et al., 2005). Il arrive aussi que la minéralisation, surtout la pyrrhotite et la chalcopyrite, présente des textures de recristallisation et de remobilisation (Larouche, 2005). Elle occupe les fractures, les espaces ouverts et les plans de foliation qui marquent l'encaissant et s'observe également dans les veinules et les veines. La sphalérite et la galène sont souvent en stringers à la zone Z87 et en périphérie du gisement (Fraser, 1993). L'or et surtout l'argent sont intimement associés à la chalcopyrite. L'or est en grains fins pouvant atteindre 20 microns, situés à la bordure des grains de sulfures ou le long de fractures plutôt qu'encapsulés dans la gangue (Fraser, 1993; Goodman et al., 2005). De minces bandes de pyrite et pyrrhotite de 2 à 5 centimètres de largeur sont aussi disposées parallèlement aux plans de foliation, mais elles ne contiennent pas d'or. La plus grande quantité de sulfures se trouve dans la matrice de la brèche, dans l'amphibolite et dans les marges des dykes felsiques au toit et au mur de la zone centrale. La diorite et les dykes mafiques ne sont que localement minéralisés (Boily, 1995), sauf à la zone J4 où la diorite est le principal encaissant de la minéralisation (Larouche, 2005). Selon les études, une zonation métallique est observée à l'intérieur du gisement: 1) le toit est riche en pyrite; 2) la zone centrale est riche en pyrite-chalcopyrite; 3) et le mur est riche en pyrrhotite ± pyrite (Fraser, 1993; Goodman et al., 2005). La principale zone minéralisée (zone centrale) constitue la partie riche en Cu du gisement, et légèrement aurifère et coïncide grossièrement avec la zone d'altération potassique. Au sein de l'unité bréchique, des zones riches en amphiboles, en biotites et en épidote, de largeur décimétrique à métrique, sont présentes sans fragments visibles (Magnan, 1993). Des veinules minéralisées ainsi que de la chalcopyrite-pyrrhotite massive sont couramment observées dans ces zones. En s'éloignant de la zone riche en Cu, la chalcopyrite devient accessoire, la quantité de pyrrhotite diminue, mais la quantité de pyrite augmente et devient particulièrement abondante dans la partie nord de la Zone 87 (toit), essentiellement dans les dykes felsiques de QFP intrusifs qui recoupent la brèche du toit et du mur et aussi dans l'amphibolite de part et d'autre de ceux-ci. Le mur de la zone principale contient, quant à lui, de la pyrrhotite avec des quantités mineures de chalcopyrite et est appauvri en or. Cette zonalité est également visible à la zone J4 (Larouche, 2005). En s'éloignant du cœur de cette zone, la pyrite augmente et les proportions de magnétite diminuent et elle devient beaucoup plus disséminée tout comme la chalcopyrite. La pyrrhotite diminue aussi. En périphérie, il ne reste que la pyrite ainsi que quelques traces de pyrrhotite et de chalcopyrite. Basées sur les données géochimiques, les hautes teneurs aurifères sont associées à la chalcopyrite; les teneurs en or, en cuivre et en argent augmentent avec la quantité de biotite présente dans les roches (Carles, 2000). Donc, il semble y avoir une superposition de deux styles différents de minéralisation : 1) une minéralisation en cuivre-or-argent; et 2) une minéralisation en or seulement. Selon Goodman et al. (2005) et Larouche (2005), il y aurait trois (3) formes de minéralisation rencontrées. La première forme est la dissémination de sulfures qui concentrent la majorité de la teneur en Cu du gisement (>90%, Goodman et al., 2005) et est comprise dans un corridor de 100 mètres de largeur dans l'amphibolite et l'unité bréchique localisée entre les deux dykes felsiques principaux. La deuxième forme de la minéralisation est associée aux différentes générations de veines dans la zone principale, mais également au toit et au mur. Goodman et al., (2005) et Larouche (2005) ont décrit plusieurs générations de veines aurifères. Les plus importantes en matière de teneur et d'abondance et les plus précoces sont les veines de quartz-chlorite ± tourmaline ± biotite ± amphibole ± plagioclase ± épidote ± carbonates ± sulfures. Elles sont discordantes ou concordantes, plissées, déformées, transposées et recoupées par la foliation ou la schistosité principale. Elles ont un large spectre de directions, d'épaisseurs, de composition et de degrés de déformation (Larouche, 2005). Une deuxième génération de veines aurifères est couramment observée et recoupe la première génération, et sont moins importantes en volume, mais peuvent contenir de très hautes teneurs (> 50 g/t Au et jusqu'à 100 g/t Au sur un intervalle de 1 mètre; Carles, 2000 ; Goodman et al., 2005). Ces veines contiennent une suite de minéraux de tellure et de bismuth. Goodman et al. (2005) ont rapporté que près de 30 % de l'or récupéré par le circuit gravitaire de l'usine de la mine était de l'or à gros grains, et vraisemblablement hébergé dans ces veines, et ont joué un très grand rôle quant à la viabilité économique du gisement dans le passé. Finalement, une génération de veines de carbonates ou épidote-chlorite plus tardives est également reconnue (Larouche, 2005). La troisième forme de minéralisation consiste à des amas interstitiels de sulfures dans les interstices des grains de la diorite fraîche et montrant des textures de recristallisation et de remobilisation. Gosselin (1996) rapporte qu'en considérant l'omniprésence des valeurs anomales en or rencontrées dans les environs du gisement de la Mine Troilus, la zone anomale aurait plus de 10 kilomètres de longueur et de 1 à 2 kilomètres de largeur. Selon Simard et Roy (1984), les traces d'argent sont omniprésentes dans le secteur de Frotet-Troilus et le rapport Au/Ag des roches minéralisées sont invariablement inférieurs à 1 (~0,025) et ce, même dans les veines de quartz (~0,2). Les indices importants montrent des rapports Au/Ag > 0,13. Ces derniers et Carles (2000) mentionnent également qu'il existe une forte corrélation (régression linéaire) entre le cuivre et l'argent. Carles (2000) ajoute par contre que des corrélations relativement faibles

sont observées entre le cuivre et l'or, et l'or et l'argent. Les éléments métalliques enrichis sont Au, Cu, Ag ± Bi ± Te ± Mo, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Les principaux faciès d'altération rencontrés et décrits dans les différentes études (Fraser; 1993; Magnan, 1993; Boily, 1995; Carles, 2000; Goodman et al., 2005; Larouche, 2005) sont sensiblement les mêmes. À la seule différence de l'interprétation par rapport au synchronisme de la mise en place de ces faciès d'altération qui diffère d'une étude à l'autre. Ces faciès sont, du plus précoce au plus tardif (Boily, 1995): 1) cornéennes (biotite très fine); 2) faciès potassique (biotite-actinote-feldspath-K ± épidote ± chlorite ± grenat ± quartz) qui se traduit par des agrégats lenticulaires accompagnés de magnétite-titanite et des veinules de quartz ou quartz-sulfures ± biotite ± hornblende (Larouche, 2005), dans la matrice de la brèche, dans des cisaillements étroits dans la diorite, des schistes biotitiques dans l'amphibolite et en marge des dykes de composition felsique formant une bordure millimétrique (Diniz, 2019). La quantité de sulfures augmente avec l'intensité de l'altération en biotite (Diniz, 2019). La biotite est peu observée dans les fragments de brèche (Diniz, 2019). Ce faciès est enrichi en potassium et appauvri en sodium et calcium (Carles, 2000). 3) Faciès propylitique interne (actinote-albite-épidote); 4) faciès propylitique externe (albite-épidote-calcite ± quartz ± séricite). Ces deux derniers faciès d'altération sont accompagnés de veinules d'épidote-carbonates-chlorite (Larouche, 2005). 5) Faciès phyllique (séricite-quartz) affectant surtout les dykes felsiques. Dans les roches mafiques, il est représenté par des schistes à quartz-muscovite à grains fins et bien foliés, contenant généralement de l'épidote et de la titanite (Diniz, 2019). Carles (2000) mentionne que ce faciès d'altération s'est développé dans des zones de déformation intense et est caractérisé par un lessivage du calcium et du sodium, et par une importante addition de potassium. Un enrichissement en silice autour des zones de déformation intense forme une enveloppe silicifiée de plusieurs mètres d'épaisseur (Carles, 2000). Une silicification est également visible par la présence de plusieurs générations de veines de quartz (Goodman et al., 2005; Larouche, 2005). Carles (2000) rapporte une altération contenant l'assemblage quartz-biotite-calcite-épidote-amphibole-grenat-titanite-pyrite sous forme de veines et veinules millimétriques discordantes ou visible par un accroissement graduel d'épidote-calcite ± albite vers l'extérieur à partir de l'altération biotitique principale au cœur de la zone minéralisée (Fraser, 1993). Ce faciès est sans minéralisation économique associée. Troilus Gold Corp. (Diniz, 2019; Daigle, 2020) signale une « altération syn-déformation à épidote-amphibole » omniprésente, et qui se produirait sous forme de halo d'altération de veines et veinules ou en bandes dans la zone principale du gisement. Ce faciès serait composé de minéraux riches en calcium tels que les amphiboles calciques (actinote), l'épidote ou la calcite. Une minéralisation aurifère est associée localement avec ce faciès. Ces bandes ou veines de silicate de calcium peuvent être parallèles à la foliation principale, plissées par celle-ci et parfois la recouper, pouvant indiquer que ce faciès d'altération serait syn- à post-déformation (Diniz, 2019). Le calcium est appauvri dans toutes les roches adjacentes à la minéralisation cupro-aurifère (Fraser, 1993). L'altération carbonatée est faible ou absente. Localement, des horizons riches en hornblende et en grenat se développent (Fraser, 1993). Les contacts entre les différents faciès d'altération sont diffus et irréguliers possiblement en raison des différentes caractéristiques réactives des différents types de roches et de leur degré de fracturation et de perméabilité (Fraser, 1993). L'enveloppe d'altération est beaucoup plus grande que la zone minéralisée et a été reconnue sur une longueur de 2 kilomètres et une épaisseur allant jusqu'à 400 mètres. Avec la profondeur, l'enveloppe d'altération diminue d'épaisseur, coïncidant avec la fusion des zones minéralisées en une seule (Fraser, 1993). Les zones à faciès d'altération potassique, propylitique et phyllique coïncident avec les zones de minerai. La majeure partie de la minéralisation se localise sur le flanc nord-ouest de la zone d'altération, là où la concentration en potassium dans les roches et les quantités de biotite commencent à diminuer (Fraser, 1993). La zone riche en or et appauvrie en Cu chevauche la zone de transition entre les faciès d'altération potassique et propylitique interne, et est caractérisée par une altération sodique plutôt que potassique (Fraser, 1993; Boily, 1995). Cette zonation chimique semble être asymétrique (Fraser, 1993) et est mieux développée vers le haut dans le toit du gisement. Selon Magnan (1993), le graphique de type "isocon" de Grant (1986) montre que les éléments qui ont subi une perte dans la zone à brèche sont CaO, Na2O, P2O5 et Sr alors que Fe203, MnO, K2O, Y, Cr, Ba et les métaux (Au, Cu, Zn, Ag) montrent un gain. De manière générale, en plus des métaux, les éléments ajoutés sont, par ordre d'importance: K, Fe, Mn, Mg et Ba. Le sodium, le calcium, le phosphate et le strontium sont lessivés. Carles (2000) a également documenté les changements de masses relatifs pour les roches mafiques à intermédiaires et les roches felsiques. Pour les premières roches mentionnées (amphibolites et brèche), elle observe un gain relatif en K2O et Fe2O3 et une perte relative en Na2O, en CaO et en MgO. Pour les dykes felsiques, elle répertorie un gain relatif significatif en Na2O (dyke au toit) et en K2O (dyke au mur) et des pertes relatives en Na2O, en CaO, en Fe2O3, en MnO (dykes au mur) et également en K2O pour le

dyke du toit. La biotite et l'amphibole deviennent plus ferrifère et le plagioclase plus sodique lorsque l'altération augmente (Magnan, 1993).

Métamorphisme

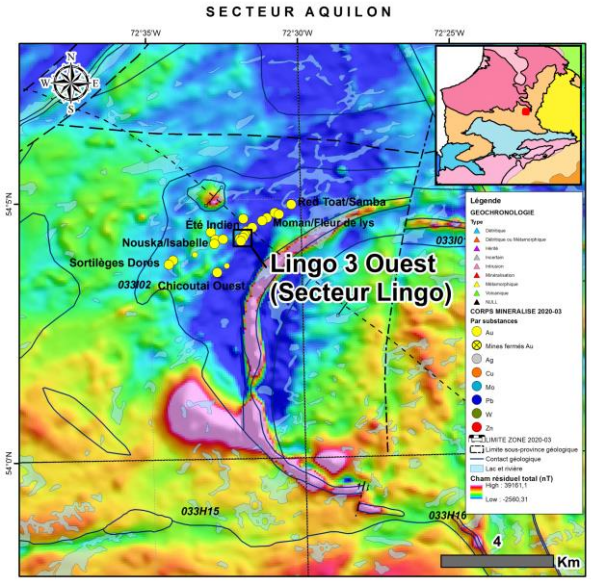
Le métamorphisme régional se situe au niveau du faciès des schistes verts dans les secteurs internes de la ceinture et il atteint le faciès amphibolite inférieur à proximité des intrusions felsiques ainsi qu'en bordure de la ceinture (Gosselin, 1996). Dans la région du gisement de la Mine Troilus, le grade métamorphique passe du faciès des schistes verts supérieurs au faciès inférieur des amphibolites inférieures (Fraser; Boily, 1995; Daigle, 2020). Les roches volcaniques et sédimentaires illustrent le mieux l'assemblage métamorphique. Les minéraux secondaires qui se sont développés comprennent l'albite, la trémolite, l'actinote, l'épidote, la chlorite, le quartz et la calcite (Fraser, 1993). Vers les marges de la ceinture de roches vertes et des plutons intra-ceinture, il y a une augmentation progressive du grade métamorphique au faciès inférieur des amphibolites avec le développement de biotite, de grenat et localement de hornblende et une diminution de la quantité en carbonates (Fraser, 1993). En plus du métamorphisme régional dynamothermale au faciès des amphibolites, le secteur de la Mine Troilus a été affecté par un métamorphisme de contact lors de la mise en place du Pluton de Parker (Fraser, 1993; Larouche, 2005). Selon Fraser (1993), distinguer les effets de ces deux types de métamorphisme s'avère compliqué en sachant que la mise ne place du gisement est accompagné d'un large halo d'altération hydrothermale aux pourtours de ce dernier. Le corridor structural minéralisé pourrait représenter une limite de faciès métamorphique entre le faciès des schistes verts supérieurs au NO (toit) et le faciès des amphibolites inférieurs au SE (mur). Une partie de la minéralisation est interprétée comme étant pré-métamorphique. La biotite et la hornblende sont altérés par de la chlorite rétrograde (Magnan, 1993; Larouche, 2005).

Interprétation et Potentiel

Le gisement de Troilus a été interprété comme un exemple de gisement cupro-aurifère archéen de type porphyrique par les travaux de Fraser (1993), appuyé par la suite par Boily (1995) et Larouche (2005). L'application du modèle porphyrique implique une mise en place pré-métamorphique de la minéralisation. Une autre interprétation de sa genèse, proposée par Carles (2000) et Goodman et al. (2005) suggère que le gisement est le résultat de deux événements de minéralisation superposés non liés et structurellement contrôlés (de type or orogénique). La minéralisation cuivre-or de la zone principale serait associée à événement et un autre, aurifère seulement, aurait soit redistribué sélectivement l'or, soit représenté une phase tout à fait distincte de minéralisation. Le premier modèle génétique proposé par Fraser (1993) est basé sur des similitudes entre le gisement Troilus et les gisements porphyriques typiques du Phanérozoïque, comprenant (i) la minéralisation disséminée et la minéralisation des veinules de sulfures en association avec un assemblage d'altération hydrothermale zonée; (ii) la présence d'intrusions porphyriques felsiques (QFP) multiphasées; (iii) une brèche hydrothermale in situ; iv) l'association spatiale entre cette unité bréchique, des dykes porphyriques felsiques et la minéralisation cupro-aurifère; v) la faible teneur de la minéralisation et le fort tonnage du gisement; vi) une zonation asymétrique de l'altération, étant mieux développé au mur, avec une forte altération potassique au cœur, une altération propylitique périphérique accompagnée d'une altération phyllique du système tel que documenté par de nombreuses études (p. ex. Sillitoe, 2000; 2010); et vii) une zonation de la minéralisation avec un mur dominé par une altération potassique et un assemblage de chalcopyrite-pyrrhotite (riche en Cu), et un toit où l'or prévaudrait sur le cuivre, et serait associé à une diminution du potassium et à une augmentation du sodium, et où la pyrite serait le principal sulfure. L'enveloppe minéralisée et l'altération favoriseraient le développement d'un couloir de déformation, se transposant dans la foliation principale. Dans ce couloir, l'or et les sulfures seraient remobilisés (Larouche, 2005). Le deuxième modèle génétique proposé par Carles (2000) et Goodman et al. (2005) interprète deux stades de minéralisation pour la formation du gisement. La mise en place du gisement à un faciès métamorphique amphibolitique pourrait expliquer certaines caractéristiques de ce dernier, comme i) l'association spatiale de la minéralisation de la zone principale avec un corridor structural d'importance régionale; ii) le type d'altération à biotite-amphibole-épidote; iii) la distribution spatiale de cette altération; iv) et le synchronisme entre le métamorphisme régional et la mise en place de la minéralisation qui s'intègrent bien dans le modèle de Groves et al. (1992). L'événement le plus précoce serait responsable de l'introduction de minéralisations disséminées d'or et de cuivre en association avec une altération en biotite et serait limité aux roches mafiques (amphibolite, matrice riche en biotite des zones bréchiques dans la diorite). Cette minéralisation serait uniquement présente dans les marges des dykes felsiques de QFP. La minéralisation liée à ce stade serait restreinte à un corridor délimité par les dykes felsiques. Carles (2000) suggère que la minéralisation de ce « stade précoce » représenterait un exemple de gisements aurifères « orogéniques » de grade métamorphique amphibolitique,

dans lequel les assemblages d'amphibole-biotite-plagioclase seraient dominants. Selon Groves (1993), l'enrichissement en potassium représenterait une caractéristique typique des gisements d'or filonien dans les conditions du faciès des amphibolites. Le deuxième événement de minéralisation, plus tardif, est interprété comme un type d'or « orogénique » plus classique par Carles (2000) et Goodman et al., (2005). La minéralisation est encaissée dans des veines et veinules formées par des fluides hydrothermaux concentrés dans les roches encaissantes des dykes felsiques et dans les zones de déformation. Dans ce modèle, l'or aurait été soit remobilisé à partir des concentrations du stade précoce, soit introduit à partir d'une nouvelle source, ou un mélange des deux, et aurait précipité avec des filons de quartz-sulfures accompagnés d'une altération séricitique (Goodman et al., 2005). L'absence d'altération en carbonate est expliquée par Carles (2000) par le grade métamorphique plus élevé. Mais avec les informations compilées de la compagnie Troilus Gold Corp., le faciès d'altération calco-silicaté observé pourrait représenter un faciès d'altération à carbonates au faciès des schistes verts métamorphisé aux faciès métamorphiques des amphibolites inférieurs. Cette interprétation pourrait venir confirmer une altération carbonatée typique des gisements d'or orogénique. Pour Carles (2000), l'altération à albite-épidote-calcite interprétée comme l'altération propylitique par Fraser (1993) et Larouche (2005) se serait formée lors d'un événement hydrothermal tardif, postérieur aux deux stades de minéralisation et de déformation. Une combinaison des deux types de minéralisation n'est pas à exclure également. Que l'on privilégie un modèle ou l'autre, ceci démontre bien que malgré les nombreuses études effectuées pour mieux comprendre la genèse de ce gisement, le système minéralisé du gisement Mine Troilus est encore mal compris aujourd'hui, même si le gisement est le plus important de la région d'Eeyou Istchee - Baie-James. Si l'origine magmatique-hydrothermale d'au moins une partie de la minéralisation présente à Troilus est confirmée, le gisement représenterait un autre exemple de minéralisation syn-magmatique dans la Province du Supérieur, associée à un événement métallogénique précoce du Néoarchéen. Cette interprétation implique que les complexes intrusifs plus anciens représentent un excellent potentiel de retrouver d'autres minéralisations d'origine magmatique-hydrothermale. Selon Sinclair (2007), bien que l'exploration des gisements de type porphyrique dans les cratons précambriens a été limitée, de nombreux gisements à Cu-Au-Ag-Mo de ce type associés à des intrusions archéennes et protérozoïques ont été reconnus. Le potentiel de retrouver ce type de gisement dans ces cratons précambriens est négligé. Les séquences volcano-sédimentaires où les roches volcaniques felsiques à intermédiaires, subvolcaniques et où des plutons ont pénétré ces roches volcaniques marines ou subaériennes peu profondes et les roches sédimentaires associées sont considérées comme les zones les plus favorables pour l'exploration (Sinclair, 2007). Mais le peu d'analyse géochronologique dans cette partie de la séquence volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus ne nous permet pas d'identifier ces intrusions sub-volcaniques. Une réévaluation de la cartographie géologique, datant des années 1980 et 1990, serait un atout majeur pour reconnaître d'autres intrusions felsiques à intermédiaires porphyriques encaissées dans le même niveau stratigraphique que ceux identifiés à Troilus et qui auraient pu être confondus avec roches volcaniques felsiques à intermédiaires (Diniz, 2019). La présence de failles transversales interprétées comme étant antérieure aux dykes felsiques et à la minéralisation à la zone Z87 par Fraser (1993) pourraient être l'expression de failles syn-volcaniques. Les plus importants gîtes interprétés comme étant des minéralisations à métaux de bases volcanogènes (VMS) du segment lithotectonique de Frotet-Troilus sont le gisement Lessard (1,46 Mt @1,73 % Cu et 2,96 % Zn), le gisement de Tortigny (0,53 Mt @ 3,59 % Cu, 6,49 % Zn, 85,2 g/t Ag, 0,43 g/t Au et 0,27%Pb) et le gisement de Clairy (0,35 Mt @ 7,84 % Zn, 1,35 % Cu et 22,3 g/t Ag) et les indices Domergue et Moléon, accentuant le potentiel de retrouver des minéralisations de type volcanogène dans le secteur. Si l'origine structurale (or orogénique) de la minéralisation présente à Troilus est confirmée, les nombreux pièges structuraux reconnus dans le segment Frotet-Troilus (zones de failles, zones de cisaillement, corridors structuraux, synclinaux/anticlinaux, etc.) demeurent autant de cibles d'explorations intéressantes. D'autant plus que plusieurs secteurs sont encore aujourd'hui sous-explorés. La découverte de la zone aurifère Regnault sur le projet Frotet de Kenorland Minerals (www.kenorlandminerals.com/) démontre tout le potentiel résiduel de la région. Cette découverte à l'aveugle (c.-à-d. sans affleurement) ciblait des anomalies géophysiques dans le panache de dispersion aurifère dans les échantillons de till glaciaire et de blocs erratiques aurifères. La minéralisation consiste en des veines aurifères de quartz-calcite encaissées dans une diorite altérée en biotite-calcite ± silice.

Lingo 3 Ouest



Nom_Alternatif:	Secteur Lingo
Type de corps minéralisé:	Indice travaillé
Année de découverte:	1997
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province de La Grande
Domaine lithotectonique:	Domaine de La Grande Rivièr
Sequence Volcanosedimentaire:	LaForge-Aquilon
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	I1D
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

La région du réservoir Laforge 1 a été entièrement couverte par un levé géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/1 000 000 (Eade, 1966). En 1975, la Société de Développement de la Baie James complète un levé géochimique de sédiments de lacs sur une maille d'environ 1 échantillon par km2. Dans les années 1970, le MRNQ a cartographié au 1/125 000 les feuillets 33I01, 02, 03, 04 et 05 englobant le secteur du réservoir Laforge 1 avant que celui-ci ne soit submergé. Toujours durant ces années, l'intérêt accru pour l'uranium a amené plusieurs intervenants du domaine minier à effectuer des travaux d'exploration dans ce secteur, dont le Groupe Minier S.E.S. (Société de développement de la Baie James, Eldorado Nuclear et Séru Nucléaire). En 1995, Chartrand et Gauthier (1995) ont présenté le cadre géologique et le potentiel minéral des roches archéennes du bassin de la Grande Rivière incluant la région du réservoir Laforge 1. Par la suite, les travaux d'exploration se sont concentrés dans le secteur ouest de la séquence volcano-sédimentaire d'Aquilon, suite à la découverte d'indices aurifères par Ressources Sirios durant l'été 1997. Plusieurs indices aurifères de l'ordre 100 ppb à 2 g/t sont alors découverts à l'intérieur d'un halo de pyrite disséminée dans des métafelsites, le long d'un linéament ENE appelé « Faille Du Loup » (Quirion, 2000). L'indice Lingo 3 Ouest a été découvert à l'automne 1999 lors des travaux de prospection et de cartographie dans le secteur du Corridor aurifère du Loup. Cet indice est situé au sud du lac Lingo et est constitué de deux veines de quartz d'environ 30 cm d'épaisseur (Moar, 2011). Ces veines contiennent des quantités spectaculaires d'or visible. Un projet de maîtrise, développé en partenariat avec le CERM de l'UQAC et les compagnies SOQUEM inc. et Ressources Sirios, a porté sur la chronologie des événements géologiques de la propriété Aquilon, afin de situer la mise en place d'un système aurifère filonien (Lapointe, 2006). Il a également permis de caractériser la minéralisation aurifère de la propriété, d'en faire la représentation géométrique tridimensionnelle et de proposer un modèle de formation. Finalement, de nombreux travaux, incluant des levés géophysiques, des décapages et des forages, y ont été réalisés entre 1998 et 2010 par Ressources Sirios, en partenariat avec SOQUEM et puis Golden Tag Resources. À l'été 2009, le MRNF (Simard et Lafrance, 2011) effectue un levé géologique à une échelle de 1/250 000 de la région du réservoir Laforge 1 localisé au nord de la centrale hydroélectrique de LG-4 et couvrant le feuillet SNRC 33I.

Contexte géologique

L'indice Lingo Ouest 3 (Secteur Lingo) est localisé dans la Sous-province de La Grande, dans la partie extrême est du domaine lithotectonique de la Grande Rivière. Cette portion de la sous-province de La Grande expose deux étroites séquences de roches volcano-sédimentaires : 1) le Complexe Mésoarchéen de La Forge (2840,7 +/-0,9 Ma ; David et al., 2011b) et 2) le Groupe d'Aquilon (non daté). Ces séquences volcaniques forment des anomalies magnétiques positives en raison de la présence de roches mafiques à ultramafiques et de formations de fer au faciès oxydé (Quirion, 2000). Selon Simard et Lafrance (2011), le Groupe d'Aquilon se divise en 4 unités : 1) une unité de roches mafiques (basaltes magnésiens et basaltes-andésites) d'affinité tholéiitique à transitionnelle et d'origine effusive (Lapointe, 2006); 2) une unité de roches ultramafiques; 3) une unité de roches volcaniques felsiques; et 4) une unité de formations de fer

oxydées et silicatées qui sont interdigitées de grauwackes à biotite. L'ensemble des indices aurifères de la propriété Aquilon fait partie d'un petit complexe volcanique felsique d'affinité calco-alcalin de 12 à 15 kilomètres de longueur sur 1 à 3 kilomètres de largeur. Le complexe occupe la partie occidentale de la séquence volcano-sédimentaire arquée et qui dessine une méga-charnière d'un antiforme (ou anticlinal faillé) déversé vers le sud à faible plongée vers le NNO (Lapointe, 2006; Gauthier et Lapointe, 2003; Quirion, 2000; Sharma, 1979). Ce complexe felsique montre un épaississement de la charnière du pli régional (Quirion, 2000). L'unité felsique est constituée en majeure partie de coulées massives de rhyodacite-dacite porphyrique, foliée, finement grenue et renfermant jusqu'à 15 % de phénocristaux de quartz ± plagioclase de 1 à 2 millimètres (Simard et Lafrance, 2011). On trouve aussi dans cette unité quelques horizons de tuf laminé à lapillis et de tuf à blocs d'affinité transitionnelle, ainsi que des niveaux d'amphibolite, de formations de fer et de roches ultramafiques et des intrusions de tonalites synvolcaniques. Lapointe (2006) rapporte la présence sporadique de reliques de coussins, de textures glomératoporphyriques et de litages primaires visibles sur certains affleurements. Les veines de quartz aurifères du secteur Lingo sont encaissées dans des intrusions tonalitiques, à proximité du contact avec une rhyodacite porphyrique. Selon Lapointe (2006), la Tonalite de Lingo occupe une petite superficie (~12 000 m2) aux abords de la rive sud du lac Lingo et correspond à une petite masse lenticulaire aux contacts transposés dans les laves rhyodacitiques environnantes. L'apparence « mouchetée » de cette unité est causée par la présence de biotite, d'épidote, de hornblende et de sulfures disséminés dans un assemblage de quartz, de feldspath, de muscovite, de calcite et de chlorite. La Tonalite de Lingo se caractéristique des laves felsiques par l'absence de phénocristaux, d'un grain minéral plus grossier (0,5 mm de diamètre moyen) et irrégulier avec un aspect grenue (Lapointe, 2006). La discrimination entre la tonalite et la rhyodacite porphyrique demeure parfois très difficile à effectuer sur le terrain. Son caractère géochimique demeure toutefois impossible à différencier d'avec les roches volcaniques felsiques, et pour cela, elle est considérée comme une petite intrusion sub-volcanique (Lapointe, 2006). Les roches felsiques sont recoupées par un réseau de dykes de gabbro et de diorite très bien développé. Ces dykes mafiques à intermédiaires sont possiblement comagmatiques avec les basaltes tholéiitiques environnants (Quirion, 2001) et sont pour la plupart empreints de la déformation régionale et se trouvent parfois transposés de façon remarquable (Moar, 2011). Des dykes de lamprophyres, de diorites lamprophyrique, de diorites, de diorites quartzifères et des pegmatites tardives viennent compléter la succession d'intrusions recoupant la séquence volcanique ainsi que les veines de quartz (Lapointe, 2006). Une intrusion péridotitique et quelques dykes de même composition sont présents dans le coin nord-ouest de la propriété (Lapointe, 2006; Gauthier et Lapointe, 2003).

Controle tectonique

L'indice est constitué de deux veines de quartz de 30 et 75 centimètres d'épaisseur séparées par une éponte de 30 centimètres (Quirion, 2000). Les veines ont subi une forte déformation. Les veines sont encaissées dans une unité de tonalite affectée par la foliation principale S2, très pénétrante, d'orientation O-SO et dont les pendages varient de 20° à 30° en direction nord-ouest (Lapointe, 2006). Une linéation d'étirement à faible plongée (20° à 30°) est associée à cette foliation principale, dont l'orientation constante vers le nord à nord-est constitue l'élément structural le plus constant et le plus marquant de ce secteur (Gauthier et Lapointe, 2003). Ces veines se retrouvent à l'intérieur d'une grande structure de cisaillement qui correspond à un linéament topographique (alignement de marécages et de petits lacs) orienté N240o et suivi sur 5 kilomètres de longueur par environ 600 mètres d'épaisseur. La majorité des indices aurifères sont trouvés le long de ce linéament, nommé le Corridor anastomosé (?) aurifère du Loup ou Faille du Loup (Gauthier et Lapointe, 2003; Quirion, 2000). Ce corridor aurifère n'est pas considéré comme une zone de déformation proprement parlant puisque la déformation ne semble pas y être plus importante que dans l'ensemble de la région (Lapointe, 2006). Les veines de quartz, aurifères ou non, sont généralement contenues dans la foliation principale S2, elles sont affectées par la linéation d'étirement et elles forment des boudins dont les axes longs correspondent aussi avec la linéation d'étirement (Quirion, 2000). L'étirement est à un niveau tel que les zones aurifères sont boudinées dans le sens de la plongée de la linéation. Ainsi, il est non seulement difficile de déterminer des extensions parallèlement à la schistosité étant donné leur plissement et leur démembrement, mais également dans le sens de la linéation puisque cette dernière affecte les veines de manière extrême par une segmentation des corps aurifères (Lapointe, 2006). Le pendage localement très faible des strates, combiné à l'ondulation des strates et à l'érosion différentielle, crée des patrons apparents complexes et rend l'interprétation parfois difficile des structures observées (Gauthier et Lapointe, 2003).

Contrôles de la minéralisation

La veine Lingo-Ouest est constituée d'un cœur très riche en or (> 50 g/t Au) en forme de crayon. Ce crayon a une

dimension de ± 3,5 mètres en direction E-0 par ± 10 mètres dans le sens de la plongée. Une enveloppe avec des teneurs variant de 500 ppb Au à < 50 g/t contient ce crayon. Les dimensions de cette enveloppe sont estimées approximativement à 15 mètres de largeur en extension latérale par 60 mètres de longueur par < 5 mètres d'épaisseur. L'enveloppe en profondeur se subdivise en deux minces lentilles dans le sens de la plongée. La zone aurifère longe la fabrique principale S2 qui est OSO dans ce secteur avec un pendage approximatif de 27o. Les forages ont confirmé l'extension du gîte Lingo Ouest 3 sur une distance de 240 mètres en direction du plongement et demeure ouvert latéralement et en direction du plongement (Moar, 2011). Localement, les veines suivent des anisotropies planaires primaires (contacts lithologiques) et peuvent se retrouver en famille. À plus grande échelle, la séquence volcano-sédimentaire décrit une forme arquée qui montre un amincissement dans sa partie ouest. Le grain structural régional est affecté par ce plissement d'ordre kilométrique (Lapointe, 2006). Selon les études, la fabrique régionale a une direction nord-ouest dans la portion orientale de la séquence volcano-sédimentaire. Dans la charnière, celle-ci est de direction sud-ouest, pour enfin prendre, dans le flanc ouest, une orientation grossièrement nord-sud avec des pendages vers l'est. Les études démontrent la présence de plusieurs phases de déformations impliquant une tectonique polyphasée s'exprimant par au moins trois (3) événements de déformation (Lapointe (2006). Une fabrique ancienne S1 est suspectée par Lapointe (2006). Mais puisque le développement de la foliation principale S2 a presque complètement oblitéré les vestiges de la déformation précoce, celle-ci demeure spéculative dans le secteur d'Aquilon (Lapointe, 2006). Simard et Lafrance (2011) mentionnent qu'elle se présente dans la région de LA-1 dans les enclaves sous forme d'une fabrique bien développée ou d'un rubanement, généralement plissé et à angle par rapport à la foliation principale S2. Même si l'enveloppe des veines est N-S et possiblement parallèle à S1, les veines sont toutes contenues dans un couloir ENE-OSO qui bifurque vers le NO à l'ouest du secteur Lingo (Gauthier et Lapointe, 2003). La foliation principale S2 est pénétrative et affecte toutes les lithologies par un niveau de déformation intense s'exprimant de manière relativement homogène (Lapointe, 2006). Elle se présente sous forme d'une fabrique planaire, une linéation d'étirement exceptionnellement bien développée et à attitude constante sur l'ensemble du secteur étudié, de plis isoclinaux et de zones de cisaillement. Les surfaces S2 se distribuent selon un patron de plis dont les axes sont orientés NNE et plongent à 25 degrés (Quirion, 2000). Les linéations d'étirement ont une attitude très proche de celle des axes des plis. Les linéations mesurées, lesquelles incluent des linéations minérales, des mullions et des boudins de veines de quartz, forment une concentration-point dont l'attitude moyenne est de N014/23, ce qui est très proche de la direction des axes de plis théoriques et mesurés (Quirion, 2000). Les cisaillements forment de grandes ondulations asymétriques. Les veines apparaissent occupées les crêtes de ces ondulations et s'estompent jusqu'à disparaître dans le flanc de ces plis ouverts (Gauthier et Lapointe, 2003). Un changement brusque d'attitude de la foliation S2 à l'ouest, appuyé par des évidences de déformation intense (mullions), suggère le modèle d'un pli faillé (?) à l'échelle de la propriété (Quirion, 2000; Gauthier et Lapointe, 2003). Ce changement d'orientation de la foliation correspondrait à la charnière d'un pli majeur dont la plongée est coaxiale avec la linéation d'étirement (direction NNE, faible plongée). La zone de faille « Mullion » est matérialisée par une linéation d'étirement extrêmement bien développée (tectonites en « L ») (Gauthier et Lapointe, 2003). Le changement majeur de l'orientation de la foliation principale de E-0 à N-S dans la région de la faille « Mullion avait été interprété comme le résultat d'un plissement majeur P2 par Quirion (2000). Par la suite, il a été attribué à la présence d'une méga-charnière de Pli P1. Par contre, Lapointe (2006) met en doute finalement l'existence de cette faille et mentionne que celle-ci demeure purement spéculative. Des plis asymétriques ouverts, associés à une phase de déformation D4 (?), sont particulièrement marqués à l'intérieur du couloir déformé du Corridor aurifère du Loup et le long des bandes de schistes à muscovite-biotite dans la partie nord et ouest de la propriété (Gauthier et Lapointe, 2003). Ce plissement est observable par la présence d'un antiforme très ouvert (une méga-ondulation) dont l'axe est courbé et orienté ± N-S avec une plongée sub-horizontale (±10°) s'étendrait de la tranchée de Slowdance jusqu'aux tranchées du secteur Chicoutai est (Gauthier et Lapointe, 2003). Simard et Lafrance (2011) notent que ces plis P4 d'orientation NO-SE ont affecté la foliation S2 et que l'effet le plus spectaculaire de cette déformation est démontré par les grands plis régionaux NO-SE à N-S qui affectent les ceintures volcano-sédimentaires (p. ex. la séquence volcano-sédimentaire d'Aquilon). Finalement, des fabriques tardives sont observées et se présentent sous forme de plis aux plans axiaux subverticaux affectant S2 et par un clivage de régulation visiblement mieux développé lorsque l'anisotropie dominante est plissée (Lapointe, 2006). Les deux fabriques cohabitent toutefois également de manière passive, surtout dans les roches felsiques contenant de la biotite et de la muscovite et montrent

Minéralisation

Les veines du secteur Lingo sont composées de quartz ± carbonate, faiblement minéralisées en sulfures et très riches en or visible (veines à haute teneur aurifère). Elles forment des réseaux de veines et veinules, lesquelles sont fortement

déformées (boudinées selon la linéation d'étirement). Les veines contiennent une bonne quantité de fragments, de laminations riches en amphiboles et de rubans de roches encaissantes et constituent d'ailleurs généralement des veines rubanées. Elles sont plissées, transposées et segmentées. Les veines de la zone Lingo Ouest renferment de l'or visible grossier concentré de façon spectaculaire (jusqu'à 1%) ainsi que de la pyrite (traces à 2%), de la sphalérite (traces à 1%), de la pyrrhotite (traces à 1%) et de la magnétite, de la galène et des tellurures en traces; ceux-ci ont précipité surtout dans l'encaissant tonalitique et le long des lamines riches en hornblende. La veine de la zone Lingo Est renferme, en plus, de l'argent natif. La veine de la zone Lingo Sud renferme de l'or visible et de 1 à 3% de pyrite disséminée. De la pyrite disséminée caractérise les épontes des veines. Les épontes sont anomales en or mais elles demeurent sous-économiques. De manière générale, deux styles de minéralisations sont identifiés sur la propriété : 1) les minéralisations d'or natif du secteur Linqo-Fleur de Lys-Môman, contenues essentiellement à l'intérieur de veines de plusieurs dizaines de centimètres composées de quartz ± carbonate ± sulfures; et 2) les minéralisations Au ± Cu ± Zn associées à des veinules et filonnets de quartz ± sulfures centimétriques et à des rubans schisteux centimétriques silicifiés, séricitisés, chloritisés et sulfureux à l'intérieur de bandes felsiques ou mafiques schisteuses de couleur ocre contenant des sulfures disséminés à semi-massifs (Gauthier et Lapointe, 2003). Des teneurs en or sont présentes à l'intérieur de ces horizons schisteux lorsqu'il y a présence de veinules de quartz. Ce style de minéralisation se retrouve dans les laves et tufs felsiques ainsi que dans des niveaux d'amphibolite en contact avec celles-ci. Les horizons minéralisés sont stratiformes et suivis sur plusieurs kilomètres, correspondant à un horizon conducteur et possèdent une bonne extension en profondeur (Simard et Lafrance, 2011). Le premier style de minéralisation se retrouve principalement à l'intérieur du Corridor aurifère du Loup tandis que le deuxième style s'observe presque partout, en périphérie des indices filoniens. Les bandes sulfurées du deuxième style peuvent contenir de 1 à 30 % pyrite-pyrrhotite, sont le site de déformation intense et la plupart d'entre elles sont formées de schistes à quartz-feldspath-biotite-muscovite ± grenat ± sillimanite ± andalousite ± kyanite orientés N-S (Gauthier et Lapointe, 2003). Les nombreuses bandes schisteuses de sulfures aurifères seraient le produit d'une répétition de ces horizons par le plissement isoclinal et on pourrait s'attendre à retrouver une silicification plus intense (veinules et fins stockwerks) dans les charnières des plis P1 (Gauthier et Lapointe, 2003). Ces deux styles de minéralisations se superposent dans l'espace, mais le type filonien est caractérisé par des teneurs en général beaucoup plus élevées que celles du type sulfures (Gauthier et Lapointe, 2003). Ces dernières mentionnent que les bandes de schistes à muscovite-biotite contiennent la plupart des horizons minéralisés et injectés (type filonien et sulfures disséminés). Les minéralisations montrent un enrichissement en or, en argent en tellure (tellurures d'argent). Il existe une bonne corrélation entre ces trois métaux pour les deux styles de minéralisation (Lapointe, 2006). Pour les minéralisations filoniennes, les diagrammes de corrélation de l'or avec le cuivre et le zinc n'indiquent pas d'association entre l'or et ces métaux de base tandis que le plomb montre une faible corrélation positive avec l'or et corrèle très bien avec l'argent (Lapointe, 2006). Le comportement du cuivre et du soufre avec l'or est quelque peu différent dans le cas des minéralisations en sulfures disséminés à semi-massifs. Le cuivre corrèle relativement bien avec l'or et il semble se dégager une certaine tendance entre l'or et le soufre et plus ou moins avec le plomb pour les faibles teneurs en or. La corrélation avec le zinc n'est cependant pas très bonne (Lapointe, 2006). Aucun enrichissement notable en arsenic, antimoine, bismuth, bore, molybdène et tungstène, typique des minéralisations orogéniques, n'est observé. Les éléments métalliques enrichis sont donc Au, Ag, ± Te ± Pb ± Cu ± Zn, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation. Notons que le Zn ne semble pas associé à la minéralisation aurifère selon Lapointe (2006), contrairement à ce que rapportait Quirion (2000), où celui-ci indiquait une corrélation évidente entre l'or et la présence de sphalérite et d'un minéral de tellurure.

Altération

L'altération en bordure des veines consiste en une altération potassique intense (séricitisation et, en moindre mesure, biotitisation) et d'un faible enrichissement en sulfures, surtout une pyritisation (pyrite ± pyrrhotite ± chalcopyrite ± sphalérite ± galène; Moar, 2011) sur une largeur centimétrique à décimétrique (Lapointe, 2006). Une épidotisation est aussi observée à proximité des veines. L'altération de la Tonalite de Lingo semble être de type propylitique avec remplacement des plagioclases par des micas blancs (muscovite-séricite), de l'épidote, du quartz, de la calcite et par la présence de sulfures (Quirion, 2000; Lapointe, 2006). Dans les roches mafiques, l'altération se manifeste essentiellement par une altération potassique (biotitisation). Lapointe (2006) mentionne également qu'il ne semble pas y avoir de corrélation évidente entre l'épaisseur des zones d'altération et la puissance des veines. Pour les minéralisations de type disséminées à semi-massifs, les unités lithologiques encaissantes sont caractérisées par une forte silicification et une altération potassique (muscovite-biotite) est également observée sur plusieurs dizaines de

mètres autour de la minéralisation (Simard et Lafrance, 2011; Lapointe, 2006). On y observe aussi une faible pyritisation et, plus localement, la présence d'une altération alumineuse métamorphisée et visible par les minéraux tels que le grenat ± sillimanite ± andalousite ± kyanite. Gauthier et Lapointe (2003) remarquent que cette altération pénétrative affecte autant les bandes de roches de composition felsique que les bandes de roches de composition mafique. Cette altération va former ultimement des schistes à quartz-muscovite-séricite ± aluminosilicates. Sur l'indice Small Moose, une forme extrême de cette altération s'exprime par la présence de porphyroblastes de kyanite au sein d'un schiste à muscovite (rhyodacite comme protolithe) dans lequel le quartz est très peu abondant, laissant suggérer une zone de lessivage intense. Quirion (2000) a effectué une étude lithogéochimique sur la signature de l'altération hydrothermale. Selon cette étude, les altérations dans les roches encaissant les indices de type filons de quartz ± carbonates dans le Corridor aurifère du Loup sont moins développées que sur les indices de type disséminées à semi-massifs. Certains indices affichent de forts gains en silice (p. ex. Cheveu de Grenouille 2), tandis que d'autres indices présentent de forts gains en potassium, matérialisés sous la forme d'une abondance de phénocristaux de feldspath séricitisés et de biotite. Mais aucune roche située dans le secteur du lac Lingo ne présente d'altération notable sur la base de l'analyse lithogéochimnique. Pour les minéralisations de type disséminées à semi-massifs, plusieurs roches situées dans l'éponte inférieure du conducteur principal du conducteur B et prélevées sur les tranchées Choco, Small Moose, Blueberry Wolf et Slowdance, sont particulièrement altérées. Elles présentent toutes les combinaisons possibles de gains ou de pertes en alcalis et en silice, cette mobilité étant caractéristique des environnements proches des gisements de sulfures massifs volcanogènes. Le secteur de l'indice Sortilèges Dorés sur le conducteur A ressort également comme une zone altérée ayant enregistré des gains en SiO2, K2O et Na2O. Les basaltes fortement altérés (métasomatisés) présentent systématiquement de forts gains en silice et en alcalis, ce qui explique que visuellement, ces roches avaient été classées comme des felsites. Quirion (2000) rapporte que beaucoup d'indices minéralisés connus sont spatialement associés à la présence de roches intermédiaires (diorite ou andésite) et qui affichent des index d'altérations (Séricite, Chlorite, Spitz-Darling et Hashimoto 1) particulièrement élevés (plus grand que 90e centile). Il est intéressant de constater que la majorité des indices minéralisés de la propriété sont associés à 4 principales zones d'altération définies par ces index (Quirion, 2000). Le Corridor aurifère du Loup ainsi que la région à l'est de la faille Mullion ressortent également de par le fort degré d'altération et la grande superficie de l'aire anomale.

Métamorphisme

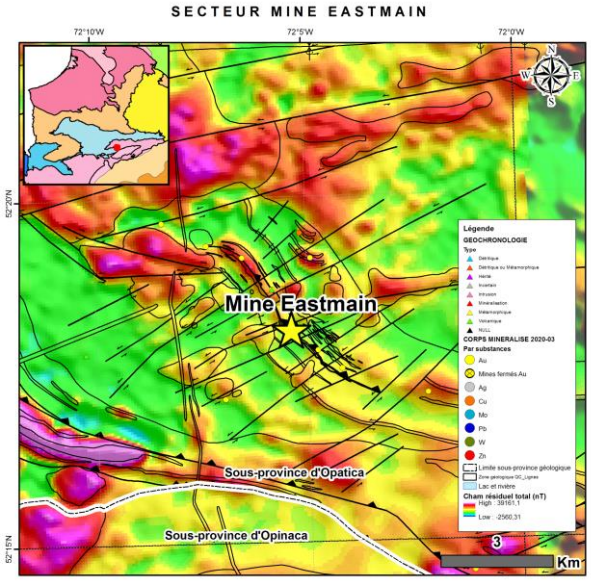
Le métamorphisme atteint le faciès inférieur des amphibolites comme en témoigne la présence d'assemblages minéralogiques tels que muscovite-sillimanite-biotite-grenat-staurolite et hornblende-plagioclase-épidote (Lapointe, 2006). Localement, les roches sont rétrogradées au faciès des schistes verts. Le métamorphisme rétrograde se manifeste essentiellement par de petites veinules de chlorite, séricite, carbonate et préhnite, par la séricitisation plus ou moins intense des plagioclases et par la chloritisation des amphiboles. Le métamorphisme régional est considéré comme dynamique et synchrone à la déformation principale formant la foliation principale S2. Quant au métamorphisme rétrograde, il est considéré avoir débuté lors de la phase de déformation tardive. La formation des veines de quartz-carbonates semble précoce et l'or est interprété comme étant contemporain ou postérieur au métamorphisme rétrograde, donc possiblement contemporain aux plissements précoces (Gauthier et Lapointe, 2003). Par endroits, certains assemblages minéralogiques témoignent d'un faciès supérieur des amphibolites. Selon Sharma (1979) et Quirion (2000), certaines roches localisées au cœur de la séquence volcano-sédimentaire seraient métamorphisées au faciès des schistes verts supérieurs. En certains endroits, les roches auraient même atteint le faciès moyen des amphibolites. La minéralisation, du moins une partie de celle-ci, est interprétée comme étant pré-métamorphique.

Interprétation et Potentiel

Lapointe (2006) mentionne que plusieurs caractéristiques de la minéralisation filonienne suggèrent une origine épithermale alors que celles associées aux horizons sulfurés indiqueraient plutôt une origine de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Selon Jébrak et Marcoux (2008), dans un contexte volcanogène submergent, la minéralisation prend un caractère superficiel (épithermal), favorisant la mise en place de filons minéralisés et un enrichissement en or. Le style de minéralisation de la partie ouest de la séquence volcano-sédimentaire d'Aquilon, caractérisé par une combinaison des deux types de minéralisations décrits précédemment, peut être comparé aux gisements aurifères retrouvés dans le secteur de Doyon-Bousquet (Sous-province de l'Abitibi). Selon Gauthier et Lapointe (2003), sur la propriété Aquilon, l'altération potassique (biotite et muscovite) et alumineuse (grenat, andalousite, staurolite et

kyanite) des schistes silicifiés sulfurés, la présence de teneur en métaux usuels associée aux teneurs aurifères du type de minéralisation disséminée, la localisation fréquente des schistes minéralisés à l'interface de couches mafiques-felsiques, sont tous des éléments similaires aux minéralisations des gisements des zones 1 et 2 de Doyon ou le gisement de Bousquet #2 (Gosselin, 1999; Tourigny et Chartrand, 1994). Selon Lapointe (2006), les schistes à quartz-séricite ± aluminosilicates, reconnus sur Aquilon, seraient l'équivalent métamorphique de l'assemblage d'altération argileuse acide (altération proximale), tandis que la présence d'un faciès d'altération à quartz-biotite-grenat-séricite, rencontré dans le secteur de « Nouska » et de « Chicoutai », correspondrait à une altération magnésienne, moins proximale. D'autres indices laissent croire à une origine volcanique de la minéralisation, comme les associations métalliques au sein des minéralisations sulfurées (Au, Ag, Cu, Zn et Te) et les rapports Au/Ag généralement bas (< 0,5) reflètent généralement une signature de type volcanogène. Mais comme le mentionne Lapointe (2006), bien que les associations métalliques typiques des minéralisations filoniennes orogéniques ne soient pas rencontrées sur Aquilon (As, Sb, Sn, Bi, B, W), ce seul critère ne peut être discriminant pour déterminer hors de tout doute que la minéralisation filonienne d'Aquilon soit davantage associée à la période d'édification volcanique que davantage associée à une origine épigénétique (p. ex. or orogénique). Les ratios Au/Ag grandement variables au sein des veines aurifères pourraient traduire une remobilisation de l'or pendant le métamorphisme et la déformation. Un autre indice pouvant pencher vers l'interprétation d'une mise en place de la minéralisation durant le volcanisme est la présence de linéaments, qui n'ont pas nécessairement d'expression sur le terrain, et qui pourraient refléter des structures subtiles et précoces (failles synvolcaniques) telles qu'appréhendées par Gauthier et Lapointe (2003) et Desbiens (1997). Les zones de lessivage extrême présentes (p. ex. à l'indice Small Moose) pourraient être l'expression de ces failles synvolcaniques. Mais un fait demeure, le niveau de déformation caractérisant les veines aurifères d'Aquilon est très élevé et a malheureusement joué un rôle destructeur sur la minéralisation, et ce, malgré les fortes teneurs aurifères dans les veines. Le style structural de la propriété Aquilon implique un régime de déformation intense en milieu ductile. La présence d'une forte linéation d'étirement sub-horizontale, dont l'attitude est constante, associée à une foliation pénétrative de faible pendage, dont la trajectoire est marquée par d'importantes flexures, suggère que la zone de cisaillement d'Aquilon corresponde à une signature de chevauchement (Lapointe, 2006). Les roches du secteur ont subi une importante déformation qui s'est produite à travers trois principaux épisodes. L'événement de déformation principale (S2) est responsable du développement de la schistosité de flux (S2) à faible pendage, de la très forte linéation d'étirement minérale (Lé), de l'intense transposition et du démembrement du litage primaire, des dykes syn-volcaniques et des veines de quartz et du développement de plis couchés, réclinés et isoclinaux. Les veines ont été fortement plissées, transposées, démembrées et boudinées lors cet épisode de déformation. L'intensité de la déformation a donné une morphologie complexe et discontinue aux veines et a inféré des oreshoot minéralisés en forme de crayon qui sont très limités dans l'espace. Les différentes relations observées entre les veines, l'altération, la schistosité, les dykes gabbroïques et les dykes lamprophyriques suggèrent une mise en place du système filonien antérieure au métamorphisme et au développement de la schistosité principale pénétrative (Lapointe, 2006). La foliation principale recoupe les veines et occupe une position de plan axial aux plis formés par celles-ci. Les axes de ces plis sont colinéaires à la linéation d'étirement. Au sein de ces plis, les veines sont plus épaisses dans les charnières que dans les flancs. Il a été observé que les altérations des veines et des amas sulfurés précédaient le développement de la fabrique principale S2 et le métamorphisme. La mise en place précoce des minéralisations a probablement ainsi favorisé le développement de la fabrique principale S2 et subséquemment le clivage de crénulation tardif et de l'intensification de la linéation d'étirement existante dans les zones d'altération et les zones minéralisées et altérées. Mentionnons que le pli régional tracé par la séquence volcano-sédimentaire d'Aquilon correspond à une phase tardive de déformation puisqu'il reprend la schistosité régionale pénétrative. Le potentiel de retrouver des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes demeure tout de moins présent en dehors de la propriété. La recherche et la distribution de tous les horizons présentant des faciès particuliers (basaltes glomérophyrique, les horizons de schistes avec minéralogie spécifique (grenats, andalousite, kyanite, sillimanite, cordiérite) devraient être identifiés, car ce sont tous des horizons synonymes de l'approche des minéralisations volcanogènes et bien documentés dans les gisements de type VMS des camps miniers de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau.

Mine Eastmain



Nom_Alternatif:	Zones A, B et C
Type de corps minéralisé:	Mine fermée
Année de découverte:	1970
Méthode de découverte:	Géophysique et forage
Sous-province Géologique:	Sous-province d'Opatica
Domaine lithotectonique:	
Sequence Volcanosedimentaire:	Haute-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Au-Ag-(Cu-Zn-Pb)
Lithologie principale:	S10
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

La zone A a été découverte en 1970 par sondages et levés géophysiques.

Contexte géologique

L'ancienne Mine Eastmain se situe dans la branche sud de la séquence volcano-sédimentaire de la Haute-Eastmain, dans la Sous-province d'Opatica. Elle est encaissée dans les roches volcaniques du Groupe de René et plus précisément dans les roches volcaniques de La Formation d'Érasme. Cette formation correspond au premier épisode volcanique du Groupe de René affleurant le long de la branche sud de la séquence volcano-sédimentaire de la Haute-Eastmain. Les lentilles minéralisées sont encaissées dans une séquence de basalte, de roche ultramafique et de volcanite felsique, d'environ 10 à 45 mètres de largeur qui est connue sous le nom de « Mine Series package » (Boldy et al., 1984; Couture et Guha, 1990). Ces roches sont fortement anomalique en manganèse (jusqu'à 1,38 wt. % MnO) et correspondent également à une importante zone de cisaillement inverse (Couture et Guha, 1990). Les roches mafiques sont d'affinités tholéiitiques à transitionnelles tandis que les roches volcanoclastiques felsiques rhyodacitiques sont d'affinités calco-alcalines (Marleau et De Souza, 2021). Ces roches sont attitrées à la Formation d'Érasme. Un tuf felsique de cette formation, localisé à 1,2 kilomètre au NO de la mine, a été daté et a retourné un âge 2 791 +/- 5 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018b), soit à la limite du Mésoarchéeen et du Néoarchéen. Mais selon le lexique stratigraphique (Lexique Stratigraphique), l'âge du tuf felsique aurait plutôt livré un âge de 2 800 ± 6 Ma, soit un âge mésoarchéen (Davis et Sutcliffe, 2018b). Les basaltes représentent l'unité la plus répandue. De teinte vert sombre à gris noir, ils sont à grains fins et rarement magnétiques. Leur aspect varie de massif à rubané, avec une schistosité plus ou moins marquée. Les basaltes contiennent de la hornblende, du plagioclase, de l'épidote, de la chlorite et de l'actinote. Les roches ultramafiques sont gris verdâtre, à grain fin à moyen et fortement magnétique. Elles sont massives, sans schistosité apparente. D'épaisseur métrique à décamétrique, elles sont constituées d'actinote, de trémolite et de magnétite, avec de moindres proportions de talc et de chlorite. Les rhyolites sont de teinte gris clair, à grain fin et plus ou moins rubanées. Elles sont essentiellement composées de quartz et de plagioclase et montrent de 2 à 5 % de yeux millimétriques de quartz enfumé et une faible proportion de biotite, de muscovite et de magnétite. Leurs contacts avec les volcanites adjacentes sont francs ou graduels et certains niveaux semblent correspondre à des niveaux mafiques intensément silicifiés. Les tufs à cendre, de composition felsique à mafique, se présentent en bandes d'épaisseur métrique, de teinte gris clair à foncé, ils sont caractérisés par un rubanement centimétrique à décimétrique et des évidences de granoclassement. Ils peuvent contenir jusqu'à 3 % de pyrrhotite disséminée. Enfin, une roche mylonitique, dont le protolithe est difficilement identifiable, est rencontrée par endroits, associée à des zones de cisaillement. Bien foliée, la roche se distingue par une alternance de bandes millimétriques à centimétriques leucocrates et mélanocrates. Les premières sont riches en quartz et en plagioclase, alors que les secondes comportent surtout de l'amphibole, de la biotite et de la phlogopite. Ces roiches sont surmontées en concordance par les roches volcaniques felsiques de la Formation de Roman (tuf, rhyodactite et rhyolite; basalte, basalte amphibolitisé et andésite; gabbro; formation de fer

et amphibolite à grenat; mudstone et chert graphiteux; paraschiste, paragneiss et wacke; sill ultramafique), qui correspond au deuxième grand épisode volcanique du Groupe de René. Cet épisode volcanique a été daté à environ 2 770 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018a; Davis et Sutcliffe, 2018b). Au nord de l'ancienne mine, le cœur de l'Anticlinal de l'Île Bohier est occupé par le Pluton synvolcanique de l'île Bohier. Ce pluton recoupe les roches de ces deux formations. Le pluton est daté à 2 771 +/-6 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018b) et se compose de tonalite et de granodiorite, toutes deux à biotite-magnétite-hornblende. Plus à l'est se trouve le Pluton de Chiyaaskw, dont une des unités a été datée à 2 746 +/-3 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018a), est composée de tonalite et de diorite quartzifère, toutes deux à biotite-hornblende-magnétite.

Controle tectonique

La zone minéralisée Eastmain est localisée au sein d'une structure de premier ordre : la zone de déformation de Tourigny (anciennement zone de déformation d'Eastmain ?), de puissance métrique à décamétrique (10 à 45 mètres). Celle-ci correspond à une faille longitudinale et subconcordante à la stratigraphie, ductile-fragile à mouvement inverse (faille inverse) affectant les unités lithologiques de la Formation d'Érasme. La structure a été repérée sur près de 4,5 kilomètres et est orientée NO-SE (310-315°) avec un pendage modéré (38-42°) vers le NE. Les veines de quartz minéralisées, qui ont en général une orientation parallèle à la foliation principale, sont habituellement plissées et boudinées. Cela indique qu'elles ont été affectées par un événement de déformation précoce. Le dépôt consiste en trois zones minéralisées principales, nommées Zones A, B et C. Ces zones se situent dans la Formation d'Érasme, le long d'un même niveau stratigraphique. Elles sont contenues dans un ensemble lithologique caractéristique, connu sous le nom de « Séquence de la Mine » (Mine Series package). La minéralisation est concordante à un faciès mixte de roches volcaniques suggérant un possible contrôle stratigraphique à l'échelle régionale puisque plusieurs gîtes et indices sont encaissés dans ce faciès.

Contrôles de la minéralisation

La zone minéralisée Eastmain est composée de trois zones (A, B et C). Ces zones sont espacées à des intervalles plus ou moins réguliers de l'ordre de 700 mètres au sein du couloir de déformation. La minéralisation se présente sous forme de veines lenticulaires parallèles au cisaillement, orientées 315°/38-42°. Les cinq lentilles (B1 à B5) font entre 25 et 110 mètres de longueur sur 200 mètres de largeur et 2 à 3 mètres d'épaisseur. Une foliation développée de façon hétérogène, concentrée dans les zones de cisaillement S1 accompagnée d'une forte linéation d'étirement L1 associées à une première phase de déformation D1. Les oreshoot sont des plongées sub-parallèles à cette linéation d'étirement L1 (Marleau et De Souza, 2021). Une deuxième schistosité S2 se superpose à première phase de déformation D1. Dans le secteur de la mine, cette schistosité n'est pas développée, mais les veines de quartz minéralisées sont habituellement plissées et boudinées indiquant qu'elles ont été affectées par cet événement de déformation précoce D1. Une crénulation S3 mineure, attribuée à une troisième phase de déformation D3, est également répertoriée et serait tardive à la minéralisation aurifère. Finalement, ne série de failles fragiles tardives senestres d'orientation NE-SO, associées à une phase de déformation D4, décalent les zones minéralisées. L'ancienne mine est localisée sur le flanc sud de l'Anticlinal de l'Île Bohier. Cet anticlinal est un synforme droit et associé à la phase de déformation D2. Sa direction de plongement axial est vers l'est (75° à 105°) avec une plongée modérée (30° à 60°) (Beauchamp et al., 2018).

Minéralisation

La proportion de sulfures peut être assez importante (25 à 35 %) et ceux-ci se présentent en veinules, en lamines, en amas centimétriques à décimétriques et localement semi-massifs. Ils consistent majoritairement en de la pyrrhotite, de la chalcopyrite et de la pyrite avec des proportions mineures de sphalérite, de magnétite ainsi que des traces d'arsénopyrite, de tellurures d'argent, d'or et de bismuth (pilsenite et hessite), d'électrum et des minéraux de bismuth (bismuthinithe et bismuth natif). L'or est sous forme libre dans les sulfures et la gangue, parfois associé aux tellurures. Les grains irréguliers d'or visible sont associés aux veines de quartz. Leur taille n'excède pas 1 mm de diamètre. L'or est associé autant au quartz qu'aux sulfures. La galène et la molybdénite sont rarement présentes. La minéralisation est concentrée 1) dans l'unité de quartz-magnétite-amphibole-grenat-pyrrhotite (Mine Series); cette unité cherteuse est recoupée par des veines de quartz; et 2) dans les roches volcaniques altérées adjacentes et restreintes aux zones de déformation en marge immédiates du chert (< 2-3 mètres). Localement, des phénomènes de remobilisation des sulfures et de l'or sont observés. Selon Marleau et De Souza (2021), il n'y aurait pas de corrélation Au:Cu ou Au:Zn. Les éléments métalliques enrichis sont Au, Cu, Ag ± As ± Bi ± Te, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

L'altération du niveau minéralisé principal est intense et consiste surtout en une silicification, une biotitisation, une séricitisation (altération potassique?) et une carbonatation, avec le développement de fuchsite par endroits. Elle est limitée à une distance de quelques mètres autour des veines et lentilles de quartz. La présence de biotite-grenat-épidote-quartz-gahnite a aussi été notée à proximité des zones déformées et minéralisées, associées au minerai. La présence de gahnite et grenat contenant des inclusions métalliques pourrait suggérer une minéralisation pré-pic métamorphique (Marleau et De Souza, 2021). Une altération en manganèse semble également affecter la roche encaissante.

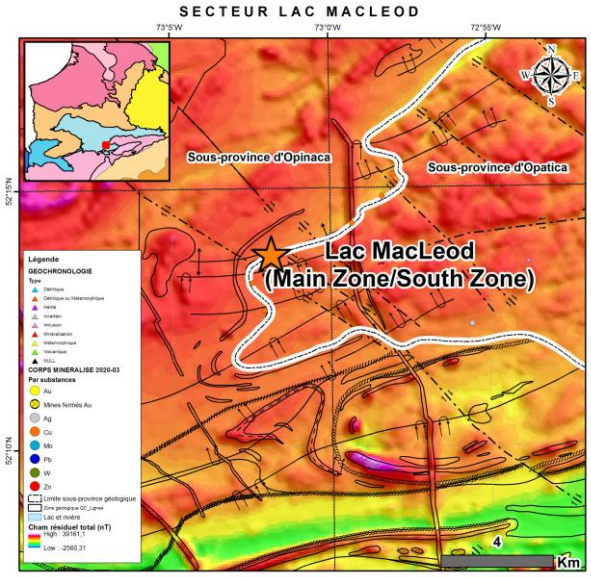
Métamorphisme

Les roches encaissantes de la minéralisation sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Les minéraux métamorphiques dans les roches (métabasaltes) sont la hornblende, le plagioclase et la titanite; tandis que dans les roches métasédimentaires (métapélites) et les roches volcaniques felsiques, les minéraux métamorphiques sont la sillimanite et le grenat (Marleau et De Souza, 2021). Ces assemblages suggèrent un métamorphisme au faciès amphibolites, syn- à tardi D1. Plus régionalement, Beauchamp et al. (2018) mentionnent que dans la région, les roches mafiques de la Sous-province d'Opatica montrent en général des assemblages à hornblende et grenat, typiques du faciès des amphibolites. Dans la séquence volcano-sédimentaire de la Haute-Eastmain, les volcanites riches en amphibole sont majoritairement au faciès des amphibolites, même si localement, les roches ont été rétromorphosées au faciès des schistes verts. Les roches métasédimentaires du Groupe de Bohier montrent un assemblage à sillimanite-cordiérite-grenat-muscovite typique du faciès supérieur des amphibolites.

Interprétation et Potentiel

La typologie de la minéralisation aurifère à la Mine Eastmain est controversée. Dans les années 1980, Boldy et al. (1984) ont interprété ce gîte comme étant un sulfure massif volcanogène. Au début des années 1990, Couture et Guha (1990) et Couture (1993) ont plutôt suggéré que la minéralisation aurifère de la mine Eastmain serait encaissée dans des veines orogéniques mises en place dans une zone de déformation fragile-ductile au faciès amphibolitique (dépôt filonien épigénétique synmétamorphique à tardimétamorphique). Suite aux travaux de Beauchamp et al. (2018), ces derniers suggèrent une superposition de minéralisations syngénétiques volcanogènes et de minéralisations épigénétiques filoniennes pour expliquer le budget aurifère et la signature métallique du gisement de la Mine Eastmain. De plus, Marleau et De Souza (2021) évoquent les mêmes hypothèses en mentionnant que les styles d'altération et de minéralisation aurifère aux indices Suzanna et Hillhouse, localisés dans le même horizon stratigraphique que le gisement de la Mine Eastmain, suggèrent une origine volcanogène pour ces deux indices. Mais qu'une partie de la minéralisation serait, quant à elle, pré-pic métamorphique et métamorphisé au faciès des amphibolites. Une possible remobilisation (ou bonification) de l'or accompagnée de Te, Bi, As, Ag, lié aux conditions métamorphiques, aurait pu par la suite venir enrichir le gisement. En effet, l'introduction de l'or dans le système minéralisé ne serait pas nécessairement exclusive au système volcanogène, comme proposé par Beauchamp et al. (2018). L'or pourrait également représenter un ajout tardif au système volcanogène. Les fluides hydrothermaux et minéralisateurs de cet ajout auraient pu circuler par la zone de cisaillement aurifère à forte empreinte Cu-Zn et associée à la déformation D1, soit la zone de déformation de Tourigny. Dans le secteur de la mine Eastmain, des veines de quartz qui sont sécantes à la stratigraphie et subparallèles à la foliation S2 sont aurifères. On peut les observer également au niveau de l'Indice Lac Julien et sur quelques autres affleurements dans le même horizon stratigraphique minéralisé contenant la Mine Eastmain. Ces observations suggèrent la superposition de minéralisations syngénétiques volcanogènes et de minéralisations épigénétiques filoniennes dans le secteur du gisement Eastmain. Selon Marleau et De Souza (2021), la présence des roches ultramafiques et d'un horizon cherteux, constituant un fort contraste rhéologique et chimique, aurait pu également favoriser l'initiation d'une zone de cisaillement à cet endroit, et aurait ainsi pu contrôler la mise en place d'une partie de la minéralisation aurifère. Le potentiel demeure énorme dans le secteur comme le démontre les nouvelles intersections rapportées à la Zone E dans des cisaillements mylonitiques en bordure d'une intrusion à faible profondeur dans les roches volcaniques et ayant retournée des valeurs allant jusqu'à 35,9 g/t Au sur 7,5 mètres (www.benzmining.com/). La Séquence de la Mine (Mine Series package), qui a été tracée latéralement sur 10 kilomètres selon une direction NO-SE, constitue un niveau repère pour l'exploration de minéralisations aurifères dans la région de l'île Bohier et illustre bien le potentiel résiduel qui existe dans cette séquences volcano-sédimentaire.

Lac MacLeod



Nom_Alternatif:	Main Zone et South Zone
Type de corps minéralisé:	Gîte
Année de découverte:	1982
Méthode de découverte:	Prospection
Sous-province Géologique:	Sous-province d'Opinaca
Domaine lithotectonique:	
Sequence Volcanosedimentaire:	Haute-Eastmain
Sous-groupe métallogénique:	Cu-Au(-Ag-Mo)
Lithologie principale:	M8
Métamorphisme:	Amphibolite inférieure

Contexte de la découverte

Le gîte a été découvert en 1982 par prospection lors d'un levé de reconnaissance héliporté pour l'uranium (E. Canova). La zone est aussi connue sous le nom de Main Showing. Comme la compagnie explorant pour l'uranium n'était pas intéressée aux métaux usuels, rien n'a été fait sur l'indice. E. Canova a jalonné en 1988 et a prélevé des échantillons qui ont donné des teneurs significatives en Cu, Mo, Ag et Au, ainsi que L.D.S Winter (Winter, 1989; GM 48881). Le groupe de claims initial de la propriété, qui couvre la minéralisation de chalcopyrite-molybdénite, a été jalonné en 1988. La propriété a été acquise par la compagnie Western Troy des découvreurs en 1988. Un premier programme à l'automne 1988 a démontré que la propriété avait un potentiel d'abriter un dépôt de cuivre, argent, molybdène et or. Les programmes de forage au diamant ont été achevés à l'été 1989 et plusieurs programmes et travaux d'explorations se sont poursuivis chaque année et ce, jusqu'en 1992 (Winter, 2011). Des travaux plus modestes ont été exécutés en 1996, 1997, 2002 et 2006. Deux programmes de forage ont été complétés en 2007 (Winter, 2008). Un rapport technique NI 43-101 a été préparé en 2011 pour Western Troy Capital Resources par Winter (2011). Le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) a effectué des levés géologiques dans la région de l'île Bohier (Beaucham et al., 2018; BG 2018-02) et dans la région du lac Cadieux (Beanchamp, 2019; BG 2019-02) dans le but de préciser la limite entre les sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca et de procéder à une révision stratigraphique et structurale de la branche ouest de la Ceinture de roches vertes de la Haute-Eastmain.

Contexte géologique

Le gîte Lac MacLeod se situe au contact entre les sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca, adjacent aux roches supracrustales de la séquence volcano-sédimentaire de la Haute-Eastmain. La minéralisation est encaissée au contact entre le Batholite de MacLeod et les roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche. Ce batholite est un complexe intrusif en forme de soucoupe, encaissé dans les roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche et coupe les unités intrusives adjacentes appartenant à la Sous-province d'Opatica. Prior et al. (1991) ont divisé le batholite en cinq (5) sous-unités en utilisant le ratio hornblende/biotite et la structure de la roche (folié ou ignée) pour distinguer les faciès, soit : 1) granofels à hornblende; 2) granofels à hornblende-(biotite); 3) granofels à hornblende-biotite, folié; 4) à biotite-(hornblende), folié; et 5) à biotite, folié. Le Batholite de MacLeod a une forme ondulée causée par des plissements régionaux. Le contact sud-ouest est plissé formant une structure synforme, soit le synforme du lac Lavallette (Winter, 2011). La masse intrusive s'étend sur une distance de 25 kilomètres selon une direction ENE-OSO et fait 15 kilomètres d'épaisseur. Elle est associée régionalement à une forte anomalie magnétique positive. Le batholite est très homogène, moyennement grenu et folié. Sa composition moyenne consiste en une granodiorite et une monzodiorite quartzifère (proportion de quartz varie entre 15 et 25%) à hornblende-biotite-magnétite ± sphène ± épidote ± apatite ± zircon. On observe une certaine zonalité compositionnelle dans l'intrusion. Les analyses géochimiques indiquent que le Batholite de MacLeod est un granitoïde magnésien, généralement calco-alcalin et métalumineux de type I (Beauchamp, 2020). Le spectre des terres rares normalisées à la chondrite CI montre un

enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti ainsi que des anomalies positives en La, Ce et Nd caractérisent le diagramme multiéléments de cette unité. Une analyse géochronologique effectuée sur des zircons provenant d'une monzodiorite quartzifère foliée du Batholite de MacLeod indique un âge de cristallisation magmatique estimé à 2 704 +/-2 Ma (Davis, 2019). Les roches encaissantes sont des gneiss à biotite et des gneiss migmatitiques (Winter, 2011). Le contact intrusif entre le gneiss/migmatite et la granodiorite est net, cependant, il est fréquemment occupé par des roches intrusives quartzo-feldspathiques à texture pegmatoïde (Cook et al., 2008). Dans la zone principale (Main Zone), la minéralisation est associée à un niveau fortement silicifié dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres. Le niveau, dont les contacts sont graduels avec l'encaissant, semble concorder avec des schistes et des gneiss quartzofeldspathiques en contact avec des métatexite à biotite ± grenat ± amphibole, contenant 10 à 50 % de mobilisat et souvent injectée de granite d'anatexie adjacents au sud, de même qu'avec une pegmatite non minéralisée présente au nord. Dans la deuxième zone (South Zone), les gneiss quartzofeldspathiques sont coupés par des veines de quartz comportant des sulfures et de la malachite. Les gneiss quartzofeldspathiques sont essentiellement constitués de plagioclase et de quartz, avec environ 20 % de biotite et/ou de hornblende et de faibles proportions de muscovite, de feldspath potassique et de pyrite. La roche est peu fracturée et la structure gneissique y est assez bien développée. Les schistes vert foncé sont également à grain fin à moyen. La biotite et la chlorite y dominent, accompagnées de plagioclase et de quartz et d'infimes proportions de sulfures (pyrite-chalcopyrite-molybdénite). Selon Prior et al. (1991), les analyses lithogéochimiques suggèrent que les gneiss quartzofeldspathiques à biotite et les roches foliées en relation à ces derniers soient possiblement dérivés de paragneiss ayant comme protolithe des grauwackes. Ces roches métasédimentaires appartiennent au Complexe de Laguiche (< 2 695 +/-9 Ma; Davis, 2019). Pour les schistes, il pourrait s'agir d'une unité ayant subi un métasomatisme et dérivée de ces paragneiss ou de roches volcaniques mafiques reconnus (Prior et al., 1991; Cook et al., 2008) telle que des roches ultramafiques, des amphibolites massives, des gneiss à hornblende ou des brèches volcaniques mafiques. Un autre élément important de l'unité de gneiss est la présence de roche aplitique à texture ignée qui se présente sous forme de bandes de quelques centimètres à un mètre ou plus d'épaisseur, et orientée parallèlement à la foliation du gneiss (Cook et al., 2008). L'aplite se transforme rapidement, mais sans contacts nets, en une roche faiblement à modérément bien foliée, métasomatisée qui, en plus d'être foliée, ressemble étroitement à l'aplite massive à texture ignée. Cette roche foliée se transforme progressivement en gneiss moins métasomatisé et fortement folié (Cook et al., 2008). Plusieurs corps ultramafiques, arrondis à lenticulaires et foliés appartenant à la Suite mafique-ultramafique de Sorbier (péridotite, pyroxénite, hornblendite et gabbro, foliés) coupent les roches du Complexe de Laguiche (Beauchamp, 2020) et sont reconnus à l'ouest du gîte. Ces corps apparaissent plus ou moins alignés le long du contour du Batholite de MacLeod. Toutes ces roches sont coupées par des amas ou des dykes de pegmatite et de granite, surtout à proximité des zones minéralisées.

Controle tectonique

La zone minéralisée principale a grossièrement la forme d'une selle pliée. Elle est orientée NE-SO et son pendage, subhorizontal près de la surface, s'incline fortement en profondeur (75°). Les interprétations indiquent que le Batholite de MacLeod est affecté par une succession de plis antiforme et synforme (Beauchamp, 2020). La zone minéralisée est localisée au sein d'une structure antiforme orientée à N068° plongeant faiblement vers le SE (de 10 à 20°, mais pouvant aller jusqu'à 70°). La foliation observée dans les gneiss adjacents à la Zone Principale varie de 40° à 70° avec un pendage de 30 à 60° vers le SE. La Zone Sud a la forme d'un feuillet plongeant à 10° vers le NE avec des épaisseurs variant de 1 à 5 mètres pour la partie à haute teneur. La minéralisation se concentre principalement le long des contacts, ou à proximité de ceux-ci, entre les diverses lithologies (minéralisation concordante ou stratiforme). La déformation semble avoir joué un rôle prépondérant dans la mise en place ou la remobilisation de la minéralisation (Beauchamp, 2020). La principale lithologie qui encaisse la minéralisation cuprifère est un schiste mafique fortement déformé et crénulé qui se situe dans le nez ou les flancs de plis régionaux, suggérant un lien entre les plis P2 et la minéralisation. Toujours selon Beauchamp (2020), on observe une plus grande proportion de chalcopyrite et de molybdénite à proximité des injections ou du mobilisat quartzofeldspathique boudinés et démembrés. Localement, la chalcopyrite est associée à des veinules tardives d'hématite et d'épidote qui coupent clairement la foliation régionale, ce qui suggère qu'une partie de la minéralisation a été mise en place ou remobilisée par un épisode de fracturation tardif (Beauchamp, 2020).

Contrôles de la minéralisation

La Zone Principale (Main Zone) consiste en un corps minéralisé de 1 200 mètres de long par 80 mètres de largeur. Elle est ouverte latéralement et a été repérée jusqu'à 200 m de profondeur par sondage le long du flanc sud de l'antiforme

(Winter, 2008). La minéralisation sur le flanc nord de l'antiforme semble moins bien développée (Winter, 2008). Winter (2004) interprète les axes anticlinaux passant à proximité de la minéralisation de la Zone Principale et de la Zone Sud. L'exposition de surface près de l'affleurement de découverte montre une foliation proéminente et de fortes bandes de quartz et quartzo-feldspathique à l'échelle millimétrique à centimétrique. Les roches montrent des plis serrés à isoclinaux, avec des plongements abrupts vers le sud-ouest (Cook et al., 2008). Beauchamp (2020) mentionne que les traces axiales sont orientées E-O et sont mise en évidence par des injections felsiques et des zones silicifiées qui sont plissées et en relief positif dans la diorite. Un minimum de deux phases de plissement serait reconnu (Cook et al., 2008). Les interprétations de Beauchamp (2020) indiquent que le Batholite de MacLeod est affecté par une succession de plis antiforme et synforme, majoritairement déversé, minoritairement droit. Plus régionalement, le gîte est contenu dans le Domaine structural de Cadieux (Beauchamp, 2020). Le Batholite de MacLeod est structuralement très homogène. Selon cette dernière, il est folié par la fabrique principale Sn (N264/40), une foliation pénétrative modérément développée et définie par un alignement préférentiel des minéraux ferromagnésiens (biotite, hornblende), et une linéation minérale Ln (N033/63) est présente par endroits, faiblement développée et définie par l'étirement de la hornblende (Beauchamp, 2020).

Minéralisation

La minéralisation économique se compose de 2 à 10 % de chalcopyrite, jusqu'à 1 % de molybdénite et des proportions moindres, de bornite, de chalcocite et de pyrrhotine. À cela s'ajoutent de la pyrite, de la magnétite, de la malachite, de cuivre natif et des traces de sphalérite. La chalcopyrite se présente sous forme disséminée, en petits amas ou en fines veinules, alors que la molybdénite se dispose en feuillets disséminés. La majorité des sulfures se trouvent en bordure du Batholite de MacLeod. Les valeurs économiques en cuivre ont tendance à culminer à environ 25 mètres du contact du batholite et des paragneiss migmatitisés du Complexe de Laguiche, dans un schiste à biotite-actinote-chlorite (Prior et al., 1991). À la Zone Principale, la minéralisation est encaissée dans le gneiss à biotite, et également, elle se développe préférentiellement dans le schiste à chlorite-biotite-amphibole (Cook et al., 2008). La minéralisation dans cette zone consiste en des filonnets (stockwerk) et disséminations de sulfures. La Zone Sud contient moins de minéralisation e cuivre-molybdène, mais les teneurs y sont plus élevées. À quelques endroits, une minéralisation mineure s'étend vers le haut dans la partie basale de la granodiorite. Cette minéralisation se présente sous forme de stockwerk et est constituée de bandes étroites d'aplite à grain fin et masses irrégulières d'aplite à quartz ou quartz-microcline à grain moyen à grossier (Cook et al., 2008). Là où les sulfures sont relativement abondants, en particulier la chalcopyrite, ils peuvent se présenter sous forme de micro-veines d'un centimètre et d'un à deux millimètres de large (Cook et al., 2008). Beauchamp (2020) rapporte que la minéralisation est associée à des zones de silicification intense (silica flooding). L'affleurement de découverte du gîte du Lac MacLeod expose une zone de silicification de 10 à 15 mètres d'épaisseur riche en chalcopyrite et en molybdénite, au contact entre une pegmatite blanche au nord et un paragneiss de wacke au sud. La chalcopyrite forme un ciment autour des grains de quartz, donnant à la roche une structure granoblastique. Quelques brèches hydrothermales à quartz-hématite-épidote très peu minéralisées ont été documentées dans les carottes de forage au sein du Batholite de Macleod (Beauchamp, 2020). Les teneurs montrent des rapports Au/Ag < 0,01. Les éléments métalliques enrichis sont Cu, Mo, Au, Ag, W, ce qui constitue l'assemblage métallique de la minéralisation.

Altération

Selon Beauchamp (2020), le Batholite de MacLeod est caractérisé par une altération faible à forte et qui semble zonée. Une altération potassique à biotite, magnétite et feldspath potassique, en proportions variables, est présente au centre de l'intrusion. Une altération propylitique à quartz, chlorite et épidote et une silicification sont observées en bordure. Prior et al. (1991) indiquent que l'altération en épidote est présente dans toutes les lithologies, mais plus intense et mieux développée dans la granodiorite et les pegmatites. L'altération en épidote peut être contrôlée par les fractures, par la foliation, en remplacement ou pénétrative. La silicification est associée à la zone principale (Cook et al., 2008). Selon Prior et al. (1991), ces zones de silicification (silica flooding) varient de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de largeur et où le quartz et le feldspath sont dominants. Ces zones sont typiquement riches en sulfures (jusqu'à 20 % sulfures). La chalcopyrite forme un ciment autour des grains de quartz, donnant à la roche une structure granoblastique. Les contacts avec la roche encaissante et ces zones de silicifications sont généralement graduels (Prior et al., 1991). Prior et al. (1991) mentionnent également une altération en chlorite, séricite et calcite. Ils indiquent que la chloritisation est observée dans toutes les unités, mais plus intensément dans les unités schisteuses. Elle semble contrôlée par les fractures ou les plans de foliation ou en remplacement (amas ou taches). Elle s'accompagne de minéraux tels que la hornblende, la biotite et le grenat. Cette altération pourrait correspondre à

l'altération potassique décrite par Beauchamp (2020). La séricitisation des feldspaths est notée dans la majorité des échantillons en lame mince étudiés par Prior et al. (1991). Des quantités mineures de calcite sont présentes en veinules contrôlées par la foliation, en petits amas ou localement disséminée. Un minéral mou bleuté (cordiérite?) complètement altéré en séricite et en quartz a été reconnu dans quelques forages (Prior et al., 1991). Cette possible cordiérite altérée s'observe principalement dans les bandes leucocrates des gneiss quartzo-feldspathique et ne semble aucunement associé à la minéralisation (Prior et al., 1991). Une légère sulfurisation (pyrite-pyrrhotite) est également observée dans les unités. Une altération plus tardive à quartz, hématite et épidote, soit sous forme de veinules ou sous forme de brèches hydrothermales très peu minéralisées, a été documentée par les différentes études. Cette altération tardive semble remobiliser une partie de la minéralisation en Cu-Mo-Ag-Au-W contenue dans le Batholite de MacLeod et dans les unités métasédimentaires qui encaissent l'intrusion (Beauchamp, 2020).

Métamorphisme

Selon Beauchamp (2020), pratiquement tous les échantillons étudiés se caractérisent par des conditions métamorphiques de haute température, ayant atteint le faciès des amphibolites. La composition minéralogique des roches intrusives appartenant à la Sous-province d'Opinaca ne permet pas d'établir les conditions métamorphiques qu'ont subies les roches du Batholite de MacLeod. Puisque les roches des domaines structuraux adjacents ont atteint le faciès des amphibolites, il est très probable que les roches du Domaine structural de Cadieux aient aussi atteint ces conditions de pression et de température (Lexique Structural). Les roches du Complexe de Laguiche, au nord du gîte, sont composées d'un assemblage de quartz-feldspath-biotite-cordiérite-grenat ± sillimanite et ont été métamorphisés au faciès des amphibolites (Beauchamp, 2020). Le pourcentage de mobilisat dans ces roches varie, selon Beauchamp (2020), entre 0 et 20 % atteignant localement 35 %. Des masses de pœciloblastes de cordiérite remplacées par de la pinnite jaunâtre et des porphyroblastes de fibrolite sont présentes dans certains lits plus pélitiques de la séquence métasédimentaire migmatitisée, surtout dans les roches sédimentaires au SO du Batholite de MacLeoad (Beaucahmp, 2020). La présence de cordiérite indique que les roches ont subi un métamorphisme de basse pression. Le pic métamorphique qu'ont atteint les roches de la Suite mafique-ultramafique de Sorbier, au sud du gîte, semble être au faciès des amphibolites supérieur, comprenant un assemblage à actinote-serpentine-talc-trémolite-magnétite (Beauchamp, 2020).

Interprétation et Potentiel

Le Batholite de Macleod semble avoir une importance métallogénique dans la région. En effet, plusieurs zones minéralisées en Cu-Mo-Ag-Au-W se trouvent dans le batholite ou en périphérie de ce dernier, dans les roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche. Peu d'étude s'est penchée sur l'origine et le mode de formation du gîte du Lac MacLeod. Beauchamp (2020) suggère que la minéralisation soit d'origine magmatique-hydrothermale et partiellement porphyrique en raison de : i) l'association métallique Cu-Mo-Ag-Au-W dans une roche intrusive; ii) les styles de minéralisation; iii) les textures de la minéralisation (une structure granoblastique des sulfures dans les zones de silica flooding suggère qu'une partie importante de la minéralisation est antérieure à l'épisode de métamorphisme et de migmatitisation régional; Beauchamp, 2020); et la zonation des altérations (potassique au cœur et propylitique/silicification en bordure). La circulation des fluides minéralisés se serait faite à partir d'une structure possiblement générée lors de l'intrusion de matériel igné. Cependant, toujours selon Beauchamp (2020), plusieurs caractéristiques typiques des gisements porphyriques n'ont pas été observées, notamment la présence de dykes porphyriques, la zonalité de la minéralisation et la présence de cheminées bréchiques. La minéralisation qui est encaissée dans le schiste à biotite-actinote-chlorite pourrait correspondre à un enrichissement métasomatique, par exemple, de type skarn. En général, les exoskarns cuprifères se développent au contact ou à proximité d'un intrusif et y sont génétiquement liés. L'actinote pourrait avoir cristallisé lors de l'activité hydrothermale rétrograde du processus de skarnification (Jébrak et Marcoux, 2008). Une autre hypothèse propose que le corps minéralisé soit d'origine volcanique : la déposition des métaux se serait faite à la base d'une cheminée d'altération (SIGEOM, 2022). La présence de reliques de structure volcanique dans les amphibolites avoisinantes appuierait cette hypothèse. Le niveau de schistes à biotite et à chlorite représenterait la zone relativement perméable ayant favorisé la circulation des fluides et ces derniers seraient responsables des processus de chloritisation et de biotitisation de l'encaissant (Prior et Pilkey, 1990). Davies et al. (1992) suggèrent que le canal principal dans lequel auraient remonté les fluides minéralisateurs serait le schiste à biotite-chlorite-amphibole ou une zone de fracture dans ce qui est maintenant le gneiss migmatitique au voisinage de la flexure (axe anticlinal). Ce modèle impliquerait qu'une partie de la minéralisation soit introduite durant l'épisode de déformation Dn (possiblement D2) et associée au plissement ou remobilisée durant cet épisode de déformation. Selon

Beauchamp (2020), la déformation Dn serait postérieure ou synchrone à la mise en place du Batholite de MacLeod. L'assemblage hétérogène dominé par des gneiss quartzofeldspathiques et des injections migmatitiques, supposément d'origine sédimentaire, et le rôle de cette unité dans l'histoire de la mise en place du gîte, demeure un élément mal compris à ce jour. Ces roches riches en injections felsiques (p. ex. dykes aplitiques, leucosomes, etc.) auraient pu jouer un rôle important, soit durant la mise en place de la minéralisation interprétée comme étant d'origine magmatique-hydrothermale et porphyrique, ou même durant des épisodes de remobilisation de cette minéralisation précoce. Il est intéressant de noter que la majorité des minéralisations dans le secteur (huit zones minéralisées de Cu-Mo-Ag-Au-W de la zone favorable de MacLeod; Beauchamp, 2020) sont encaissé dans ce qui est interprété comme étant des paragneiss et en moindre mesure dans le Batholite de MacLeod. Les minéralisations suivent le contact à une certaine distance (± 20-25 mètres) comme démontré par Prior et al. (1991). Ces zones minéralisées (oreshoots), généralement à une distance précise "d" à partir du contact du batholite, pourraient faire intervenir le concept empirique et qui n'implique pas de processus, de distance magique (Petersen, 1990; Peters, 1993) à l'image d'un empilement (stacking). Dans certains cas, la minéralisation peut se mettre ne place à une distance spécifique empiriquement prévisible des contacts géologiques ou le long des conduits, engendrant une périodicité entre les gîtes et les conduits hôtes qui définissent les modèles (Petersen, 1990). Cette périodicité ouvrirait un potentiel de retrouver d'autres indices dans le secteur. De plus, Beauchamp (2020) mentionne que les âges obtenus pour les roches intrusives du Batholite de MacLeod (2 704 +/-2 Ma; Davis, 2019) et de la Suite de Cadieux (2 700 +/-3 Ma; Davis, 2019; 2 699 +/-5 Ma; Davis et Sutcliffe, 2018b) suggèrent qu'elles sont contemporaines. À l'échelle macroscopique et microscopique, les roches du Batholite de MacLeod ressemblent à celles de la Suite de Lépante. Il serait possible que ces deux corps intrusifs soient apparentés et d'âges similaires (Lexique Stratigraphique). Les suites de Cadieux et Lépante représentent donc des intrusions prospectives dans le secteur.

APPENDICE 1 : AUTRES RÉFÉRENCES
Métallogénie

Aubin, A., & Girard, R., 2010. Exploration program, summer 2010, Wabamisk project. Exploration Azimut Inc., rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 65457, 194 pages, 9 plans.

Augland, L.E., David, J., Pilote, P., Leclerc, F., Goutier, J., Hammouche, H., Lafrance, I., Talla Takam, F., Deschenes, P.-L., Guemache, M.A. (2016). Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. MERN, GEOTOP; RP 2015-01, 43 pages.

Ayres, L. D., Averill, S. A., & Wolfe, W. J. (1982). An Archean molybdenite occurrence of possible porphyry type at Setting Net Lake, northwestern Ontario, Canada. Economic Geology, 77(5), 1105-1119.

Bandyayera, D., Lacoste, P. (2009). Géologie de la région du lac De Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15). MRNF. RP 2009-06, 15 pages et 3 plans.

Bandyayera, D., Burniaux, P., Morfin, S. (2011). Géologie de sa région du lac Brune (33G07) et de la Baie Gavaudan (33G10). MRNF; RP 2011-01, 25 pages, 2 plans.

Bandyayera, D., Daoudene, Y. (2018). Géologie de la région du lac Nemiscau, secteur ouest de la rivière Rupert (SNRC 32N06, 32N07 et 32N11). MERN. RG 2018-03, 58 pages et 1 plan.

Bateman, R., Ayer, J. A., & Dubé, B. (2008). The Timmins-Porcupine gold camp, Ontario: Anatomy of an Archean greenstone belt and ontogeny of gold mineralization. Economic Geology, 103(6), 1285-1308.

Bleeker, W. (2012). The role of extension in the formation of Timiskaming basins and large gold deposits, Abitibi greenstone belts - a discussion: Summary of Field Work and Other Activities 2012; Ontario Geological Survey, Open File Report 6280, 2012 p. 47.1-47.12.

Borduas, B. (1991). Rapport des sondages, propriété du lac Yasinski. Ressources minières Platinor inc, rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 50517, 131 pages, 2 plans.

Brisson, H et Ducharme, Y. (2002). Mise à jour de la géologie et évaluation de la propriété La Grande Sud. Rapport interne. Cambior, 18 pages.

Burnham, C. W. (1967). Hydrothermal fluids at the magmatic stage. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 34-76.

Charbonneau, R. (2008). Report on exploration works for 2006 and 2007, Opinaca gold project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64181, 474 pages.

Chartrand, F., & Cattalani, S. (1990). Massive sulfide deposits in Northwestern Quebec. Canadian Institute of Mines and Metallurgy, 78-91.

Côté-Roberge, M., and Goutier, J. 2019. Géologie de la région du lac Casterne, sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada, BG 2019-05.

Couture, J.-F., 2001. Report on the geology of the lac Sakami gold discovery, Québec, Canada, Sakami Project (Matamec Explorations Inc.). SRK Consulting Engineers and Scientists, 72 pages.

D'Amours, C. (2003). Modélisation géostatistique et estimation des ressource. Géopointcom. Rapport interne, Mines D'Or Virginia. 16 pages.

David, J. (1999). Projet Grand-Nord: Géochronologie: nouvelles données et mise en perspective, in Lalonde, J.P., ed., Explorer au Québec: Le défi de la connaissance, programmes et résumés. 1999, DV 99-03.

Davies, J.F., Whitehead, R.E. and Prior, G.J. (1992). Proterozoic Disseminated Cu-Mo Mineralization in the Superior Province, Northeastern Quebec. Expl. Min. Geol., V. 1, No. 3, pp 297-303.

Dion, C., Pilote, P., David, J., and Cater, D. (1998). Géologie et âge de la minéralisation Au-Cu à la mine Troilus, ceinture de Frotet Evans, Québec [abs.]: Geological Association of Canada Annual Meeting, Abstracts Volume 23, p. 46.

Dubé, B., and Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 49-73.

Dubé, B., Ravenelle, J. F., McNicoll, V., Malo, M., Creaser, R., Nadeau, L., & Simoneau, J. (2011). The world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Québec: insights from geology and geochronology. In *Joint Annual Meeting of the GAC-MAC–SEG-SGA, Ottawa, Canada*.

Dubé, B., & Mercier-Langevin, P. (2020). Gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt, Canada.

Duparc, Q. (2014). Corrélations de formations sédimentaires du nord-est de la sous-province de La Grande, Québec, Canada (Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi), 243 p.

Duparc, Q., Cousineau, P., Bandyayera, D. (2012). Corrélation des bassins sédimentaires du nord-est de la Sous-province de La Grande (Baie-James), à l'aide de la géochimie lithologique et minérale. MRNF, Université du Québec à Chicoutimi, Bureau de l'exploration géologique du Québec; MB 2012-04, 37 pages.

David, J. (2005). Rapport d'analyses géochronologiques sur des diorites provenant du secteur de la rivière Eastmain – avril 2005; Rapport interne, Viginia Mines Inc., 9 p.

David, J. (2018a). Datation U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. MERN, GEOTOP; MB 2018-16, 24 pages.

David, J. (2018b). Datations U-Pb dans les provinces de Grenville et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2016-2017. MERN, GEOTOP; MB 2018-17, 22 pages.

David, J. (2019). Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur et de Churchill effectuées au GEOTOP en 2014-2015. MERN, GEOTOP; MB 2019-03, 24 pages.

David, J., Pilote, P., Hammouche, H., Leclerc, F., Talla Takam, F. (2018). Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2013-2014. MRN, GEOTOP; RP 2017-03, 43 pages.

David, J., Simard, M., Bandyayera, D., Goutier, J., Hammouche, H., Pilote, P., Leclerc, F., Dion, C. (2012). Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. MRNF; RP 2012-01, 33 pages.

David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C., Barbe, P. (2011a). Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. GEOTOP UQAM, Université du Québec à Chicoutimi, MRNF; RP 2010-11, 37 pages.

David, J., McNicoll, V., Simard, M., Bandyayera, D., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Rheaume, P., Leclerc, F., Dion, C. (2011b). Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. MRNF; RP 2011-02, 37 pages.

David, J., Davis, D. W., Bandyayera, D., Pilote, P., Dion, C. (2009). Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007. GEOTOP UQAM-McGill, Université de Toronto, MRNF. RP 2009-02, 17 pages.

Davis, D. W., David, J., Dion, C., Goutier, J., Bandyayera, D., Rhéaume, P., Roy, P. (2005). Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). MRNF; RP 2005-02, 20 pages.

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. MERN, Geochronological Laboratory; RP 2014-05, 62 pages.

Davis, D W., Moukhsil, A., Lafrance, I., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Talla Takam, F. (2015). Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville effectuées au JSGL en 2012-2013. MERN; RP 2014-07, 56 pages.

Davis, D W., Lafrance, I., Goutier, J., Bandyayera, D., Talla Takam, F., Gigon, J. (2018). Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au JSGL en 2013-2014. MERN; RP 2017-01, 63 pages.

Desbiens, H. (1997). Rapport géologique sur la propriété La Forge, Baie James, Québec (33I/7), Ressources Sirios, rapport interne, 10 p. + 2 cartes (1 :20 000).

Duparc, Q. (2014). Corrélations de formations sédimentaires du nord-est de la sous-province de La Grande, Québec, Canada (Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi), 243 p.

Eade, K. E., Heywood, W. W., Lee, H. A. (1957.) Fort Sakami Lake area, New Quebec. Geological Survey of Canada. Map 23-1957.

Eade, K.E. (1966). Fort George River and Kaniapiskau River, west half, map areas, new Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 83 pages. doi.org/10.4095/100562

Eakins, P. R. (1961). Rapport préliminaire sur la région du lac Natel, territoire de Mistassini et Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP 454.

Eakins, P.R., Hashimoto, T., Carlson, E.H. (1968). Région de Grand-Détour - Lacs Village, Territoire de Mistassini et Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG 136, 42 pages.

Fleury, J. P. (2019). Métallogénie du gîte d'or orogénique La Pointe au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec.

Franconi, A. (1978). La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure - rapport géologique final. MRN. DPV 574, 186 pages et 2 plans.

Franconi, A. (1983). Région de la gorge Prosper, territoire de la Baie James. MRN; MM 82-02, 69 pages, 5 plans.

Fralick, P. W., & Kronberg, B. I. (1997). Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. Sedimentary Geology, 113(1-2), 111-124.

Frappier-Rivard D. (1999). Étude de la frontière entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca, basée sur le faciès métamorphique. Université du Québec à Montréal. Rapport d'activité de synthèse. 26 p.

Fraser, R. J. (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a Possible Archean porphyry system. Economic geology, 88(6), 1685-1699.

Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide deposits. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 141-161.

Gauthier, M. (1996). Géologie de la région du lac Sakami, SNRC 33F. Carte de compilation au 1:250 000. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-13, une carte.

Gauthier, M. (2000). Styles et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James (Québec). Chronique de la recherche minière, (539), 17-61.

Gauthier (2016). 120 ans (1895-2015) d'évolution des concepts pour la prospection de l'or à la Baie James. Conférence, Mini-Forum CONSOREM/UQAM.

Gauthier, M., Larocque, M., & Chartrand, F. (1997). Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec, 97-30.

Gauthier, M., Larocque, M. (1998). Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la Basse et de la Moyenne Eastmain, Territoire de la Baie James. MRN; MB 98-10, 71 pages.

Gauthier, M., Trépanier, S., & Gardoll, S. (2007). Metamorphic gradient: a Regional-Scale Area Selection Criterion for Gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield. Society of Economic Geologists Newsletter, 69, 10-15.

Germain M. (1988). Réserves minérales et teneurs des gisements du Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec. MB 88-08. 147 p.

Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M. (2008). The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. Geology, 36, 1047-1050.

Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Robert, F., and Gosselin, P. (2005). World distribution, productivity, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905 - 2005: Society of Economic Geologists, p. 407-450.

Gosselin, G. (1999). Veines de quartz aurifères précoces a la zone ouest de la mine Doyon, canton de Bousquet, Preissac, Abitibi. Thèse de doctorat.

Gosselin, P., & Dubé, B. (2005). Gold deposits of the world: distribution, geological parameters and gold content (p. 271). Ottawa: Geological Survey of Canada.

Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C., David, J., Parent, M., & Dion, D. J. (1998). Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-16, 50 pages, 1 plan.

Goutier, J., Dion, C., David, J., Dion, D. J. (1999a). Géologie de la région de la Passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 ET 33F/12). MRN; RG 98-17, 43 pages, 2 plans.

Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., Dion, D J. (1999b). Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). MRN; RG 98-18, 54 pages, 2 plans.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M. C., David, J., Parent, M. (2000). Géologie de la region des lacs Guillaumat et Sakami (33F/02 ET 33F/07). MRN; RG 99-15, 40 pages, 2 plans.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M. C., Mercier-Langevin, P., Davis, D. W. (2001). Géologie de la Colline Masson (33F/09), de la Passe Awapakamich (33F/10), de la Baie Carbillet (33F/15) et de la Passe Pikwahipanan (33F/16). MRN; RG 2000-10, 69 pages, 4 plans.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M. C., Davis, D. W., David, J., & Parent, M. (2002). Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 55 pages, 3 plans.

Goutier, J., Ouellet, M.-C., Dion, C., Houle, M., Boily, M. (2003). Synthèse géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. In: Études en cours 2001-2002. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2002-12, pages 11-13.

Grant, J. A. (1986). The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic geology, 81(8), 1976-1982.

Groves, D. I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. Mineralium deposita, 28(6), 366-374.

Groves, D. I., Barnicoat, A. C., Barley, M., Cassidy, K. F., Fare, R. J., Hagemann, S. G., Ho, S. E., Hronsky, J. M. A., Mikucki, E. J., Mueller, A. G., Mcnaughton, N., Perring, C. S., Ridley, J. R., & Vearncombe, J. R. (1992). Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean

lode-gold deposits: a depositional continuum from deep-sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. In J. E. Glover, & S. E. Ho (Eds.), Not available (Vol. 22, pp. 325-338). The University of Western Australia.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., and Hart, C.J.R. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance: Economic Geology, v. 98, p. 1-29.

Hamilton, M. A. (2009). U-Pb Isotopic Dating of a Diabase Dyke of the Mistassini Swarm, Québec. University of Toronto, Jack Satterly Geochronology Laboratory; MB 2009-17, 13 pages.

Hart, C. J. (2007). Reduced intrusion-related gold systems. Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 95-112.

Heiligmann, M., Williams-Jones, A. E., & Clark, J. R. (2008). The role of sulfate-sulfide-oxide-silicate equilibria in the metamorphism of hydrothermal alteration at the Hemlo gold deposit, Ontario. Economic Geology, 103(2), 335-351.

Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits deposits: styles, characteristics, and exploration. The Society of Resource Geology (Tokyo), deux affiches.

Jébrak, M., Marcoux, É., Québec (Province). Ministère des ressources naturelles et de la faune, & Québec, G. (2008). Géologie des ressources minérales (p. 668). Ministère des ressources naturelles et de la faune.

Jourdain, V. (1996). Rapport sur les travaux d'exploration phase été et automne 1996, Projet Clearwater. SOQUEM, Ressources Westmin ltée. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 54732, 739 pages et 52 plans.

Jourdain, V., Larocque, M. (2001). Rapport sur la campagne d'exploration, été et automne 2000, projet Clearwater (1170). SOQUEM inc, Boliden Westmin Canada ltee. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58908, 300 pages et 82 plans.

Labbé, J.-Y., & Grant, M. (1997). Lac Natel (33B/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte préliminaire SI- 33B04-C3G-97K.

Large, R. R., Bull, S. W., & Maslennikov, V. V. (2011). A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. Economic Geology, 106(3), 331-358.

Liu, M., (1985). Migmatization and volcanic petrogenesis in the La Grande grenstone belt. McGill University, Montréal; master thesis, 88 pages.

MacLean, W. H., and Kranidiotis, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, 82(4), 951-962.

Low, A.P. (1897). Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador, le long de la Grande rivière de l'est, des rivières Koksoak, Hamilton et Manicouagan et des parties d'autres rivières. Commission Géologique du Canada; rapport annuel; volume 8, partie L, pages 237-239. doi.org/10.4095/297218

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Lafrance, B., Hannington, M., Galley, A., Moorhead, J., and Gosselin, P. (2007). Metallogeny of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi greenstone belt, Quebec: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 673−701.

Moorhead, J., Bernier, L., Fallara, F., Goutier, J., Laflèche, M. (2000). Caractéristiques des zones d'altération métamorphisées du secteur du lac Shpogan (33F/02 ET 33F/03). MRN; MB 2000-07, 129 pages.

Morfin, S., Sawyer, E. W., & Bandyayera, D. (2013). Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. Lithos, 168, 200-218.

Mortensen, J. K., & Ciesielski, A. (1987). U–Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. Radiogenic age and isotopic studies, report, 1, 87-2.

Moukhsil, A., & Doucet, P. (1999). Géologie de la région des Lacs Village. MRN. RG 99-04, 33 pages et 1 plan.

Mulja, T. (1995). Magmatic and hydrothermal processes in rare-element granite-pegmatite systems: the Preissac-Lacorne batholith, Québec, Canada. Thèse, McGill University, p370.

O'Connor, A.J. (1990). Clearwater Project Lichtenager Permit, Assessment report on geological mapping, ground geophysics and soil geochemistry. Rapport interne Westmin Resources Limited.

Osatenko, M., Riedell, K.B., and Lang, J. (2021). Characteristics of porphyry copper and porphyry molybdenium deposits in the northwestern Cordillera: A comprehensive compilation. In: Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America: A 25-Year Update. Edited by Sharman, E.R., Lang, J.R., and Chapman, J.B. CIM Special Volume 57, 27-67.

Oswald, R. (2013). Technical report and recommendations, summer 2012 exploration program, Corvet Est project. Mines Virginia inc, Goldcorp Canada ltd, rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 67598, 254 pages, 4 plans.

Paquette, L. et Gauthier, M. (1997). Séquences archéennes du Lac Sakami. Baie James, Ministère des Ressources naturelles, MB 97-02, 40 pages.

Pearson, V. (2018). Synthèse Régionale des travaux d'exploration à la Baie-James: de Virginia à Minière Osisko (2007 - 2014). Présentation dans le cadre du 16e Forum technologique CONSOREM-DIVEX, Explo Abitibi 2018. 29 mai 2018, Val-d'Or.

Perello, J. A., Fleming, J. A., O'Kane, K. P., Burt, P. D., Clarke, G. A., Himes, M. D., Reeves, A.T., & Schroeter, T. G. (1995). Porphyry copper-gold-molybdenum deposits in

the Island Copper cluster, northern Vancouver Island, British Columbia. Sciences, 27, 117-123.

Peters, S. G. (1993). Nomenclature, concepts and classification of oreshoots in vein deposits. Ore Geology Reviews, 8(1-2), 3-22.

Petersen, U. (1990). Ore distribution, zoning, and exploration of hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 85: 424-435.

Phillips, G.N., and Powell, R. (2009). Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. Earth-Science Reviews, 94(1–4): 1–21. doi:10.1016/j.earscirev.2009.02.002.

Pitcairn, I. K., Leventis, N., Beaudoin, G., Faure, S., Guilmette, C., & Dubé, B. (2021). A metasedimentary source of gold in Archean orogenic gold deposits. Geology.

Portella, P. (1980). Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge: leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques (Doctoral dissertation, Universite Scientifique et Médicale de Grenoble).

Poulsen, K.H., Robert, F., and Dubé, B. (2000). Geological Classification of Canadian Gold Deposits: Geological Survey of Canada, Bulletin 540,106 p.

Prior, G. J., & Pilkey, D. (1990). Report on phase two drilling, Macleod Lake property. Windy Mountain Expls Ltd, rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 49791, 427 pages, 20 plans.

Quirion, D. (1996). Rapport des travaux effectués en 1995 sur les grilles Cannard Extension, Rosemary Extension, Lacs, Natel, Serendipity et 13 claims au sud de la propriété Clearwater, Projet Clearwater - 1170. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53788, 117 pages et 20 plans.

Ramsay, J. G. (1980). The crack–seal mechanism of rock deformation. Nature, 284(5752), 135-139.

Ramsay, J. G., & Graham, R. H. (1970). Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences, 7(3), 786-813.

Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). Modern structural geology. Folds and Fractures, 2, 309-700.

Ramsay, W. R. H., Bierlein, F. P., Arne, D. C., & VandenBerg, A. H. M. (1998). Turbidite-hosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles, and some genetic constraints. Ore Geology Reviews, 13(1-5), 131-151.

Renou, A.-S. (2007). Étude Pétrographique; association minéralogique de l'or et altérations: Projet Wildcat 5; Modelaur enr. Pour Ressources Everton inc. Rapport interne, 62 p.

Robert, F. (2001). Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. Mineralium Deposita, 36(6), 503-516.

Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., and Hodgson, C.J. (2005). Gold metallogeny of the Yilgarn and Superior cratons, in Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905 - 2005: Society of Economic Geologists, p. 1001-1033.

Robinson, D. J. (1985). Assessment report on the 1984 work, Lac Elmer exploration permit 678. Ressources Westmin Ltee, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 41861, 123 pages, 23 plans.

Robinson, D. (1986a). 1985 Progress report, Westmain project. Ressources Westmin Ltee, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 43102, 157 pages, 53 plans.

Robinson, D. J. (1986b). Summary of 1986 field work, permit 678. Ressources Westmin Ltée, rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 45720, 133 pages, 28 plans.

Robinson, D. J. (1987). Interim report on the 1987 winter diamond drill programme, Westmain project. Ressources Westmin Ltée, rapport statutaire soumis au Gouvernement du Québec; GM 45721, 154 pages, 5 plans.

Robinson D.J. (1998). Annual repot 1998. Eastmain Resources lnc . 24 p.

Robinson, D., Tolhurst, J. (2011). Report on 2010 drill and mapping programs, Eleonore South project. Eastmain Resources inc, Les Mines Opinaca ltee, Exploration Azimut inc. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 65891, 3377 pages et 17 plans.

Schaubs, P. M., & Wilson, C. J. (2002). The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah anticline, Bendigo, Victoria, Australia. Economic Geology, 97(2), 351-370.

Sharma, K.M. (1979). Région du lac Vincelotte, Territoire-du-nouveau-Québec. M.E.R.Q., DPV-730, 20 p., plus 1 carte (1 :125 000).

Shaw, G. (1942). Preliminary Map: Eastmain, Quebec. Geological Survey of Canada; paper 42-10. doi.org/10.4095/108269

Sillitoe, R. H. (2000). Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. Reviews in Economic Geology, 13, 315-345.

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. Economic geology, 105(1), 3-41.

Sinclair, W. D., & Goodfellow, W. D. (2007). Porphyry deposits. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 5, 223-243.

Simard, A. (1987). Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans, MERQ MB 87-17, 320 pages, 1 plan.

Simard, A. et Roy, C. (1984). Partie est de la bande volcanosédimentaire Frotet-Evans; potentiel aurifère. In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization (édité par J. Guha et E.H. Chown). The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Volume spécial 34, pages 457-472.

Simard M, Gosselin C. (1999). Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B), Ministère des Ressources naturelles, RG 98-15, 25 pages, 1 plan.

Simard, M. et Lafrance, I. (2011). Géologie de la région du lac Kinglet (SNR 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 47 pages.

Stamatelopoulou-Seymour, K. (1982). Volcanic petrogenesis in the Lac Guyer greenstone belt, James Bay area, Quebec. McGill University, Montreal; doctorat thesis, 305 pages.

Stamatelopoulou-Seymour, K., and Francis, D. (1980a). An Archean ultramafic turbidite from Lac Guyer, James Bay Area, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 17, pages 1576-1582.

Stamatelopoulou-Seymour, K., and Francis, D. (1980b). Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows, Lac Guyer, Quebec. The canadian mineralogist; volume 18, pages 265-270.

Stamatelopoulou-Seymour, K., Francis, D. and Ludden, J. (1983) The petrogenesis of the Lac Guyer Komatiites and Basalts and the Nature of the Komatiite-Komatiitic Basalt Compositional Gap. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 84, pages 6-14.

St. Seymour, K. and Francis, D. (1988). Magamatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 691-700.

St. Seymour, K., Turek, A., Doig, R., Kumarapeli, S., & Fogal, R. (1989). First U–Pb zircon ages of granitoid plutons from the La Grande greenstone belt, James Bay area, New Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 26(5), 1068-1073.

Stephens, J. R., Mair, J. L., Oliver, N. H., Hart, C. J., & Baker, T. (2004). Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types. Journal of structural geology, 26(6-7), 1025-1041.

Thibault, P., 1985, Application de la méthode de datation U-Pb (zircon) à des roches ignées des ensembles volcano-sédimentaire Archéens de l'Abitibi et de Frotet-Evans. Unpub. M.Sc., Univ. Montréal, 164 p.

Thompson, J. F. (2000). Gold deposits Related to Reduced granitic intrusion. Society of Economic Geology Reviews, 13, 377-400.

Tomkins, A. G., & Mavrogenes, J. A. (2002). Mobilization of gold as a polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger deposit, South Australia: A metamorphosed Archean gold deposit. Economic Geology, 97(6), 1249-1271.

Tomkins, A.G., Pattison, D.R.M., and Zaleski, E. (2004). The Hemlo gold deposit, Ontario: An example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 99(6): 1063–1084. doi:10.2113/gsecongeo.99.6.1063.

Tomkins, A.G., and Grundy, C. (2009). Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: Constraints from the granulite hosted Griffin's Find Deposit, Yilgarn Craton. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 104(5): 669–685. doi:10.2113/gsecongeo.104.5.669.

Tourigny, G., & Chartrand, F. (1994). Kinematic evolution of metre-scale shear zones in foliated low-grade tectonites: an example from the Bousquet gold district, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 31(8), 1301-1308.

Tremblay, L. (2013). Descriptions pétrographiques de dix échantillons de sondages, propriété Cheechoo. Rapport pétrographique IOS, projet 919, 92 pages.

Tremblay, E., L'Heureux, M. (2009). Report on the 2007-2008 drilling programs, Opinaca A, B, and B-North properties. Exploration Azimut inc. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 64535, 837 pages.

Winter, L.D.S., 2004: Technical Report on the MacLeod Lake Property, Chibougamau Mining District, Quebec. Private Report for Western Troy Capital Resources Inc.

Wodicka, N., Lamothe, D., Leclair, A. (2009). Géochronologie U-Pb du projet Ashuanipi. Commission géologique du Canada, Ressources Naturelles Canada, MRNF; MB 2009-03, 21 pages.

Annexe 2 : Procédure d'utilisation et de mise à jour de la base de données en format GDB et GPKG

Retour au texte

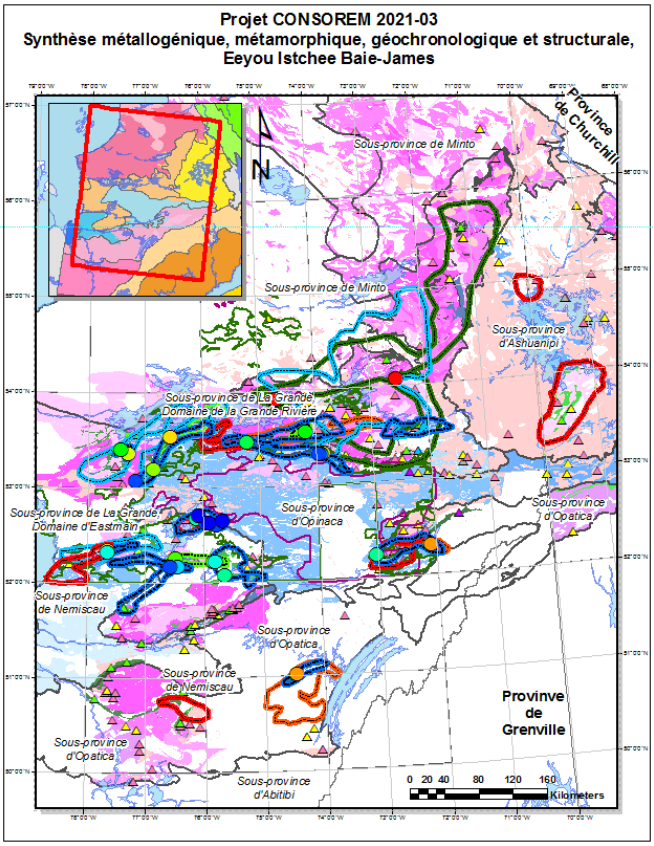
consorem

CONSORTIUM DE RECHERCHE EN EXPLORATION MINÉRALE

PLUS DE 20 ANS DE RECHERCHE ET TRANSFERT

2021-03

Synthèse géologique de la Baie-James



PROCÉDURE

Utilisation du projet ArcMap et ArcReader permettant la visualisation de la geodatabase de données synthèse de la Baie-James

Mélanie Lambert, ing. M.Sc.A.
Jérôme Lavoie, ing. M.Sc.A.
CONSOREM

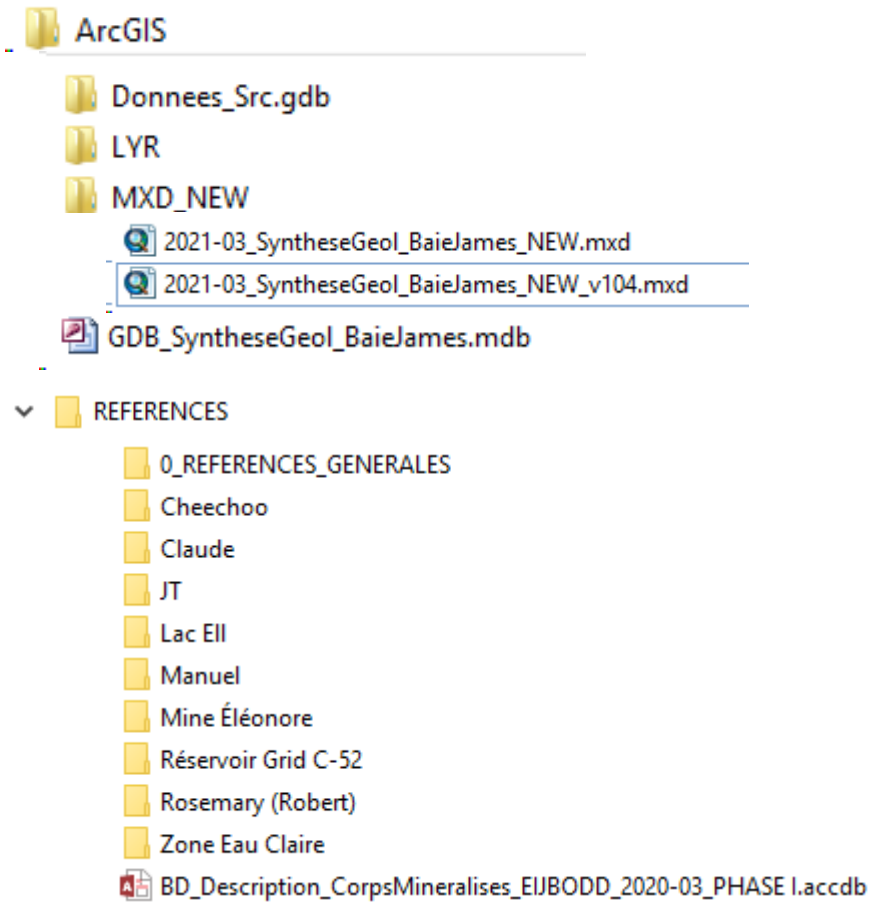
Avril 2022

Table des matières

1 Structure des répertoires 1
2 Problèmes possibles lors de l'ouverture des projets 2
2.1 Version d'ArcGIS Desktop avant 10.4 2
2.2 Chemins d'accès aux données sources perdus – ArcMap MXD 4
3 Consultation de la GDB 7
3.1 Bouton Info et tables liées 7
3.2 Lien vers les images 9

1 Structure des répertoires

Les données sources se retrouvent dans une structure de répertoires bien spécifique. Cette structure ne doit pas être modifiée pour ainsi assurer le bon fonctionnement de l'outil de consultation des données.



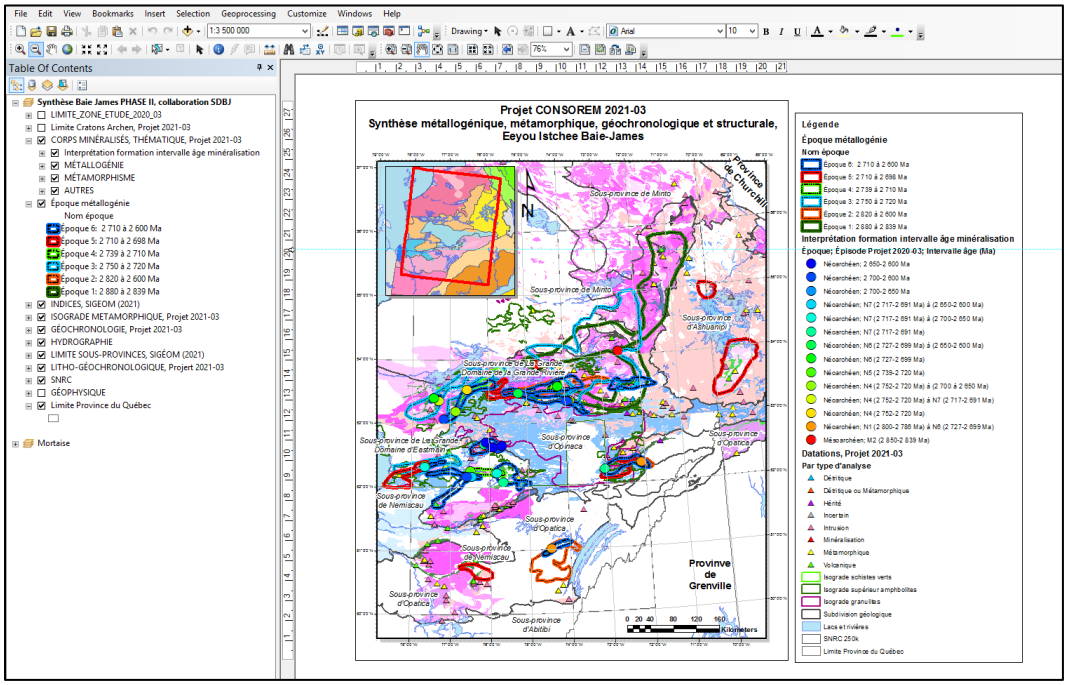
Les répertoires et fichiers suivants se retrouvent dans le dossier de livraison :

- **REFERENCES** : Ce répertoire contient la base de données *Access* de saisie *BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD_2020-03_PHASE I.accdb* développé dans les projets 2020-03 et 2021-03 et dans laquelle se retrouve toutes les données liées à un gisement à la Baie-James. Ce dossier contient aussi toutes les sources d'information (Figures, Coupes, Photos, Plans, Longitudinales, etc.) caractérisant les corps minéralisés.

- **GDB_SyntheseGeol_BaieJames.mdb :** Geodatabase personnelle produite à partir des données de la base de données Access de saisie *BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD_2020-03_PHASE I.accdb.*

- **Donnees_Src.gdb :** Geodatabase de fichier (*file geodatababase*) contenant les couches de cartes de fond telles que les provinces géologiques, l'hydrographie et le réseau routier.

- ***2021-03_SyntheseGeol_BaieJames_NEW.mxd et 2021-03_SyntheseGeol_BaieJames_NEW_v104.mxd***: Projet *ArcMap* MXD (version 10.4 à version actuelle) développé au cours du projet 2021-03 pour faciliter la consultation et l'exploitation des données de la geodatabase personnelle *GDB_SyntheseGeol_BaieJames.mdb* et des références associées (Dossier *REFERENCES*).



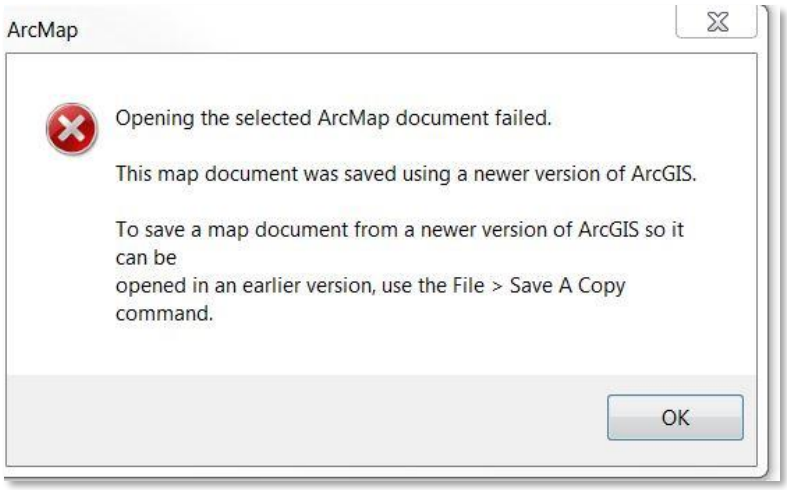
NB. L'architecture relative des dossiers et des fichiers doit être conservée pour assurer le bon fonctionnement des projets MXD.

2 Problèmes possibles lors de l'ouverture des projets

Lors de l'ouverture des projets MXD, les problèmes suivants peuvent survenir

2.1 Version d'ArcGIS Desktop avant 10.4

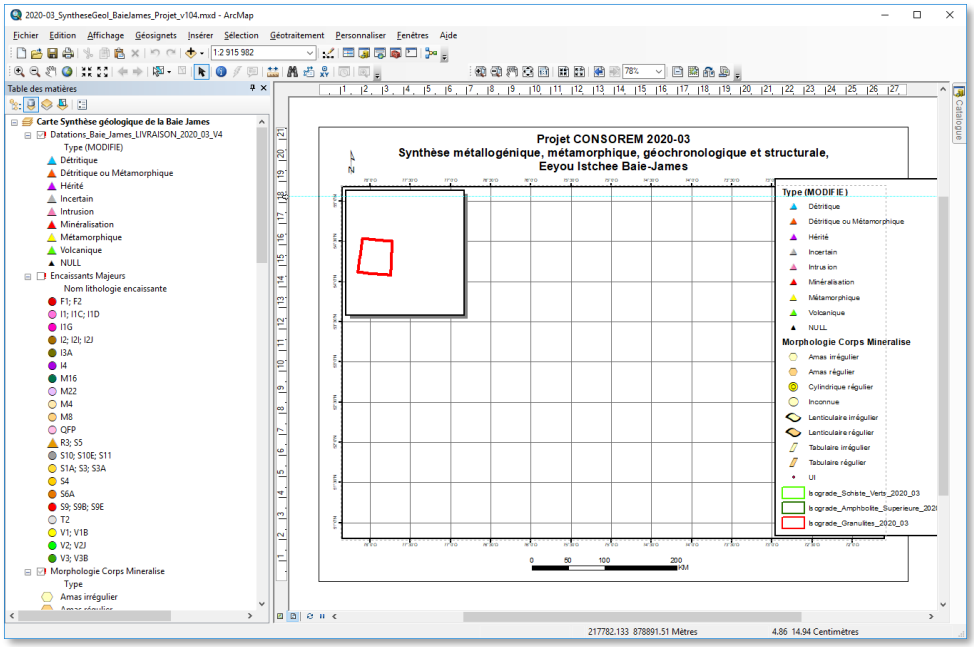
Si le message d'erreur s'affiche lors de l'ouverture du projet MXD c'est que vous possédez une version d'ArcGIS Desktop 10.3 ou plus ancienne.



Dans ce cas, nous vous invitons à communiquer avec les personnes-ressources du CONSOREM indiquées à la section 3 pour que le projet soit sauvegardé dans votre version d'ArcGIS Desktop.

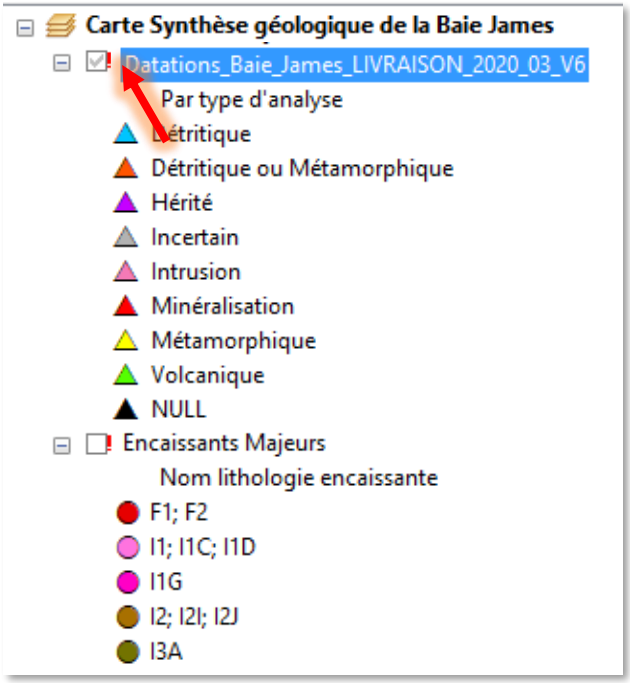
2.2 Chemins d'accès aux données sources perdus – ArcMap MXD

Il se peut que lors de la première ouverture du projet MXD il y ait des points d'exclamation rouge à côté des couches présentes dans le projet et que la carte soit vide.

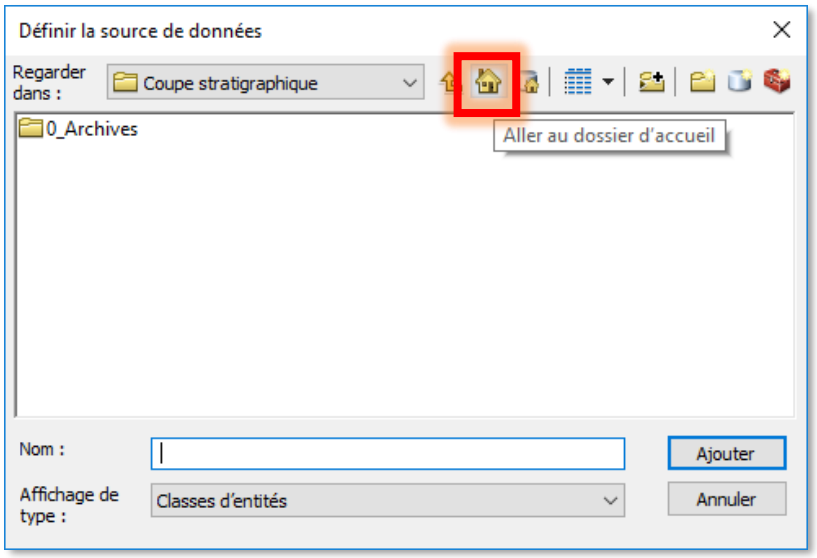


Pour corriger le tout, suivre les étapes suivantes :

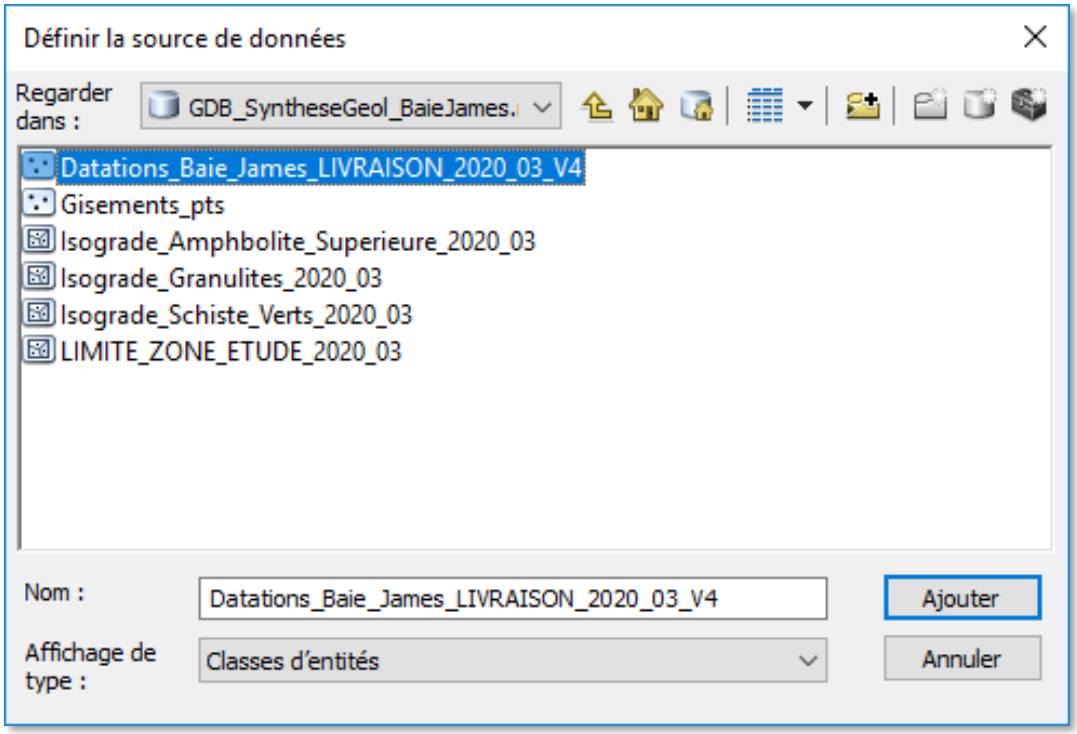
1- Cliquer avec le bouton gauche de la souris directement sur le point d'exclamation situé à la droite du nom d'une couche (p. ex. *Datations_Baie_James_LIVRAISON_2020_03_V6*)



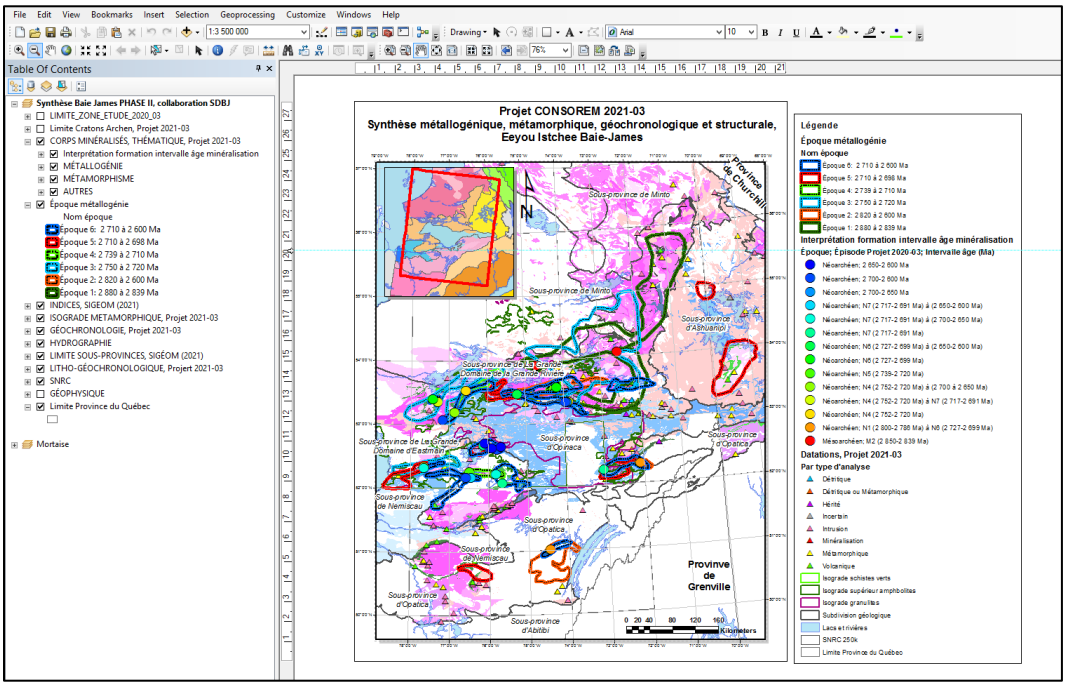
2- Lorsque la fenêtre *Data Sources* (*Définir la source de données*) apparaît, cliquer sur le bouton *Go to Home Folder*



3- Double-cliquer sur la geodatabase personnelle (*GDB_SyntheseGeol_BaieJames_.mdb*), sélectionner la classe d'entités géospatiale ponctuelle nommée *Datations_Baie_James_LIVRAISON_2020_03_V6* et cliquer sur le bouton Add (*Ajouter*)



4- Normalement tous les liens seront reconstruits et vous la carte apparaîtra. Enregistrer le projet pour sauvegarder ces modifications.



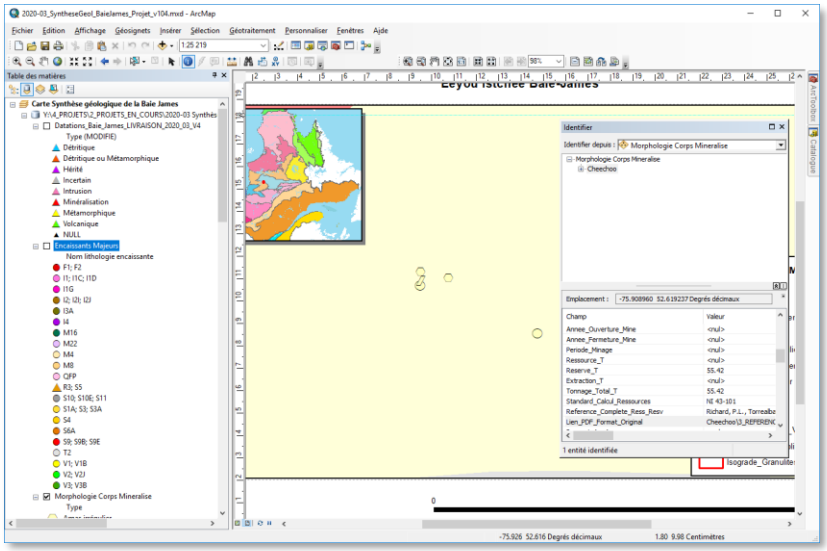
3 Consultation de la GDB

Cette section présente certaines possibilités lors de la consultation des données à partir du projet MXD.

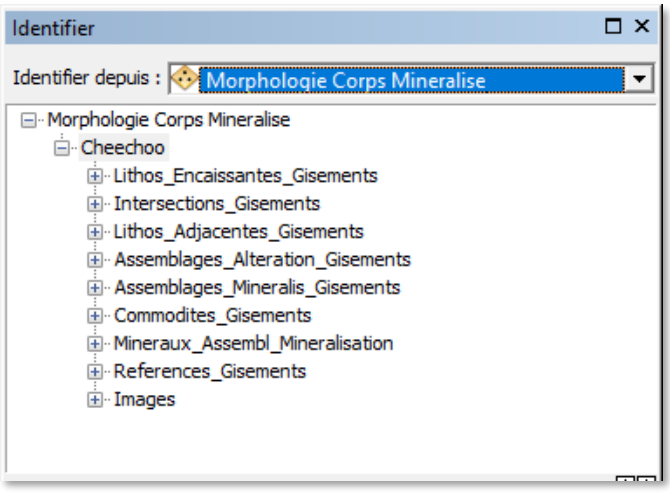
3.1 Bouton Info et tables liées

Puisque la geodatabase personnelle est une base de données relationnelle, le bouton information (*Info*) permet de consulter les données présentes directement dans la couche d'information, mais aussi les données présentes dans des tables liées.

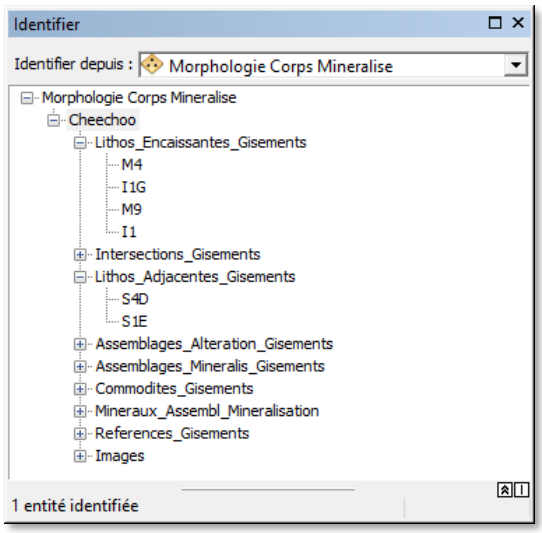
Pour visualisions les données associées à un gisement, cliquez avec le bouton *Info* sur le point représentant le gisement. En sélectionnant le nom du gisement, l'ensemble des caractéristiques se retrouvant directement dans la classe d'entités géospatiale *Gisement_pts* s'afficheront dans le bas de la fenêtre *Identify*.



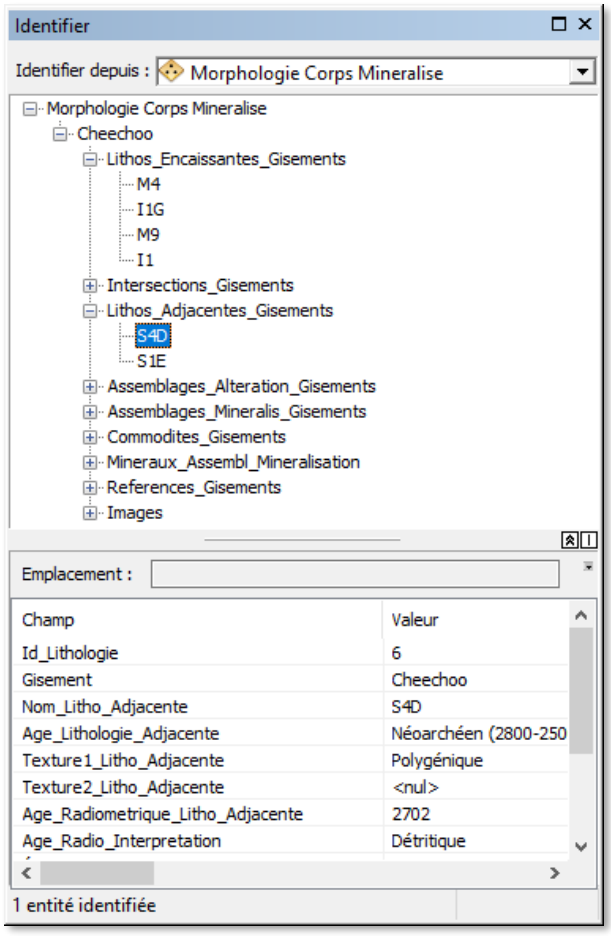
Si des tables sont liées au gisement, un petit plus (+) sera présent à la gauche du nom du gisement. En cliquant sur le + l'ensemble des tables liées apparaîtront.



En cliquant à nouveau sur les + situé à la gauche de chacune des tables, les données supplémentaires apparaîtront.

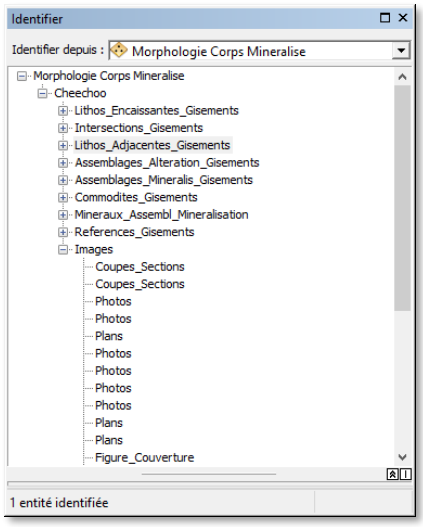


Les valeurs peuvent aussi être sélectionnées pour afficher plus d'information dans la partie inférieure de la fenêtre *Identify*.

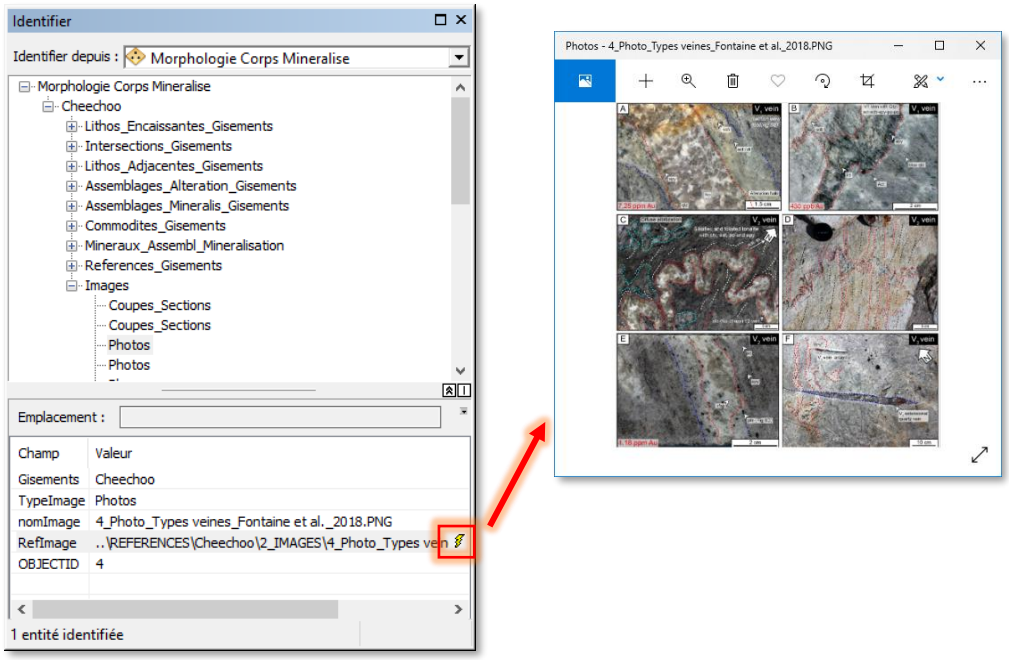


3.2 Lien vers les images

Certaines images (photos, sections, plans, modèles, rapport PDF) peuvent être visualisées directement à partir de la fenêtre *Identify* (Bouton Info). Il suffit de cliquer sur le gisement d'intérêt avec le bouton *Info* , de cliquer d'abord sur le plus (+) situé à gauche du nom du gisement pour afficher les tables liées (section 3.1) et ensuite cliquer sur le + à gauche de la table nommée ***Image***.



L'affichage vous permettra de sélectionner le type d'information que vous voulez visualiser sous forme d'image (photos, sections, etc.). Il suffit alors de sélectionner par exemple la première *Photo* et dans le bas de la fenêtre *Identify* un petit éclair ( ) apparaîtra. En cliquant sur l'éclair, l'image apparaîtra.



PROCÉDURE PERMETTANT LA MISE À JOUR DE LA GEODATABASE DE LA SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DE LA BAIE JAME À PARTIR DE LA BD ACCESS DE SAISIE

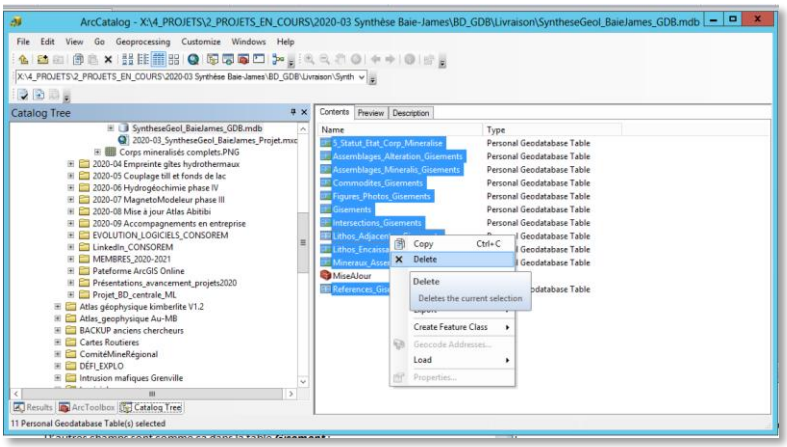
Mélanie Lambert, CONSOREM

Jérôme Lavoie, CONSOREM

1- Faire une copie de la BD Access contenant les formulaires et les données et nommez-la ***BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD.accdb***

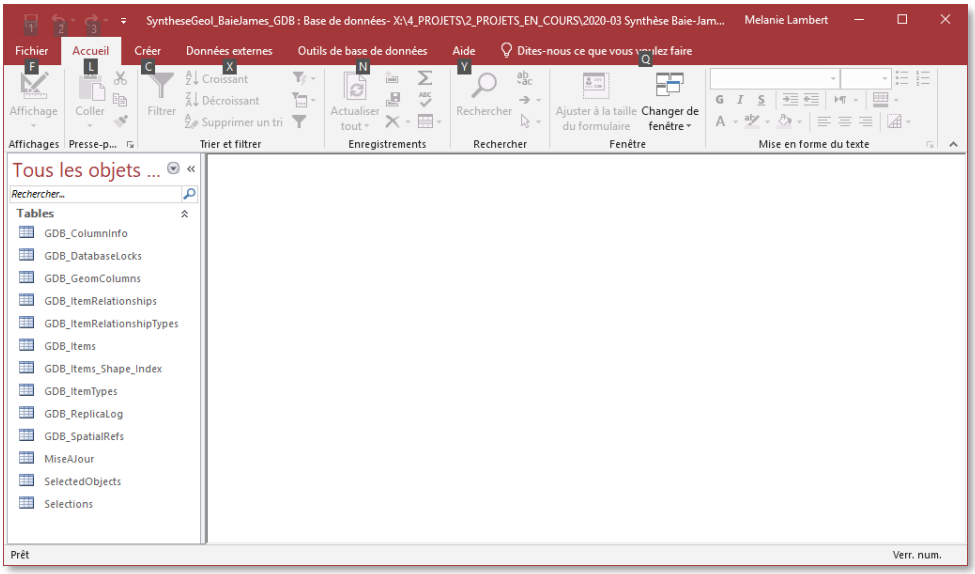
2- Ouvrir l'application *ArcCatalog*

3- Dans la GDB *SyntheseGeol_BaieJames_GDB.mdb*, supprimer toutes les tables et la classe d'entités Gisements_pts. Il ne restera plus que la boîte à outils *MiseAJour* et les autres tables intégrées dans la GDB (p. ex. LIMITE_ZONE_ETUDE_2020_03, Datations_Baie_James_LIVRAISON_2020_03_V6, Limite_CratonsArchen_2020_03, etc.).



4- Fermer l'application *ArcCatalog*

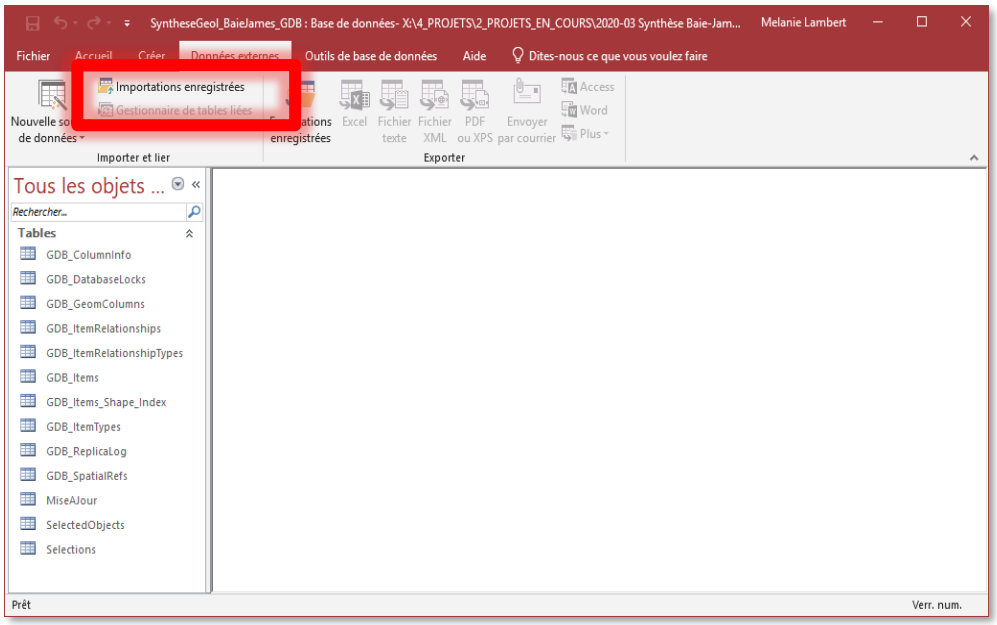
5- Ouvrir la GDB dans *Access* en double-cliquant sur le fichier ***GDB_SyntheseGeol_BaieJames.mdb***



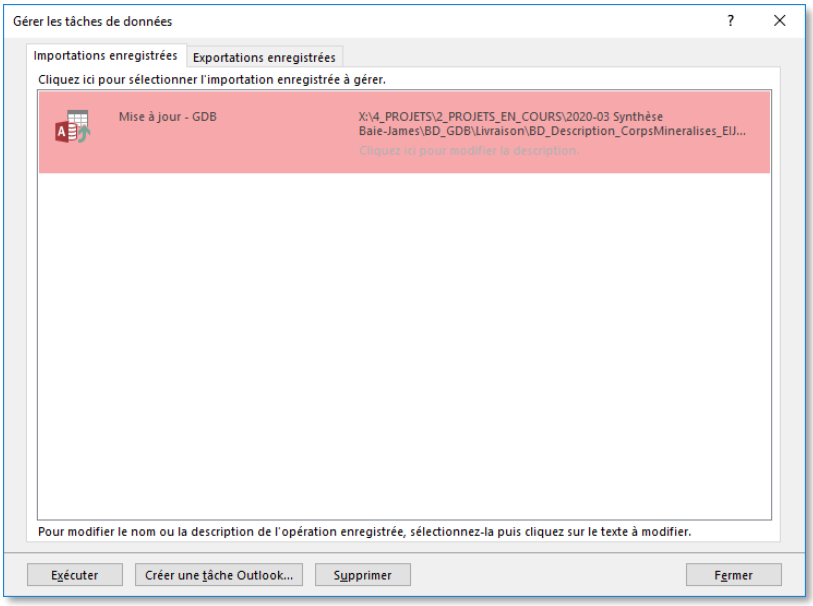
6- Activer le menu *Données externes*
Deux options sont ici possibles :

<u>Option 1</u>

- Choisir ***Importation Enregistrée***



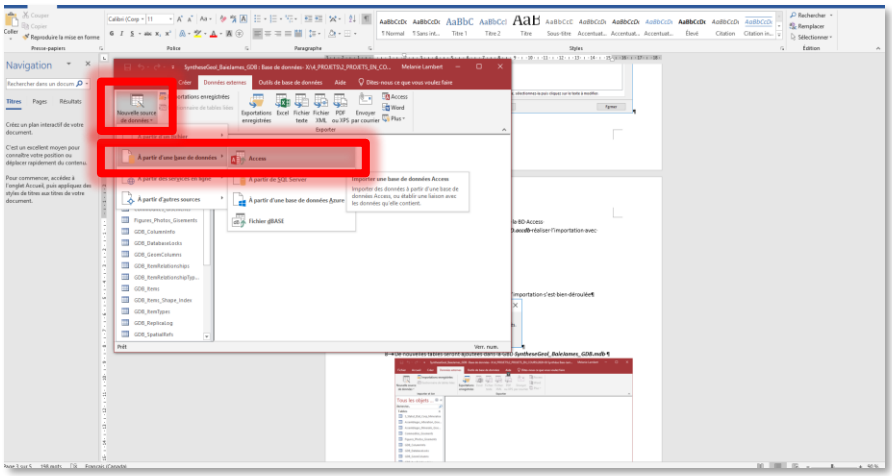
- Sélectionner l'importation enregistrée nommée ***Mise à jour – GDB*** et cliquer sur le bouton *Exécuter*.



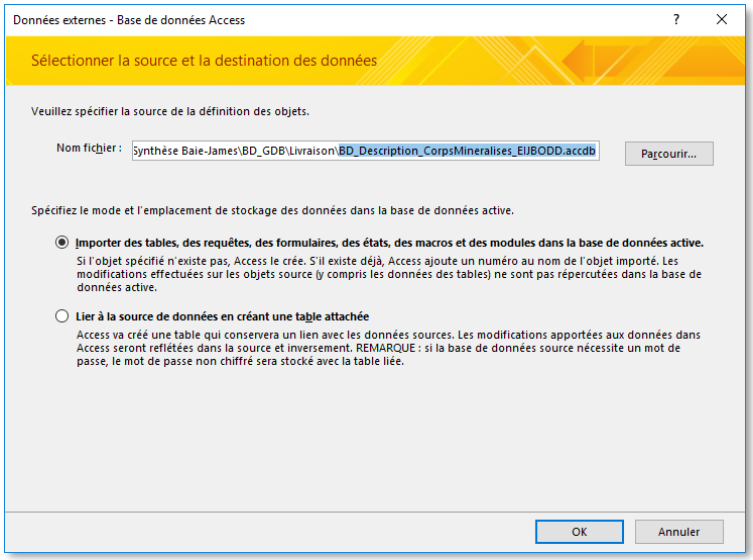
- Si l'importation ne parvient pas à retrouver la BD Access ***BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD.accdb*** réaliser l'importation avec l'option #2

Option 2

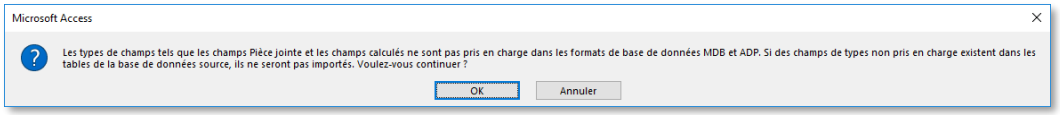
- Choisir *Nouvelle source de données | À partir d'une base de données | Access*



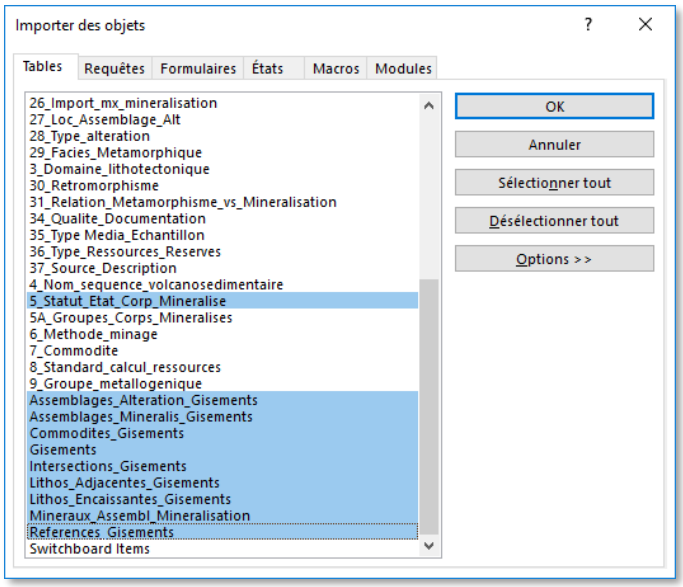
- Sélectionner la BD Access ***BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD.accdb***



- Cliquer sur OK lorsque le message suivant apparaît :

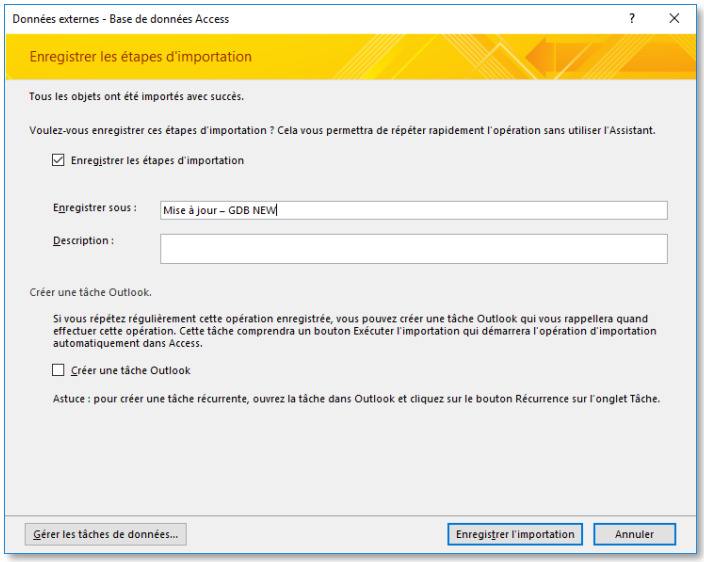


- Sélectionner les dix (10) tables suivantes :

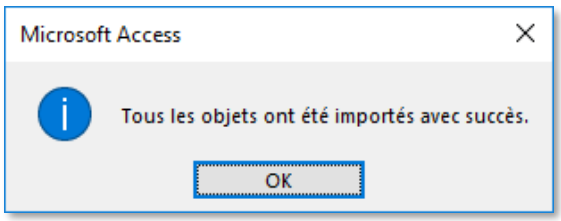


- Cliquer sur *OK*

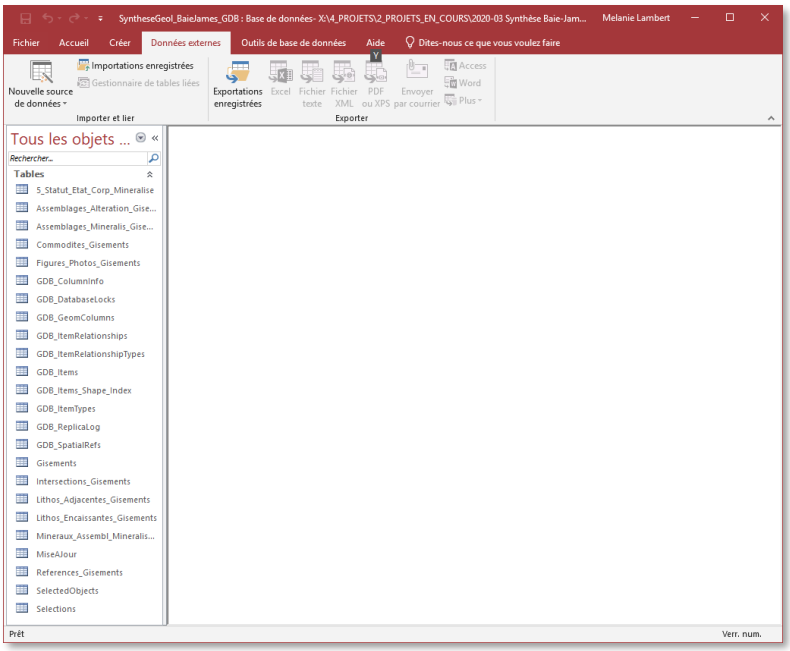
  NB. Le processus d'importation peut durer plusieurs secondes
- Pour des besoins de mise à jour futur, vous pouvez enregistrer les étapes d'importation en sélectionnant l'option et en assignant un nom au processus.



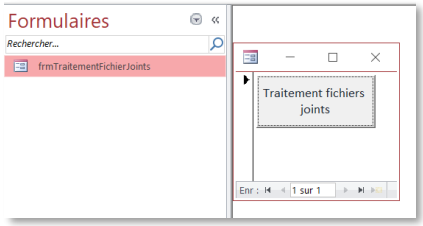
7- Cliquer sur *OK* lorsque le message indique que l'importation s'est bien déroulée



8- De nouvelles tables seront ajoutées dans la GBD ***SyntheseGeol_BaieJames_GDB.mdb***

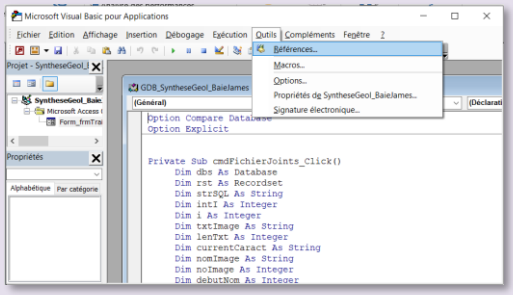


9- Exécuter l'outil permettant la création de la table *Image* qui est situé dans le formulaire *frmTraitementFichierJoints*.

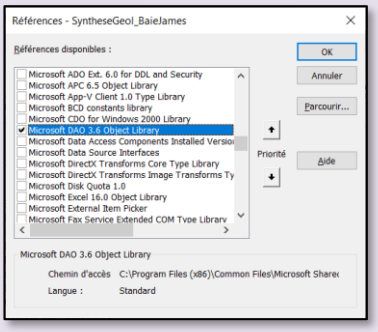


IMPORTANT : L'outil utilise les objets de la librairie ***Microsoft DAO 3.6 Object Library***. Pour activer cette librairie suivre les étapes suivantes :

- Sous l'onglet *Outils de base de données*, cliquer sur le bouton *Visual Basic*.
- Dans la fenêtre Visual Basic, dans le menu *Outils* choisir *Références…*



- Cocher dans la liste la librairie nommée *Microsoft DAO 3.6 Object Library*

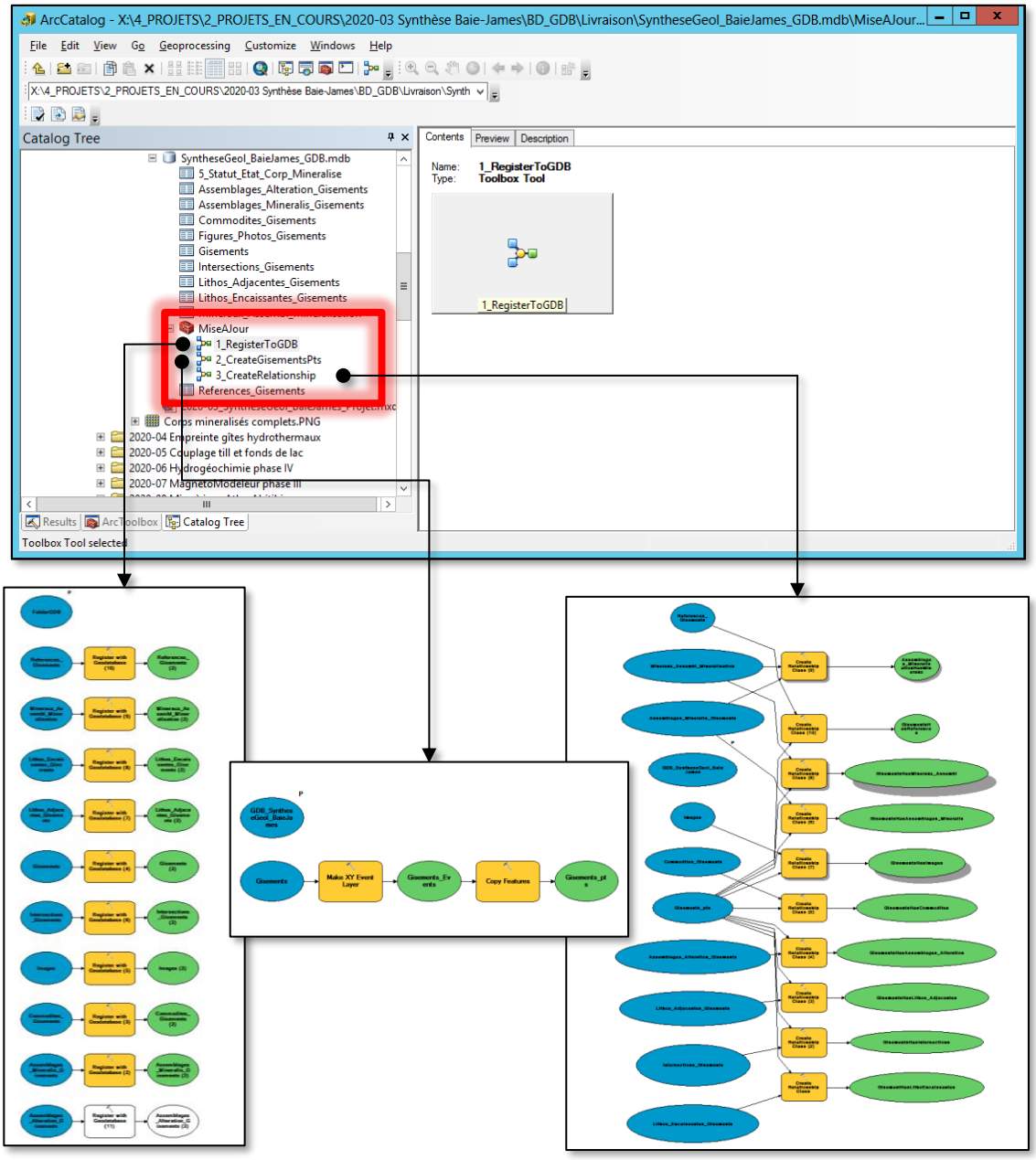


10- Fermer le logiciel Access

11- Ouvrir l'application *ArcCatalog*

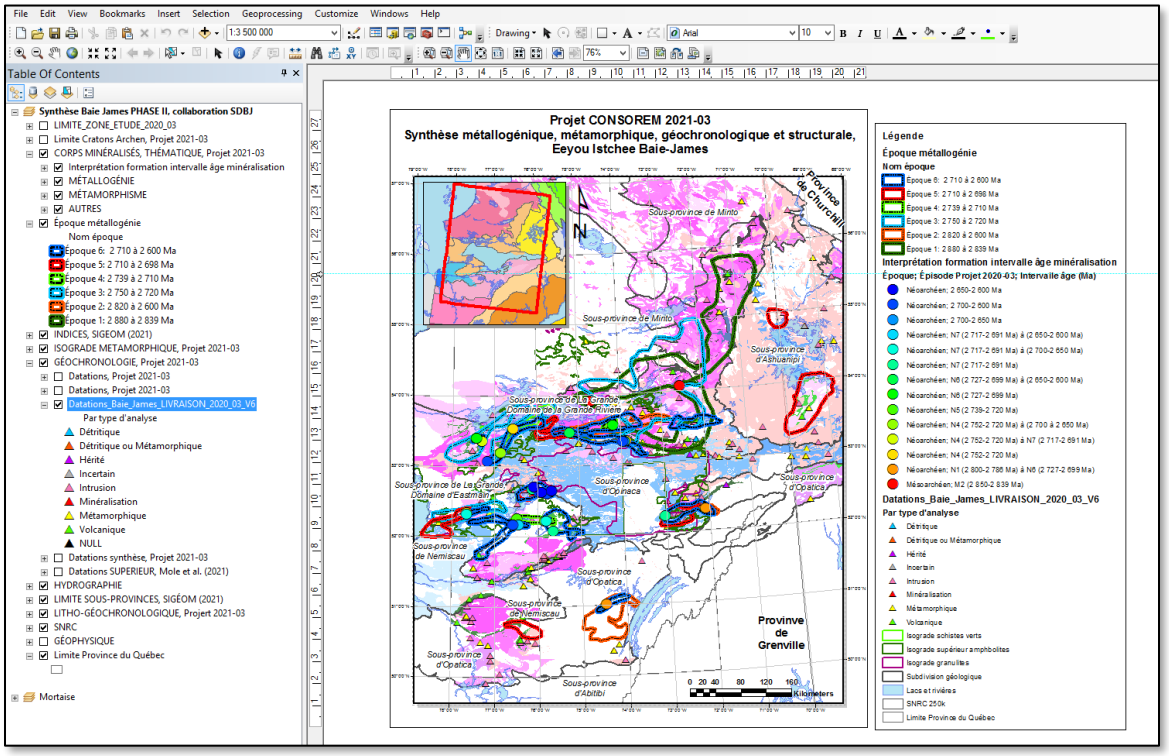
12- Exécuter successivement les outils présents dans la boîte à outils *MiseAJour* soit les outils suivants :

Nom outil	Fonction
1_RegisterToGDB	Inscrit toutes les tables créées directement dans Access dans le format GDB
2_CreateGisementsPts	Crée la géométrie ponctuelle de chaque gisement et enregistre le tout dans *Gisements_pts*
3_CreateRelationship	Crée les relations entre toutes les tables de la GDB



13- Ouvrir le projet MXD ***2021-03_SyntheseGeol_BaieJames_NEW.mxd*** ou ***2021-03_SyntheseGeol_BaieJames_NEW_v104.mxd***.

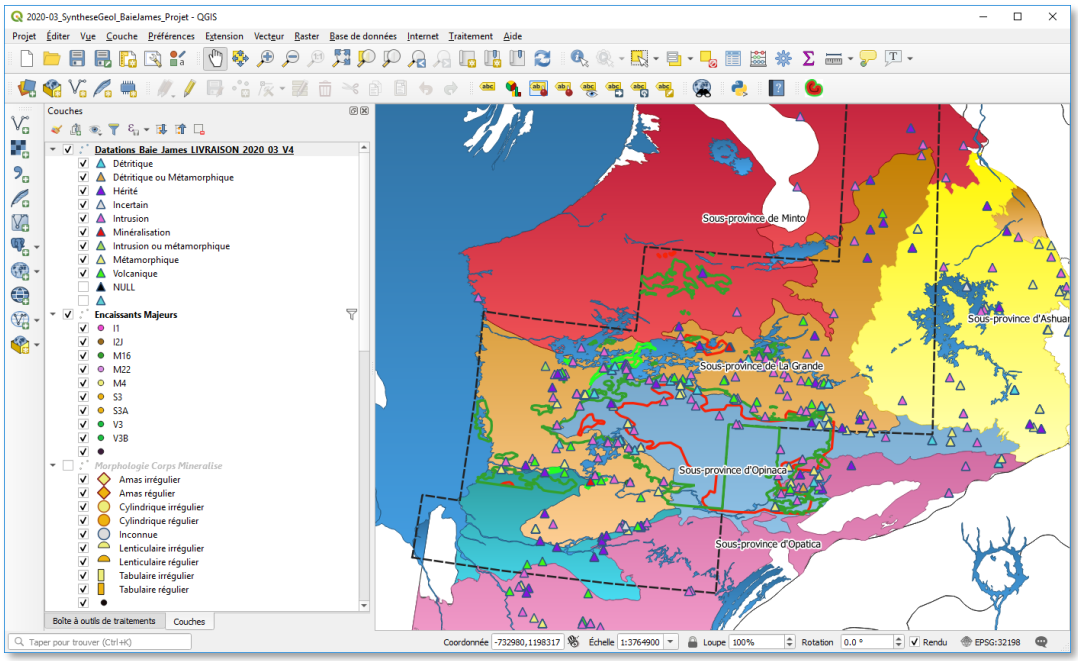
14- Les couches seront à jour



consorem
CONSORTIUM DE RECHERCHE EN EXPLORATION MINÉRALE
PLUS DE 20 ANS DE RECHERCHE ET TRANSFERT

2021-03

Synthèse géologique de la Baie-James



PROCÉDURE

Utilisation du projet QGIS permettant la visualisation de la geodatabase de données synthèse de la Baie-James

Par Mélanie Lambert, ing. M.Sc.A
CONSOREM

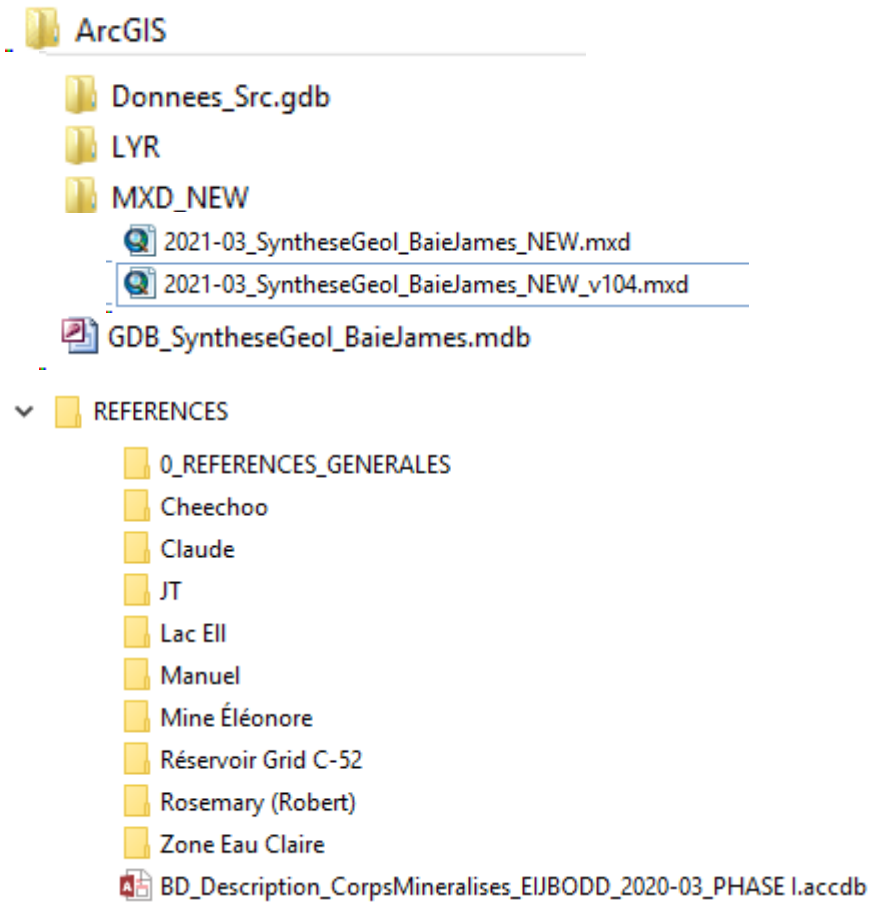
Avril 2022

Table des matières

1 Structure des répertoires 1
2 Problèmes possibles lors de l'ouverture des projets 3
2.1 Chemins d'accès aux données sources perdus 3
3 Consultation de la GPKG 4
3.1 Lien vers les images 4

1 Structure des répertoires

Les données sources se retrouvent dans une structure de répertoires bien spécifique. Cette structure ne doit pas être modifiée pour ainsi assurer le bon fonctionnement de l'outil de consultation des données.



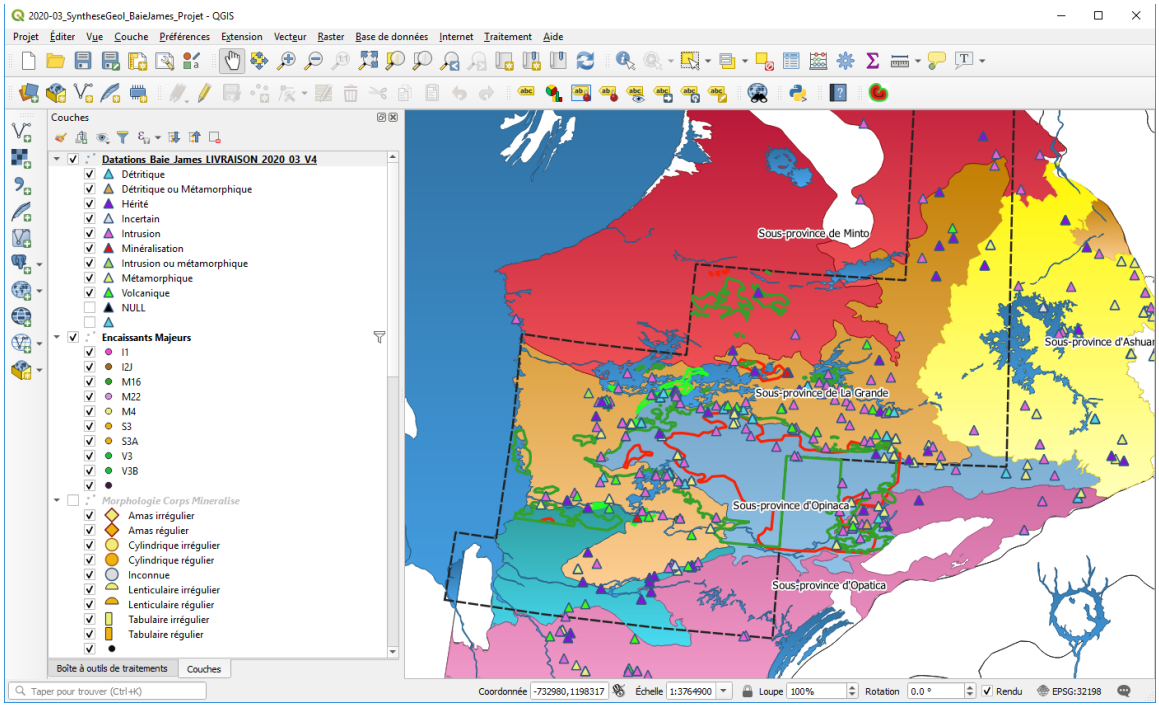
Les répertoires et fichiers suivants se retrouvent dans le dossier de livraison :

- **REFERENCES** : Ce répertoire contient la base de données *Access* de saisie *BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD_2020-03_PHASE I.accdb* développé dans le cadre des projet 2020-03 et 2021-03 et dans laquelle se retrouve toutes les données liées à un gisement à la Baie-James. Ce dossier contient aussi toutes les sources d'information (Figures, Coupes, Photos, Plans, Longitudinales, etc.) caractérisant les corps minéralisés.

- **GDB_SyntheseGeol_BaieJames.gpkg :** Geodatabase de package produite à partir des données de la base de données Access de saisie *BD_Description_CorpsMineralises_EIJBODD_2020-03_PHASE I.accdb.*

- **Donnees_Src.gpkg :** Geodatabase de package contenant les couches de cartes de fond telles que les provinces géologiques, l'hydrographie et le réseau routier.

- ***2021-03_SyntheseGeol_BaieJames_Projet.qgz*** : Projet *QGIS* QGZ développé au cours du projet 2021-03 pour faciliter la consultation et l'exploitation des données de la geodatabase de pe parkage *GDB_SyntheseGeol_BaieJames.gpkg* et des références associées (Dossier *REFERENCES*).



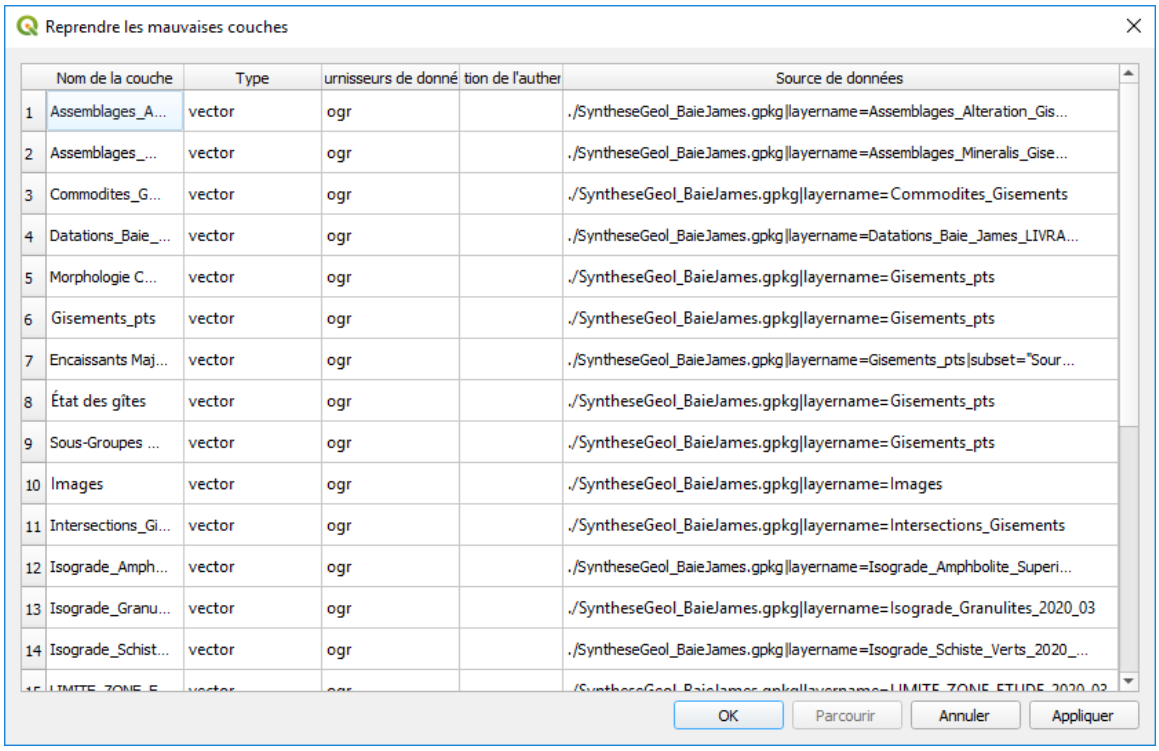
NB. L'architecture relative des dossiers et des fichiers doit être conservée pour assurer le bon fonctionnement des projets QGZ.

2 Problèmes possibles lors de l'ouverture des projets

Lors de l'ouverture des projets QGZ, les problèmes suivants peuvent survenir

2.1 Chemins d'accès aux données sources perdus

Il se peut que lors de la première ouverture du projet QGIS il y ait cet avertissement qui apparaît.



Pour corriger le tout, fermez le projet QGZ sans sauvegarder et assurez-vous que l'architecture de dossier ainsi que le nom de tous les fichiers tels que présentés à la section 1 soient respectés

Si le problème est encore présent, vous devez cliquer sur le bouton *Parcourir* et retrouver chacune des données sources.

Enregistrer ensuite votre projet sous un autre nom.

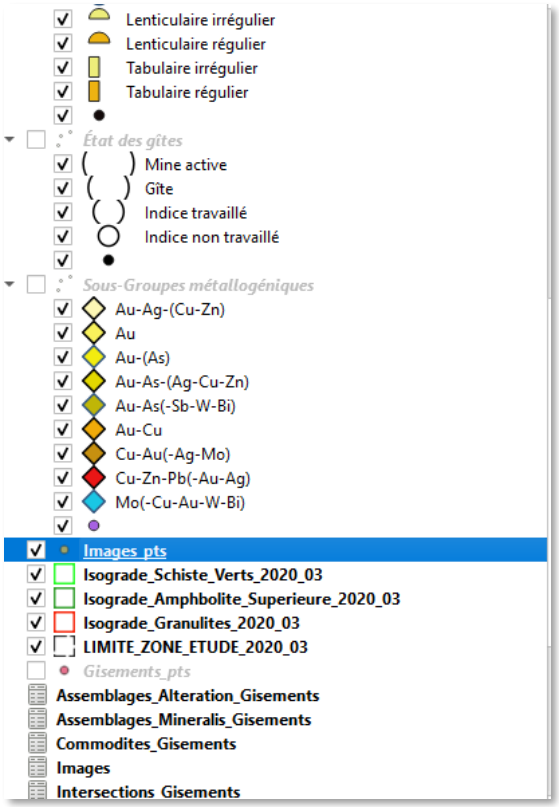
3 Consultation de la GPKG

Cette section présente certaines possibilités lors de la consultation des données à partir du projet GPZ.

3.1 Lien vers les images

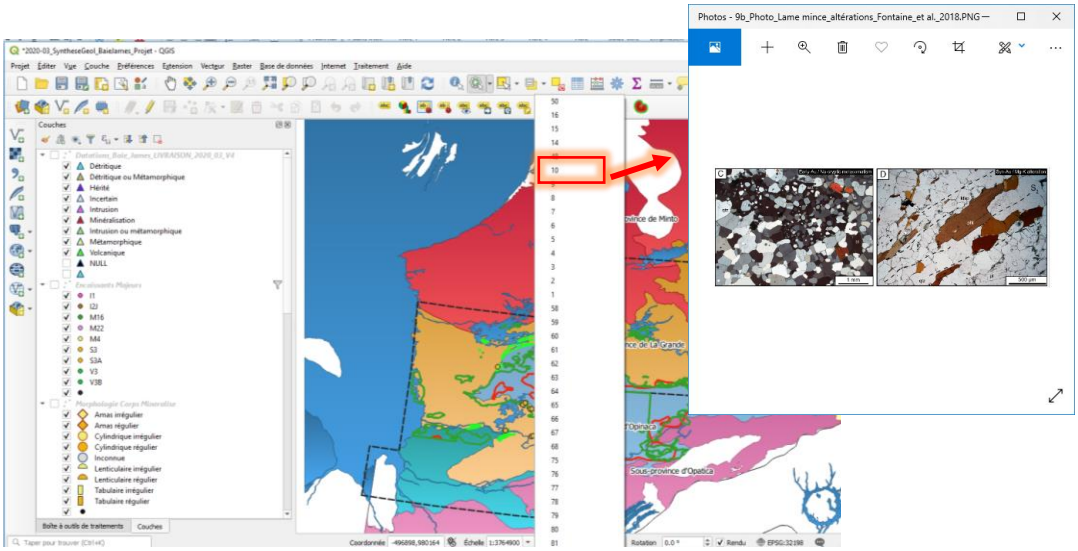
Certaines images (photos, sections, figures, rapport PDF) peuvent être visualisées directement à partir du projet QGZ en utilisant le bouton Actions.

Il faut d'abord allumer la couche Images_pts en la cochant dans la liste des couches.



Ensuite, activez le bouton *Action* qui est situé tout juste à droit du bouton Info.

Enfin, cliquez sur le gisement d'intérêt et sélectionnez dans liste qui apparaît le numéro de l'image à visualiser.


Photos - 9b_Photo_Lame mince_altérations_Fontaine_et al._2018.PNG
Couches
Détritique
Détritique ou Métamorphique
Hérité
Incertain
Intrusion
Minéralisation
Intrusion ou métamorphique
Métamorphique
Volcanique
NULL
Amas irrégulier
Amas régulier
Cylindrique irrégulier
Cylindrique régulier
Inconnue
Lenticulaire irrégulier
Lenticulaire régulier
Tabulaire irrégulier
Tabulaire régulier
Sous-province d'Opatica

Annexe 3 : Tableau synthèse des 30 principaux corps minéralisés (gisements, gîtes et indices travaillés d'Au ± Ag ± Cu ± Zn ± Mo) d'Eeyou Istchee Baie-James

Retour au texte Retour au texte

Tableau synthèse final - Description des gisements, gîtes et indices Au ± Cu ± Mo d'Eeyou Istchee - Baie-James

	Sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca				Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain						
Corps minéralisé	**Mine Troilus**	**Mine Eastmain (Zones A, B, C)**	**Lac MacLeod (Main Showing)**	**Manuel**	**Mine Éléonore**	**Cheechoo**	**Zone Eau Claire (*Clearwater*)**	**Réservoir Grid C-52**	**Patwon**	**Lac Elmer-Zone A21**	**Mustang**
Localisation	Sous-province d'Opatica, segment Frotet-Troilus	Sous-province d'Opatica, Haute-Eastmain	Sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca, Haute-Eastmain	Sous-province d'Opinaca	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de Nemiscau
Description sommaire	Disséminations et veinules quartz-chlorite ± tourmaline ± biotite ± hornblende cupro-aurifères dans ou en bordure d'une diorite (métadiorite) bréchifiée, des amphibolites et des intrusions felsiques porphyriques (QFP).	Lentilles massives, filonets et disséminations de sulfures cupro-aurifères contenus dans des zones de cisaillement et des veines de quartz encaissées dans une unité chertueuse altérée.	Disséminations et stockwerk cupro-molybdénifères ± or ± argent au contact entre roches métasédimentaires gneissiques-migmatitiques et intrusion foliée granodioritique à monzodioritique quartzifère ± injectée d'aplite.	Disséminations aurifères associées à des corps ou horizons mafiques grenatifères déformés encaissés dans des paragneiss (métapellites) nodulaires migmatitisés à grenat-cordiérite.	Stockwerks de veines et veinules quartz-dravite aurifères avec zones de remplacement microcline-phlogopite-pyrrhotite-arsénopyrite-löllingite encaissés dans séquence sédimentaire turbiditique plissée felsique dominée par des wackes.	Réseau de veines en feuillets (*sheeted veins*) aurifères encaissé dans une intrusion felsique mise en place dans séquence roches méta-sédimentaires pélitiques.	Réseau veines parallèles quartz-tourmaline aurifères en échelon localisé dans cisaillements ductiles-fragiles anastomosés et zones de remplacement schisteuses à actinote-biotite-tourmaline.	Stockwerks de filonets et veinules calcite-quartz ± biotite ± tourmaline cupro-aurifères associés à un dense système de microfractures et disséminations de sulfures dans intrusion ou sillidyke porphyrique et roches volcaniques mafiques.	Réseau de veines et veinules ou stockwerks de quartz-carbonates ± sulfures aurifères et épontes minéralisées associé à des cisaillements altérés et pyritisés dans des unités volcaniques felsiques/mafiques et intrusions felsiques porphyriques au contact d'un gabbro.	Disséminations à localement semi-massif et veinules ou filonets de sulfures aurifo-argentifères enrichies en Zn-Cu ± Pb encaissées dans des roches volcaniques localement porphyriques et volcanoclastiques felsiques.	Champ veines parallèles à quartz ± carbonates ± actinote aurif-arsénifères et épontes altérées et minéralisées encaissées dans une séquence turbiditique plissée au contact d'un dyke ou sill de mélano-gabbro.
État	***Mine fermée***	***Mine fermée***	***Gîte***	***Indice travaillé***	***Mine active***	***Gîte***	***Gîte***	***Gîte***		***Indice travaillé***	***Indice travaillé***
Taille (tonne)	**Au**: 326,98 tonnes **Cu**: 294 363,16 tonnes **Ag**: 328,81 tonnes	**Au**: 12,95 tonnes **Cu**: 2 095 tonnes **Ag:** 11,94 tonnes	Au: 2,92 tonnes Cu: 150 924 tonnes Ag: 136,93 tonnes Mo: 22 558 tonnes		**Au**: 123,16 tonnes	**Au**: 60,45 tonnes	**Au**: 42,08 tonnes		**Au**: 6,5 tonnes **Cu**: 12 000 tonnes		
Roches encaissantes	Encaissée contact sud ou dans métadiorite bréchifiée de la Diorite de Troilus, dykes felsiques porphyriques (QFP) et amphibolites, au niveau stratigraphique de la Formation de Parker. • Diorite de Troilus; Âge: 2791,2 ±1,4 Ma. • Dyke felsique porphyrique (QFP); Âge: 2782 Ma ± 6 Ma.	Encaissée dans unité chertueuse, nommée la " *Mine Series package* " (Boldy et al., 1984; Couture et Guha, 1990), à quartz-magnétite-amphibole-grenat-pyrrhotite, et basalte, roche ultramafique et volcanite felsique de la Formation d'Erasme. • Formation d'Erasme; Âge: 2791 ±5 Ma (Davis et Sutcliffe, 2018b); 2800 ±6 Ma (SIGEOM, Lexique Stratigraphique 2022).	Encaissée contact sud-ouest Batholite de MacLeod dans unité schisteuse à biotite-chlorite-actinote (roche volcanique?) et roches paragneissiques migmatisées du Complexe de Laguiche. • Batholite de MacLeod; Âge: 2704 ± 2 Ma.	Encaissé dans métapellites (paragneiss) nodulaires migmatitisés à grenat-cordiérite Complexe de Laguiche, en contact avec assemblage hétérogène au nord composé pegmatites blanches et tonalites Suite intrusive de Janin. • Migmatite; Âge: 2637 +6,7/-6,7 Ma (âge événement anatexique = métamorphisme).	Encaissé dans wacke appartenant séquence hétérogène clastique, polydéformée, type «*Timiskaming* » Formation de Low et injectée diversité intrusions. • Wacke quartzitique zone Roberto Formation de Low; Âge: < 2675 +6/-6 Ma. • Wacke massif zone Roberto Est Formation de Low; Âge < 2714 +/- 2 Ma.	Encaissé dans intrusif felsique méta-alumineux et réduit de l'*intrusion de Cheechoo*, et moindre mesure dans paragneiss Formation de Low, pegmatites et dykes mafiques schisteux. • Intrusion de Cheechoo; Âge: 2612 +1/-1 Ma.	Encaissé dans séquence d'amphibolite (volcanique mafique) à la base d'un essaim dykes porphyriques quartzo-feldspathique (QFP) et unité volcanoclastique (ou sédiment) felsique Formation de Natel. • Formation de Natel; Âge: 2739 à 2720 Ma (non datée dans le secteur).	Encaissé dans intrusions porphyriques intermédiaires à felsiques ou contact entre laves mafiques Formation d'Anatacau-Pivert et intrusions porphyriques. • Porphyre à feldspath-quartz; Âge: 2712,8 +2,1/-1,6 Ma. • Rhyolite Formation d'Anatacau-Pivert; Âge: 2723,1 ± 2,1 Ma.	Encaissée dans intrusion (dyke ou sill) felsique porphyrique, rhyolite ou rhyodacite, tufs felsiques et mafiques et plus rarement volcaniques mafiques de la Formation de Kauputauch et intrusions ou sills gabbroïque. • Formation de Kauputauch; Âge: 2751,6 ± 0,6 Ma.	Encaissée dans rhyolite ou rhyodacite et volcanoclastiques (tufs) felsiques et plus rarement volcaniques mafiques de la Formation de Kauputauch. • Formation de Kauputauch; Âge: 2751,6 ± 0,6 Ma. • Pluton d'Elmer; Âge: 2 745,5 +/- 1,6 Ma.	Encaissée dans séquence turbititique (grauwacke arkosique, ou grauwacke lité, et siltstone interstratifié 5% de lits d'argilite) du Complexe de Jolicoeur. • Complexe de Jolicoeur; Âge: < 2709 +/- 4 Ma.
Structure	• Interprétation mise en place dans unité bréchique dioritique entre 2 dykes QFP. • Spatialement associé zone cisaillement lac Allongé = structure majeure NE-SO. • Minéralisation localise1) contacts brèches-dykes felsiques QFP; 2) dykes felsiques QFP; 3) amphibolites. • Minéralisation contenue dans fractures, espaces ouverts, plans de foliation et veines/veines/stockwerk quartz-chlorite ± biotite ± tourmaline ± sulfures transposés dans Sp. • Zone minéralisée orientée N215°-N035° avec un pendage modéré 65° NO et plonge fortement vers NE. **Morphologie**: Lenticulaire irrégulier; **Direction**: 215/65; **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place dans une structure premier ordre : zone de déformation de Tourigny. • Faille longitudinale NO-SE (310-315°) avec un pendage modéré (38-42°) vers NE, subconcordante à la stratigraphie, ductile-fragile à mouvement inverse. • Veines de quartz minéralisées, orientées parallèles à foliation S1 principale, plissées et boudinées. • Minéralisation concordante roches volcaniques *Mine Series* package qe suggérant possible contrôle stratigraphique échelle régionale. • 3 zones minéralisées principales: Zones A, B et C; *oreshoot* parallèle à L1. **Morphologie**: Lenticulaire irrégulier; **Direction**: 315/42; **Structure 1**: Concordant; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place 25 mètres contact batholite/unité schisteuse et paragneiss migmatitique. • Contact sud-ouest batholite plissé formant structure synforme = synforme du lac Lavallette. Succession plis antiformes et synformes. • Zone Principale spatialement associée structure antiforme N068° plongeant vers SE (10 à 20° surface, 60 à 70° linéation). • Minéralisation concentre long des contacts, ou à proximité de ceux-ci, entre les diverses lithologies ou à proximité injection/mobilisat felsique. **Morphologie**: Lenticulaire régulier; **Direction**: 45/75; **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place contrôlée par le plissement (structural). • Contrôle stratigraphique possible (alternance horizons sédimentaires Mg-Fe et Al). • Grande faille ductile (?) est-ouest interprétée et localisée < 1 km au nord. • Système aurifère localisé dans synforme avec axes de plis faiblement plongeants à l'ouest. • Charnières plis montrent épaississement local de la roche encaissante. • Boudinage des zones observées dans le cœur des plis. **Morphologie**: Inconnue; **Direction**: 275/20; **Structure 1**: Plissement; **Structure 2**: Concordant	• Interprétation mise en place minéralisation pendant plissement. • Superposition trois évènements déformations: 1) D1: plis droits, fermés et failles inverses; 2) D2: plis serrés/isoclinaux, foliation sub-parallèle litage et zones déformation + métamorphisme amphibolites supérieur; 3) plis ouverts et schistosité crénulation NE-SO. • Contact 2 séquences sédimentaires discordance et/ou discordance + zone déformation apparente inverse dextre oblique. • La mine est comprise dans structure complexe plis F3 préservant structures antérieures D1 et D2. **Morphologie** : Batholite irrégulier. **Direction**: 0/85 **Structure 1**: Stockwerk. **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place minéralisation et intrusion de Cheechoo pendant phase déformation D2 (syn- à tardi-D2). • Minéralisation près des marges intrusion de Cheechoo et en association spatiale avec dykes pegmatites et enclaves ou dykes mafiques. • Veines en échelon formant corridor anastomosé contrôlé par zones déformation E-O à NE-SO. • Forte variabilité orientation et plongées zones minéralisées suggérant contrôles structuraux complexes. **Morphologie**: Amas irrégulier; **Direction**: 125/50; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place minéralisation dans plans axiaux charnières de plis adjacents à zone de cisaillement majeure (Couloir d'Aupapiskach). • Une partie Zone Eau Claire au contat entre 2 unités basaltes: 1) faible Ti et riche Mg; 2) Riche Ti et faible Mg. • Minéralisation veines rubanées et laminées (crack-seal ou open space filling) localisées flanc sud antiforme anticlinal est-ouest plongeant faiblement vers l'ouest-sud-ouest, sub-parallèles plans axiaux P2. • Plis P2 tronqués par un cisaillement majeur senestre, NE-SO associée à D2. **Morphologie** : Tabulaire régulier; **Direction**: 85/45; **Structure 1**: Champ de veines; **Structure 2**: Disséminée	• Interprétation mise en place dans synvolcanique associé système porphyrique adjacent faille majeure orientée ENE-OSO (faille Opinaca). • Deux zones parallèles (zones aurifères Nord et Sud) enveloppant unité porphyre feldspathique. **Morphologie**: Lenticulaire régulier; **Direction**: 250/85; **Structure 1**: Concordant; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place dans trois réseaux de veines de quartz-carbonates-sulfures (SO/75, NO-SE/85-90 et subhorizontal) et stockwerk dans corridor de déformation ductile-fragile d'Elmer (SO/75). • Enveloppe minéralisée orientée SO/75° et subparallèle Sp. • *Oreshoot* principal orienté NO avec plongée moyenne de 75°. • Intensité/densité veines dans intrusion felsique et roches volcaniques felsiques suggèrent contrôle par un contraste rhéologique avec roches hôtes mafiques environnantes. **Morphologie** : Tabulaire régulier; **Direction**: 50/75; **Structure 1**: Champ de veines; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place stratiforme dans une unité felsique fortement cisaillées et altérées, nommée informellement « Horizon du Lac Elmer » • Minéralisation spatialement associé avec faille senestre orientée ENE-OSO, Zone de cisaillement d'Elmer, en partie concordante avec l'« Horizon du Lac Elmer ». • Morphologie finale possiblement grandement influencée par différents épisodes de déformation. • Veines quartz et ferrodolomite fortement démembrées et transposées par schistosité principale S1. **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 260/80; **Structure 1**: Stratiforme; **Structure 2**. Veines/Veinules	• Interprétation mise en place durant stratiforme (plissement et cisaillement). • Localisée long flanc pli anticlinal. • Injectée long dyke ou sill mélano-gabbro riche en Mg, engendrant fort contraste rhéologique (anisotropie) dans séquence métasédimentaire. • Veines laminées plissées et démembrées subparallèles ou concordantes au litage et en remplissage de failles avec textures *crack-and-seal* ou brèchiques. • *Oreshoot* principal localisé dans zone dilatation à structures sigmoïdales en « S » et plongeant selon Lé régionale L2 et linéation minérale (plongée subverticale). **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 245/80; **Structure 1**: Champ de veines; **Structure 2**: Concordant
Assemblage de minéralisation	• 2 à 3 % (jusqu'à 15 %) pyrite, chalcopyrite et pyrrhotite avec accessoirement magnétite, sphalérite et galène. • Molybdénite, or natif, électrum, bornite, cubanite, pentlandite, marcassite, argent natif, hessite, calaverite, volynskite, tellure et bismuth natifs, tetrahédrite-tennatite et rutile. • PY-CP-PO-Au ± MG ± SP ± GL ± MO ± Ag ± BN ± PE • PY-CP-PO-Au ± Te ± Bi • CP-PO-PY	• Jusqu'à 25-35 % pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite avec proportions mineures sphalérite, magnétite et traces arsénopyrite, tellurures d'argent, d'or et de bismuth (pilsenite / hessite), électrum et minéraux bismuth (bismuthinithe et bismuth natif). • Or libre dans sulfures et gangue, parfois associé aux tellurures. • Rare galène et molybdène. • PO-CP-PY-SP-MG-Au • CP-AS-Au (Remobilisation)	• 2 à 10 % chalcopyrite, 1 % molybdénite et proportions moindres bornite, chalcocite et pyrrhotine. • Traces pyrite, magnétite, malachite, cuivre natif et sphalérite. • Valeurs économiques culminent à 25 mètres contact batholite dans paragneiss migmatitisés et dans schiste à biotite-amphibole-chlorite. • CP-MB-BN-CT-PO ± Py ± MG ± MC ± CN ± SP ± Au ± Ag	5 à 20 % pyrite-pyrrhotite disséminées, traces à 5 % d'arsénopyrite ± chalcopyrite. Zones arsénopyrite fréquemment découpées des zones aurifères et stériles en or. • PO-AS-PY-CP-Au; • AS	5 à 20 % arsénopyrite-löllingite-pyrrhotite ± pyrite disséminées avec or libre contenu dans plusieurs corridors minéralisés (p. ex. stockwerk, veines et brèches, remplacement, pegmatite). • PO-AS-LG-MO-Au (Zones 6000, 7000, 8000, HW500); • PO-AS-LG-Au (Zones 5010, 5050); • LG-PO-AS-Au (Zone 494); • AS-PO-PY (Zone Nord)	<1 % pyrrhotite-arsénopyrite ± pyrite avec or libre contenu dans 37 zones à plus haute teneur (encaissées dans l'intrusion majoritairement). • PO-AS-PY-Au	<5 % pyrite ± pyrrhotite ± chalcopyrite ± pentlandite avec or libre ou associé tellurures de bismuth ou nickel (mélonite) contenu dans 8 veines majeures. Arsenic, molybdène et tungstène également rapportés. • QZ-AK-PO-CP; • QZ-TL-CC-PY-PO-PD-Au-Ag; • HM	Traces à 5 % pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite ± magnétite avec or natif et rares observations de molybdénite dans 1) stockwerk de filonets et de veinules de calcite-quartz ± biotite ± tourmaline-sulfures ou 2) en disséminations dans intrusion porphyrique contenues dans 2 zones parallèles. • CC-QZ-PO-PY-CP-Au	• 10 à 20 % pyrite disséminée, filonnets ou lentilles semi-massives à massives; traces galène, chalcopyrite et molybdénite. • Or libre fréquemment observé, associé à la pyrite. • PY-GL-Au-Ag • PY-CP-MO-Au	• 2 à 30 % sphalérite pauvre en fer, 3 à 10% pyrite, 1 à 5 % chalcopyrite disséminées à semi-massives ou en veinule millimétrique formant localement des zones de stockwerks; traces tetrahédrite argentifère, arsénopyrite, argentite, hessite (tellure d'argent) et or, argent et cuivre natifs. • SP-PY-CP-PO-GL-Ag-Au	• 1 à 5 % (localement 15-20 % dans les épontes altérées) arsénopyrite et pyrrhotite disséminée; faibles pourcentages pyrite (cristalline et colloforme), marcassite, galène, sphalérite, chalcopyrite, marcasite, pentlandite, oxydes de fer et traces d'or visible. **Âge minéralisation**: 2622 ±40 Ma • AS-PO-PY-MS-Au • AS-PY-CP-PO-GL-SP-Au • GL-Au
Composition de la minéralisation	**Métaux**: Au-Cu-Ag ± Bi ± Te ± Mo *Au:Ag = 0,03 à 0,2*	**Métaux**: Au-Cu-Ag ± As ± Bi ± Te *Au:Ag < 1*	**Métaux**: Cu-Mo-Au-Ag-W *Au:Ag < 0,01*	**Métaux**: Au-As ± W Teneurs Au fortes et consistantes (~10 ppm Au) dans zone minéralisée, s'estompant au contact métasédiments ou paragneiss non altérés.	**Métaux**: Au-As-Sb-Ni-Co ± Bi ± W ± Te ± Pb Löllingite signature métallique Au-Ni-Co-Te-Sb et arsénopyrite signature métallique Pb-Bi-Se-Sb-Ag.	**Métaux**: Au-As-W-Te-Bi ± Sb Veines aurifères spatialement associées enrichissement précoce en Au (170 ppb Au)-As-Te-Se et enrichissement syn-aurifère (285 ppb Au)-Bi-W-As ± Te ± Se ± Sb.	**Métaux**: Au-Te ± As ± Ag ± Bi ± Mo ± W *Au:Ag = 10*	**Métaux**: Cu-Au ± Ag ± Mo ± W *Au:Ag < 1*	**Métaux**: Au ± Ag ± Pb ± Bi ± W ± Te ± Mo *Au:Ag = 5-10*	**Métaux**: Au-Ag-Pb-Zn-Cu ± Te *Au:Ag < 1*	**Métaux**: Au-As ± W ± Te *Au:Ag > 2*
Assemblage d'altération	• Zonation de l'altération. • Altération potassique ou biotitisation (biotite-actinote-feldspath K ± épidote ± chlorite ± grenat ± quartz) au centre. • Altération propylitique interne (albite-actinote-épidote-calcite ± quartz ± séricite) en périphérie. Altération phyllique (séricite-quartz) affectant surtout les dykes felsiques. • Silicification autour zones de déformation intense et plusieurs générations veinules/veines quartz ± sulfures. • Altération calco-silicaté à épidote-amphibole. Roches mafiques: gain K, Fe, Mn, Mg et Ba; perte Na, Ca, Mg, P, Sr. **Potassique**, FK-BO **Propyllitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Sericitisation**, SR **Silicification**, QZ-CO **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR	• Altération proximale du niveau minéralisé intense et consiste en une silicification, une biotitisation, une séricitisation (altération potassique?) et une carbonatation, avec développement local de fuchsite; limitée quelques mètres autour veines et lentilles de quartz. • Altérations biotite-grenat-épidote-quartz-gahnite proximité zones déformées. • Gahnite et grenat contenant inclusions métalliques suggère minéralisation pré-pic métamorphique. altération en manganèse (?). **Silicification**, QZ-CQ **Biotitisation**, BO **Sericitisation**, SR **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Grenatisation**, GR **Épidotisation**, EP	• Zonation de l'altération. • Altération potassique (biotite-feldspath-K ± magnétite) au centre. • Altération propylitique (quartz-chlorite-épidote) et une silicification (silica flooding) en bordure. • Séricitisation mineure des feldspaths et quantités mineures de calcite. • Sulfurisation (pyrite-pyrrhotite) générale dans les unités. • Altération tardive à quartz-hématite-épidote veine ou brèche qui remobilise minéralisation en Cu-Mo-Ag-Au-W. **Potassique**, FK-BO **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Silicification**, QZ-CQ **Sulfurisation**, SF **Oxydation**, MG-IL-HM **Alumineuse** (?), SM-AD-CD-KY	• Horizons mafiques (pyrigarnites) avec enrichissement grenat-hornblende-chlorite-silice-sulfures. • Altération distale: veinules et veines quartz-feldspath-séricite-pyrite. • Enrichissement fer et/ou magnésium de 200% à 300% p/r métasédiments ou paragneiss non minéralisés et non altérées. **Grenatisation**, GR **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Sulfurisation**, SF **Magnésienne**, PH-DS-AC-TM	• Varie en fonction: 1) zones minéralisées, 2) teneurs en Au, 3) lithologie et 4) positions dans gisement. • Altération potassique proximale: dravite-microcline-phlogopite-épidote-actinote-quartz • Altération alumineuse distale: sillimanite. • Altération pervasive tourmaline brune (dravite)-silice. **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Magnésienne**, PH-DS-AC-TM	• Deux types altérations: 1) Altération cryptique, distale et précoce sodique (Na): albite. 2) Altération proximale potassium (K) et magnésium (Mg): quartz-phlogopite-séricite-microcline-sulfures • Altérations calco-silicatées et/ou type skarn à actinote-diopside-grenat grossulaire. **Albitisation**, AB (distale et précoce) **Potassique**, FK-BO **Magnésienne**, PH-DS-AC-TM **Silicification**, QZ-CQ	• Épontes schisteuses, hétérogènes à actinote-biotite-tourmaline-carbonates < 1 mètre pourtours veines. • Front tourmalinisation selon bandes favorables parallèles foliation. • Variations importantes fonction de la lithologie encaissante: mafique ou felsique. **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Magnésienne**, PH-DS-AC-TM **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Silicification**, QZ-CQ	• Roches encaissantes fortement altérées amphibole-biotite-chlorite ± quartz ± calcite ± sulfures (nommer roche ABC) et spatialement associées contact roches mafiques-porphyre feldspathique. • Fin stockwerk veinules ou imprégnation diffuse. • Enrichissement en K2O, SiO2, Fe2O3T, en Ba et en Sr et une perte en MgO et en CaO. **Potassique**, FK-BO **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Silicification**, QZ-CQ **Sulfurisation**, SF	• Altération varie selon la roche encaissant la minéralisation. • Intrusions felsiques à intermédiaires: • Silicification veines ou pénétrative et albitisation pénétrative roches felsiques accompagnées de séricite, de chlorite et de calcite. • Enrichissement en Na, Ca, Sr. • Volcanites mafiques altérées en silice brune, ankérite, calcite et chlorite. • Gabbro faiblement chloritisé ± tourmaline. • Altération alumineuse non associée à la minéralisation. **Silicification**, QZ-CQ **Albitisation**, AB **Sericitisation**, SR **Sulfurisation**, SF **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ	• Régionalement, altération zonée divisées 4 phases: alumineuse, potassique, phyllique, et propylitique. • Indice Zone A21: altération épidotisation, amphibolitisation, sulfurisation et localement tourmalinisation; reflète grande diversité lithologique. • Altérations dominantes: silicification (veines et plus rarement pervasive), calcique-sodique pseudo-fragmentaire pervasive (albite ± apatite), potassique pervasive (séricite-biotite-microcline) et carbonatation (veines ou amas). • Altérations calco-silicatées (amphibole-biotite-grenat-épidote) proximales et distales. **Silicification**, QZ-CQ **Albitisation**, AB **Potassique**, FK-BO-SR-ML **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Sulfurisation**, SF **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ	• Altérations proximales aux veines variées : silicification, albitisation, séricitisation, chloritisation, carbonatation, biotitisation, amphibolitisation, sulfurisation et localement tourmalinisation; reflète grande diversité lithologique. • Altérations dominantes: silicification (veines et plus rarement pervasive), calcique-sodique pseudo-fragmentaire pervasive (albite ± apatite), potassique pervasive (séricite-biotite-microcline) et carbonatation (veines ou amas). • Altérations calco-silicatées (amphibole-biotite-grenat-épidote) proximales et distales. **Silicification**, QZ-CQ **Albitisation**, AB **Potassique**, FK-BO-SR-ML **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Sulfurisation**, SF **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ
Faciès métamorphique	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Partie minéralisation (cupro-aurifère) serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermale associée Diorite de Troilus. • Autre partie minéralisation (aurifère) pourrait être syn-métamorphique associée à une ou deux phases de déformation D1 et D2 ou remobilisée.	**Inférieur des amphibolites.** • Partie minéralisation serait pré-métamorphique d'origine syngénétique volcanogène Formation d'Erasme. • Autre partie minéralisation serait syn-métamorphique associée phase déformation D1 ou remobilisée. • Superposition minéralisations syngénétique volcanogène et épigénétique filonien	**Inférieur des amphibolites à amphibolites.** • Partie minéralisation serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermale à partiellement porphyrique, ou skarn (?), ou volcanique (?), associée Batholite de MacLeod. • Partie minéralisation pourrait être syn-métamorphique associée à phase déformation D2, ou remobilisée.	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait tardive (tardi- à post-métamorphique) associée rétromorphisme amphibole à chlorite d'une phase de déformation D2. • Roches atteignent faciès supérieur amphibolites à localement granulites.	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique à tardi-D2 par soit syn-métamorphisme mais pré-pic. • 3 faciès métamorphiques identifiés du sud-ouest vers nord-est: 1) schistes vert moyen à supérieur; 2) amphibolites moyen à supérieur; 3) amphibolites supérieures à granulites (S.-province de l'Opinaca).	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait tardi-métamorphique et associée à phase de déformation D2 (syn- à tardi-D2) et à l'Intrusion de Cheechoo. • Intensité métamorphisme augmente vers l'est (S.-province de l'Opinaca).	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique tardif phase déformation D1 et précoce phase de déformation D2. • Métamorphisme prograde allant faciès supérieur des schistes verts à l'ouest au faciès des amphibolites à l'est.	**Inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique et d'origine magmato-hydrothermale associée intrusions porphyriques subvolcaniques. • Varie faciès schistes verts et atteints faciès amphibolites.	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique associée à phase déformation D1 ou D2. • Héritage métallique (Au-Ag-Pb) possible pré-métamorphique associée à minéralisation syngénétique (magmato-hydrothermale ou épithermale?) et remobilisée (?).	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique et syngénétique d'origine magmato-hydrothermale ou épithermale? • Associée avec mise en place Pluton subvolcanique d'Elmer?	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Majorité minéralisation syn-métamorphique associée à phase déformation en raccourcissement (glissement) D2 (précoce à syn-déformation).
Rétromorphose	Biotite -> Chlorite Amphibole -> Chlorite	Grenat -> Chlorite	Al-silicate -> Séricite	Amphibole -> Chlorite	Biotite -> Chlorite	Biotite -> Chlorite	Amphibole -> Chlorite				Biotite -> Chlorite
Références sélectionnées	Daigle (2020); Diniz (2019); Larouche (2005); Goodman et al. (2005); Carles (2000); Gosselin (1996); Boly (1995); Magnan (1993a; 1993b); Fraser (1993); Simard et Roy (1984).	Marleau et De Souza (2021); Beauchamp et al. (2018); Couture (1993); Couture et Guha, (1990); Boldy et al. (1984).	Beauchamp (2020); Winter (2011; 2008; 1989); Cook et al. (2008); Davies et al. (1992); Prior et al. (1991).	Charbonneau (2008); Bandyayera et al. (2010); Barbe et Demers (2012).	Ravenelle et al. (2010); Bandyayera et al. (2010); Ravenelle (2013); Fontaine et al. (2015); Fontaine et al. (2017), Fontaine (2019).	Bandyayera et al. (2010); Turcotte (2014); Gigoux (2017); Fontaine et al. (2018); Fontaine (2019); Turlin et al. (2019).	Shaw (1991); Labbé et Grant (1997), Cadieux (2000); Moukhsil (2000); Tremblay (2006); Moukhsil et al. (2007); Valli et al. (2012).	Nicholls (1986); O'Connor (1990); Nicholls (1996); Brown (1998); Gauthier et Larocque (1998); Gauthier (2000); Moukhsil (2000); Moukhsil et al. (2007); Frappier-Rivard (2014).	Houle et al. (2021); Bissonnette et al. (2020); Lulin (2020); Frappier-Rivard (2014); Moukhsil et al. (2003); Moukhsil et al. (2001); Gauthier (2000); Gauthier et Larocque (1998)	Bissonnette et al. (2020); Frappier-Rivard (2014); Moukhsil et al. (2003); Moukhsil et al. (2001); Gauthier (2000); Gauthier et Larocque (1998), Bernier (1998; 1997)	Beauchamp (2018); Beauchamp et al. (2015); Lavoie et al. (2014); Chartrand et al. (2014; 2013); Moukhsil et al. (2003); Moukhsil (2000).

Tableau synthèse final - Description des gisements, gîtes et indices Au ± Cu ± Mo d'Eeyou Istchee - Baie-James

	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain						Sous-province de La Grande, Domaine de la Grande Rivière				
Corps minéralisé	**Zone Contact**	**Dome A**	**Rosemary (Robert)**	**Lac Ell**	**JT**	**Claude**	**Zone 32**	**La Pointe**	**Orfée/Orfée Est**	**Lac Yasinski-NE**	**Moby-Dick (Serpent)**
Localisation	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine d'Eastmain	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière et Sous-province d'Opinaca	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière
Description sommaire	Réseau de veines et veinules de quartz-carbonates aurifères déformées et épontes altérées et pyritisées, encaissées dans zone de déformation au contact entre basaltes tholéiitiques et basaltes calco-alcalins, en relation spatiale avec dykes magnésiens mafiques à ultramafiques.	Veines de quartz-ankérite ± tourmaline aurifères et épontes altérées, injectées dans une diorite fracturée et silicifiée et contenues dans des zones de cisaillement dans un corridor de déformation de plus grande envergure.	Stockwerks veinules quartz-calcite-sulfures ± épidote cupro-aurifères déformés, ou plaquage fractures dans roches volcaniques mafiques associé à un dyke tonalique-granodioritique porphyrique.	Stockwerks de veines et veinules de tourmaline-chlorite-sulfures et fractures rouillées cupro-aurifères localisés dans une série de corridors minéralisés encaissés dans une intrusion intermédiaire injectée de dykes potassiques.	Disséminations sulfures aurifères encaissées dans paragneiss (roches méta-sédimentaires pélitiques déformées), dans larges dykes de pegmatite et plus rarement dans veines de quartz, en marge d'intrusion felsique.	Disséminations sulfures aurifères encaissées dans métagreywackes/paragneiss, injections pegmatites, mobilisats et dykes amphibolitiques contenues dans des zones de cisaillement.	Disséminations et stockwerks cupro-aurifères associés à une zone de cisaillement encaissée dans ou en bordure d'une intrusion porphyrique tonalitique.	Disséminations sulfures aurifères stratiformes localisées dans une charnière/flanc de pli dans paragneiss felsiques et formations de fer silicatées.	Disséminations aurifères dans veines à sulfures semi-massifs à massifs, dans zones cisaillements associées à des plis parasites et dans veinules quartz-calco-silicates-tourmaline encaissés dans une formation de fer silicatée et oxydée.	Disséminations aurifères stratiformes et veines ou veinules de quartz ± tourmaline dans des cisaillements encaissées dans des volcanoclastiques mafiques à intermédiaires.	Veines quartz aurifères dans zones de cisaillement, dans ou en bordure d'intrusions et dykes ultramafiques, mafiques à intermédiaires.
État	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Gîte***	***Gîte***	***Gîte***	***Gîte***	***Indice travaillé***
Taille (tonne)							**Au:** 8,82 tonnes **Cu**: 8 400 tonnes	**Au:** 4,25 tonnes	**Au:** 2,95 tonnes	**Au**: 0,283 tonnes	
Roches encaissantes	Encaissées dans faciès mixte de roches volcanites à dominances mafiques, mais également felsiques et métasédimentaires de la Formation d'Anatacau-Pivert, et injectés dykes magnésiens mafiques à ultramafiques. • Formation d'Anatacau-Pivert; Âge: 2723,1 +/- 2,2 Ma.	Encaissées dans diorite silicifiée et fracturée (unités Gabbro et diorite de la Moyenne Eastmain) s'injectant dans les roches volcaniques de la Formation de Natel. • Formation de Natel; Âge: 2739 +/- 5 Ma.	Encaissé dans amphibolites (basaltes, tufs et leucogabbros) intercalés de niveaux sédimentaires Formation de Natel, recoupées par essaim de dykes felsiques porphyriques. • Formation de Natel; Âge: 2739 à 2720 Ma (non datée dans le secteur).	Encaissé dans intrusif polyphasé diorite-granodiorite affinité calco-alcaline à alcaline de l'intrusion du lac Ell; injections dykes mafiques et aplitiques. L'intrusion constitue un sill en forme de croissant au cœur antiforme. • Diorite du lac Ell; Âge: 2705 ±1,9 Ma.	Encaissé dans métasédiments ou paragneiss appartenant séquence hétérogène clastique, polydéformée, type «Timiskaming » *Formation de Low*, localisé sur bordure ouest de l'intrusion de Cheechoo. • Intrusion de Cheechoo; Âge: 2612 +1/-1 Ma. • Arénite Formation de Low; Âge: < 2717 +/- 17 Ma.	Encaissé dans wacke et grès arkosique/arénitique appartenant séquence hétérogène clastique, polydéformée, type «Timiskaming » *Formation de Low* et dykes de gabbros et lambeaux amphibolitiques. • Arénite Formation de Low; Âge: < 2717 +/- 17 Ma.	Encaissé dans la Tonalite de La-Grande-Sud, qui elle est encaissée dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. • Tonalite de La-Grande-Sud; Âge: 2734 ±2 Ma. • Tuf rhyolitique Groupe de Yasinski; Âge: 2740 ±1,2 Ma.	Ensaissé dans paragneiss felsiques du Complexe de Laguiche (2728 à 2672 Ma) ou horizons de formation de fer silicatés encaissé dans les basaltes du Groupe de Yasinski. Présence de vieux socle tonalitique Paléoarchéen. • Complexe de Langelier; Âge: 3326 ±4 Ma. • Dyke QFP; Âge: 2747 ±2 Ma (interprétation âge du volcansime = dyke synvolcanique).	Encaissée majoritairement dans formation de fer silicatée et oxydée et moindre partie amphibolite basaltique, mudrock grahiteux du Groupe de Guyer et dykes dioritiques porphyriques Suite de Bézier (?). • Wacke Formation de Marbot; Âge: 2724 ±2,2 Ma; • Dyke dioritique porphyrique; Âge: 2703 ±7 Ma; • Granite pegmatite Suite granitique du Vieux Comptoir ?; Âge: 2613,6 ±0,4 Ma.	Encaissée dans volcanoclastiques mafiques à intermédiaires, amphibolitisées et foliées, en contact géologique avec volcanoclsatiques felsiques du Groupe de Yasinski ou roches sédimentaires de la Formation de Shabudowan. • Volcanoclastiques mafiques tuffacées, amphibolitisées Groupe de Yasinski; Âge: 2751 Ma à 2732 Ma (non daté dans le secteur). • Conglomérat polygénique Formation Shabudowan, non daté.	Encaissée dans intrusions irrégulières ou dykes mafiques (gabbro), ultramafiques (pyroxénite, dunite) et intermédiaires (diorite quartzifère) non datées. Présence de vieux socle Paléoarchéen du Complexe de Langelier. • Complexe de Langelier; Âge: 3452 ±16 Ma. • Formation d'Apple; Âge: <2751 Ma. • Suite granitique du Vieux Comptoir; Âge: 2683 ±10 Ma.
Structure	• Interprétation mise en place durant déformation (cisaillement ductile et ± plissement). • Veines minéralisées se retrouvent contact entre basaltes tholéiitiques et basaltes calco-alcalins. • Veines au sein zone de déformation métrique, Zone de déformation Contact (ZDC). • Zone de déformation contact entre métasédiments et volcaniques mafiques. • Veines sont déformées (boudinées, cisaillées et délaminées). • Enveloppe minéralisée parallèle à fabrique principale Sp (S2). • Minéralisation spatialement associée dyke mafique magnésien. **Morphologie**: Lenticulaire régulier; **Direction**: 240/85; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Cisaillement	• Interprétation mise en place durant déformation (cisaillement ductile et ± plissement?). • Minéralisation à l'intérieur ou en bordure des filons-couche ultramafiques à intermédiaires. • Fracturation et remplissage; contraste rhéologique. • Cisaillement occupent un corridor de déformation majeur. • Veines et cisaillements sont déformées (plissées). **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 110/84; **Structure 1**: Cisaillement; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place synvolcanique associé système porphyrique adjacent faille majeure (remplissage de fracture) ou contrôlée structuralement par pli régional (charnière de pli). • Stockwerk veinules plissées et disloquées recoupant roches volcaniques mafiques altérées et essaim de dykes porphyriques plissés et disloqués. • Patron plissement régional plis P2 plongeant 35 degrés OSO. **Morphologie**: Lenticulaire irrégulier; **Direction**: 85/55; **Structure 1**. Stockwerk; **Structure 2**: Fractures	• Interprétation mise en place minéralisation pendant phases magmatiques porphyriques et précoces ou synchrones à événement de déformation D1; ou durant développement réseau cisaillements anastomosés associés à cette déformation. • Série corridors minéralisés ± parallèles à S1 (N040° à N090°, pendage SSO) et à angle p/r S2. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 230/85; **Structure 1**: Veine/Veinules; **Structure 2**: Fractures	• Interprétation mise en place minéralisation pendant phase de déformation D2 (synchrone mise en place gîte aurifère Cheechoo). • Minéralisation concordante schistosité S0-S1 des métasédiments. • Corridor minéralisé moule bordure ouest de l'intrusion de Cheechoo. • Partie Nord: N-S avec pendages modérés vers l'ouest. • Partie Sud: E-O avec pendages modérés vers le sud. • Changement orientation due: 1) inflexion géométrie de l'intrusion de Cheechoo ou 2) pli d'entraînement (drag fold). **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 0/45; **Structure 1**: Concordant; **Structure 2**: Disséminée	• Interprétation mise en place minéralisation pendant phase de déformation (même phase que Eléonore?) et associée avec injections de pegmatites tardives. • Jonction de corridors structuraux E-O et ENE-OSO. • Corridors structuraux traversent limite sous-provinces d'Opinaca et de La Grande: 1) segments NE-SO dominent dans Opinaca et localisés entre les dômes; 2) segments La Grande décalés par structures tardives NO-SE. • Vecteurs d'enrichissement possibles à forte plongée au sein corridors de déformation. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 45/50; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Disséminée	• Interprétation mise en place contrôlée par la présence d'une zone de déformation ductile N070. • Contrôle contact géologique/stratigraphique entre la Tonalite de La Grande-Sud et les roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski. • Contrôle lithologique minéralisation limitée dans tonalite et dykes mafiques à intermédiaires N-S. • Zone minéralisée précoce (?) reprise par la déformation D1 et D2. **Morphologie**: Lenticulaire régulier; **Direction**: 070/80; **Structure 1**: Cisaillement; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place contrôlée par l'intersection de failles et horizons stratigraphiques (structural). • Contrôle stratigraphique (horizons sédimentaires et formation de fer). • Grande faille chevauchement NNE-SSO, limite sous-provinces La Grande et Opinaca et failles subsidiaires NE-SO. • Zones aurifère parallèles foliation principale S1 dans charnière de pli d'un pli antiformal synforme (P2) plongée SO. • Flanc sud-est antiforme correspond zone de forte déformation (La Pointe Extension). **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 160/50; **Structure 1**: Stratiforme; **Structure 2**: Plissement	• Interprétation mise en place contrôlée majoritairement par la structure. • Deux événements de déformation distincts affectent zones minéralisées. • Contrôle lithologique et faille majeure échelle régionale (formation fer contact basalte/métagrawacke et contact La Grande-Opinaca). • Contrôle structural échelle du gîte (charnières de pli/flancs de pli parasites du pli isoclinaux N005°-N035°/ 62°-81°et zone cisaillement ONO-ESE). • Veinules et fractures remobilisation active. **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 289/85; **Structure 1**: Plissement; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place horizon ou structure associé à 1) une zone stratiforme/concordante à un contact volcanites mafiques et felsiques; et 2) des zones de cisaillements avec veines-veinules de quartz ± tourmaline associées. • Zone minéralisée orientée N210° à N220° avec un pendage abrupt NO et dextres. • Quelques structures discordantes avec veines de direction N340°à N350° ou ENE-OSO transposant foliation principale NNE-SSO. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 215/83; **Structure 1**: Stratiforme; **Structure 2**: Cisaillement	• Interprétation mise en place associée épisode de déformation qui a mené développement des cisaillements et des veines aurifères. • Zones de cisaillements ductile-fragile à l'intérieur imposantes structures plus ou moins parallèles aux dykes mafiques et généralement orientées E-O, ONO-ESE et NO-SE et dextres. • Structure Moby-Dick orientée N245°/80°. • 3 types de veines: 1) veine haute teneur associées cisaillements; 2) veine basse teneur en extension; et 3) veine pegmatitique stérile. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 245/80; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Stockwerk
Assemblage de minéralisation	• 2 % pyrite, pyrrhotite et arsénopyrite disséminées contenues dans des veines rubanées de quartz-feldspath-carbonates ± amphibole ± chlorite ± biotite ± tourmaline et épontes altérés; localement pyrite en rubans contact veines-éponte. • Traces d'or visible, fort effet de pépite dans les veines. • PY-PO-AS-Au	• Arsénopyrite et pyrrhotite, accompagnées de chalcopyrite et pyrite sous forme 1) schistes à chlorite-ankérite-tourmaline-arsénopyrite disséminée à, localement, semi-massive, 2) stockwerks filonnets ou filons quartz-ankérite ± tourmaline ± fuchsite et épontes minéralisées, ou 3) brèches hydrauliques matrice quartz-ankérite-biotite. • Or est associé à l'arsénopyrite. • AS-PO-CP-PY-Au	10 % chalcopyrite-magnétite, traces à 1 % pyrite-pyrrhotite, accessoirement malachite ± azurite, rares observations molybdénite, cuivre natif hypogène localement présent. • QZ-CC-CP-MG	Traces à 3 % chalcopyrite-pyrite ± malachite/bornite ± magnétite ± molybdénite semi-massive à disséminée contenu dans 3 zones principales. • PY-MG; • MO; • CP-PO-Au-Ag; • GO; • PY2-MG2	1-5 % arsénopyrite-pyrrhotite-pyrite et traces chalcopyrite. Or localement visible dans veines de quartz. • AS-PO-PY-CP-Au	3-10 % pyrite-arsénopyrite-pyrrhotite; traces molybdénite-bismuth-chalcopyrite dans pegmatite blanche à tourmaline et dans mobilisats. • PY-AS-PO-Au; • MO-CP-Au	2 à 5% pyrite, 1 à 4% chalcopyrite, traces arsénopyrite-sphalérite-pyrrhotite disséminés ou fines veinules en association avec de l'or (surtout la chalcopyrite). Traces-1% malachite-azurite-chalcocite (local). • PY-CP-AS-Au-TT-SS-Bi-PO-SP; • MC-AZ-CT	1 à 5 % arsénopyrite ± löllingite, 1-2% pyrrhotite, 1-5% d'or, mois de 1% chalcopyrite-pyrite, traces sphalérite-galène-pyrrhotite disséminées. • AS-PO; • AS-PO-Au-CP-PY-SP-GL (Zone 25); • PO-AS-LO-Au-CP (Zone 26); • MS-GO	15 à 70 % pyrrhotite-pyrite, jusqu'à 2 % chalcopyrite-arsénopyrite-löllingite, traces molybdénite ± tellures de bismuth semi-massifs à massifs ou disséminée, en association avec de l'or natif. • **Âge minéralisation**: 2582 ±13 Ma et 2557 ±12 Ma. • PY (sédimentaire?) • PY-AS-CP-PO-Au • PO-PY-CP-AS-Au • PO-PY-CP-MO-TB	• Arsénopyrite, quelquefois aciculaire (stibnite?) et pyrrhotine dominantes avec quantités mineures ou locales pyrite-sphalérite-chalcopyrite et traces galène disséminées. • Plus fortes valeurs aurifères associées avec zones plus riches en arsénopyrite aciculaire. • AS-PO-Au ± PY ± SP ± CP ± GL	• 1 à 3% pyrite, rares traces chalcopyrite, pyrrhotite et galène disséminées dans encaissant intrusif et dans veines de quartz. • Or libre et grossier commun. • PY-Au ± CP ± PO ± GL
Composition de la minéralisation	**Métaux**: Au ± As ± Sb *Au:Ag > 1 (?)*	**Métaux**: Au-As ± Ag ± Cu *Au:Ag > 2* Corrélation or-arsénopyrite n'est toutefois pas toujours observée.	**Métaux**: Cu-Au ± Ag ± Mo *Au:Ag < 1* Teneurs Au suivent teneurs cuivre et teneurs Mo et Ag demeurent faibles.	**Métaux**: Cu-Au-Ag ± Mo ± Bi *Au:Ag* < 1	**Métaux**: Au-As ± Sb ± Bi Possible assemblage à bismuth (Bi) et breithauptite (NiSb) en association avec or visible et similaire aux veines zone 494 de la mine Eléonore.	**Métaux**: Au-As-Bi-Mo Au associé à arsenic-molybdène-bismuth.	**Métaux**: Au-Cu ± Ag ± Sb ± As ± Bi ± W ± Hg 1) Au-As-Hg-W-Ag-Co-Cd et 2) Bi-Cu *Au:Ag = 2-5* Corrélation Au-Cu; Au-Ag; Au-Zn et Au-Hg (hautes valeurs Au).	**Métaux**: Au-As-Sb-W ± Ag *Au:Ag = ~15* Teneurs Au varie de 1,0 à 14,7 ppm Au et plus élevées dans löllingite.	**Métaux**: Au-As ± Bi ± Te ± Sb ± Ag *Au:Ag = 15* Teneurs élevées Au associées au mudrock grahiteux et formation de fer.	**Métaux**: Au-As-Ag ± Sb ± Cu ± Pb ± Zn *Au:Ag = 0,07*	**Métaux**: Au-Ag ± Bi ± W ± Mo ± Pb
Assemblage d'altération	• Altérations proximales: silicification, altération potassique et carbonatation. • Roches sédimentaires altérées biotite-carbonate, dykes magnésiens biotitisés et basaltes altération en carbonates; séricitisation des plagioclases. • Forte altération biotite aux épontes des veines. • Porphyroblastes hornblende-grenat (calco-silicate?) possible altération anté- métamorphisme et anté-déformation. • Faible tourmalinisation et sulfurisation. • Fort gain K2O et perte en Na2O. • Altération tardive en carbonates. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO-SR-ML **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Sulfurisation**, SF	• Altération proximale carbonatation intense (ankérite) et sulfures. • Silicification de la roche encaissante. Silicification, carbonatation, sulfurisation et tourmalinisation en veines et veinules de quartz-ankérite ± tourmaline ± fuchsite ± sulfures. • Localement forte biotitisation accompagne ankéritisation dans zones aurifères haute teneur (p. ex. indice K). • Altération tardive en arsénopyrite. **Silicification**, QZ-CQ **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Biotitisation**, BO **Sulfurisation**, SF	• Roches volcaniques mafiques altérées biotite-actinote ± carbonates. • Biotite: altération potassique • Actinote: altération calco-silicatée ou magnésienne. • Magnétite accompagne zones altérations potassiques formant anomalies magnétiques positives aplomb de l'indice. • Veinules et veines quartz-calcite avec épontes épidote. **Oxydation**, MG-IL-HM **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR	• Trois altérations séquentielles: 1) hématitisation-damouritisation; 2) altération potassique; 3) altération propylitique. • Tourmaline interprétée comme précoce p/r événement déformation (D1). • Association entre altération chlorite et pyrite, et entre altération épidote et chalcopyrite. **Tourmalinisation,** TL(B)-QZ (précoce); **Séricitisation**, SR **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Potassique**, FK-BO	• Enveloppe altération échelle km conforme à la stratification: 1) altération silicieuse veinules et stockwerk quartz; 2) altération alumineuse porphyroblastes andalousite et de sillimanite; 3) altération potassique microcline-biotite. • Dravite-actinote-arsénopyrite dans les pegmatites. **Silicification**, QZ-CQ **Alumineuse**, SM-AD-CD-KY **Potassique**, FK-BO **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ	• Deux d'altérations: 1) propylitique: chlorite et/ou épidote pénétrative ou imprégnation dans réseaux fractures; 2) silicification: imprégnation de quartz. • Propylitique dans paragneiss: séricite-épidote-sphène-chlorite-albite ± pyroxène; pegmatite: épidote. **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Silicification**, QZ-CQ **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Alumineuse**, SM-AD-CD-KY **Sulfurisation**, SF	• Altérations concentriques dans l'intrusion. • Séricitisation (phyllique?) pervasive dans zone de cisaillement. • Biotitisation dans dykes dioritie et enclaves mafiques. • Carbonatation (ankérite-calcite) dykes dioritie ou veinules. • Chloritisation distale pervasive et stockwerk (propylitique?). Enrichissement K2O-SiO2-Cu-As-Rb-Ni ± S + Fe2O3 + Ba ± Rb et pertes Na2O-MgO-CaO-Sr. **Sericitisation**, SR **Potassique**, FK-BO **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Sulfurisation**, SF **Oxydation**, MG-IL-HM	• Altérations complexes transposées dans S2. • Biotitisation pervasive; veinules tourmaline magnésienne (dravite) ± fluorite; silicification veinules quartz ou remplacement; veinules microcline ou amas irréguliers; bandes muscovite tardive et; veines dykes plagioclase-actinote-quartz. • Or natif associée zones riches biotite magnésienne (phlogopite). • Enrichissement Na2O et appauvrissement MgO et CaO. **Magnésienne**, PH-DS-AC-TM **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Sericitisation**, SR **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR	• Altération précoce fer-manganèse. • Altération calco-silicatée et tourmalinisation veines/veinules recoupant lithologies. Dykes porphyriques coupent veines. • Altération potassique-sodique distale aux veines/veinules. Remplacement roche primaire plagioclase-albite et biotite. • Sulfurisation-sillicification (silica flooding) associées pièges structuraux D2. • Altération propylitique factures ou veines/veinules séricite, chlorite, prehnite ou épidote. **Fe-Mn**, HB-GR-PC; **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Sulfurisation**, SF **Silicification**, QZ-CQ **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC	• Silicification et biotitisation pénétratives accompagnées d'amphiboles grossiers. • Séricitisation des plagioclase dans les horizons felsiques. • Silicification sous forme de veines, veinules ou brèches à ciment quartz ± tourmaline ± chlorite ± amphibole ± actinote ± biotite ± grenat. • Faible altération grenat pénétratif? **Silicification**, QZ-CQ **Biotitisation**, BO **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Sericitisation**, SR **Grenatisation**, GR	• Silicification (cisaillements et veines), altérations potassique et calco-silicaté bordure des veines et affectant la roche encaissante. • Altération propylitique suspectée. • Minéraux en ordre d'importance: actinote/hornblende-biotite-quartz-chlorite-albite-hématite-épidote-K-feldspaths-séricite-calcite. • Tourmaline et scheelite local. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Calco-silicaté**, DP-AC-BO-GR **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Hématisation**, HM **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ
Faciès métamorphique	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique associée à phases déformations D1 et D2 en raccourcissement (cisaillement ductile et plissement).	**Schistes verts** • Minéralisation serait pré- à syn-métamorphique associée à phase déformation D1. • Partie minéralisation pourrait être syn-métamorphique à déformation D2.	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermale associé à un dyke tonalitique à granodioritique porphyrique synvolcanique. • Partie minéralisation pourrait être syn-métamorphique à déformation D1 ou D2. • Même faciès métamorphique roches encaissantes gîte Eau Claire.	**Supérieur des schistes verts.** • Minéralisation serait pré-métamorphique associée à mise en place Diorite porphyrique du lac Ell. • Pré- ou syn-métamorphique associée à phase de déformation D1.	**Supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique associée à phase de déformation D2 ou tardi-métamorphique magmato-hydrothermale associée Intrusion de Cheechoo (?). • Intensité métamorphisme augmente vers est (S.-province de l'Opinaca).	**Supérieur des amphibolites.** • Majorité minéralisation serait syn-métamorphique (syn-pic D2). • Une partie pourrait être tardi-métamorphique. • Varie amphibolite inférieur aux granulites. • Métamorphisme localement "télescopé " avec juxtaposition serrée faciès élevés avec faciès moins élevés.	**Schistes verts à supérieur des schistes verts.** • Partie minéralisation serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermale associée intrusion porphyrique synvolcanique Tonalite de La-Grande-Sud. • Autre partie minéralisation serait syn-métamorphique associée phase déformation D2 (pré- à syn-D2). • Remobilisation durant phase déformation D2 (?).	**Moyen des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique associée phase déformation D1. • Partie de la minéralisation aurifère syngénétique (?) • Remobilisation durant phase déformation D2. • Gîte localisé près isograde schistes verts.	**Moyen à supérieur des amphibolites.** • Majeure partie minéralisation serait syn-métamorphique associée phase de déformation D2. • Une partie minéralisation pré- à syn-métamorphie (précoce à D2). • Remobilisation (introduction Au?) durant phase déformation D3.	**Supérieur des schistes verts à moyen des amphibolites.** • Une partie minéralisation, disséminée et stratiforme, serait pré-métamorphique d'origine exhalative (épithermale?). • Autre partie minéralisation, veines et veinules de quartz ± tourmaline, possiblement syn-métamorphique associée à phase(s) de déformation.	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait syn-métamorphique associée à phase de déformation tardi-archéenne (< 2683 Ma ?).
Rétromorphose	Amphibole -> Chlorite			Pyroxène -> Amphibole	Amphibole -> Chlorite		Biotite -> Chlorite	Biotite -> Chlorite; Plagioclase -> Calcite	Amphibole -> Chlorite	Amphibole -> Chlorite	Amphibole -> Chlorite
Références sélectionnées	Vigneau (2011); Vachon et Ouellete (2012); Moukhsil et al. (2001; 2003); Moukhsil (2000); Daigneault (1998); Bambic et Tremblay (1998).	Moukhsil et al. (2003); Gauthier (2000); Gauthier et Larocque (1998); Labbé et Grant (1998); Flamand et Lanthier (1996); Lanthier et Simard (1995).	Quirion (1996); Labbé et Grant (1998); Jourdain (1998); Jourdain et Morin (1999); Gauthier (2000); Moukhsil et al. (2007).	L'Heureux (2001); Bécu et al. (2008); Bandyayera et al. (2010); Fontaine et al. (2017); Prud'Homme (2017).	Kendle et Tolhurst (2007); Kendle et al. (2008); Bandyayera et al. (2010); Fontaine et al. (2017).	Boudreau et Allou (2006); Tremblay et L'Heuruex (2008); Bandyayera et al. (2010); Barbes et Demers (2012).	Mercier-Langevin et al. (2012); Roy et al. (2008); Bandyayera et al. (2016); Cayer (2003); Goutier et al. (2002); L'Heureux et Blanchet (2001); Costa (2000).	Fleury et al. (2021); Champigny et Nieminen, R. (2021); Fleury, (2019); Fleury et al. (2019; 2018); Vadnais-Leblanc et al. (2017); Lavallée et Lavallée (2004); Goutier et al. (2000).	Bogatu et Huot (2018); Bogatu, (2017); Bogatu et al. (2016); Cayer (2003); Goutier et al. (2002); L'Heureux et Blanchet (2001); Costa (2000).	Goutier et al., 1998; Borduas, 1990 et 1991; Chainey et al., 1991	Huot (2021; 2021); Goutier et al. (1999); www.harfangexploration.com

Tableau synthèse final - Description des gisements, gîtes et indices Au ± Cu ± Mo d'Eeyou Istchee - Baie-James

			Sous-province de La Grande, Domaine de la Grande Rivière					
Corps minéralisé	**Pierre/Gordie/Benoit/Will**	**Zone Marco**	**Zone Contact Ouest**	**Mythril**	**Firecracker (Porphyre de Tilly)**	**Sao**	**Ouf**	**Lingo 3 Ouest (Secteur Lingo)**
Localisation	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière	Sous-province de La Grande, Domaine de La Grande Rivière
Description sommaire	Réseau de veines et veinules ou stockwerks de quartz-carbonates ± sulfures aurifères associés à des cisaillements fracturés et altérés ou zones de brèches associés à une intrusion potassique intermédiaire.	Disséminations aurifères dans une métadacite cisaillée contenant des niveaux centimétriques à métriques à sulfures disséminées.	Disséminations et veinules aurifères dans séquence d'amphibolites et paragneiss cisaillés, associées à une zone de déformation régionale majeur délimitant ces deux unités.	Disséminations, remplissage de fractures et veines ou veinules cuprо-molybdénifères ± Au ± Ag dans intrusion tonalique à granodioritique.	Brèches hydrothermale ou stockwerks à quartz-sulfures molybdéno-cuprifères ± Au ± Ag encaissés dans une intrusion tonalitique porphyrique (QFP).	Stockwerks de veines de quartz-sulfures molybdéno-cuprifères ± Ag ± Au, plaquage de fractures ou amas dans une intrusion tonalique à granodioritique.	Sulfures disséminés, en filonnets, semi-massifs à massifs cuprp-argentifères ± Pb ± Zn contenus dans rhyolite bréchifiée au sommet empilement sédimentaire recouverts de laves mafiques métamorphisées.	Veines quartz ± carbonates aurifères déformées et zones schisteuses à sulfures aurifères disséminées dans une rhyodacite ou une tonalite.
État	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice non travaillé***	***Indice travaillé***	***Indice travaillé***
Taille (tonne)								
Roches encaissantes	Encaissée dans intrusions homogène porphyrique de composition monzonnitique à monzodiorítique, qui elles sont encaissées dans roches sédimentaires (wacke-conglomérat-formation de fer) de la Formation d'Ekomiak. • Intrusion monzodiorite; Âge: 2712,4 ±1,4 Ma. • Conglomérat polygénique Formation d'Ekomiak; Âge: <2714 Ma.	Encaissée majoritairement dans métadacite et en moindre partie dans andésite basaltique amphibolitisée et dyke felsique QFP: • Volcanite dacitique (tuff) Formation de Corvette; Âge: 2742 ± 28 Ma	Encaissée majoritairement dans amphibolites (basalte à andésite) forement déformées et altérées, et accessoirement dyke felsique QFP et métasédiments (paragneiss). • Volcanite dacitique (tuff) Formation de Corvette; Âge: 2742 ± 28 Ma • Wacke interlité formation de fer Formation de Marbot; Âge: <2702 ±2 Ma.	Encaissée en bordure sud d'une intrusion tonalitique à granodioritique foliée à gneissique. • Intrusion "*Batholite de Mythril* "; Âge: 2717 ± 4 Ma. • Conglomérat Formation de Magin; Âge: <2720,5 ±2,7 Ma .	Encaissée dans brèche hydrothermale, associée à une intrusion polyphasée tonalitique à diorítique massif à porphyrique. • Tonalite Intrusion de Moly; Âge: 2745,8 ± 0,8 Ma • Dyke QFP Intrusion de Moly; Âge: 2740,3 ± 4,3 Ma.	Encaissée en bordure sud d'une intrusion polyphasée tonalitique à granodioritique faiblement foliée. • Tonalite Pluton de Semonville; Âge: 2746 ± 5 Ma • Volcanite dacitique (tuff) Formation de Corvette; Âge: 2742 ± 28 Ma.	Encaissée dans rhyolite massive à lobée et bréchifiée, et moidre partie formations de fer et chert (niveaux exhalatifs) de la Formation de Mintisch. • Rhyolite Formation de Mintisch; Âge: 2846 ±6,5 Ma.	Encaissée dans intrusions tonalitiques sub-volcaniques ou roches felsiques rhyodacitiques porphyriques calco-alcalines recoupées par dykes gabbro et diorite. • Groupe d'Aquilon, non daté. • Complexe de La Forge; Âge: 2840,7 ± 0,9 Ma.
Structure	• Interprétation mise en place minéralisation: 1) associée à des fluides magmatique-hydrothermal bréchifiant et fracturant l'intrusion; 2) veines quartz-carbonates dans cisaillements aurifères orogéniques. • Réseau de veines et veinules ou des stockwerks de quartz-carbonates recoupe l'intrusion. • Indice Pierre = enveloppe minéralisé situé près du contact de l'intrusion et orientée N214°/80°, • Autres zones minéralisées (Gordie, Benoit, Benoit Extension et Will) = enveloppes minéralisées orientées N080°/45°-90°. • Lac Merlerk masque faille majeure limitant 2 domaines métamorphiques. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 214/80; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place contrôlée majoritairement par la structure. • Minéralisation associée zone de déformation longitudinale parallèle (*oreshoot*) allongées selon linéation d'étirement plongement abrupt NO et charrière plis d'entraînement « Z ». • Lentilles Marco-est et Marco-ouest (*oreshoot*) allongées selon linéation d'étirement plongement abrupt NO et charrière plis d'entraînement « Z ». • Diversité et hétérogénéité lithologique plus accrue. **Morphologie**: Lenticulaire régulier; **Direction**: 324/78 (*oreshoot*, linéation); **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place contrôlée majoritairement par la structure. • Minéralisation associée zone de déformation longitudinale parallèle 50/S1 (N290/75) et sulfures disséminés alignés // plans de schistosité. • Zone de déformation contact entre conglomérat polygénique et volcaniques suposant contrôle stratigraphique à l'échelle régionale. **Morphologie**: Tabulaire régulier; **Direction**: 290/75; **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place associée intrusion. • Enveloppe minéralisée basse teneur orientée N080 avec pendage modéré 50 vers le sud. • Pendage suit contact érodé de l'intrusion (avec les métasédiments Formation de Magin). **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 080/50; **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place associée intrusion ou précoce à évènement de déformation. • Failles profondes ENE corridor structural Wemindji-Caniapiscau rôle mise en place intrusions? • Linéaments régionaux: deux directions préférentielles 1) N070 et N150. • Linéaments propriété: deux directions préférentielles 1) N070 et N110 = fracturation pré-à synminéralisation. • Corridor brèches Firecracker et Inter-Yogi/ Boubou-Alix/BB orientées N100. • Filons de quartz minéralisés sont associés faille normale N070-N080. **Morphologie**: Lenticulaire irrégulier; **Direction**: 100/75; **Structure 1**: Brèche; **Structure 2**: Stockwerk	• Interprétation mise en place synvolcanique associée intrusion synvolcanique ou précoce à évènement de déformation. • Enveloppe minéralisée NE-SO, // foliation principale. • Veines coupent souvent foliation. • Stockwerk orientations multiples (N010°, N030°, N250°, N300°, N340°) et épaisseurs entre 1-90 cm ou plaquage fractures. • Relations recoupement mutuelles indiquant mise en place contemporaine. **Morphologie**: Lenticulaire irrégulier; **Direction**: 250/75; **Structure 1**: Stockwerk; **Structure 2**: Fractures	• Interprétation mise en place associée au volcanisme felsique. • Minéralisation irrégulière disséminée, stockworks, filonnets, semi-massive à localement massive discordante à semi-concordante. • Stratigraphie NO-SE avec pendages 50° à 60° vers NE. • Fragments conservent forme primaire avec degré aplatissement nul. • Déformation concentrée niveaux exhalatifs et sédimentaires au contact. • Plis parasitiques isoclinaux Z plongent à 55° vers NE/ENE. **Morphologie**: Tabulaire irrégulier; **Direction**: 135/99; **Structure 1**: Disséminée; **Structure 2**: Veines/Veinules	• Interprétation mise en place associée au volcanisme bimodale felsique-mafique. • 2 types de minéralisation: 1) veines quartz ± carbonates plissées et boudinées selon Lé (N014/23) avec épaississement dans charnière plis isoclinaux associés à foliation principale dans le Corridor anastomosé (?) aurifère du Loup (orienté N240); 2) bandes felsiques ou mafiques schisteuses à sulfures disséminés à semi-massifs avec veinules et filonnets quartz. • Foliation principale S2 pénétrative (250/27) et Lé dominante. • *Oreshoot* minéralisé en forme de crayon (dans la plongée). **Morphologie**: Cylindrique irrégulier; **Direction**: 250/27; **Structure 1**: Veines/Veinules; **Structure 2**: Stockwerk
Assemblage de minéralisation	• 1 et 20 % pyrite disséminée à ± semi-massive, veinules et amas mm, 1% chalcopyrite, traces à 1% galène, sphalérite, pyrrhotite et or libre (ass. à pyrite ou silicates). • Sulfures dans les veines/veinules quartz-carbonates et épontes. • PY-CP-Au ± GL ± SP ± PO ± TB • HM-MG • Au	< 10 % sulfures et or finement disséminés (7 % arsénopyrite, 4 % pyrite, 3 % pyrrhotite, traces de chalcopyrite, d'or natif et de stibnite). • **Âge minéralisation**: 2663 ±13 Ma • PY-AS-PO-CP-Au • AS-PY-PO-Au • AS-PY-Au • PY	5 % à 15 % arsénopyrite, pyrrhotine, pyrite ± chalcopyrite ± ilménite ± magnétite accompagnée d'or natif. • AS-PO-PY-Au	1% chalcopyrite, molybdénite, magnétite avec traces de bornite ± pyrite ± malachite disséminées, veines/veinules ou filonnets, amas irréguliers, bande semi-massive ou associés veines de quartz encaissés dans intrusion, injections granite pegmatique ou schiste à séricite. • CP-MG-MO • CP-MG-MO-BN • BN-MO • PY-CP • MC	1-2% molybdénite, chalcopyrite, pyrite, sphalérite, bornite, pyrrhotite ± digénite ± covellite ± malachite ± bismuthinite ± bismuth natif ± tellurure de bismuth-argent (Te-Bi-Ag) en filons ou amas semi-massifs ou stockwerk veinules mm à cm ou dans intrusion. • **Âge minéralisation**: 2576 ±34 Ma • PY-PO • MB-CP-SP-Bi-Au-Ag-Te • BN-PY • DG-CV-MC	Traces à 15 % molybdénite, traces à 3 % chalcopyrite, traces à 2 % malachite, traces chalcocite, cuivre natif et ferrimolybdite. Traces pyrite disséminée dans intrusion. • PY • MO-CP-MC-Cu	Pyrite, chalcopyrite, sphalérite, galène et pyrrhotine disséminés, sous forme de stockwork, en veinules et filonnets, semi-massifs et plus localement massifs. • PY-SP-CP • PY-SP-GL-CP • CP-PY-SP-GL	• Veine: 1 % or natif, Traces à 2 % pyrite, traces à 1% sphalérite, traces à 1 % pyrrhotite et traces de magnétite, galène et tellurures d'argent disséminées. • Bandes schisteuses: 1 à 30 % pyrite et pyrrhotite ± sphalérite ± chalcopyrite disséminés à semi-massifs ou veinules et filonnets. • PY-Au-SP-PO (veines) • PY-PO-Au (bandes schiseuses)
Composition de la minéralisation	**Métaux**: Au-Ag-Te-Cu-Bi-Pb-Zn	**Métaux:** Au-As-Sb ± Ag ± Cu *Au:Ag = 2,6 à 25* Teneurs aurifères proportionnelles intensité déformation et présence pyrite, arsénopyrite, grenat et titanite.	**Métaux**: Au-As-Sb ± W ± Ag *Au:Ag = 10*	**Métaux**: Cu-Au-Mo-Ag-Bi-Te-W-Re *Au:Ag = 0,025*	**Métaux**: Mo-Bi ± Cu ± Au ± Ag ± Te ± Zn *Au:Ag = 0,15*	**Métaux**: Mo-Cu ± Ag ± Au ± Bi *Au:Ag = < 0,01*	**Métaux**: Cu-Ag-Pb ± Zn	**Métaux**: Au-Ag ± Te ± Pb ± Cu ± Zn *Au:Ag = < 0,5 (variables)*
Assemblage d'altération	• Indice Pierre présente altération plus intense = carbonatation, chloritisation et sulfurisation. • Forte silicification (veines et épontes), matrice intrusif intensément altérée carbonates (dolomie) ou veines ankérite, damouritisation ou séricitisation intense ou albitisation associée à cette carbonatation. • Matrice plus altérée que phénocristaux, intrusion porphyrique congestionné (crowded porphyry; Sillitoe, 2010). • Chloritisation sous forme brèche à l'Indice Pierre. • Hématisation sur certains indices. **Silicification**, QZ-CQ **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Sulfurisation**, SF **Séricitisation**, SR **Oxydation**, MG-IL-HM	• Altération pré- à syn-métamorphique microcline-amphibole-grenat. • Stage 1a: altération pénétrative quartz-plagioclase-feldspath-K-biotite-hornblende-grenat ± magnétite ± ilménite ± titanite. • Stage 1b: altération quartz-feldspath-K-plagioclase-grenat ± tourmaline ± titanite veines. • Stage 2: séricite-plagioclase-biotite-chlorite-feldspath-K ± albite ± calcite ± épidote veinules recoupant ou parallèles S0/S1. • Stage 3: épidote-feldspath-K-calcite veinules et brèches. • Enrichissement K, Ca, Mn, Si, Au, As, Cu, Sb et perte Fe, Sr et Na. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Oxydation**, MG-IL-HM **Tourmalinisation**, TL(B)-QZ **Sulfurisation**, SF	• Stage 1: Altération pénétrative pré- à syn-métamorphique microcline-amphibole-quartz-plagioclase ± titanite recristallisés et alignés // foliation principale S0/S1. • Stage 2: Séricitisation du plagioclase, chloritisation de la biotite veinules de carbonates-épidote associée remobilisation tardive. **Potassique**, FK-BO **Silicification**, QZ-CQ **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Oxydation**, MG-IL-HM **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN **Épidotisation**, EP	• Silicification et altérations phylliques et potassiques (biotite + magnétite ± muscovite). • Pénétrative dans zones dm à m qui se répètent sur dizaines à centaines de mètres. • Muscovite et biotite sont foliées. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Sericitisation**, SR **Oxydation**, MG-IL-HM	• Silicification sous forme de veines. • Altération principale potassique: biotite-microcline pervasive ou veine et en veinules (biotite-quartz ou quartz-microcline). • Faible altération phylliteuse: séricitisation plagioclase ± pyrite. • Altération potassique postérieure à altération phylliteuse. • Hématisation intense intrusion ou veinules et faible épidotisation veines/veinules non associées à minéralisation. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Sericitisation**, SR **Sulfurisation**, SF **Hématisation**, HM **Épidotisation**, EP	• Silicification sous forme de veines. • Faible altération potassique épontes des veines visible par auréole centimétrique: feldspath potassique (microcline)-albite. • Plagioclase partiellement séricitisé et paillettes de muscovite. • Chlorite et calcite rétrograde. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Sericitisation**, SR **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO) **Carbonatation**, CC-AK-DM-SD-MN	• Silicification pénétrative des fragments de rhyolite. • Chloritisation ± amphibole ± minéraux micacés (séricite?) aux pourtours des filonnets de sulfures et dans matrice des brèches rhyolitiques sulfurées. • Lessivage en alcali (concentration combinée en CaO, Na20 et K20 < 0,4 %) et apport en Fe et Mg. **Silicification**, QZ-CQ **Chloritisation**, CL(-GR-AM-BO)	• Silicification pénétrative tonalite et rhyodacite. • Altération potassique intense (séricitisation et biotitisation), pyritisation et épidotisation cm à dm bordure veines. • Altération propylitique de la tonalite (muscovite-séricite-épidote-quartz-calcite-sulfures). • Altération alumineuse pénétrative bandes schisteuses (grenat ± sillimanite ± andalousite ± kyanite). • Localement zone de lessivage. **Silicification**, QZ-CQ **Potassique**, FK-BO **Sericitisation**, SR **Sulfurisation**, SF **Propylitisation**, AB-SR-EP-CL-CC-SF **Alumineuse**, SM-AD-CD-KY
Faciès métamorphique	**Inférieur des schistes verts à amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermal associé à une intrusion monzodiorítique. • Autre partie minéralisation (?) serait syn-métamorphique associée phase déformation plus tardive p/r mise en place de l'intrusion.	**Moyen des amphibolites.** • Minéralisation serait pré- à syn-métamorphique associée à phase(s) de déformation D1 ou D2 ou les deux phases (surimpression). • Remobilisation tardive d'une partie de la minéralisation. • Pic métamorphique estimé à 2632 ±7 Ma.	**Moyen des amphibolites.** • Minéralisation serait pré- à syn-métamorphique associée à phase(s) de déformation D1 ou D2 ou les deux phases (surimpression). • Pic métamorphique estimé à 2632 ±7 Ma.	**Amphibolite.** • Minéralisation serait pré-métamorphique, d'origine-magmato-hydrothermale et associée intrusion tonalitique à granodioritique oxydée nommé informellement "*Batholithe de Mythril*".	**Schistes verts.** • Minéralisation serait pré-métamorphique d'origine magmato-hydrothermale et associée intrusion tonalitique de Moly. • Précoce à contemporain évènement déformation: réseau failles néoarchéennes ENE.	**Moyen à supérieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique et d'origine magmato-hydrothermale associée à intrusion porphyrique synvolcanique, Pluton de Semonville. • Précoce à contemporain à évènement de déformation (veines coupent parfois cette foliation principale).	**Supérieur des schistes verts à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique et associé au volcanisme (sulfures exhalatifs, syngénétique).	**Supérieur des schistes verts supérieurs à inférieur des amphibolites.** • Minéralisation serait pré-métamorphique et associé au volcanisme (épithermale ou volcanogène?). • Contribution aurifère orogénique possible.
Rétromorphose		Feldspath -> Séricite	Feldspath -> Séricite	Feldspath -> Séricite		Feldspath -> Séricite Biotite -> Chlorite		Feldspath -> Séricite; Amphibole -> Chlorite.
Références sélectionnées	Oswald, 2018; Pearson, 2014; Beauregard, 2000; Lévesques, 1999. Goutier et al., 1998; www.harfangexploration.com	Goutier et al. (2021); Bandyayera et al. (2014); Aucoin et al. (2012); Aucoin, (2008); Perry (2005); Oswald (2004).	Goutier et al. (2021); Aucoin et al. (2012); Oswald (2011); Perry (2005); Oswald (2004).	Trépanier (2019); Romain et Larivière (2019); Bandyayera et al. (2013).	Bandyayera et al. (2013); Chapon, (2011); Chapon et al. (2010); Desbiens (2001); Desbiens (1998); Leclerc et Marcotte (1997)	Goutier et al. (2021); Perry (2005).	Blanchet (2001); Bandyayera et al. (2013).	Quirion (2000); Gauthier et Lapointe (2003); Lapointe (2006); Moar (2011); Simard et Lafrance (2011).

Annexe 4 : Cartes thématiques en format 800 x 600 mm au 1/250 000 du SNRC 33B (Lac Lichteneger)

Retour au texte Retour au texte

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Lichteneger, 33B

N

75°30'0"W 53°0'0"N 75°0'0"W 53°0'0"N 74°30'0"W

52°30'0"N

Secteur Cheechoo

Sous-province d'Opinaca

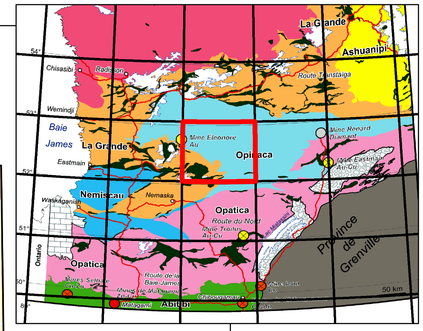
Sous-province de La Grande

Secteur Eau Claire

Secteur Dôme

76°0'0"W 75°30'0"W 52°0'0"N 75°0'0"W 52°0'0"N 74°30'0"W 74°0'0"

0 3.75 7.5 15 22.5 30 Kilometers



État des gîtes

- Mine active
- Gîte
- Indice travaillé
- Indice non travaillé

Formes des gisements

- Amas
- Cylindrique
- Inconnue
- Lenticulaire
- Tabulaire

Sous-Groupes métallogéniques

- Au-Ag-(Cu-Zn)
- Au
- Au-(As)
- Au-As-(Ag-Cu-Zn)
- Au-As(-Sb-W-Bi)
- Au-Cu
- Cu-Au(-Ag-Mo)
- Cu-Zn-Pb(-Au-Ag)
- Mo(-Cu-Au-W-Bi)
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Lichteneger, 33B

N

75°30'0"W 53°0'0"N 75°0'0"W 53°0'0"N 74°30'0"W

52°30'0"N

Secteur Cheechoo

Secteur Eau Claire

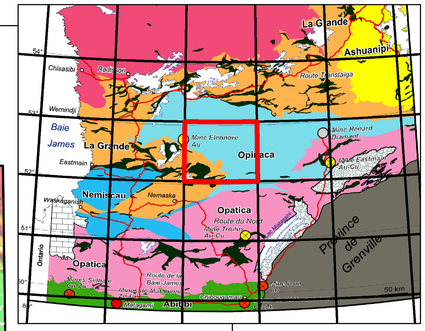
Secteur Dôme

Sous-province d'Opinaca

Sous-province de La Grande

76°0'0"W 75°30'0"W 52°0'0"N 75°0'0"W 52°0'0"N 74°30'0"W 74°0'0"

0 3.75 7.5 15 22.5 30 Kilometers



État des gîtes

- Mine active
- Gîte
- Indice travaillé
- Indice non travaillé

Formes des gisements

- Amas
- Cylindrique
- Inconnue
- Lenticulaire
- Tabulaire

Sous-Groupes métallogéniques

- Au-Ag-(Cu-Zn)
- Au
- Au-(As)
- Au-As-(Ag-Cu-Zn)
- Au-As(-Sb-W-Bi)
- Au-Cu
- Cu-Au(-Ag-Mo)
- Cu-Zn-Pb(-Au-Ag)
- Mo(-Cu-Au-W-Bi)
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Lichteneger, 33B

N

75°30'0"W 53°0'0"N 75°0'0"W 53°0'0"N 74°30'0"W

52°30'0"N

Secteur Cheechoo

Sous-province d'Opinaca

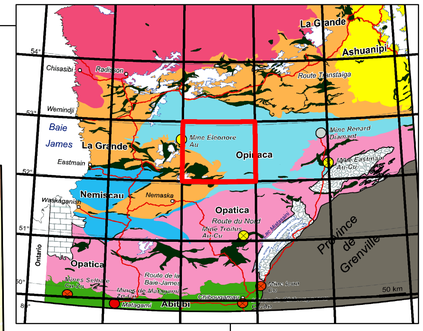
Sous-province de La Grande

Secteur Eau Claire

Secteur Dôme

76°0'0"W 75°30'0"W 52°0'0"N 75°0'0"W 52°0'0"N 74°30'0"W 74°0'0"W

0 3.75 7.5 15 22.5 30 Kilometers



Gisements par Roche

- F1; F2
- I1; I1C; I1D
- I1G
- I2; I2I; I2J
- I3A
- I4
- M16
- M22
- M4
- M8
- QFP
- R3; S5
- S10; S10E; S11
- S1A; S3; S3A
- S4
- S6A
- S9; S9B; S9E
- T2
- V1; V1B
- V2; V2J
- V3; V3B
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Lichteneger, 33B

N

75°30'0"W 53°0'0"N 75°0'0"W 53°0'0"N 74°30'0"W

52°30'0"N

Secteur Cheechoo

Sous-province d'Opinaca

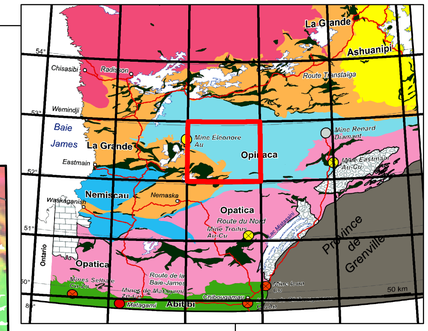
Sous-province de La Grande

Secteur Eau Claire

Secteur Dôme

76°0'0"W 75°30'0"W 52°0'0"N 75°0'0"W 52°0'0"N 74°30'0"W 74°0'0"W

0 3.75 7.5 15 22.5 30 Kilometers



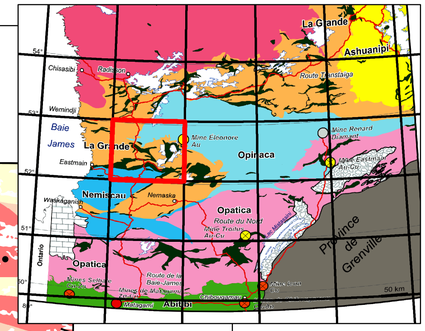
Gisements par Roche

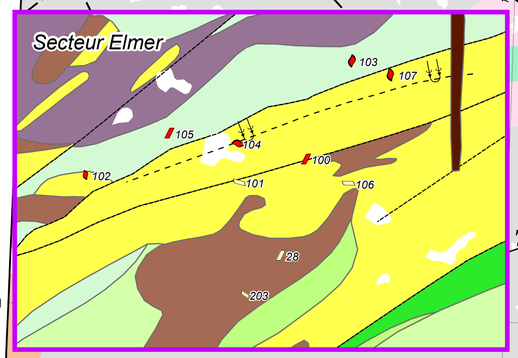
- F1; F2
- I1; I1C; I1D
- I1G
- I2; I2I; I2J
- I3A
- I4
- M16
- M22
- M4
- M8
- QFP
- R3; S5
- S10; S10E; S11
- S1A; S3; S3A
- S4
- S6A
- S9; S9B; S9E
- T2
- V1; V1B
- V2; V2J
- V3; V3B
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

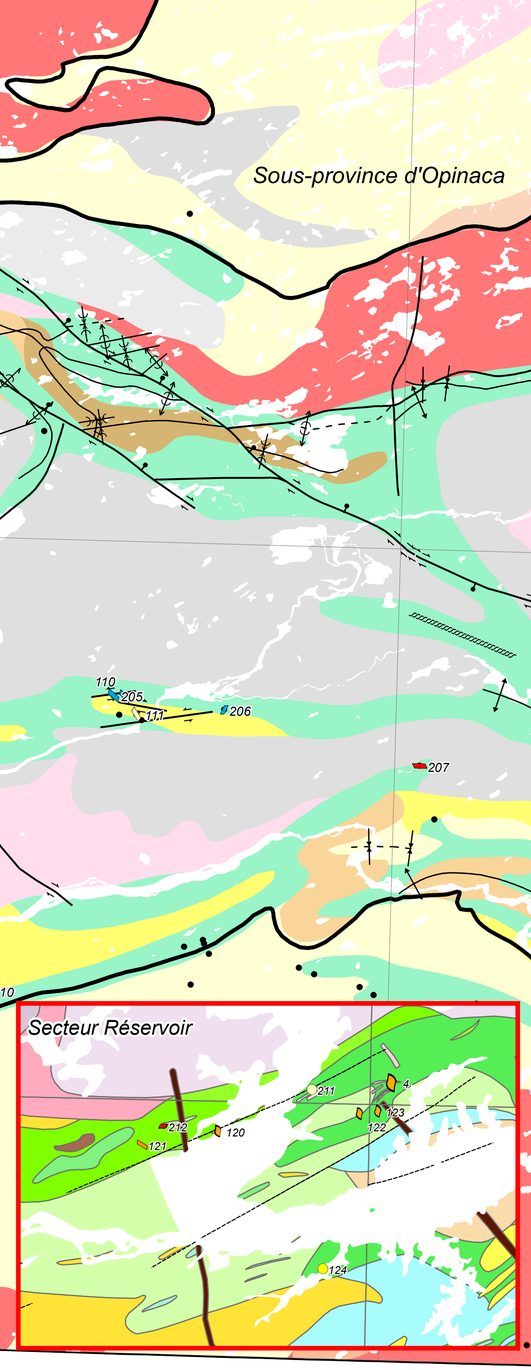
Annexe 5 : Cartes thématiques en format 800 x 600 mm au 1/250 000 du SNRC 33C (Lac Opinaca)

Retour au texte

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Opinaca, 33C







Sous-province d'Opinaca

Sous-province de La Grande

Sous-province de Némiscau

78°0'0"W
77°30'0"W
77°0'0"W
76°30'0"W
53°0'0"N
52°30'0"N
52°0'0"N

0 5 10 20 30 40 Kilometers

État des gîtes

- Mine active
- Gîte
- Indice travaillé
- Indice non travaillé

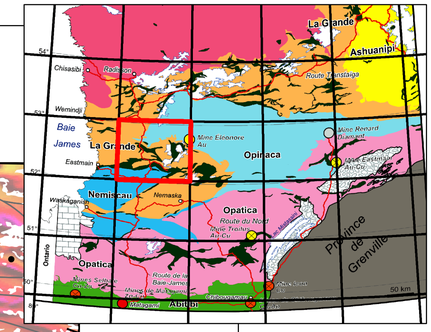
Formes des gisements

- Amas
- Cylindrique
- Inconnue
- Lenticulaire
- Tabulaire

Sous-Groupes métallogéniques

- Au-Ag-(Cu-Zn)
- Au
- Au-(As)
- Au-As-(Ag-Cu-Zn)
- Au-As(-Sb-W-Bi)
- Au-Cu
- Cu-Au(-Ag-Mo)
- Cu-Zn-Pb(-Au-Ag)
- Mo(-Cu-Au-W-Bi)
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Opinaca, 33C



N

78°0'0"W
77°30'0"W
53°0'0"N
77°0'0"W
53°0'0"N
76°30'0"W
52°30'0"N
78°0'0"W
52°30'0"N
78°0'0"W
77°30'0"W
52°0'0"N
77°0'0"W
52°0'0"N
76°30'0"W

Sous-province d'Opinaca

Sous-province de La Grande

Sous-province de Némiscau

Secteur Elmer

Secteur Réservoir

0 5 10 20 30 40 Kilometers

État des gîtes

- Mine active
- Gîte
- Indice travaillé
- Indice non travaillé

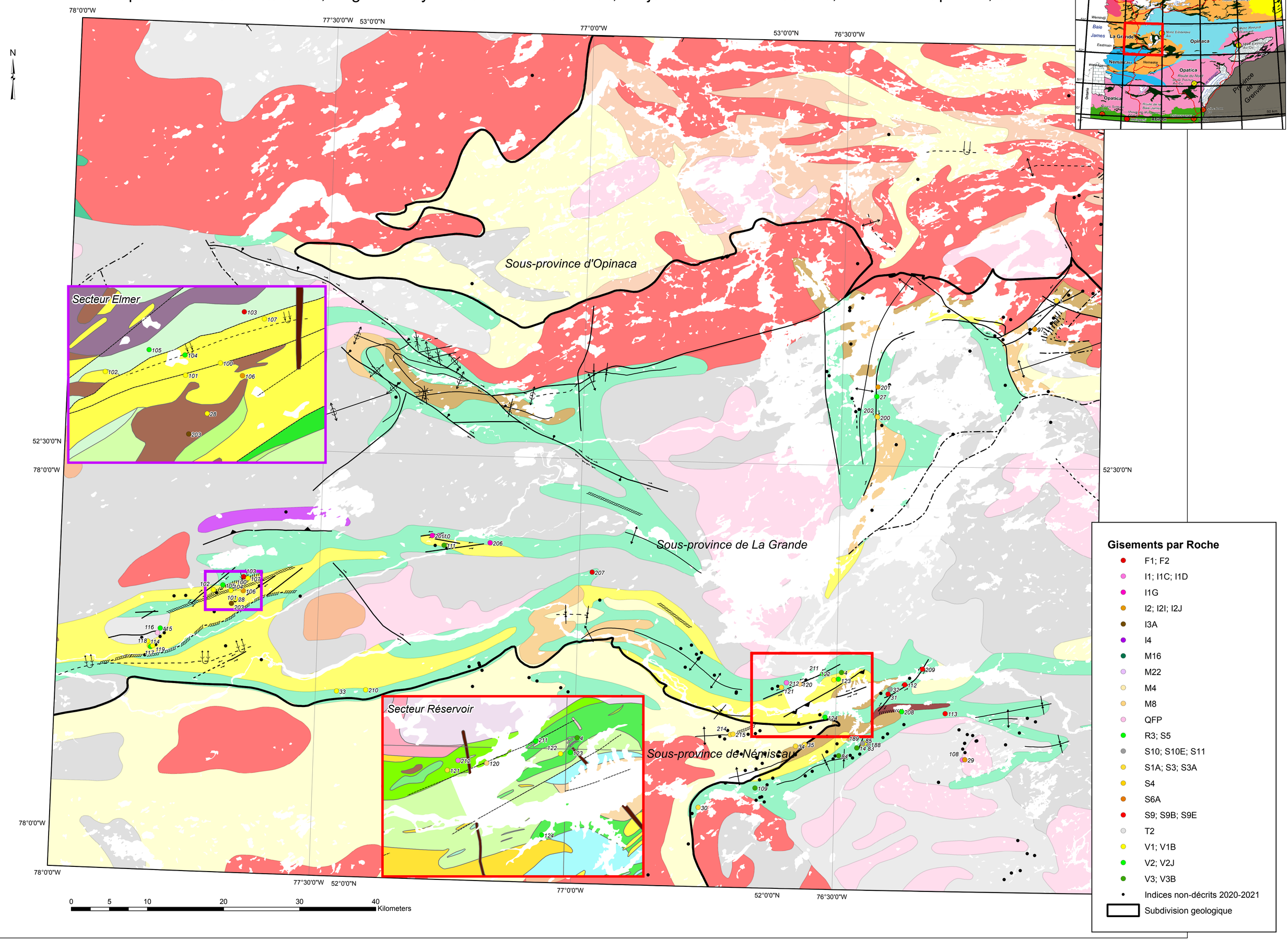
Formes des gisements

- Amas
- Cylindrique
- Inconnue
- Lenticulaire
- Tabulaire

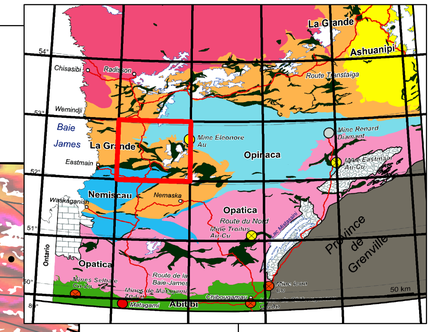
Sous-Groupes métallogéniques

- Au-Ag-(Cu-Zn)
- Au
- Au-(As)
- Au-As-(Ag-Cu-Zn)
- Au-As(-Sb-W-Bi)
- Au-Cu
- Cu-Au(-Ag-Mo)
- Cu-Zn-Pb(-Au-Ag)
- Mo(-Cu-Au-W-Bi)
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique

Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Opinaca, 33C



Corps minéralisés du Québec, Région d'Eeyou Istchee – Baie-James, Projet CONSOREM 2020-03, Feuille Lac Opinaca, 33C



N

78°0'0"W
77°30'0"W
53°0'0"N
77°0'0"W
53°0'0"N
76°30'0"W
52°30'0"N

Sous-province d'Opinaca

Sous-province de La Grande

Sous-province de Némiscau

Secteur Elmer

Secteur Réservoir

0 5 10 20 30 40 Kilometers

Gisements par Roche

- F1; F2
- I1; I1C; I1D
- I1G
- I2; I2I; I2J
- I3A
- I4
- M16
- M22
- M4
- M8
- QFP
- R3; S5
- S10; S10E; S11
- S1A; S3; S3A
- S4
- S6A
- S9; S9B; S9E
- T2
- V1; V1B
- V2; V2J
- V3; V3B
- Indices non-décrits 2020-2021
- Subdivision geologique