

MB 2020-14

Synthèse gîtologique de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans, segments Evans-Ouagama et Storm-Evans

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Synthèse gîtologique de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans, segments Evans-Ouagama et Storm-Evans

Groulier, P.-A., De Souza, S., Daoudene, Y. et Massei, F.

MB 2020-14



Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Synthèse gîtologique de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans, segments Evans-Ouagama et Storm-Evans

Mai 2020

Groulier, P.-A.¹, De Souza, S.¹, Daoudene, Y.², Massei, F.²

1- Université du Québec à Montréal (UQÀM)

2- Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN)

Résumé

La ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (CFE) est l'une des plus vastes ceintures de roches vertes archéennes au Québec. Elle fait partie de la Sous-province d'Opatika et est située à proximité de reliques de croûte plus ancienne de type TTG (~2,9-2,8 Ga). Elle est subdivisée en une séquence de base à dominance volcanique (le Groupe d'Evans, ~2,75 Ga) qui montre un mélange de signature calco-alcaline et tholéiitique, et une séquence supérieure à dominance sédimentaire (le Groupe de Broadback) qui vient recouvrir de façon relativement concordante les roches volcaniques. L'ensemble est injecté d'un large spectre de roches intrusives synvolcaniques et syntectonique à tarditectoniques. La CFE est reconnue pour la présence de gîtes d'or (mine Troilus), de lithium (Sirmac et Moblan), de Ni-Cu ± EGP (Lac Rocher) et de sulfures massifs volcanogènes (De Maurès, Lessard, Tortigny, Baie Moléon) surtout localisés dans son segment le plus oriental (Frotet-Troilus). Les segments occidentaux et centraux de la CFE, moins explorés, sont cependant hôtes d'indices prometteurs pour la recherche de minéralisations en or, en métaux usuels, ainsi qu'en minéraux et métaux dits critiques ou stratégiques.

Mots Clés : Gîtologie, Archéen, SMV, orogénique, palladium, métaux rares.

Table des matières

1. INTRODUCTION.....	4
1.1. Localisation géographique	4
1.2. Problématique et méthodologie	4
2. GÉOLOGIE RÉGIONALE	8
2.1. Généralités	8
2.2. Travaux antérieurs	11
2.3. Stratigraphie de la CFE.....	11
3. GÉOLOGIE LOCALE.....	12
3.1. Roches volcaniques et sédimentaires.....	12
3.1.1. Groupe d'Evans	12
3.1.2. Groupe d'Assinica	17
3.1.3. Groupe de Broadback	19
3.1.4. Complexe de Rocher	20
3.2. Roches intrusives.....	22
3.2.1. Intrusions syn-volcaniques	22
3.2.2. Intrusions syn- à tardi-tectonique	23
3.2.3. Dykes mafiques tardi-Archéens à Paléoprotérozoïques.....	24
3.3. Structure et métamorphisme	25
3.4. Modèles géotectoniques d'évolution de la ceinture et de ses encaissants	26
4. GÎTOLOGIE	28
4.1. Généralités et classification des gîtes minéraux	28
4.2. Sulfures semi-massifs à massifs à métaux de base (Zn-Cu-Pb ± Ag ± Au)	29
4.2.1. Secteur de Quénonisca.....	30
4.2.2. Secteur de Dana.....	49
4.2.3. Secteur du Lac Evans (Baie du Corbeau)	57
4.2.4. Zones minéralisées dans le Complexe de Rocher.....	62
4.3. Indices associés à des intrusions ultramafiques à mafiques (Pd-Au-Cu et de Fe-Ti-V-P; Ni-Cu-ÉGP)	68
4.3.1. Gîte Eider.....	68
4.3.2. Lac Rocher.....	76
4.4. Indices et gîtes de pegmatites de type « LCT » à métaux rares (Li, Ta, Nb, Sn, Cs, Be, Mo, Rb).....	81
4.4.1. Gîte Sirmac	81
4.4.2. Autres indices de métaux rares (Li-Ta-Sn-Nb) dans des pegmatites de type LCT	87
4.4.3. Conclusion et interprétation.....	89
4.5. Indices d'or filonien	89
4.5.1. Propriété Storm.....	89
4.5.2. Synthèse et interprétation	98
5. INTERPRÉTATION ET CONCLUSION.....	99
5.1. Synthèse et potentiel des minéralisations de sulfure semi-massif à massif à métaux de base (Zn-Cu-Pb ± Ag ± Au) volcanogènes	99

5.2. Minéralisations associées au magmatisme ultramafique à mafique (Pd-Au-Cu, Fe-Ti-V-P et Ni-Cu-ÉGP)	106
5.3. Minéralisations à métaux rares associées au magmatisme différencié	107
5.4. Indices d'or filonien syn-tectonique	111
6. CONCLUSION	112
7. REMERCIEMENTS	113
8. RÉFÉRENCES.....	114

1. INTRODUCTION

1.1. Localisation géographique

La ceinture de roches vertes archéennes de Frotet-Evans (CFE) est localisée à environ 80 km au nord de la Sous-province de l’Abitibi, dans la Sous-province d’Opatica (Fig. 1). Elle s’étend sur environ 300 km avec une largeur variant de 2 à 45 km selon une orientation principale E-O (Fig. 2). Elle correspond à la deuxième plus grande ceinture de roches vertes archéennes du Québec après celle de l’Abitibi. La partie occidentale de la ceinture est accessible par la route de la Baie-James à partir de Matagami, alors que les parties centrale et orientale sont joignables par la route du Nord à partir de Chibougamau.

1.2. Problématique et méthodologie

Les ceintures de roches vertes et les granitoïdes archéens de la Province du Supérieur sont des sources importantes de métaux précieux (Au, Ag, ÉGP - éléments du groupe du platine), de métaux de base (Ni, Cu, Zn, Pb) et de métaux rares (Li, Ta, Nb, W, Cs, Be, ÉTR - éléments du groupe des terres rares) utilisés pour les nouvelles technologies (voir Monecke et al., 2017 pour un résumé de l’importance des réserves de métaux de l’Abitibi). Après avoir été longtemps limités à la Sous-province de l’Abitibi, les travaux d’exploration et de cartographie géologique se sont étendus à la région d’Eeyou-Istchee – Baie-James au cours du XX^{ième} siècle, avec un désenclavement de ce territoire lors de la construction des grands projets hydroélectriques. Un résumé historique de l’exploration minière dans cette région est notamment présenté par Gauthier (2000). Suite à l’exploitation des gisements de la mine Eastmain (Au; 1994-1995) et de Troilus (Au-Cu; 1996-2010) et plus récemment du gisement de classe mondiale d’Éleonore (Au), en production depuis 2014, il est maintenant clair que ce territoire possède un potentiel métallifère important. Cette région possède aussi une activité d’exploration active, en particulier pour l’or, comme l’attestent les découvertes et les travaux récents sur les gîtes aurifères de Chechoo, Eau claire et du secteur Elmer (voir Fig. 2). Le territoire d’Eeyou-Istchee – Baie-James est aussi caractérisé par la présence de la seule mine de diamants au Québec (mine Renard). De plus, elle possède un potentiel non négligeable pour d’autres métaux comme le Cr, le Ni, le Cu et les ÉGP, en plus des métaux rares (Li, Ta, Nb, ÉTR, Be, Mo, W et Sn). Les gîtes de Li de

Whabouchi, Moblan, Sirmac, Rose et Cyr-James Bay Lithium contiennent des ressources importantes pour ce type de métaux.

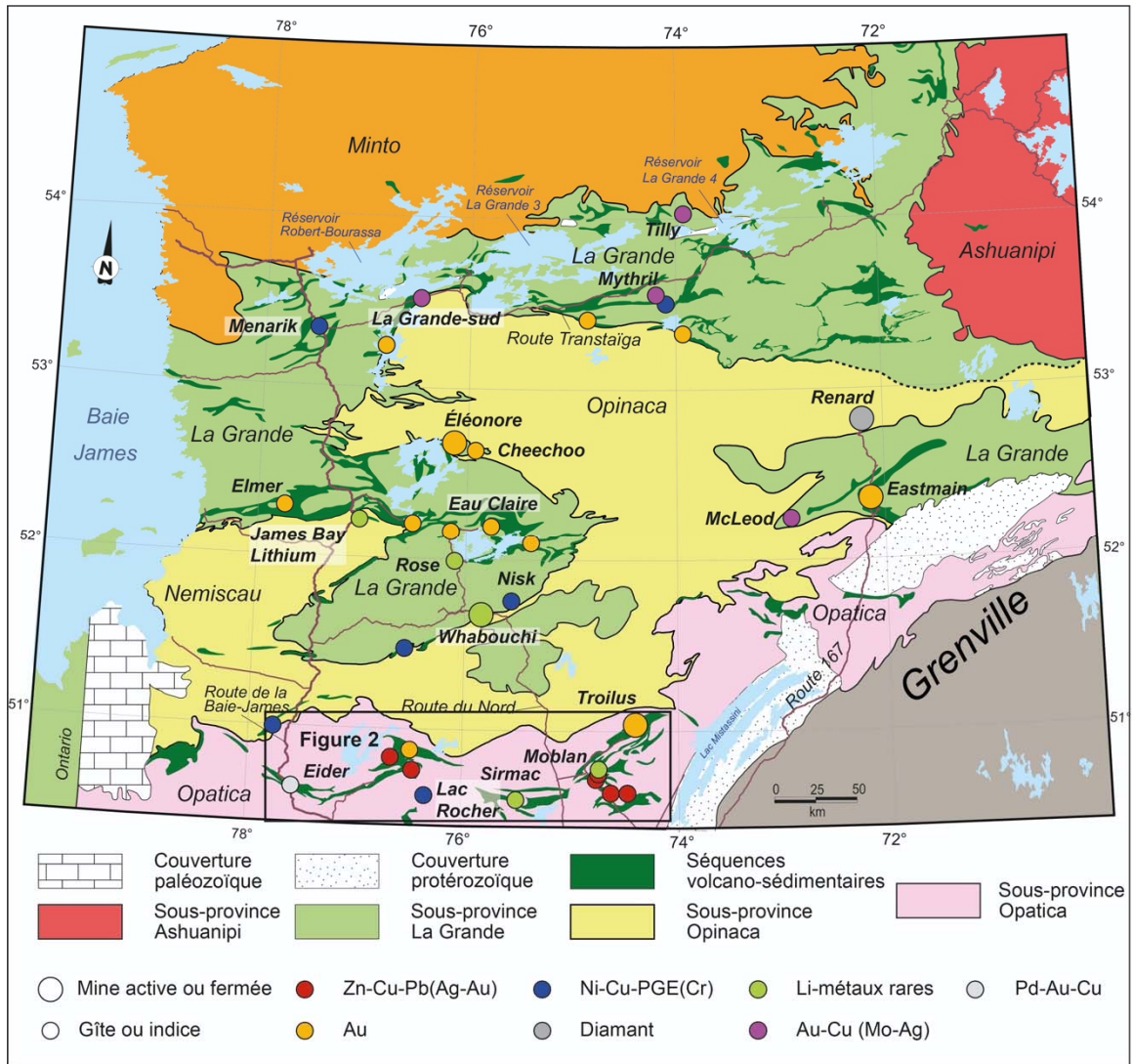


Figure 1 : Carte géologique simplifiée du territoire Eeyou-Istchee – Baie-James et de ses principaux gîtes, indices et mines (modifiée après Thériault et Beauséjour, 2012). La CFE (encadré en noir) est localisée dans la partie sud de la carte.

Ce rapport présente une synthèse gîtologique de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (CFE), une des ceintures volcaniques et sédimentaires les plus accessibles de la région d'Eeyou-Istchee – Baie-James. De par son importante superficie, elle constitue naturellement une cible attractive pour la recherche de nouveaux gîtes, puisque qu'une grande partie de son territoire reste sous-explorée. En effet, la CFE est caractérisée par une extrême hétérogénéité de la répartition des indices minéralisés entre la partie orientale, plus

explorée et le reste de la ceinture (Fig. 2). La partie orientale est caractérisée par la présence de l'ancienne mine d'Au-Cu de Troilus qui a une production historique de 2 Moz d'Au, ainsi que par plusieurs gîtes polymétalliques de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Des travaux récents à l'ancienne mine Troilus ont contribué à délimiter de nouvelles ressources aurifères s'élevant à 4,96 Moz d'Au indiquées et 3,15 Moz d'Au inférées auxquelles s'ajoutent des ressources en Cu et Ag (Daigle, 2020).

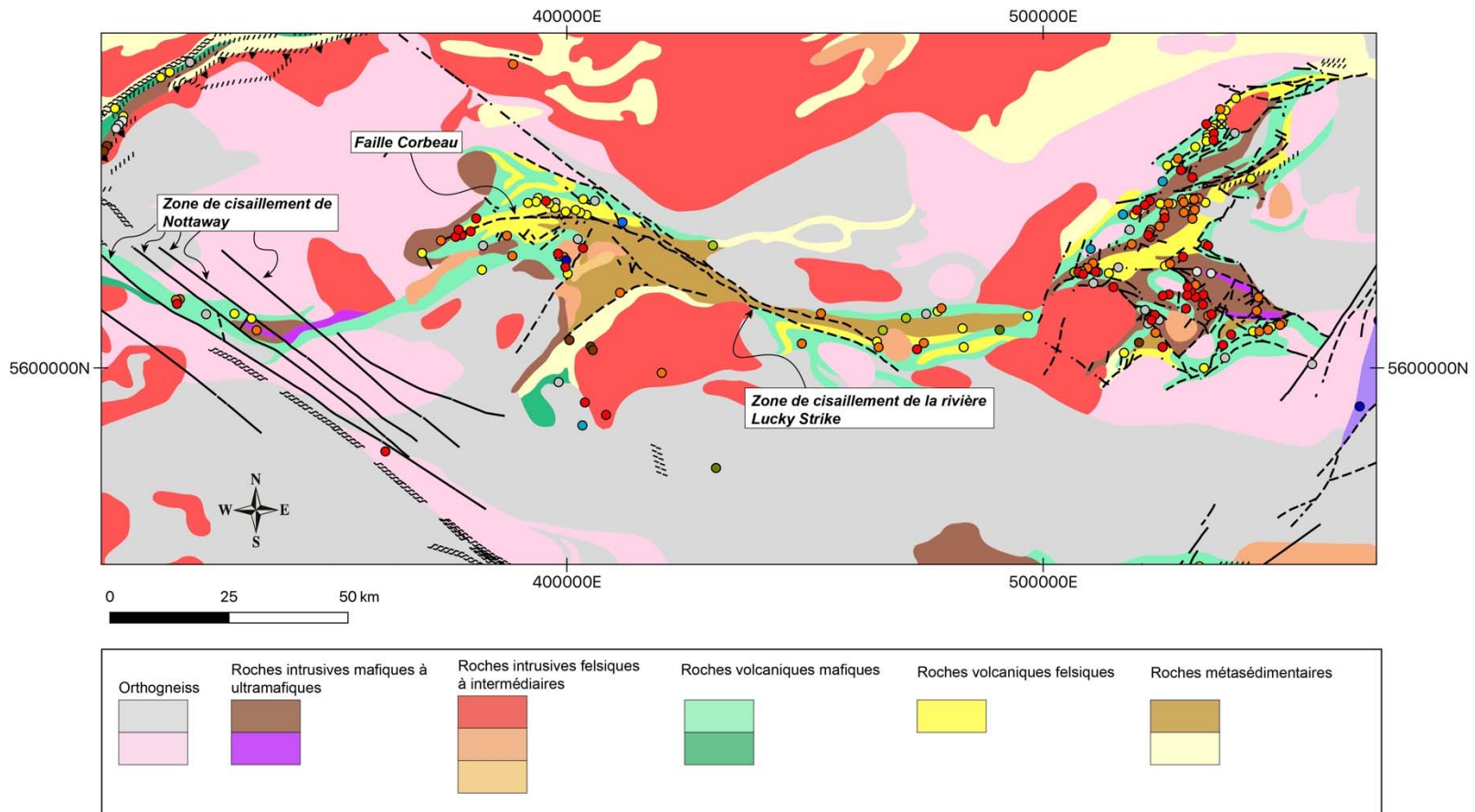


Figure 2 : carte géologique simplifiée de la CFE et des domaines adjacents montrant la localisation des principaux indices minéralisés (source, SIGÉOM). Les ronds de couleur représentent la localisation des indices minéralisés suivant la classification suivante : jaune - or, gris - argent, rouge - zinc, orange - cuivre, bleu foncé - plomb, bleu moyen - fer, bleu clair - molybdène, vert clair - lithium, vert foncé - tungstène, marron - nickel.

Les projets de cartographie du MERN des camps Salamandre et Lucky Strike de l'été 2019 (Bandyayera et Caron-Côté, en publication; Daoudene et al., en publication) ont permis de travailler avec plus de détails (1/50,000) sur les segments occidentaux et centraux de la CFE, ainsi que les domaines plutoniques adjacents. Cet apport récent de nouvelles observations de terrain, d'analyses lithogéochimiques et d'analyses géochronologiques U-Pb (en cours d'acquisition) permet une meilleure compréhension du contexte géologique de la CFE, mais aussi des différents contextes métallogéniques associés. Ce rapport présente plus spécifiquement les nouvelles observations de terrain et données minéralogiques et géochimiques, acquises sur les gîtes minéraux de la CFE suite aux travaux de l'été 2019. Il présente aussi une synthèse des données existantes afin d'évaluer le potentiel métallifère. Les feuillets SNRC concernés par cette étude sont les suivants : 32J05, 32J11, 32J12, 32J13, 32K09, 32K10, 32K11, 32K12, 32K15 et 32K16. Le rapport contient un résumé de la géologie régionale et une description détaillée des roches supracrustales et intrusives, en particulier celles associées aux minéralisations, en plus d'une description des principaux indices et gîtes minéralisés dans le secteur d'étude.

2. GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1. Généralités

La région d'Eeyou-Istchee – Baie-James est un vaste territoire dont le sous-sol est principalement constitué de roches archéennes de la Province du Supérieur. Ces roches sont subdivisées en sous-provinces en fonction de leur âge, de leur composition lithologique et signature géophysique, ainsi que de leur histoire tectono-métamorphique, et elles sont séparées par d'importants accidents structuraux (Fig. 1; Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Card et Poulsen, 1998; Percival et al., 2012; Daoudene et al., 2014, 2016; Bandyayera et Daoudene, 2017; Pedreira et al., 2018, 2019). La partie septentrionale de la région d'Eeyou-Istchee – Baie-James est constituée des sous-provinces de Minto, d'Ashuanipi, d'Opinaca et de La Grande, alors que sa partie méridionale est constituée des sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica. La Sous-province de Minto est à dominance plutonique, alors que celle d'Ashuanipi est constituée de roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques métamorphisées au faciès des amphibolites à des granulites (Card et

Ciesielski, 1986; Percival et al., 1994; Percival et al., 2012). Les sous-provinces de La Grande et d'Opatoca sont constituées de roches plutoniques et supracrustales, alors que les sous-provinces d'Opinaca et de Nemiscau sont dominées par des assemblages métasédimentaires (Benn et al., 1992; Card et Poulsen, 1998; Benn et Moyen, 2008). Outre un métamorphisme en général plus élevé dans la région d'Eeyou-Istchee – Baie-James qu'en Abitibi, une autre différence majeure entre ces deux régions est la présence d'un socle paléo- à mésoarchéen (proto-craton), dont des évidences sont reconnues au sein des sous-provinces de Minto, de La Grande et d'Opatoca (Percival et al., 1994, 2012; Davis et al., 1994; Goutier et al., 1998; Benn et Moyen, 2008; David et al., 2009).

La Sous-province d'Opatoca consiste en un ensemble de roches plutoniques de type TTG et de ceintures de roches vertes, incluant la CFE et la ceinture de la haute Eastmain (Benn et al., 1992; Boily, 2000; Beauchamp et al., 2018). Ces roches sont plus ou moins déformées et recoupées par divers types de roches intrusives. L'ensemble de ces roches s'est mis en place entre 2,83 Ga et 2,68 Ga (Benn et al., 1992; Davis et al., 1994, 1995). Dans la partie occidentale de la CFE, le domaine gneisso-plutonique de l'Opatoca est constitué d'un socle mésoarchéen dont fait partie le pluton du Lac Rodayer (Sawyer et Benn, 1993). Ce pluton est situé dans la partie nord-ouest de la région étudiée (Fig. 2). Son contact nord avec les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboullié correspond à la zone de cisaillement du Lac Colomb (Bandyayera et Daoudene, 2017; Pedreira et al., 2019).

Le socle mésoarchéen est injecté de roches intrusives plus jeunes, notamment le Complexe de Théodat (Brisson et al., 1998b, 1998c; Bandyayera et Daoudene, 2017) qui coupe le pluton du Lac Rodayer et qui marque la limite nord des segments Storm-Evans et Evans-Ouagama de la CFE. Il comprend tout de même des faciès de même âge et de même composition que le pluton du Lac Rodayer, mais la majorité du complexe correspond à des intrusions syn- à tardi-tectoniques de composition granodioritique ($2693,3 \pm 3,7$ Ma en U-Pb sur zircon; David, 2018a) et granitique (en partie pegmatitique) (Bandyayera et Daoudene, 2017). Au sud de la CFE, la Suite de Chensagi et en contact avec le Complexe de Rocher (Leclerc et Caron-Côté, 2017; Daoudene et al., en publication). Elle est

subdivisée en une sous-unité de tonalite foliée et gneissique et une sous-unité de gneiss dioritique à tonilitique migmatitisé (Daoudene et al., en publication). Une tonalite a donné un âge de cristallisation de 2773 ± 23 Ma, ainsi qu'un âge métamorphique de 2718 ± 3 Ma alors qu'un échantillon de gneiss tonalitique à biotite a donné un âge de cristallisation de $2761 +42/-15$ Ma (U-Pb sur zircon; Davis et al., 1995). La Suite intrusive de Salamandre est constituée de granodiorite, diorite, tonalite et granite. Un échantillon de diorite quartzifère a donné un âge de 2754 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon; David, 2018b) qui est identique à l'âge des roches volcaniques felsiques de la Formation de Storm (voir plus loin), indiquant qu'une partie des roches de cette suite est syn-volcanique. Le massif de Nipukatasi est quant à lui situé à l'est du lac Rocher et au sud de la zone de cisaillement de Lucky Strike. Il est constitué de monzonite, de monzonite quartzifère et de granite à biotite \pm hornblende massif daté à 2678 ± 10 Ma (David, 2018a) et il s'est mis en place dans un contexte tardi-tectonique.

Les roches du domaine gneisso-plutonique de l'Opatica ont subies un métamorphisme régional variant du faciès des amphibolites à celui des granulites dans les orthogneiss, avec localement une fusion partielle (Sawyer et Benn, 1993; Daoudene et al., en publication) datée à $\sim 2,68 - 2,67$ Ga (Sawyer, 1998). Les roches de l'Opatica sont interprétées comme appartenant à un domaine crustal profond qui pourrait représenter le socle des roches vertes et des bassins sédimentaires de l'Abitibi (Benn et Moyen, 2008; Daoudene et al., 2014; 2016) et ses limites nord et sud correspondent généralement à des zones de cisaillement (Benn et al., 1992; Benn, 2006).

Les sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau sont principalement constituées de roches sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites en bordures et des granulites au cœur (Card et Ciesielski, 1986; Gauthier et al., 2007; Bandyayera et Daoudene, 2018; Côté-Roberge, 2018; Pedreira et al., 2019). Elles séparent les sous-provinces de La Grande au nord et d'Opatica au sud. Ces roches sont plus ou moins migmatitisées et déformées et elles sont recoupées de roches intrusives principalement intermédiaires à felsiques, qui sont en partie issues de la fusion partielle des roches métasédimentaires (Morfin et al., 2013, 2014; voir Pedreira et al., 2019, 2020). Deux épisodes de métamorphisme ont été documentés

dans la Sous-province d'Opinaca par Côté-Roberge (2018) : un premier épisode à haute température et basse pression qui intervient après la sédimentation dans un contexte d'extension vers 2670-2660 Ma marqué par la croissance de monazite (cet interval correspond à l'épisode métamorphique M2 de Cadéron, 2003) et un second de type barrovien à 2645 Ma (épisode M3 de Cadéron, 2003) impliquant la fermeture du bassin et un épaissement crustal entraînant la croissance de grenat et monazite (Cadéron, 2003; Morfin et al., 2013, 2014; Côté-Roberge 2018). Des modèles impliquent que les sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau représentent un seul et même bassin sédimentaire (Moukhsil et al., 2003) qui s'est mis en place soit dans un contexte d'extension de type rift (Côté-Roberge, 2018; Sappin et al., 2018) ou bassin d'arrière-arc (Cadéron, 2003) ou dans un système en compression sous la forme d'un prisme d'accrétion (Card, 1990; Doyon, 2004).

2.2. Travaux antérieurs

Les premiers travaux de reconnaissance géologique dans la CFE sur les feuilletés concernés par cette étude (d'ouest en est 32K12, 32K11, 32K15, 32K16, 32K09 et 32J11) ont été effectués par Franconi (1972, 1973a, 1973b) et Ahmedali et Remick (1974) pour la partie ouest. Ils ont ensuite été complétés par Morin (1998a, 1998b, 1998c) et Brisson et al. (1997a, 1997b, 1998a, 1998b, 1998c). Boily (1998, 2000) et Boily et Dion (2002) ont caractérisé la géochimie des roches volcaniques de la CFE, alors que Sawyer et Benn (1993) et Davis et al. (1995) ont contribué à définir l'évolution structurale et tectonique. Gauthier (2000) a publié la première synthèse géologique de la région d'Eeyou-Istchee – Baie-James. Bandyayera et Sharma (2001) ont documenté les indices de Ni-Cu ± ÉGP associés aux intrusions mafiques et ultramafiques situées dans ou à proximité de la CFE et des secteurs environnants.

2.3. Stratigraphie de la CFE

La CFE est subdivisée en quatre segments lithostratigraphiques (Boily, 2000). Ce sont, d'ouest en est, les segments d'Evans-Ouagama, de Storm-Evans, d'Assinica et de Frotet-Troilus (Fig. 3). Dans les segments Evans-Ouagama et Storm-Evans, les roches volcaniques appartiennent au Groupe d'Evans, sur lesquelles reposent les roches

sédimentaires du Groupe de Broadback (Boily et Dion, 2002). Latéralement, le Groupe d'Evans fait place au Groupe d'Assinica (segment d'Assinica), qui a été corrélée avec la Formation de Rabbit (Boily, 1998, 2000), et au Groupe de Troilus à l'est (segment de Frotet-Troilus; Boily, 2000). Plusieurs intrusions syn-volcaniques, d'âge similaire au Groupe d'Evans, et synchrones à tardives à la phase de déformation principale, recoupent les roches supracrustales de la CFE.

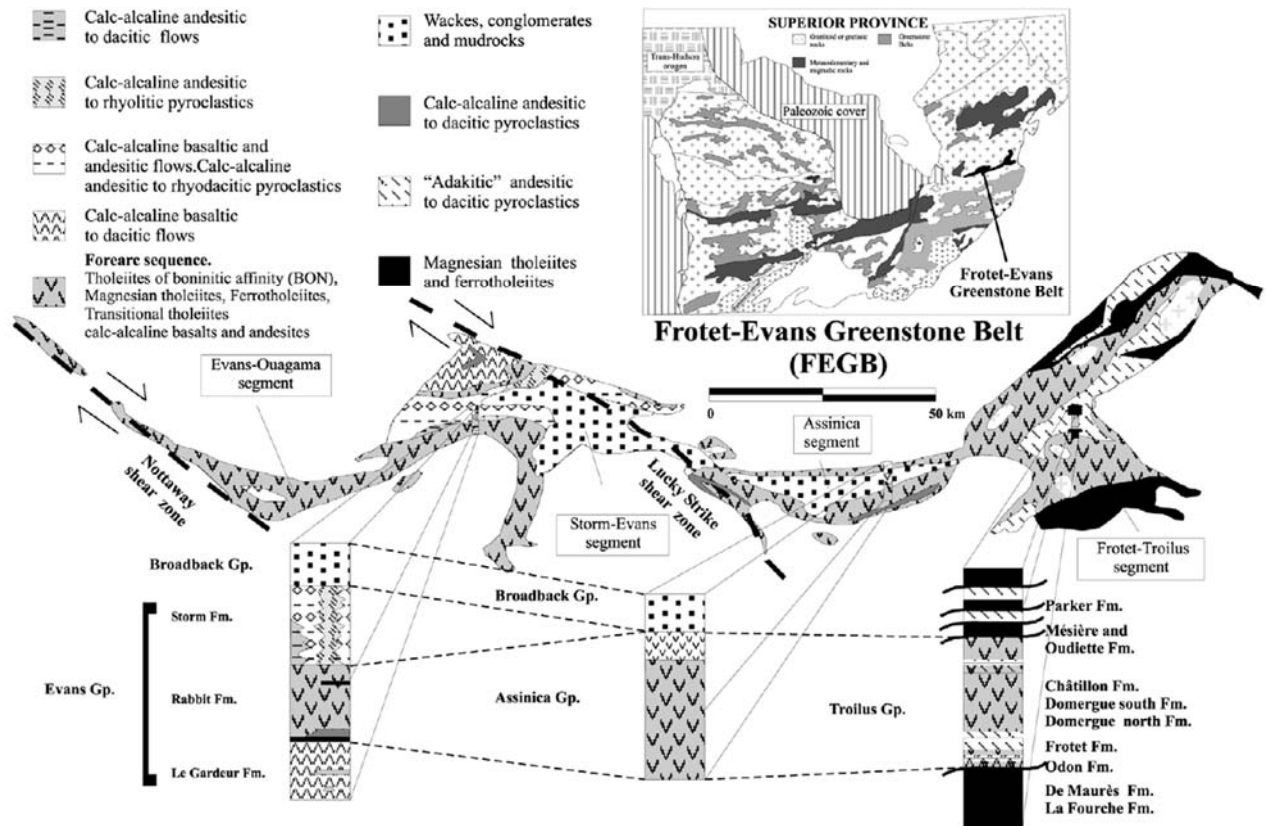


Figure 3 : Carte géologique et colonnes stratigraphiques simplifiées des différents segments de la CFE (Boily et Dion, 2002).

3. GÉOLOGIE LOCALE

3.1. Roches volcaniques et sédimentaires

3.1.1. Groupe d'Evans

Le Groupe d'Evans est de composition bimodale et subdivisé en trois formations; de la base au sommet ce sont la Formation de Le Gardeur, la Formation de Rabbit et la Formation de Storm (Fig. 3; Brisson et al., 1998b, 1998c). Seules les deux dernières formations font

partie du secteur d'étude. Le lien entre ces trois formations n'est cependant pas encore clairement défini et plusieurs modèles peuvent expliquer leur mise en place et leur relation (Boily, 1998, 2000; Boily et Dion, 2002) : 1) ces formations représentent une séquence continue, 2) la Formation de Rabbit pourrait constituer la formation la plus ancienne de cette partie de la CFE alors que les formations de Le Gardeur et Storm constitue le même épisode volcanique; 3) les trois formations représentent des domaines lithostratigraphiques distincts réunis à la suite d'un ou plusieurs évènements tectoniques. L'acquisition de nouvelles données géochronologiques permettrait de statuer en faveur d'un de ces scénarios.

3.1.1.1. Formation de Le Gardeur

La Formation de Le Gardeur est seulement reconnue dans la partie nord du segment Storm-Evans (feuilles 32K15 et 32K16). Au nord, elle est limitée par la zone de cisaillement de Lucky Strike et, au sud, elle est en contact net avec la Formation de Rabbit. Elle est principalement constituée d'andésite amygdalaire, massive à coussinée et bréchique, et de faciès pyroclastiques (Brisson et al., 1998b, 1998c). Elle contient aussi des niveaux de rhyolite, de rhyodacite et de dacite, ainsi que des intrusions felsiques porphyriques syn-volcaniques. Des niveaux de basalte et de basalte andésitique sont aussi décrits. Ces roches sont toutes de composition calco-alkaline (Boily, 1998).

3.1.1.2. Formation de Rabbit

La Formation de Rabbit constitue une partie importante du segment Evans-Ouagama et de la partie sud du segment Storm-Evans. Elle est constituée majoritairement de basalte massif à coussiné et de gabbro (Boily, 1998, 2000; Daoudene et al., en publication). Elle est aussi caractérisée par la présence de formations de fer oxydées, localement sulfurées et silicatées, associées à des lits de chert et des lamines de mudrock à magnétite. Même si elles sont présentes à plusieurs niveaux, ces unités sédimentaires sont principalement concentrées à la base de la Formation de Rabbit (Brisson et al., 1998b, 1998c). Les formations de fer forment des niveaux stratigraphiques continus reconnaissables sur les levés aéromagnétiques, mais elles sont localement lenticulaires (Brisson et al., 1998b, 1998c). Brisson et al. (1998b, 1998c) qui considèrent que la Formation de Le Gardeur est

stratigraphiquement sous le Rabbit ont observé que le contact entre les deux unités est net et il est marqué par un niveau continu de formation de fer (Brisson et al., 1998b,c).

Dans la partie supérieure de la Formation de Rabbit, de minces lits et lentilles de silstone et de mudstone localement graphiteux et pyriteux sont aussi présents et localement associés à des niveaux de conglomérat polygénique, ainsi qu'à des lentilles de roche volcanique et de tuf intermédiaire à felsique (Brisson et al., 1998b,c). Un tuf felsique formant une lentille dans la Formation de Rabbit est daté à $2758,3 \pm 4,1$ Ma (U-Pb sur zircon; David, 2018a).

Les analyses des basaltes échantillonnés au cours des travaux de cartographie en 2019 font ressortir 3 grands groupes. Le premier est constitué de basalte tholéiitique à transitionnel avec une anomalie négative en Nb, un léger enrichissement en Th et un spectre multi-éléments relativement plat (Fig. 4a). Le second groupe comprend des coulées de basalte tholéiitique magnésien et de ferrobasilte plus fractionné, avec des spectres multiéléments plats, variablement enrichis, sans anomalie particulière en HFSE (« high-field strength elements », i.e. Zr-Hf-Th-Nb-Ta-Ti; Fig. 4b). Le troisième groupe de roches basaltiques comprend des andésites magnésiennes pauvres en Ti (<0,5 poids % TiO_2). Boily (2000) et Boily et Dion (2002) ont en premier évoqué la présence de ces andésites pauvres en Ti et les ont comparées aux suites boninitiques phanérozoïques (Hickey et Frey, 1982; Crawford et al., 1989). Quelques analyses de roches collectées au cours des travaux de terrain semblent en effet avoir une signature semblable avec, en plus, de faibles teneurs en Ti et ÉTR, des teneurs en SiO_2 comprises entre 52,92 et 56,42 poids % et en MgO comprises entre 7 et 9,4 poids %, et des spectres d'ÉTR et multi-éléments avec une forme en « U » (Fig. 4c).

Les roches intermédiaires à felsiques sont à dominance calco-alcaline avec une analyse qui tombe dans le champ transitionnel (Fig. 4d; Ross et Bédard, 2009). Elles sont caractérisées par des spectres multi-éléments qui montrent un fractionnement entre terres rares légères et lourdes avec des anomalies négatives en Nb et Ti, et certains échantillons présentent des anomalies positives en Zr et Hf (Fig. 4e). Sur le diagramme de fertilité des roches volcaniques felsiques de Hart et al. (2004), les roches felsiques de la CFE sont

majoritairement de type FI et FII (Fig. 4f). Dans la classification de Lesher et al. (1986) et Hart et al. (2004), les roches felsiques calco-alcalines de type FI sont interprétées comme étant issue de la fusion d'un croûte relativement peu chaude (<750°C) et située à une profondeur supérieure à 30 km (où le grenat est présent). En revanche, les roches de type FII sont issues de processus de fusion à des températures plus élevées (>900°C) et profondeur plus faible (10-15 km).

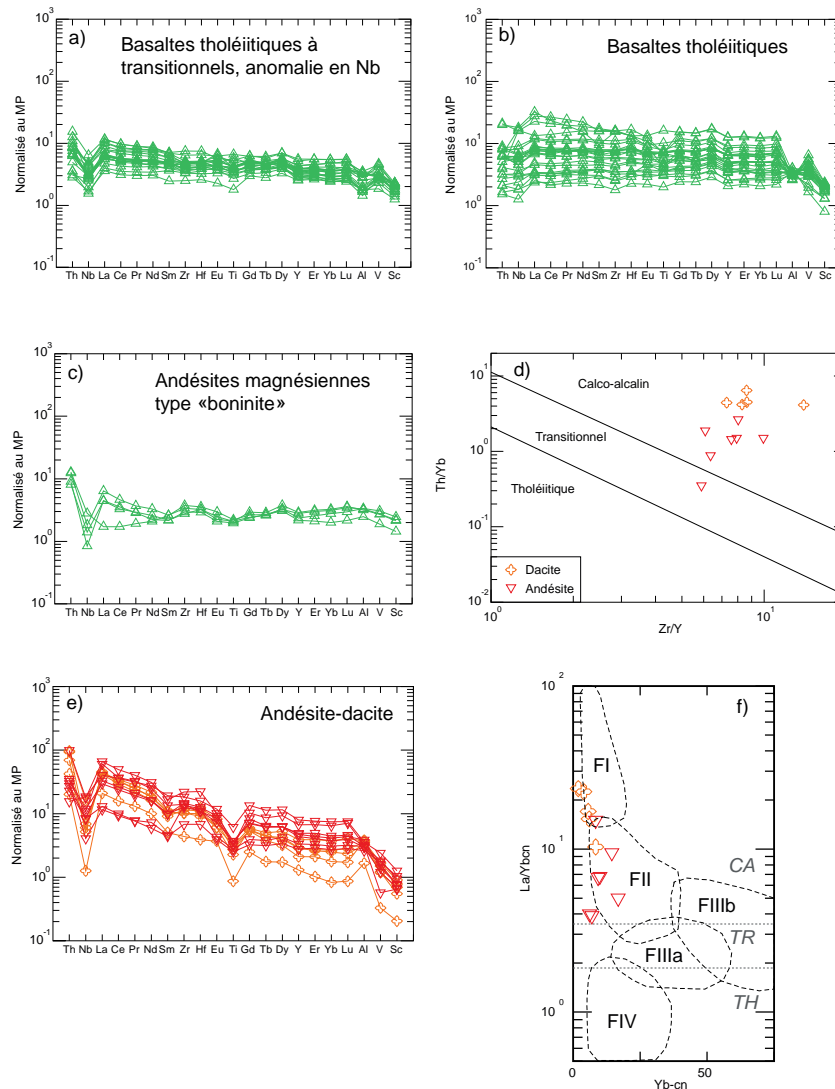


Figure 4 : Diagrammes de discrimination géochimique pour les roches volcaniques de la Formation de Rabbit. a-b-c-e) diagrammes multiéléments référencés au manteau primitif (valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough, 1989), d) diagramme Th/Yb-Zr/Y d'affinité de Ross et Bédard (2009), f) diagramme $(La/Yb)_{cn}$ versus Yb_{cn} d'affinité pour les roches volcaniques de Hart et al. (2004). Le code de couleur utilisé pour 4f et 4g correspond à celui de 4e. Abréviations : CA - calco-alcalin ; cn - normalisé aux chondrites ; MP - manteau primitif ; TH - tholéitique ; TR - transitionnel.

3.1.1.3. Formation de Storm

La Formation de Storm occupe le sommet du Groupe d'Evans (Brisson et al., 1998a). Elle est dominée par des roches pyroclastiques à dominance felsique, et plus localement par des coulées et des dômes rhyolitiques constitués de brèche porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de quartz (Brisson et al., 1998b, 1998c). Les dépôts pyroclastiques sont lités, et composés de tuf à blocs monogénique et felsique, de tuf à blocs polygénique et intermédiaire à felsique et de tuf à lapillis et à cristaux (Brisson et al., 1998b, 1998c). Une rhyodacite à phénocristaux de plagioclase prélevée dans les environs du lac Storm est datée à $2755,5 \pm 0,9$ Ma (U-Pb sur zircon; Bandyayera et Sharma, 2001).

Des coulées basaltiques à komatiitiques, d'andésites amygdalaires coussinées et quelques horizons et lentilles de siltstone, de grès et de claystone pyriteux et graphiteux sont aussi décrits (Boily, 1998; Brisson et al., 1998b, 1998c). Le contact inférieur de la Formation de Storm avec la Formation de Rabbit est localement marqué par la présence de siltstones et de grès, alors que le sommet de la formation est caractérisé par des niveaux de basalte, et de filons et filons-couches de gabbro, et de formation de fer oxidée. Franconi (1977) attribue les roches pyroclastiques à un environnement subaérien. Toutefois, l'association des tufs felsiques avec des horizons de siltstones et de mudstone graphiteux et des niveaux de roches volcaniques sous-marines (andésites amygdalaires coussinées; Brisson et al., 1998b, 1998c), ainsi que la présence de zones d'altérations typiques des SMV suggèrent un milieu subaquatique.

Les roches volcaniques intermédiaires à felsiques sont de signature calco-alkaline (Fig. 5a), elles possèdent des spectres multiéléments qui montrent des anomalies négatives en Nb et Ti, et un fractionnement entre terres rares légères et lourdes typique des roches calco-alkalines (Fig. 5b). Le diagramme Zr/Ti par rapport à Nb/Y (Fig. 5c; Pearce 1996) montre une subdivision entre des faciès plus évolués rhyodacitiques à rhyolitiques, et des faciès de compositions intermédiaires et felsiques, andésitiques à dacitiques. Ces roches intermédiaires et felsiques tombent dans les champs FI et FII pour les roches volcaniques felsiques de Hart et al. (2004) (Fig. 5d).

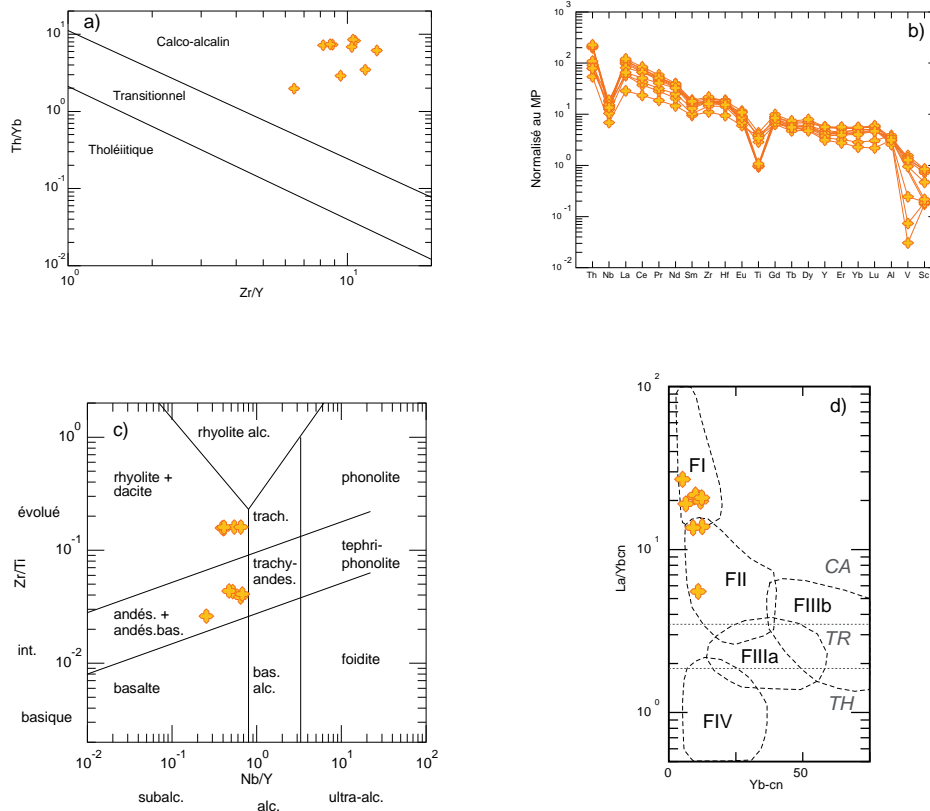


Figure 5 : diagrammes de discrimination géochimique pour les roches volcaniques de la Formation de Storm, a) diagramme Th/Yb-Zr/Y d'affinité de Ross et Bédard (2009), b) diagramme multiéléments référencé au manteau primitif (valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough, 1989), c) diagramme de discrimination de Pearce (1996) et d) diagramme $(La/Yb)_{cn}$ versus Yb_{cn} d'affinité pour les roches volcaniques de Hart et al. (2004). Abréviations : alc. - alcalin(e) ; and. - andésite ; andé.bas. - andésite basaltique ; CA - calco-alcalin ; cn - normalisé aux chondrites ; int. - intermédiaire ; MP - manteau primitif ; TH - tholéitique ; TR - transitionnel ; trach. - trachyte ; trachy-andes. - trachy-andésite.

3.1.2. Groupe d'Assinica

Au niveau du segment d'Assinica de la CFE, le Groupe d'Assinica représente l'équivalent latérale du Groupe d'Evans (Brisson et al., 1997a, 1997b). Cette unité est principalement constituée de roches volcaniques et volcanoclastiques basaltiques massives, coussinées et bréchiques, avec une moindre proportion de roches intermédiaires et felsiques dans la partie sommitale de l'empilement volcanique (Brisson et al., 1997a, 1997b; Bandyayera et Caron-Côté, en publication). Des horizons de mudrock graphiteux et pyriteux à porphyroblastes d'andalousite sont également présents dans la partie sommitale du Groupe d'Assinica (Brisson et al., 1997a). Des filon-couches de gabbro, et des intrusions ultramafiques (pyroxénite et péridotite) sont documentés au sein des roches volcaniques et ils sont interprétés comme étant comagmatiques des basaltes (voir Brisson et al., 1997a).

Les analyses des basaltes échantillonnés dans le Groupe d'Assinica montrent plusieurs types de signature. Un échantillon possède une signature similaire à celle des andésites magnésiennes de la Formation de Rabbit (Fig. 6a). D'autres échantillons sont transitionnels à calco-alcalins, avec un fractionnement entre terres rares légères et lourdes, et une anomalie négative en Nb (Fig. 6b). Enfin, un dernier groupe d'échantillons sont tholéiitiques avec des spectres d'éléments traces relativement plats et plus ou moins enrichis par rapport au manteau primitif (Fig. 6c). Deux sous-groupes sont distingués parmi ces échantillons tholéiitiques : le premier est enrichi en éléments traces par rapport aux chondrites, alors que le second est plus appauvri (Fig. 6c). La figure 6e résume l'affinité géochimique de l'ensemble des échantillons en se basant sur le diagramme de Ross et Bédard (2009). Les signatures des basaltes du Groupe d'Assinica sont assez similaires à celles des basaltes de la Formation de Rabbit, ce qui avait été précédemment souligné par Boily (1998, 2000).

Les roches volcaniques et volcanoclastiques intermédiaires à felsiques sont essentiellement de signature calco-alcaline (Fig. 6d, e, f). Une rhyolite semble cependant avoir une signature tholéiitique avec une anomalie négative en Ti prononcée (Fig. 6d,e,f). La plupart des roches felsiques sont enrichies en terres rares légères par rapport aux lourdes et correspondent aux rhyolites de type FI et FII (Hart et al., 2004; Fig. 6f). L'échantillon de rhyolite tholéiitique s'apparente au type FIIIb (Fig. 6f). Les roches de ce type sont interprétées comme étant le produit de la fusion partielle de croûte mafique hydratée à faible profondeur (<10km) et haute température (>900°C), généralement dans des environnements de rift et sont fertiles pour la découverte de minéralisations de type SMV (Hart et al., 2004).

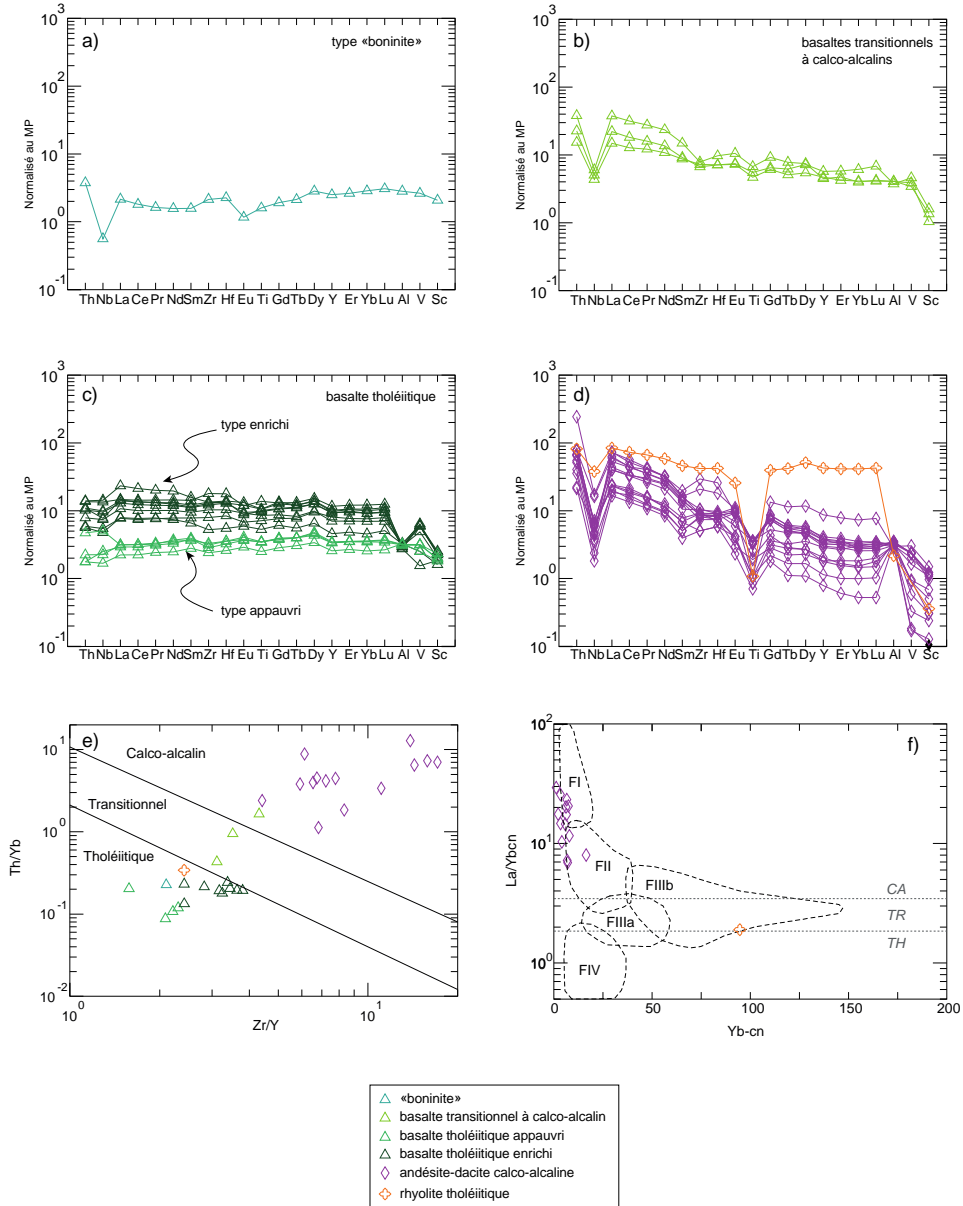


Figure 6 : diagrammes de discrimination géochimique pour les roches volcaniques du Groupe d'Assinica, a-b-c-d) diagrammes multiéléments référencés au manteau primitif (valeurs de normalisation par Sun et McDonough, 1989), e) diagramme Th/Yb-Zr/Y d'affinité de Ross et Bédard (2009), f) diagramme $(La/Yb)_{cn}$ versus Yb_{cn} d'affinité pour les roches volcaniques de Hart et al. (2004). Abréviations : CA - calco-alcalin ; MP - manteau primitif ; TH - tholéiitique ; TR - transitionnel.

3.1.3. Groupe de Broadback

Le contact entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback varie régionalement (Brisson et al., 1998), à l'est du lac Storm il est marqué par une formation de fer à oxydes qui repose sur les tufs de la Formation de Storm. Vers l'ouest, des roches volcanoclastiques felsiques sont interstratifiées avec des roches sédimentaires indiquant un passage plus

graduel et concordant. Au nord du lac Storm et vers le lac Evans, la base du groupe est soulignée par un horizon de conglomérat polygénique qui semble dérivé de l'érosion des roches volcaniques du Groupe d'Evans (Brisson et al., 1998b, 1998c; Bandyayera et Caron-Côté, en publication). La nature du contact peut aussi être faillé (Shaw, 1942; Brisson et al. 1998b, 1998c). Le reste du groupe est constitué de wacke granoclassé à grain grossier, d'arénite et de siltstone à laminations parallèles et obliques chenalisés, de grès à cailloux et de mudrock localement interdigités avec les tufs de la Formation de Storm. Le wacke et le grès sont caractérisés par la présence de porphyroblastes de cordiérite (5 à 30 %; Bandyayera et Caron-Côté, en publication). Le mudrock est localement graphiteux et pyriteux, et montre des assemblages métamorphiques à porphyroblastes de cordiérite-andalousite-grenat (Bandyayera et Caron-Côté, en publication). Dans le Groupe de Broadback, l'unité nAbk5 (wacke à magnétite) définit par Brisson et al. (1998a) et modifiée en nAbk7 (formation de fer à oxydes et silicates, wacke) à la suite de travaux de cartographie mené durant l'été 2019 (Bandyayera et Caron-Côté, en publication), est caractérisée par un faciès de formation de fer plus impure qui semble être issue de la combinaison de matériel sédimentaire et exhalatif. Cette unité de chert et de formation de fer oxydée et silicatée forme un niveau repère d'extension régionale facilement repérable sur les cartes aéromagnétiques (Bandyayera et Caron-Côté, en publication; Daoudene et al., en publication). Quelques coulées d'andésite coussinée et de basalte sont aussi décrites par Brisson et al. (1998c) et Bandyayera et Caron-Côté (en publication).

Des filons et des filons-couches de roches intrusives de composition andésitique et magnésienne à phénocristaux d'amphibole recourent les roches sédimentaires du Groupe de Broadback. Ces roches intrusives sont foliées et ont subi la même déformation que les roches encaissantes. L'analyse d'un échantillon de roche intrusive tombe dans le champ des monzodiorites quartzifères dans un diagramme QANOR (*Quartz-ANorthite-ORthoclase*; Frost et al., 2013) et sa signature est calco-alcaline.

3.1.4. Complexe de Rocher

Le Complexe de Rocher forme un ensemble volcano-sédimentaire séparé des groupes d'Evans et d'Assinica et dont la stratigraphie est mal définie (Brisson et al., 1998). Il forme

une bande N-S qui devient E-O dans la partie nord du feuillet 32K09 où il est en contact avec le Groupe de Broadback (Daoudene et al., en publication). Le Complexe de Rocher est constitué principalement de paragneiss fortement migmatitisé contenant des niveaux discontinus de formation de fer, des intrusions gabbroïques, des basaltes amphibolitisés, et des tufs intermédiaires à felsiques (Brisson et al., 1998a; Leclerc et Caron-Côté, 2017; Daoudene et al., en publication). Un tuf felsique à lapilli a été daté à 2741 ± 5 Ma (David, 2018b), ce qui implique un événement volcanique plus récent que le Groupe d'Evans. Des intrusions de diorite sont aussi décrites au sein du complexe.

Les metabasaltes sont de signature tholéiitique à légèrement transitionnelle et possèdent des spectres multiéléments plats qui ressemblent à ceux des basaltes tholéiitiques à transitionnels de la Formation de Rabbit (Fig. 7a et c à comparer avec Fig. 4a et b). Les roches volcaniques intermédiaires à felsiques sont de signature calco-alkaline et elles tombent dans le champ des roches volcaniques felsiques de type FI et FII (Fig. 7b, c, d). Ce genre de signature est semblable à celle des roches volcaniques felsiques de la Formation de Storm.

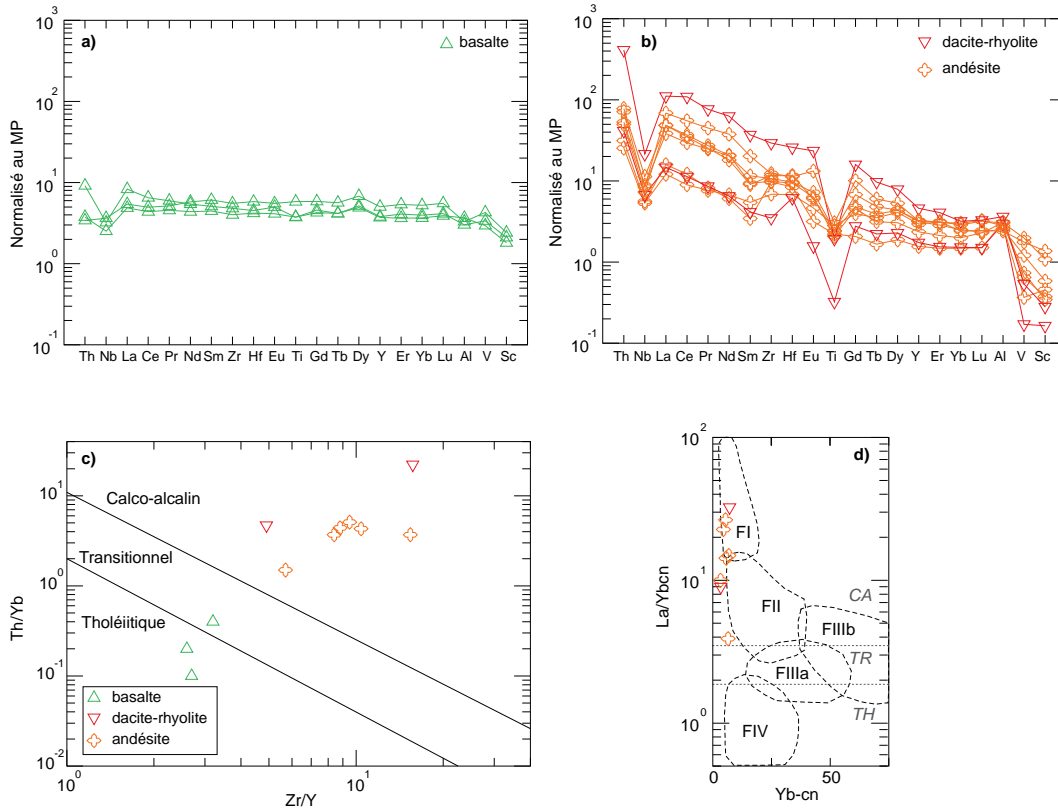


Figure 7 : diagrammes de discriminations géochimiques pour les roches volcaniques du Complexe de Rocher, a-b) diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (valeurs de normalisation de Sun et McDonough, 1989), c) diagramme Th/Yb-Zr/Y d'affinité de Ross et Bédard (2009), d) diagramme $(La/Yb)_{cn}$ versus Yb_{cn} d'affinité pour les roches volcaniques de Hart et al. (2004). Abréviations : CA - calco-alcalin ; MP - manteau primitif ; TH - tholéitique ; TR - transitionnel.

3.2. Roches intrusives

Les intrusions qui se mettent en place dans la CFE peuvent être classées en fonction de leur lien avec les roches volcaniques environnantes et de leur concomitance avec le principal épisode de déformation régionale. Elles peuvent ainsi être classées en intrusions syn-volcaniques si elles sont contemporaines des groupes d'Evans et d'Assinica, et syn- ou tardi-tectoniques si elles sont plus tardives mais présentent tout de même des évidences de déformation ou une mise en place au cours de la déformation des roches encaissantes.

3.2.1. Intrusions syn-volcaniques

3.2.1.1. Intrusions de Reid et de Kapikupechinach

Les intrusions de Reid et de Kapikupechinach sont constituées de gabbro, de pyroxénite et de péridotite et elles coupent les roches volcaniques de la Formation de Rabbit (Brisson et

al., 1998b; Morin, 1998b). L'intrusion de Kapikupéchinach est située dans le feuillet 32K11 à ~10 km au SW du Lac Evans. Elle forme une intrusion lenticulaire de 30 km de longueur et 4 km de largeur maximum (Fig. 8). Les gabbros de l'intrusion possèdent une signature géochimique tholéiitique identique aux basaltes et aux gabbro encaissants de la Formation de Rabbit (Daoudene et al., en publication). Ces intrusions constituent probablement les chambres magmatiques qui ont alimentées les épanchements basaltiques de la Formation de Rabbit (Franconi, 1973b; Boily, 1998, 2000; Daoudene et al., en publication).

3.2.2. Intrusions syn- à tardi-tectonique

3.2.2.1. Suite de Kakusikuch

Les intrusions de la Suite de Kakusikuch (Morin, 1998a, 1998b) sont situées dans la partie occidentale de la CFE où elles coupent les roches volcaniques et sédimentaires de la Formation de Rabbit (Daoudene et al., en publication) (Fig. 8). Ces plutons sont constitués de pyroxénite, de gabbro et de leucogabbro, mais aussi de monzodiorite et de monzonite quartzifère à hornblende (Lanthier, 2000). Certaines de ces intrusions sont litées et le faciès prédominant demeure un leucogabbro à grain grossier. Des cheminées bréchiques subverticales de magnétite et de nelsonite sont aussi décrites dans le pluton d'Eider (Lanthier, 2000 et Gille Lanthier, communication personnelle). Une intrusion de cette suite est datée à 2700 ± 5 Ma (Don Davis, communication personnelle).

3.2.2.2. Suite intrusive de Rocher-Quénonisca

La Suite intrusive de Rocher-Quénonisca présente trois sous-unités informelles et deux lithodèmes formels : l'intrusion de Whitefish et l'intrusion de Rocher. L'ensemble comprend des intrusions tardives de péridotite, de pyroxénite, de gabbronorite et de gabbro, et de monzonite et de syénite avec ou sans orthopyroxène. Ces intrusions coupent les roches supracrustales de la CFE (groupes d'Evans et Broadback, Complexe de Rocher) ainsi que les roches gneisso-plutoniques des suites de Salamandre et Chensagi (Fig. 8; Franconi, 1974; Brisson et al., 1998a, 1998b; Leclerc et Caron-Côté, 2017; Daoudene et al., en publication). L'intrusion de Rocher (Fig. 8), qui fait partie de la Suite intrusive de Rocher-Quénonisca, contient un important prospect de Ni-Cu-ÉGP. Elle s'est mise en place au sein

des roches métasédimentaires du Complexe de Rocher et elle est datée à 2703 ± 4 Ma (Bandyayera et Sharma, 2001).

3.2.2.3. Suite de Morain

La Suite de Morain est constituée de masses intrusives parfois litées et de dykes de granite pegmatitique blanc à muscovite-grenat ± tourmaline. Ces intrusions coupent les roches sédimentaires du Groupe de Broadback, du Complexe de Rocher, ainsi que les roches volcaniques du Groupe d'Assinica (Bandyayera et Caron-Côté, en publication; Daoudene et al., en publication). Dans le segment Assinica, les dykes de granite blanc sont souvent zonés. Ils montrent des zones de bordures et de cœurs de minéralogie et textures différentes. Les dykes sont souvent boudinés et ils semblent s'être mis en place préférentiellement dans des zones de cisaillement. Toutefois, ils ne présentent pas de déformation interne post-cristallisation (foliation secondaire tectono-métamorphique et phénomène de recristallisation avec texture granoblastique) ce qui semble indiquer une mise en place tardi-déformation.

Les granites de la Suite de Morain sont peralumineux et ils proviennent de la fusion partielle de matériel crustal (type MPG « muscovite-bearing peraluminous granite » de Barbarin, 1996, 1999). La composition de ces granites s'apparente aux granites pegmatitiques blancs de la Suite granitique du Vieux-Comptoir dans les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca et dont la mise en place s'échelonne entre 2683 Ma et 2613 Ma (David et Parent, 1997; Goutier et al., 1999, 2000; Fontaine et al., 2015; Bogatu et Huot, 2016; Goutier, 2017; Fontaine, 2019). Les granites pegmatitiques blanc de la Suite de Morin contiennent des minéralisations en métaux rares (Li, Ta, Cs, Sn, Nb, Be) portés par le spodumène (Li), les micas lithinifères (Li), le béryl (Be-Cs), la colombo-tantalite (Nb-Ta) et la cassitérite (Sn).

3.2.3. Dykes mafiques tardi-Archéens à Paléoprotérozoïques

Des dykes de diabase coupent l'ensemble des lithologies précédemment décrites. Ils font partie des essaims de dykes de Mistassini (~2515 - 2503 Ma; Hamilton, 2009; Davis et al.,

2018) et de Matachewan (~2473 - 2446 Ma; Heaman, 1997) et des Dykes de Senneterre (~2221 - 2214 Ma; Buchan et al., 1993, 1996; Davis et al., 2018).

3.3. Structure et métamorphisme

Brisson et al. (1998a, 1998b, 1998c) ont défini sept phases de déformations dans le segment Storm-Evans avec : 1) D₁ associée à des plis mégascopiques orientés NNE-SSW sans fabrique associée, 2) D₂ associée à des plis mégascopiques NE-SW à NO-SE subverticaux serrés à isoclinaux auxquels est associée la fabrique de plan axial régionale (S₂) avec une forte linéation d'étirement, 3) D₃ correspond à la faille Corbeau orientée ENE-WSW à NW-SE associée à un rejet pendage, 4) D₄ correspond à des plis mégascopiques NNE-SSO sans fabrique associée, 5) D₅ est associée à la mise en place de failles NE-SW et NW-SE, 6) D₆ correspond à la faille de cisaillement de Lucky Strike à mouvement dextre associée à une déformation ductile et finalement 7) D₇ est associée à la faille de Quénonisca orientée NNE-SSW dans le domaine fragile. Morin (1998a, 1998b) a quant à lui défini trois principales phases de déformations dans le segment Evans-Ouagama avec : 1) D₁ associée à une foliation pénétrative (S₁) à pendage modérée et à une linéation d'étirement ENE-WSW, 2) D₂ associée à des zones de déformation localisées et à une S₂ et une linéation d'étirement NNW-SSE, D₃ est quant à elle caractérisée par la Zone de cisaillement Nottaway au mouvement décrochant dextre.

Daoudene et al. (en publication) ont pu identifier quant à eux quatre phases de déformations archéennes dans le segment Evans-Ouagama. La déformation D₁ est documentée dans les roches intrusives anciennes (pluton du Lac Rodayer et Suite de Chensagi) ainsi que dans les roches supracrustales du segment Evans-Ouagama et elle est interprétée comme résultant d'un enfouissement précoce des roches supracrustales (Daoudene et al., en publication). La foliation S₁ est rarement visible, puisqu'elle semble être souvent confondue avec la fabrique planaire suivante (Daoudene et al., en publication). La déformation D₂ représente la déformation principale affectant l'ensemble des roches de la région. Elle est liée à un raccourcissement nord-sud et à un métamorphisme qui varie du faciès des schistes verts au cœur de la CFE, à celui des amphibolites et localement des granulites en bordure ou à proximité d'intrusions (Brisson et al., 1998a, 1998b, 1998c;

Morin, 1998a, 1998b; Daoudene et al., en publication). La déformation D_2 est matérialisée par une schistosité ou une foliation S_2 marquée par les micas et les amphiboles et par l'aplatissement des objets primaires dans les roches sédimentaires et volcaniques. Les plis P_2 sont serrés et montrent des traces axiales globalement orientées E-O. Les zones de cisaillement qui marquent les limites de la CFE sont interprétées comme étant contemporaines de la déformation D_2 (Daoudene et al., en publication). Les failles qui sont orientées E-O dans le segment de Storm-Evans, i.e. celle de Corbeau, Lightning, Storm et de la rivière Broadback (Doucet et Boudreault, 1988; Fraser et Boudreault, 1989), pourraient être attribuées à l'épisode de compression lié aux déformations D_1 - D_2 . La déformation D_3 est quant à elle principalement observée dans le Complexe de Rocher et la Suite de Chensagi à l'est du lac Quénonisca, elle est associée à des plis serrés à isoclinaux nord-sud et une schistosité S_3 de plan axial (Daoudene et al., en publication). Finalement, la déformation D_4 est localisée au niveau des zones de cisaillement de Nottaway et de Lucky Strike, qui montrent un mouvement principal décrochant dextre auquel lui sont associés des décrochements sénestres conjugués que ce soit dans les domaines plutoniques (Morin, 1998b) ou dans la CFE (Daoudene et al., en publication). Cette déformation est associée à des zones de cisaillement et de mylonite, regroupées en corridors de déformation pouvant atteindre plus de 5 km de largeur et 20 à 50 km de longueur (Morin, 1998b).

3.4. Modèles géotectoniques d'évolution de la ceinture et de ses encaissants

Boily et Dion (2002), en se basant sur les travaux précédents de Boily (1998, 2000) proposent l'évolution tectonique suivante pour la CFE : 1) mise en place d'un arc océanique (Formation de Le Gardeur) caractérisé par des basaltes, des andésites et des dacites calco-alcalines ; 2) rifting de l'avant-arc et mise en place de la Formation de Rabbit à dominance mafique issue de la fusion de manteau très appauvri (source des andésites magnésiennes pauvre en Ti avec une signature boninitique), puis d'un manteau variablement enrichi et plus ou moins modifié par l'apport de fluide et de matériel supracrustal qui constitue la source des basaltes transitionnels à tholéitiques; 3) mise en place vers 2755 Ma d'un nouvel arc océanique (Formation de Storm) à dominance felsique et à la signature calco-alcaline dans un contexte subaquatique à possiblement subaérien ; 4) érosion de l'arc de Storm qui aboutit à la mise en place du Groupe de Broadback à

dominance sédimentaire qui vient remplir le bassin d'arrière-arc. Ce type d'évolution est classique des arcs océaniques et nécessite une tectonique des plaques relativement comparable aux processus modernes impliquant la présence de zones de « subduction active » (Bédard, 2018) et une croûte supérieure mobile.

Une autre école de pensée propose des modèles géodynamiques appliqués aux conditions physiques particulière de la lithosphère à l'Archéen. Ils ne se basent pas sur une tectonique des plaques moderne, mais ils donnent un rôle plus important aux processus mantelliques et aux mouvements verticaux dans des situation de croûte stagnante (voir Bédard et al., 2013 ; Bédard et Harris, 2014 ; Harris et Bédard, 2014 ; Vanderhaegue et al., 2019 ; Chowdhury et al., 2020). La croûte archéenne stagnante subirait alors des épisodes de délamination (Bédard, 2006 ; Johnson et al., 2014). La fusion partielle des portions de matériel crustal ainsi enfouies relâcheraient des fluides entraînant la métasomatose du manteau adjacent d'une façon semblable à ce qui est observé dans des zones de subduction modernes (Moyen et Laurent, 2018). Des zones de subduction, parfois référées comme « proto-subduction » ou zone de subduction embryonnaire, ont aussi été proposées par certains auteurs (entre autres Czarnota et al., 2010 ; Percival et al., 2012 ; Turner et al., 2014 ; Laurent et al., 2014 ; Moyen et Laurent, 2018). L'ensemble de ces modèles non uniformitaristes peut aussi expliquer les signatures géochimiques des roches plutoniques et volcaniques archéennes (Moyen et Laurent, 2018). La modélisation géodynamique numérique de Sizova et al. (2015) montre qu'il est possible de passer d'une situation de plaque stagnante avec mouvements verticaux de matériel lithosphérique à des mouvements horizontaux et à la création de proto-zones de subduction de courte durée de vie. Moyen et al. (2018) démontrent que les deux types de modèles décrits précédemment peuvent expliquer la signature géochimique des roches ignées archéennes.

Les travaux récents de Daoudene et al. (en publication) au niveau des segments Storm-Evans et Evans-Ouagama suggèrent un modèle d'évolution tectonique qui débute par la mise en place des roches basaltiques de la Formation de Rabbit et des intrusions syn-volcaniques (intrusions de Reid et Kapikupechinach). Ces roches subissent la première phase de déformation D_1 , peut être à la suite d'un premier épisode de raccourcissement

nord-sud et d'un enfouissement des roches supracrustales au sein d'un vaste synclinal. Elles sont ensuite recouvertes par un nouvel épisode volcanique à dominance felsique et représenté par la Formation de Storm. La transition entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback est généralement graduel, étant marqué par un interlitage de tuf, de roches sédimentaires détritiques et exhalatives, et plus localement très net marqué par des horizons de conglomérat polygénique et de formations de fer. L'ensemble des roches volcaniques et sédimentaires a ensuite subi la phase de déformation régionale principale D₂ et un métamorphisme prograde, durant, là-aussi, un épisode de raccourcissement crustal nord-sud. Les roches supracrustales ont été localement exhumées durant D₃. Finalement, la phase D₄ est principalement concentrée le long de deux zones de cisaillement ductile à décrochement dextre, orientées NW-SE, les zones de cisaillement de Nottaway et de Lucky Strike.

4. GÎTOLOGIE

4.1. Généralités et classification des gîtes minéraux

La figure 8 montre la répartition des principaux gîtes minéraux de la zone d'étude et notamment la localisation de ceux décrits dans cette synthèse. Ils sont classés selon le style de minéralisation, le contenu métal et la nature des roches hôtes. Dans la suite de ce rapport, les gîtes sont présentés selon leur chronologie relative de formation qui se base sur les relations de recoupement avec les unités encaissantes et les analyses structurales régionales des études précédentes. Les gîtes connus de la CFE incluent des minéralisations de type : 1) sulfures massifs à semi-massifs à métaux de base (Zn-Cu-Pb) localement enrichis en métaux précieux (Au-Ag) dans les roches volcaniques et sédimentaires, 2) formations de fer, 3) sulfures disséminés à massifs à Ni-Cu-ÉGP, à Pd-Cu-Au et à oxydes et apatite (Fe-Ti-V-P) dans les intrusions mafiques à ultramafiques, 4) pegmatites et granitoïdes à Mo, W, Sn et métaux rares (Li, Be, Nb, Ta, Y, ÉTR) et 5) filons de quartz-carbonates aurifères « orogéniques ».

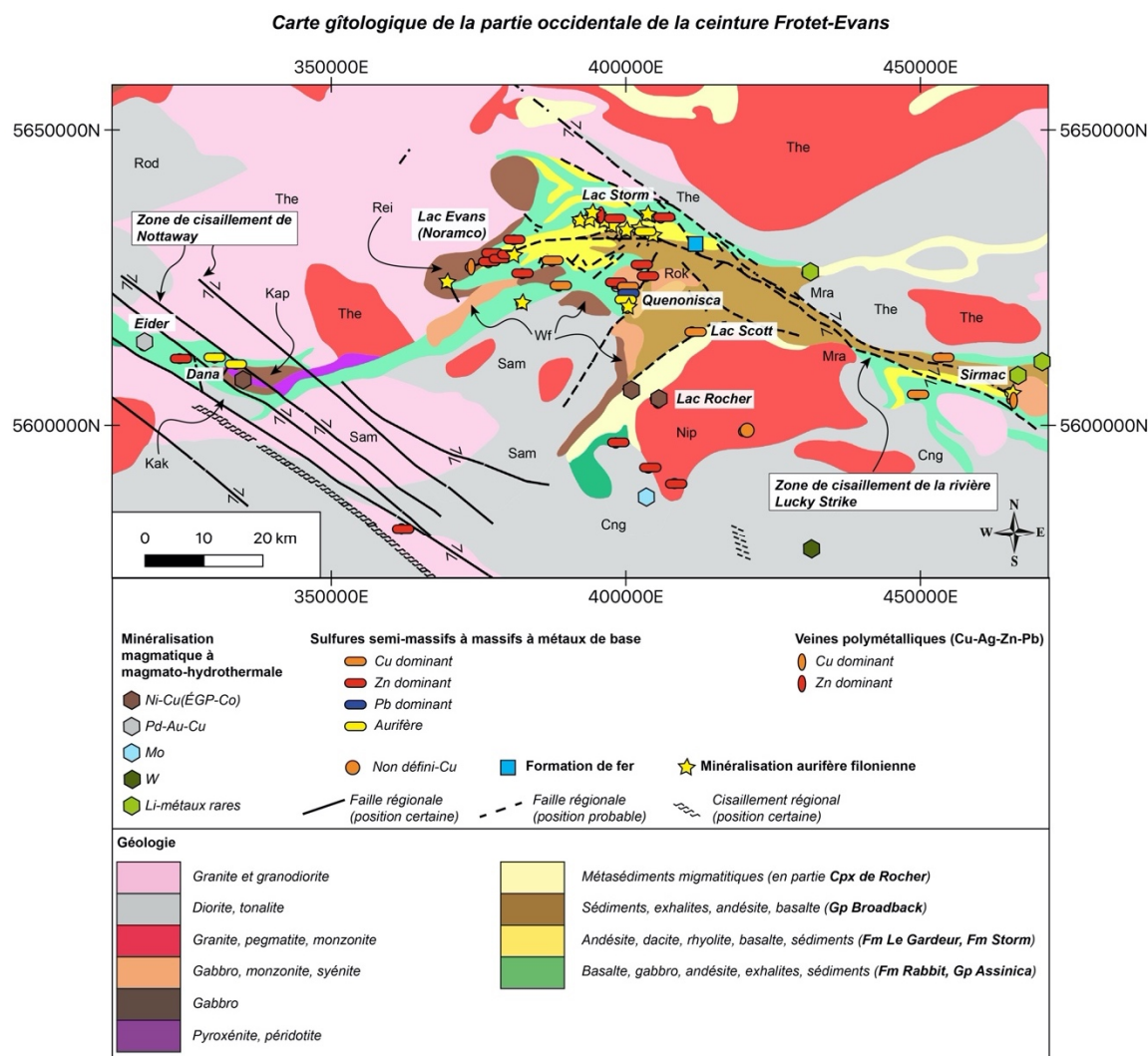


Figure 8 : Carte géologique simplifiée localisant les principaux indices minéralisés des segments Evans-Ouagama, Storm-Evans et Assinica de la CFE. Abréviations : Cng - Suite de Chensagi ; Mra - Suite de Morain ; Nip - Massif de Nipukatasi ; Kak - Suite de Kakusikuch ; Kap - Intrusion de Kapikupechinach ; Rei - Intrusion de Reid ; Rod - Pluton du Lac Rodayer ; Rok - Suite intrusive de Rocher-Quénonisca ; Sam - Intrusion de Salamandre ; The - Complexe de Théodat ; Wf - Intrusion de Whitefish.

4.2. Sulfures semi-massifs à massifs à métaux de base (Zn-Cu-Pb ± Ag ± Au)

Les gîtes de sulfures semi-massifs à massifs sont nombreux dans les roches volcaniques des formations de Rabbit (à dominance mafique) et de Storm (à dominance felsique), ainsi que dans les roches sédimentaires de la Formation de Broadback. Trois principaux secteurs minéralisés sont identifiés : les secteurs de Quénonisca, de Lac Evans-Noramco et de Dana (Fig. 8). Dans les roches volcaniques, ces gîtes sont dominés par des assemblages à Zn-Pb-Ag et Cu-Zn-Au-Ag, et ils sont concentrés dans les secteurs de Quénonisca et Dana. Les sulfures semi-massifs à massifs riches en Zn du secteur de Lac Evans-Noramco sont, quant

à eux, contenues dans un niveau de tuf intercalé dans les roches sédimentaires du Groupe de Broadback.

4.2.1. Secteur de Quénonisca

4.2.1.1. Localisation

Le secteur minéralisé de Quénonisca (feuillet 32K09, 32K10 et 32K16) est situé dans la partie sud du segment Storm-Evans à 5 km au sud du lac Storm et juste au nord du lac Quénonisca (Fig. 8 et 9). Ce secteur inclut notamment une série d'indices de Cu, Au, Zn, Pb et Ag qui sont regroupés au sein de la propriété Quénonisca (Fig. 9). La propriété est divisée en deux blocs de claims : le bloc des Montagnes, subdivisé en secteurs sud et nord, et le bloc Salamandre à l'ouest (Fig. 9a; Chapdelaine, 1996; Quirion, 1998a, 1998b, 2001).

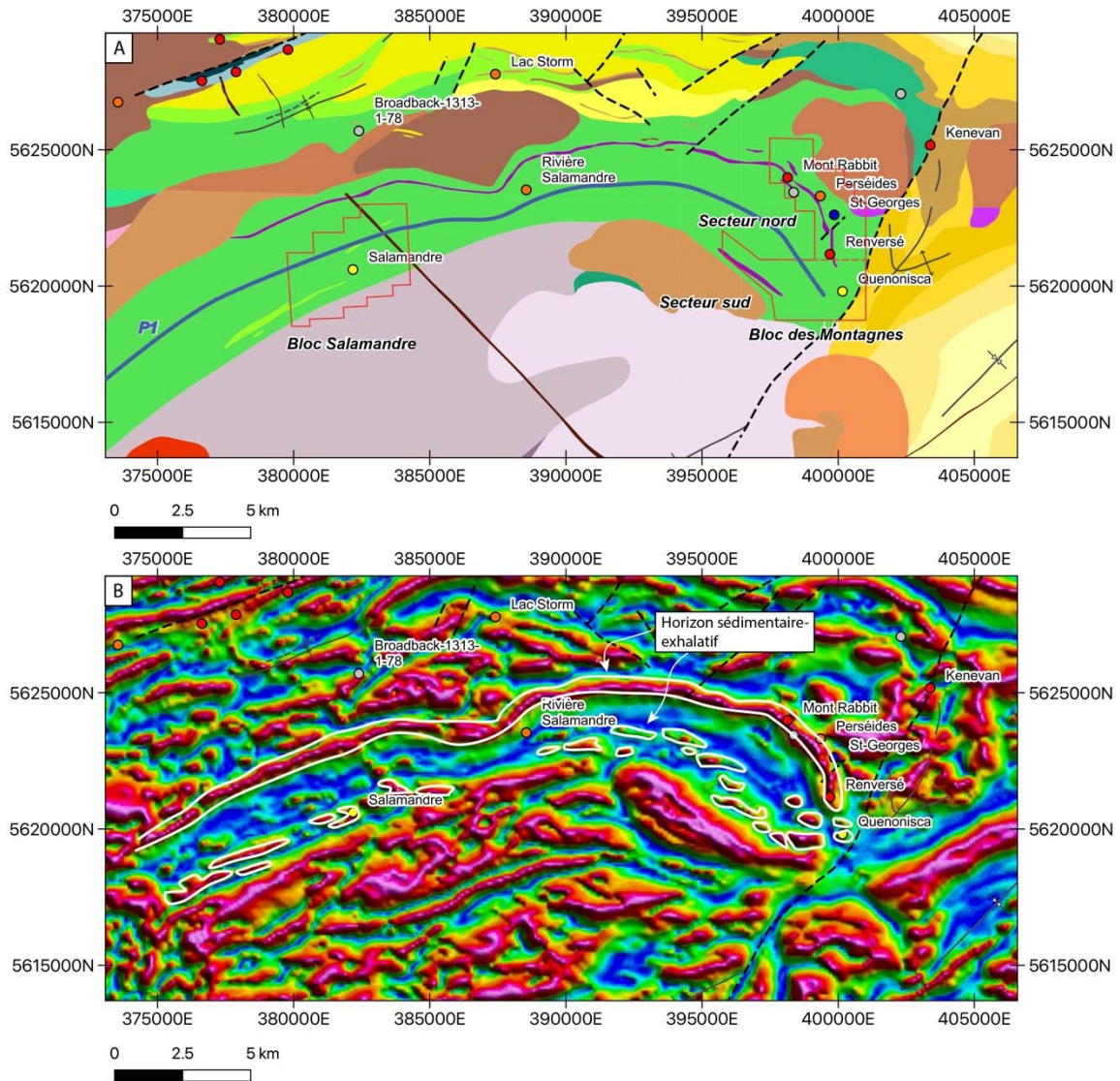


Figure 9 : a) Carte géologique de la propriété Quénonisca (extrait de la carte régionale interactive du SIGEOM, avant les travaux de Daoudene et al., en publication), le trait bleu représente la trace approximative du grand pli synclinal P1 ; b) carte magnétique (tilt) de la propriété Quénonisca (Dion et Lefebvre, 1998 ; D'Amours et Intissar, 2012).

4.2.1.2. Historique des travaux

Le secteur nord du bloc Salamandre fut travaillé à la fin des années 1980 par Ressources Strateco inc. qui cherchait des minéralisations aurifères au sein des horizons de formation de fer (cf. Chapdelaine, 1996). Ce n'est que dans les années 1996 à 2001 que la propriété fut réellement explorée par SOQUEM et Ressources Strateco inc. pour les métaux de base. C'est dans le bloc des Montagnes que l'essentiel des travaux s'est alors concentré (Chapdelaine, 1996; Quirion, 1998a, 1998b, 2001). Des levés géologiques à l'échelle 1 :

5000 et à plus petite échelle ont permis de mieux définir le contexte géologique de la propriété. Ces travaux ont été complétés par l'échantillonnage des sols et des roches. L'utilisation d'outils géophysiques (levés hélicoptérés EM-mag, levés géophysiques EM Max-Min et levés « Beep Mat ») a permis de définir des niveaux conducteurs, qui ont ensuite été ciblés par des forages. Les niveaux conducteurs étaient tous associés à des horizons exhalatifs dans la séquence volcanique de la Formation de Rabbit. Ces travaux ont mis à jour les principaux indices du bloc des Montagnes (Mont Rabbit, Perséides, St-Georges, Renversé et Quénonisca). De son côté, le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec a effectué plusieurs levés cartographiques qui ont couvert chacun au moins une partie du secteur Quénonisca (Franconi, 1974; Morin, 1998a; Brisson et al., 1998a, 1998b, 1998c; Daoudene et al., en publication).

4.2.1.3. Géologie locale

Les indices minéralisés du secteur de Quénonisca sont contenus dans la Formation de Rabbit. Les évidences de polarité stratigraphique dans les roches volcaniques et sédimentaires montrent que la séquence est plissée en un vaste synclinal mégascopique P₁ NE-SW au niveau du bloc Salamandre à NNW-SSE dans le bloc des Montagnes (Quirion 1998a, 1998b; 2001). Cette polarité peut cependant varier localement sous l'effet de plis P₂ dont les plans axiaux sont subparallèles à celui du pli P₁.

Les roches volcaniques du bloc des Montagnes ont été subdivisées en séquences volcaniques inférieure et supérieure, qui sont séparées par un horizon sédimentaire (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). La séquence volcanique inférieure est représentée dans le flanc sud du synclinal P₁ par des basaltes et basaltes andésitiques vésiculaires, massifs à coussinés, et localement avec une structure bréchique (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). Dans le flanc nord du pli synclinal P₁, les basaltes et les basaltes andésitiques de la séquence inférieure sont associés à des faciès andésitiques à dacitiques qui sont localement porphyriques et forment des coulées massives et des niveaux de tuf (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). L'unité volcanique supérieure, qui est située dans le cœur du pli synclinal P₁ replissé, est constituée de basalte massif ou coussiné (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). La signature géochimique des roches volcaniques est variée et indique la présence de basaltes

transitionnels à calco-alcalins dans le secteur sud, et de basaltes tholéitiques associés à des andésites et de rares dacites dans le secteur nord du bloc des Montagnes, à proximité de l'indice Renversé (Quirion, 1998a, 1998b).

L'horizon sédimentaire qui sépare les séquences inférieure et supérieure est constitué de formation de fer composée de niveaux riches en magnétite, localement à grenat et grunérite, et de niveaux de chert à magnétite, à graphite et à sulfures (Fig. 10a, b, c) qui forment un horizon facilement repérable sur des levés aéromagnétiques (Fig. 9b). Des niveaux d'argilite, de siltstone, de wacke et plus rarement de conglomérat, ainsi que de minces coulées décimétriques à métriques de laves andésitiques à basaltiques sont aussi documentées au sein de cet horizon (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). Les structures sédimentaires documentées dans cet horizon, notamment des plis de type slump et des failles syn-sédimentaires, semblent indiquer un milieu de déposition tectoniquement instable (Quirion, 2001). D'après Quirion (2001), le contact entre la séquence volcanique inférieure et l'horizon sédimentaire est net (Fig. 10c) alors que le contact avec l'unité volcanique supérieure est graduel et marqué par une alternance de coulées et de niveaux sédimentaires. L'épaisseur totale de l'horizon sédimentaire varie de quelques mètres à plus de 100m (Quirion, 1998a, 1998b, 2001). Il forme un horizon marqueur qui montre une continuité latérale de plus de 30 km et qui est associé à la plupart des indices minéralisés de la propriété Quénonsca (Fig. 9a, b et 8). Dans le flanc sud du pli P₁ la signature magnétique de l'horizon sédimentaire est beaucoup moins nette et semble discontinue par comparaison à celle du flanc nord (Fig. 9b). Le fonctionnement de la Zone de cisaillement de Salamandre qui sépare le pli synclinal P₁ du vaste domaine gneisso-plutonique situé au sud, et le métamorphisme plus élevé dans ce secteur (voir la carte métamorphique de Daoudene et al., en publication), pourraient avoir contribué au découpage de l'horizon de formation de fer et à la perte du signal magnétique durant l'enfouissement lié à D₂ (Daoudene et al., en publication).

Les roches volcaniques et sédimentaires sont coupées par des dykes mafiques (Fig. 10h) et de lamprophyre. Une intrusion tonalique est aussi décrite en forage au nord de l'indice Perséides (Quirion, 2001) et une intrusion de gabbronorite à monzonite-syérite de la Suite

intrusive de Rocher-Quénonsca coupent la séquence volcano-sédimentaire dans sa portion nord (Quirion, 2001; Daoudene et al., en publication).

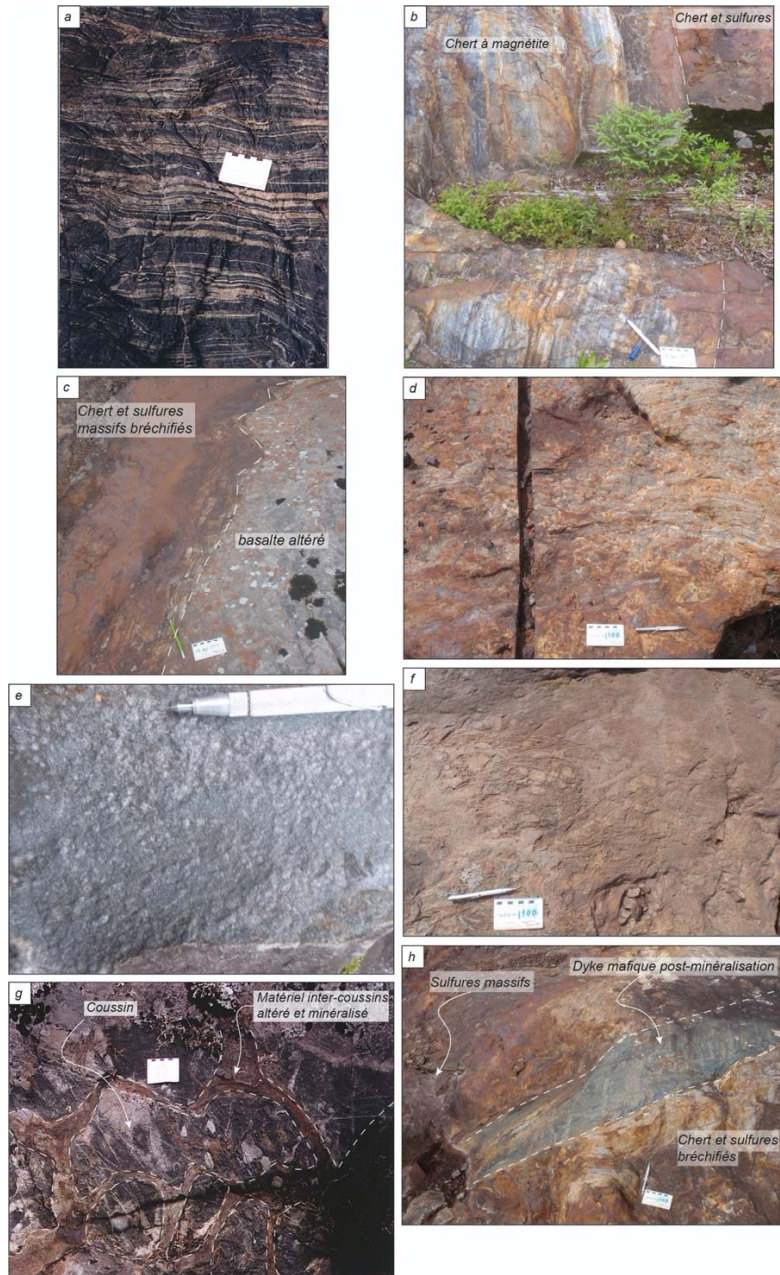


Figure 10 : a) Formation de fer séparant les unités volcaniques supérieure et inférieure. Elle montre une alternance de niveaux centimétriques de magnétite (sombre) et de niveaux de chert à magnétite (photo de Quirion, 1998a); b) contact entre un chert bréchifié et minéralisé et une formation de fer rubanée (indice Renversé); c) contact entre un basalte altéré en chlorite et quartz et un niveau de chert bréchique sulfuré contenant des lentilles de sulfures massifs (indice Renversé); d) chert bréchique à matrice sulfurée (pyrrhotite-pyrite avec traces de sphalérite-chalcoppyrite-galène ; indice Quénonsca); e) andésite altérée à grenat (indice Renversé); f) basalte à la structure bréchique, altéré (quartz, chlorite, biotite) et minéralisé (pyrrhotite) dans le mur de l'horizon exhalatif (indice Quénonsca); g) basalte coussiné et altéré (fortement chloritisé et localement silicifié). Les bordures des coussins sont pyritisées (photo modifiée de Quirion, 1998a; h) dyke mafique tardif qui coupe la zone minéralisée (indice Quénonsca).

Des études structurales sur la propriété Quénonisca ont mis en évidence une première phase de déformation associée à la formation de plis isoclinaux P_1 à forte plongée vers le SE, et sur lesquels se superposent des plis P_2 dont la trace axiale est orientée approximativement E-W à SE-NW (Chapdelaine, 1996; Daoudene et al., en publication). Ces plis contrôlent la distribution des unités volcaniques et sédimentaires et sont associés aux foliations S_1 et S_2 , qui sont reconnues régionalement dans le segment Evans-Ouagama de la CFE (Daoudene et al., en publication). Dans le secteur sud, des zones de cisaillement mylonitiques D_2 à mouvement apparent senestre sont orientées NNW-SSE alors que dans le secteur nord les zones de cisaillement mylonitiques D_2 à mouvement apparent dextre sont orientées NNE-SSW. Ces zones de cisaillement coïncident avec des ruptures dans la continuité du signal magnétique de l'horizon de roches exhalatives et elles sont donc probablement responsables de son découpage (Fig. 9b et 11). Les failles NNE-SSW sont parallèles à la faille de Quénonisca (la Zone de cisaillement de Ouagama de Daoudene et al., en publication), située à l'est du bloc des Montagnes et qui met en contact les roches volcaniques de la Formation de Rabbit avec les roches sédimentaires du Groupe de Broadback (Fig. 9a et 11). Dans la partie sud du bloc des Montagnes, l'horizon sédimentaire est démembré et est principalement préservé dans les zones de charnière de plis (Fig. 11).

Dans la partie nord du secteur Quénonisca, deux horizons sédimentaires sont cartographiés et sont séparés de 200 mètres (Quirion, 2001; Fig. 11). Cependant, le patron de déformation régional avec deux phases de plis (P_1 et P_2) serrés à isoclinaux est associé à la répétition structurale des unités stratigraphiques. Bien que ces deux horizons puissent représenter deux niveaux différents, ils pourraient également représenter la répétition d'un même niveau stratigraphique plissé.

4.2.1.4. Géologie économique

La propriété Quénonisca regroupe plusieurs indices de métaux de base et précieux localisés au sein ou à proximité direct de l'horizon de roches exhalatives de la Formation de Rabbit. Au voisinage des indices, les roches de cet horizon et les roches volcaniques sous-jacentes sont généralement altérées et localement minéralisées. Les principaux indices sont, du nord

au sud : l'indice Mont Rabbit (Zn-Pb-Ag), Perséides (Cu-Zn-Au-Ag), St-Georges (Pb-Ag-Zn), Renversé (Zn-Pb-Ag-Au) et Quenonisca (Au-Zn) (Fig. 11).

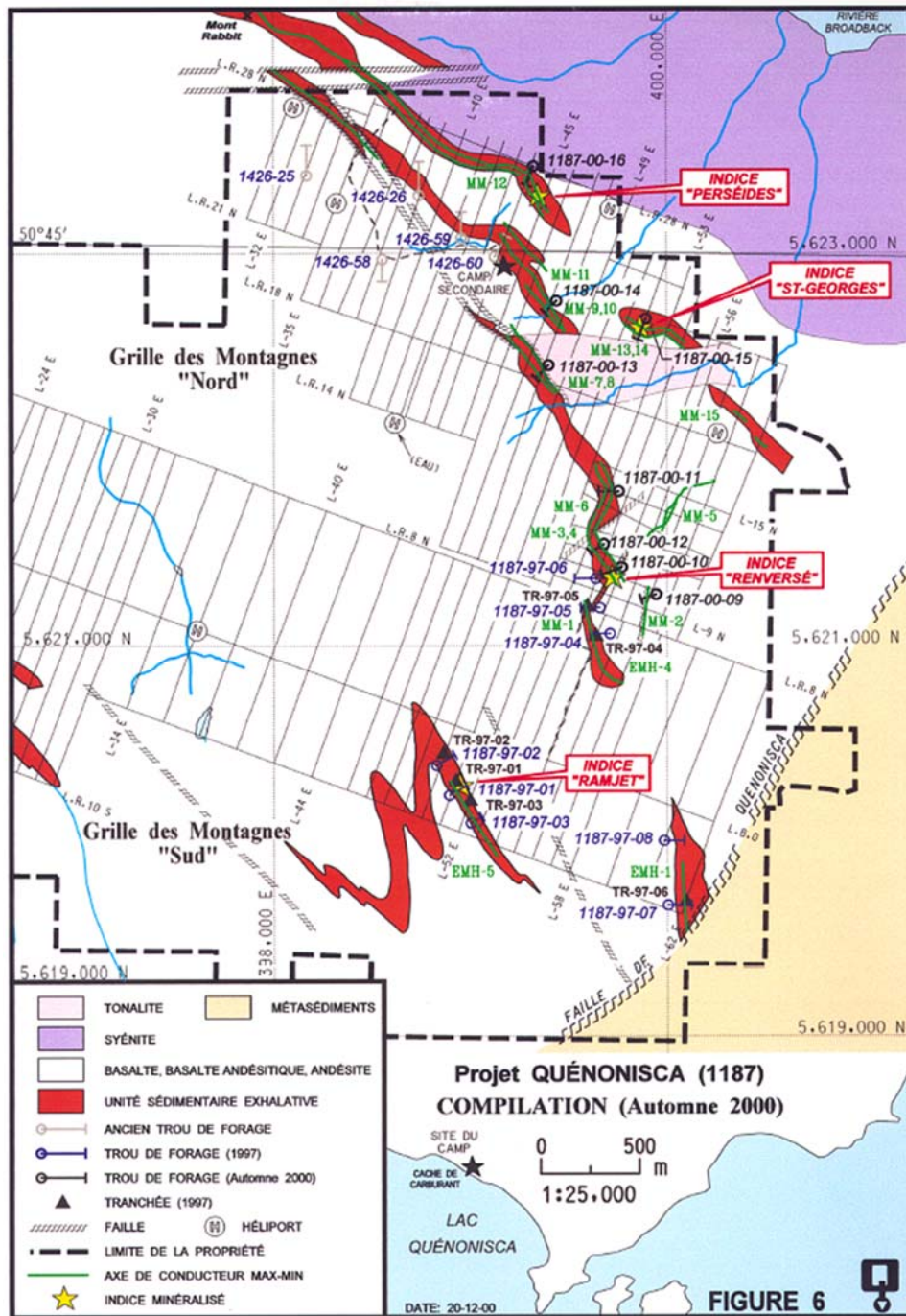


Figure 11 : carte géologique simplifiée de la partie orientale du bloc des Montagnes. La carte montre la localisation des indices minéralisés et des horizons sédimentaires exhalatifs (Quirion, 2001). L'indice Quenonisca se situe au niveau du forage 1187-97-08 et du conducteur EMH-1 sur cette carte.

4.2.1.4.1. Minéralisations

La minéralisation est essentiellement observée dans les formations de fer et les cherts de l'horizon sédimentaire. Elle peut prendre la forme de : 1) lentilles de sulfures semi-massifs à massifs stratiformes pouvant atteindre 5 m d'épaisseur, 2) brèches pouvant atteindre jusqu'à 35 m d'épaisseur et présentant des fragments de chert et de formations de fer dans une matrice sulfurée plus ou moins graphiteuse, 3) zones de sulfures disséminés (5 à 15 % de pyrrhotite) sur des épaisseurs métriques à décimétriques, 4) stockwerks qui coupent les roches volcaniques de la séquence inférieure, la brèche, les formations de fer et les cherts (Quirion, 2001). Ces différents types de minéralisation peuvent être observés sur le site d'un même gîte.

Les minéralisations semi-massives à massives forment des lentilles décimétriques à métriques stratiformes qui sont essentiellement situées au sein de l'horizon de roches sédimentaires exhalatives, dans les niveaux de chert et de formation de fer (Fig. 10c). Cependant, une lentille a été traversée en forage dans des basaltes altérés (Quirion, 2001). Plusieurs lentilles de sulfures semi-massifs à massifs peuvent être observées localement à différents niveaux de l'horizon sédimentaire. Elles sont constituées principalement de pyrrhotite avec une quantité moindre de pyrite (rapport de 10 pour 1), mais certains niveaux sont riches en sphalérite, galène, chalcopryrite et magnétite (Quirion, 2001). Les lentilles de sulfures semi-massifs à massifs contiennent jusqu'à 5-10 % de fragments siliceux. Quirion (2001) décrit un litage au sein des lentilles de sulfures semi-massifs à massifs avec des lits millimétriques de sphalérite au sein des sulfures de fer. Des veinules de pyrrhotite-sphalérite-chalcopryrite coupent le litage primaire dans les lentilles de sulfures massifs, semblant indiquer un épisode minéralisateur secondaire, probablement d'origine syn-volcanique. Les teneurs en métaux de base sont généralement élevées, en particulier dans ces zones recoupées par des veinules de sulfures (0,18-2,26 % Zn, 0,14-2,05 % Cu; Quirion, 2001), alors que celles en métaux précieux sont plutôt faibles (2,6-110 ppm Ag et 0,18-1,87 ppm Au; Quirion, 2001). Le forage 1187-00-10, à proximité de l'indice Renversé, a donné 1,35 % Zn, 2,69 % Pb et 37,60 g/t Ag sur 1,35 m.

La brèche à fragments de chert et la formation de fer sont les faciès minéralisés les plus caractéristiques du secteur sud, notamment au niveau des indices Quenonisca et Renversé.

La brèche est comprise au sein de l'horizon sédimentaire et elle comporte une matrice sulfurée et graphiteuse (Fig. 10b, c, d). Elle présente des teneurs anormales en métaux de base, notamment jusqu'à 0,18 % Zn sur 7,2 m (sondage 1187-97-03; Quirion, 2001), et quelques analyses ont donné des valeurs anormales en Au (327 ppb sur 0,30 m au niveau du sondage 1187-00-09; Quirion, 2001). Cette brèche est recoupée de veinules de sulfures riches en Cu-Zn-Pb-Au-Ag.

Dans le secteur nord, les meilleures teneurs proviennent des zones de stockwerk de veines et de veinules de sulfures (pyrrhotite-pyrite-sphalérite-chalcopyrite-galène) qui coupent les formations de fer et les cherts. Elles contiennent notamment jusqu'à 1,87 g/t Au sur 1,10 m (sondage 1187-00-12; Quirion, 2001) et jusqu'à 2,05 % Cu, 1,6 % Zn, 1,55 g/t Au et 30 g/t Ag au niveau de l'indice Perséides (échantillons choisis; Quirion, 1998b, 2001). La chalcopyrite est généralement associée à de très fines veinules qui coupent les autres sulfures, indiquant une possible introduction plus tardive de ce type de minéralisation (Quirion, 2001). En s'éloignant latéralement de l'indice Perséides vers le SSE et NNW, le contenu en cuivre diminue alors que celui en zinc et plomb augmente notamment au niveau des indices St-George (avec jusqu'à 2,21 % Pb, 0,56 % Zn et 110 g/t Ag sur échantillon choisi et 0,56 % Zn, 5 g/t Ag sur 2,6 m au niveau du sondage 1187-00-14; Quirion, 2001) et Renversé (1,08 % Zn et 0,44 % Pb sur 3,8 m incluant 2 % Zn sur 0,9 m pour le sondage 1187-97-05; 1,65 % Zn, 2,69 % Pb et 37,6 g/t Ag sur 1,4 m pour le sondage 1187-00-10; Quirion, 1998a, 2001). Plusieurs analyses anormales en Au ont également été obtenues à l'indice Renversé, avec un maximum de 1,75 g/t Au sur un échantillon choisi (Quirion, 1998a).

À la limite entre le secteur sud et nord de la propriété Quénonisca, l'unité sédimentaire est comprise dans des andésites biotitisées et grenatitises (Fig. 10e). Les niveaux de formations de fer sont aussi biotitisés et chloritisés et ils ont donné des valeurs anormales en Au, jusqu'à 1,87 g/t sur 1,10 m (sondage 1187-00-12; Quirion, 2001). L'indice Mont Rabbit, situé dans la partie nord de la propriété, est caractérisé par des valeurs anormales en Zn (jusqu'à 1,04 % Zn; Quirion, 1998b). Dans le secteur sud, Quirion (1998a) note la

présence de veines de quartz aurifère en extension coupant les basaltes de la Formation de Rabbit (6,58 g/t Au sur 0,6 m au niveau du forage 1187-97-07; Quirion, 1998a).

La figure 12 montre le résultat de la cartographie détaillée de Quirion (1998a) le long du contact inférieur entre l'unité sédimentaire et des basaltes altérés dans les environs de l'indice Renversé. Le passage entre les basaltes et l'horizon sédimentaire est net et marqué par un chert à magnétite bréchifié et plus ou moins riche en sulfures (pyrrhotite-pyrite avec des traces de sphalérite-galène-chalcopyrite). Les faciès bréchiques riches en sulfures sont localement discordants sur la stratification. Le contenu en sulfure dans ces faciès bréchiques varie de 5 % à plus de 65 % et les meilleures teneurs en métaux sont de 0,16 % Zn et 5 g/t Ag sur 3,8 mètres (tranchée R-2 de l'indice Renversé; Quirion, 1998a). L'horizon sédimentaire est constitué d'une alternance de niveaux décimétriques à métriques de chert, de formation de fer à magnétite et de wacke. L'ensemble est coupé de dykes mafiques. Des zones de cisaillement, qui sont probablement syn-D₂, sont orientées NNW-SSE et ENE-WSW avec un fort pendage, et sont respectivement parallèles et perpendiculaires à la stratification (Quirion, 2001). Elles atteignent parfois une longueur pluri-kilométrique et sont d'épaisseur centimétrique à métrique. Les zones de cisaillement NNW-SSE se superposent généralement sur des horizons de brèches et les zones ENE-WSW entraînent un décalage des niveaux minéralisés. Des dykes mafiques de même orientation que les zones de cisaillement ENE-WSW montrent un mouvement apparent senestre de part et d'autre de leurs épontes. Les zones de cisaillement NNW-SSE sont quant à elles associées à un mouvement apparent senestre le long de la stratification. En forage, près de 40 m de chert riche en sulfures et de formation de fer à magnétite bréchique ont été interceptés et montrent des zones contenant jusqu'à 0,34 % Zn, 0,17 % Pb et 6 g/t Ag sur 2,5 m et 0,32 % Zn, 0,57 % Pb et 5,9 g/t Ag sur 1,1 m (sondage 1187-97-04; Quirion, 1998a).

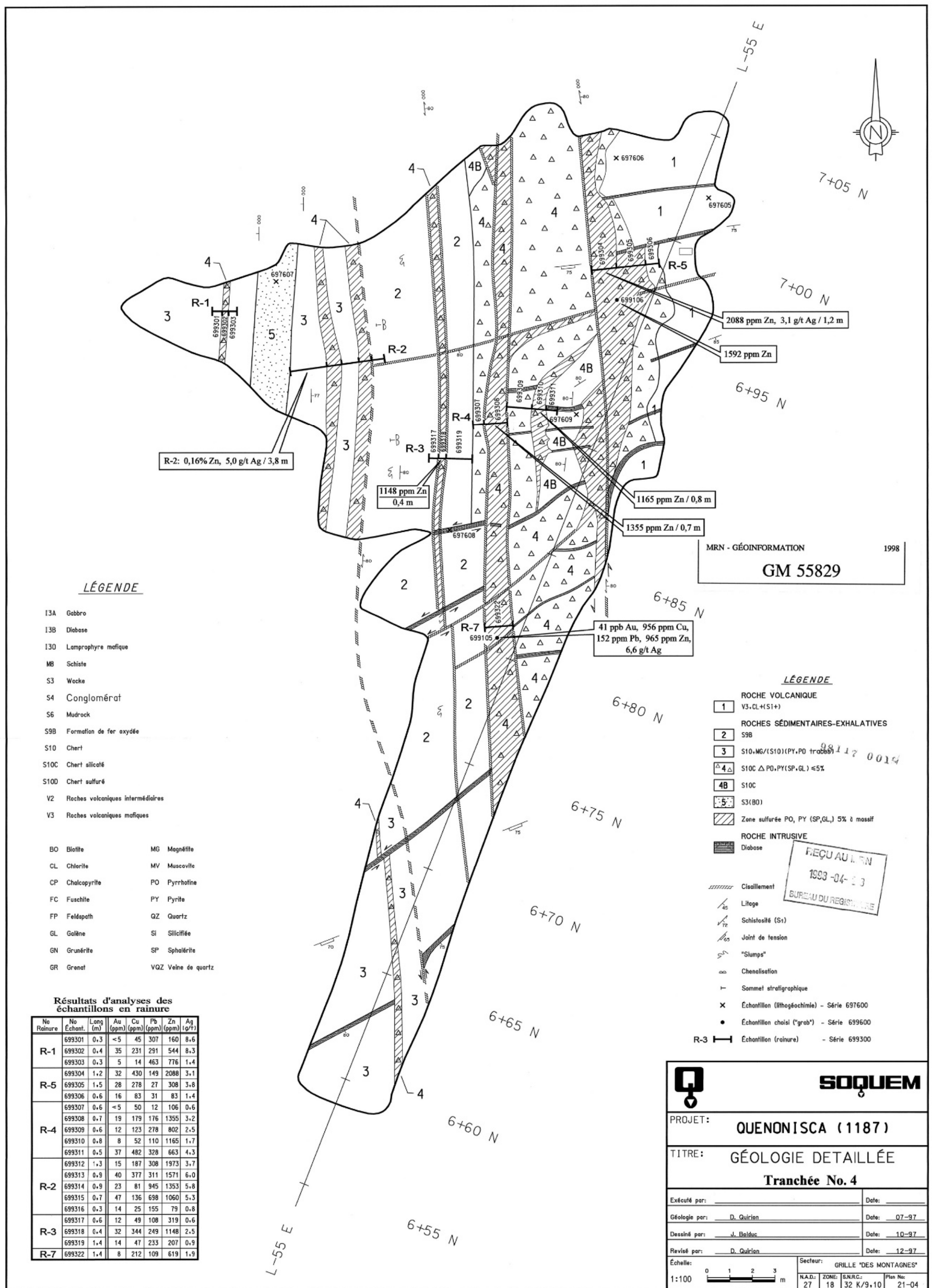


Figure 12 : Cartographie détaillée de la tranchée numéro 4 de l'indice Renversé. Les zones avec des triangles blancs correspondent aux roches avec une texture bréchique (Quirion, 1998a).

La figure 13 montre la cartographie détaillée de la tranchée 5 au niveau de l'indice Renversé (par Quirion, 1998a). Les lithologies au contact du chert et de l'argilite minéralisés (5 à 10 % de pyrrhotite, 5 % de pyrite avec des traces de chalcopryrite et de galène) consistent en des tufs andésitiques à lapilli et des andésites altérées. Des dykes de gabbro coupent le chert et les roches volcaniques. Les meilleures valeurs obtenues sur ce décapage sont de 0,68 % Zn, 0,22 % Pb et 8,4 g/t Ag sur 1 m dans un niveau d'argilite (échantillons choisis; Quirion, 1998a). Des teneurs significatives ont été obtenues en forage sous cette tranchée (1,08 % Zn, 0,44 % Pb et 7,5 g/t Ag sur 3,8 m, incluant 2 % Zn, 0,53% Pb et 7 g/t Ag sur 0,9 m, sondage 1187-97-05), dans des zones à stockwerks contenant de la galène et de la sphalérite (Quirion, 1998a). Ces zones coupent l'unité de chert bréchique riche en sulfures . Dans la tranchée, la relation angulaire forte entre la schistosité et la stratification suggère la présence d'une charnière de pli, l'amas métrique de sulfures semi-massifs se situant dans sa charnière (Fig. 13).

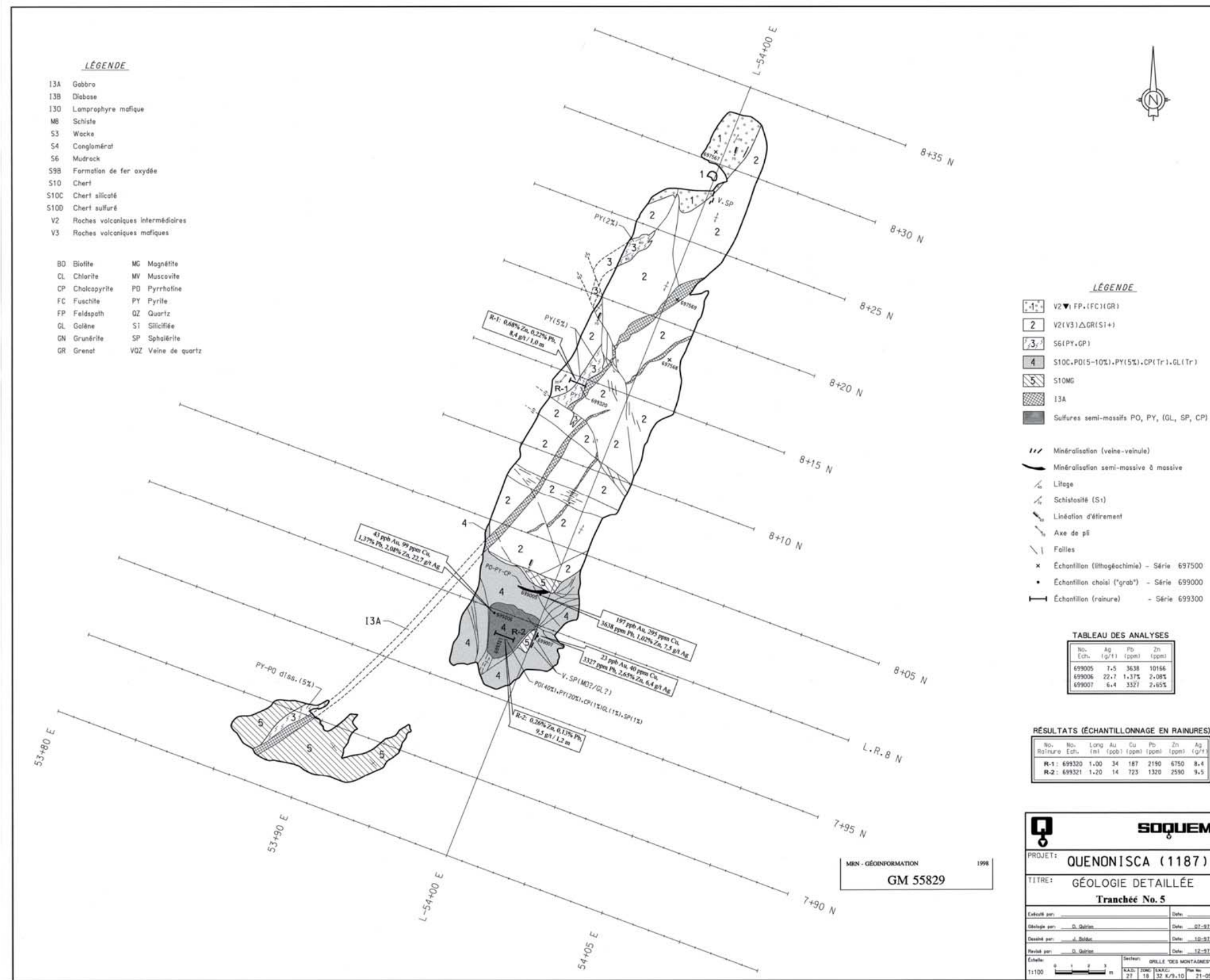


Figure 13 : Cartographie détaillée de la tranchée 5 de l'indice Renservé (Quirion, 1998a).

Dans la tranchée 6 de l'indice Quenonisca (Fig. 14), les zones minéralisées sont constituées de niveaux stratiformes de sulfures semi-massifs à massifs à pyrite-pyrrhotite. Ces niveaux sont contenus dans des cherts riches en sulfures et dans des schistes à quartz-muscovite-pyrite-pyrrhotite (5 à 10 % de sulfures). Ces roches sédimentaires sont en contact avec différents faciès de basalte bréchiq ue altéré qui présentent des intercalations d'argilite riche en pyrrhotite. Les meilleures valeurs obtenues sont de 0,32 % Zn sur 3,4 m et de 0,84 % Zn sur 0,6 m (échantillons de rainurage; Quirion, 1998a).

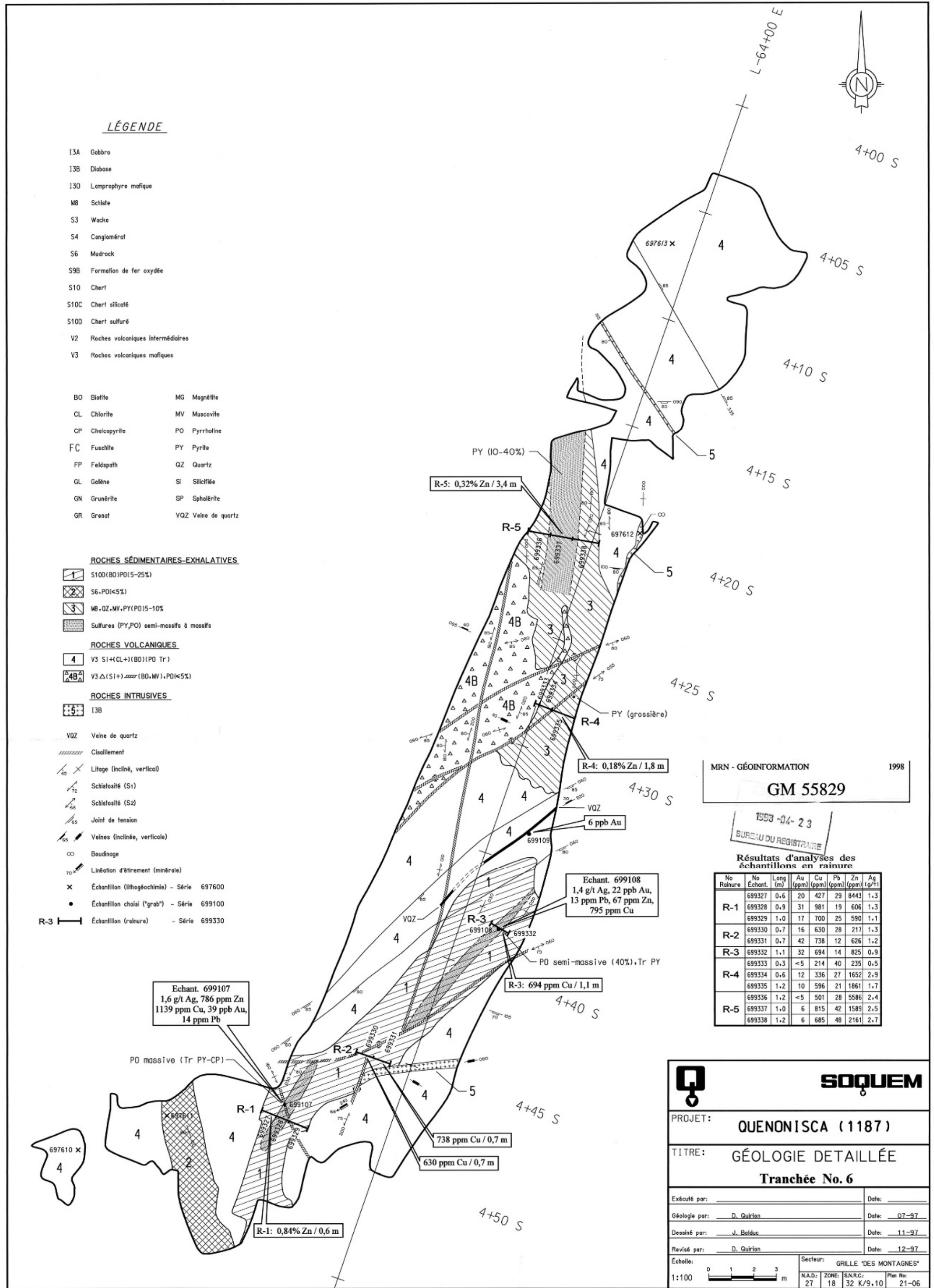


Figure 14: Cartographie détaillée de la tranchée 6 de l'indice Quénonisca (Quirion, 1998a)

4.2.1.4.2. Minéralogie et géochimie d'altérations

L'indice Perséides est caractérisé par une chloritisation intense et la présence de grenat, qui peut atteindre jusqu'à 90 % de la roche, ainsi que par des proportions variables de biotite, d'amphibole et de quartz (Fig. 10d; Quirion, 2001). Latéralement en suivant la stratigraphie sur des distances décamétriques, les minéraux d'altération dominant sont la biotite, la séricite, et le grenat, en particulier dans les roches volcaniques intermédiaires à felsiques. Les assemblages minéralogiques associés à l'altération sont aussi plus diversifiés. Ils montrent fréquemment la présence de staurotide, de carbonates, de quartz, de tourmaline, d'amphibole magnésienne (trémolite, cummingtonite ou anthophyllite) et possiblement d'aluminosilicates (sillimanite, cordiérite) (Quirion, 2001). Les altérations les plus intenses sont généralement situées à proximité des zones minéralisées notamment dans leur éponte inférieure, mais certaines zones minéralisées et altérées semblent être étagées dans l'empilement stratigraphique (Fig. 10g; Quirion, 2001). L'altération à carbonate semble tardive et affecte la partie sommitale de la zone d'altération à l'interface entre l'horizon de roche sédimentaire et les roches volcaniques.

À l'indice Renversé, les lithologies au sein de l'horizon minéralisé ou proche de son contact présentent une forte altération hydrothermale (Quirion, 2001). Dans la tranchée 4, les basaltes sous la zone minéralisée sont chloritisés et silicifiés (Fig. 12; Quirion, 1998a). Dans la tranchée 5, les tufs andésitiques à lapilli et les andésites sous la zone minéralisées sont silicifiés et riches en grenat. Ils contiennent localement de la fuschite (Fig. 13; Quirion, 1998a).

L'indice Quenonisca (tranchée numéro 6) présente une zonation minéralogique qui peut être soit attribuée à un processus d'altération hydrothermale ou soit à une variation de la composition chimique primaire des roches. Le basalte est silicifié, chloritisé et biotitisé et il contient des traces de pyrrhotite. Il est localement bréchifié et coupé par des zones de cisaillements centimétriques à décimétriques et d'orientation NNE-SSW et NE-SW à muscovite-biotite. De plus, une zone de schiste à quartz-muscovite minéralisée (avec 5 à 10 % de pyrite-pyrrhotite) est aussi observée (Fig. 14). Un forage (sondage 1187-97-07) passant sous la tranchée a traversé un niveau de schiste à séricite-chlorite-grenat de 20 cm

d'épaisseur, une zone chloritisée à texture bréchique et injectée de veinules de quartz sur 2,5 m, ainsi qu'une zone fortement silicifiée sur 3,7 m (Quirion, 1998a). La quantité de sulfures augmente vers le contact entre le basalte et l'unité de roches sédimentaires pour former une lentille de sulfure massif de 1,5 m d'épaisseur (Quirion, 1998a). Les roches sédimentaires sont localement chloritisées, épidotisées et à texture bréchique. Quirion (1998a) note aussi la présence de tourmaline à proximité de la tranchée numéro 6.

Notre étude de deux lames minces de chert et de formation de fer provenant d'un décapage à proximité de l'indice Renversé montre une séquence d'altération complexe qui témoigne de l'évolution du système hydrothermal. Cette séquence présente : 1) une altération diffuse à chlorite-séricite-quartz-sulfures (pyrrhotite-pyrrite), 2) une altération localisée sous la forme de veinules millimétriques de séricite, et 3) une altération localisée sous la forme de veines plissées de quartz-chlorite-sulfures (pyrrhotite-pyrite). L'ensemble est coupé par des fractures tardives remplies d'hématite. Ces fractures sont associées à une bréchification de la roche.

Quirion (2001) note que les roches altérées forment une zone d'altération très étendue, qui peut être suivie latéralement sur plus de 5 km. Cette zone est associée à une augmentation des indices géochimiques d'altération, tels que les indices de saturation en séricite et chlorite, l'indice d'Ishikawa (AI), et les indices chlorite-carbonate-pyrite CCPI et Spitz-Darling (Al_2O_3/Na_2O) en direction des indices Perséides, Renversé et St-Georges (Quirion, 2001). Ce genre d'évolution des indices géochimiques d'altération est typique des systèmes d'altération de type SMV (voir Piercey, 2008).

4.2.1.5. Synthèse et interprétation

Les zones minéralisées du secteur de Quénonisca sont associées à un horizon marqueur de roches sédimentaires, d'extension régionale, se situant dans les roches volcaniques de la Formation de Rabbit. Cet horizon marque la limite entre deux séquences volcaniques. La minéralisation est essentiellement portée par des niveaux de formation de fer et de chert rubanés de type Algoma (Peter, 2003). Quelques rares zones minéralisées sont aussi présentes dans les roches volcaniques sous- et sus-jacentes. Les minéralisations prennent

la forme de : 1) veines et veinules de sulfures qui forment des zones de stockwerk riches en métaux de base et précieux associées à des altérations de plus haute température (chlorite, biotite); 2) brèche stratiforme à matrice de sulfures (pyrrhotite-pyrite avec des traces de sphalérite-chalcopryrite-galène) dans le secteur sud du bloc des Montagnes au voisinage des charnières de plis; et 3) zones de sulfures disséminés (5 à 15 % de pyrrhotite) et de sulfures semi-massifs à massifs formant des lentilles stratiformes.

La brèche à matrice riche en sulfures contient des fragments de chert et de formation de fer rubanée, et s'apparente à une texture « durchbewegung ». Elle peut être expliquée par une bréchification syn-tectonique dans des conditions métamorphiques au faciès des schistes verts supérieurs ou celui des amphibolites, les niveaux riches en sulfures ayant flué et accomodé une part plus importante de la déformation que les niveaux silicatés formant les fragments. Le fluage et la remobilisation des sulfures sont également matérialisés par l'accumulation de sulfures dans des zones de charnière des plis. La brèche, contenant une matrice à pyrrhotite, pyrite sphalérite, est aussi coupée par des veinules de sphalérite-galène-chalcopryrite-pyrrhotite-pyrite, associées à des anomalies en Au-Ag (Quirion, 2001).

Dans le secteur nord du bloc des Montagnes, les roches volcaniques et l'horizon de roches sédimentaires sont caractérisés par une zonation d'altération, avec un cœur à chlorite-grenat au niveau de l'indice Perséides, et des altérations potassiques et alumineuses à biotite-séricite-grenat \pm staurotide \pm tourmaline \pm amphibole \pm carbonate latéralement. Ces assemblages minéralogiques sont typiques des zones d'altération volcanogènes métamorphisées (Galley et al., 2007).

La zonation des assemblages minéralogiques d'altération montre une évolution d'une zone de plus haute température à chlorite vers des zones de plus basses températures à séricite, carbonate et quartz. Cette zonation est aussi matérialisée par les contenus en métaux des zones minéralisées, avec notamment une zone interne riche en Cu associée à l'altération chloritique, et des zones périphériques riches en Zn-Pb-Ag associées à la présence de biotite et de séricite. Cette zonation est typique des systèmes de type SMV, avec au cœur

du système hydrothermal des assemblages minéralogiques riches en chlorite et en Cu, et, en bordure, des assemblages à séricite-biotite de plus basse température et riches en Zn-Pb (Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007). Les zones altérées et minéralisées sont localement étagées, indiquant un possible télescopage du système hydrothermal, qui est demeuré actif durant le cycle volcanique de la séquence supérieure.

Dans le bloc des Montagnes, l'horizon sédimentaire se situe juste au-dessus des zones d'altération les plus intenses dans les roches volcaniques et il s'est mis en place dans un environnement à dominance volcanique. Il est principalement constitué de chert, de formation de fer et d'une faible proportion d'argilite, indiquant un environnement marin profond, une origine exhalative et un apport terrigène très faible. Le dépôt des roches sédimentaires est contemporain de la mise en place d'un système hydrothermal sur le fond océanique, à la suite de l'arrêt de l'activité volcanique. L'horizon sédimentaire peut être suivi sur au moins plusieurs dizaines de kilomètres. Les lentilles de sulfures semi-massifs à massifs sont stratiformes, se situent principalement au sein de cet horizon exhalatif, et elles sont observées de sa base, depuis le contact avec les roches volcaniques sous-jacentes, jusqu'à son sommet. En dehors de l'horizon de roches sédimentaires, une seule lentille de sulfures massifs est documentée. Elle est contenue dans la séquence volcanique inférieure et elle est associée à une zone de stockwerk minéralisé (Quirion, 2001).

L'horizon exhalatif de Quénonsca est localisé au contact entre une séquence volcanique inférieure bimodale et une séquence volcanique supérieure mafique. Ainsi, les minéralisations de la propriété Quénonsca peuvent être associées à un environnement de type bimodal-mafique (Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011). Les zones minéralisées qui sont principalement encaissées dans des niveaux de chert et de formations de fer de l'horizon exhalatif sont riches en Zn-Pb-Ag par rapport au Cu. Cet assemblage métallique n'est pas inhabituel pour les SMV dans des séquences bimodale-mafiques (Galley et al., 2007).

À l'échelle régionale, l'horizon de roches sédimentaires exhalatives représente un métallotecte de premier ordre pour l'exploration des métaux de base et précieux dans la

Formation de Rabbit. Un tel horizon peut être associé à la présence de centres exhalatifs significativement minéralisés, de zones de stockwerk et de zones de remplacement hydrothermal. D'autres horizons de formation de fer, ailleurs dans la Formation de Rabbit, pourraient aussi constituer des horizons favorables à la prospection de systèmes de type SMV. Une étude géochimique plus poussée des roches volcaniques permettrait de mieux comprendre la stratigraphie et leur contexte de formation, et d'améliorer notre compréhension des métallotectes pour la recherche de minéralisation de type SMV le long de l'horizon marqueur.

4.2.2. Secteur de Dana

4.2.2.1. Localisation

Le secteur de Dana est localisé dans la partie ouest du segment d'Evans-Ouagama (feuillelet 32K11; Fig. 8) à proximité de la rivière Dana. Les principaux indices de ce secteur sont situés entre 10 et 15 km à l'est de la route de la Baie James.

4.2.2.2. Historique des travaux

Franconi (1973) décrit la présence de zones rouillées et minéralisées en sulfures disséminés à massifs (pyrrhotite, pyrite avec des traces de chalcopryrite et de sphalérite) dans des roches volcaniques de composition mafique à felsique, mais aussi dans des niveaux de roches sédimentaires. Au cours des années 1980, la Société de Développement de la Baie-James (1977-1980) et Noramco (1987-1988) ont effectué des levés géologiques, des forages au diamant et des travaux de géophysiques, qui ont mené à l'identification de niveaux conducteurs. Les indices Léo-C-13, H-1456-019 et H-1456-009 ont été découverts durant ces travaux (Bertrand, 1977; Borduas, 1981; Doucet, 1988, 1989). Les forages effectués par Noramco Inc. à l'est de l'indice Léo-C-13, sur le flanc nord du synclinal du secteur Dana (Fig. 15; Doucet, 1988, 1989) ont donné quelques valeurs anormales et indicielles en Au (Cu-Zn), notamment au niveau des forages et indices H-1456-009 et H-1456-019. Des travaux d'échantillonnage menés par le MERN ont eu lieu en 2019 sur des zones rouillées du secteur.

4.2.2.3. Géologie locale

La géologie du secteur de Dana peut être simplifiée en une unité volcanique inférieure à dominance mafique et une unité supérieure à dominance intermédiaire à felsique. L'unité inférieure est constituée de basalte massif à coussiné tholéiitique de la Formation de Rabbit, dans lesquels sont observés des niveaux de siltstone, grauwacke et d'argilite qui contiennent localement des sulfures et du graphite, ainsi que des formations de fer (Franconi, 1973b; Morin, 1998b). Ces niveaux sédimentaires sont plus abondants vers le contact avec l'unité supérieure et marquent la transition vers l'unité supérieure. Cette dernière est constituée d'andésite porphyrique, de dacite et de tuf intermédiaire à felsique aphanitique à porphyrique calco-alcalins. Initialement comprise dans la Formation de Rabbit, l'unité supérieure a été réattribuée à la Formation de Storm par Daoudene et al. (en publication). La séquence volcanique bimodale et sédimentaire est coupée par des dykes de gabbro et de diorite et des dykes de porphyre à quartz-feldspath coupent les basaltes. Vers le SE de la propriété, l'intrusion syn-volcanique de Kapikupechinach (gabbro, pyroxénite et péridotite, Fig. 15) est située au cœur d'un synclinal P₁ replissé lors de la phase de déformation régionale D₂ (Daoudene et al., en publication). L'intrusion, qui est en contact avec les roches volcaniques mafiques à felsiques et les roches sédimentaires et exhalatives de la Formation de Rabbit, contient des enclaves de basaltes et volcanites felsiques (Morin, 1998b). Dans la région du secteur de Dana, la séquence volcano-sédimentaire est aussi coupée par deux plutons de la Suite de Kakusikuch.

En termes de structure, le secteur de Dana est affecté par une charnière de pli mégascopique P₁ d'orientation E-O, sur lequel se superposent des plis P₂ de même orientation, ainsi que des zones de cisaillement dextre (D₄) NO-SE (voir Daoudene et al., en publication). L'indice Léo-C-13 se situe dans la charnière alors que les indices H-1456-019 et H-1456-009 se situent sur le flanc nord du pli P₁.

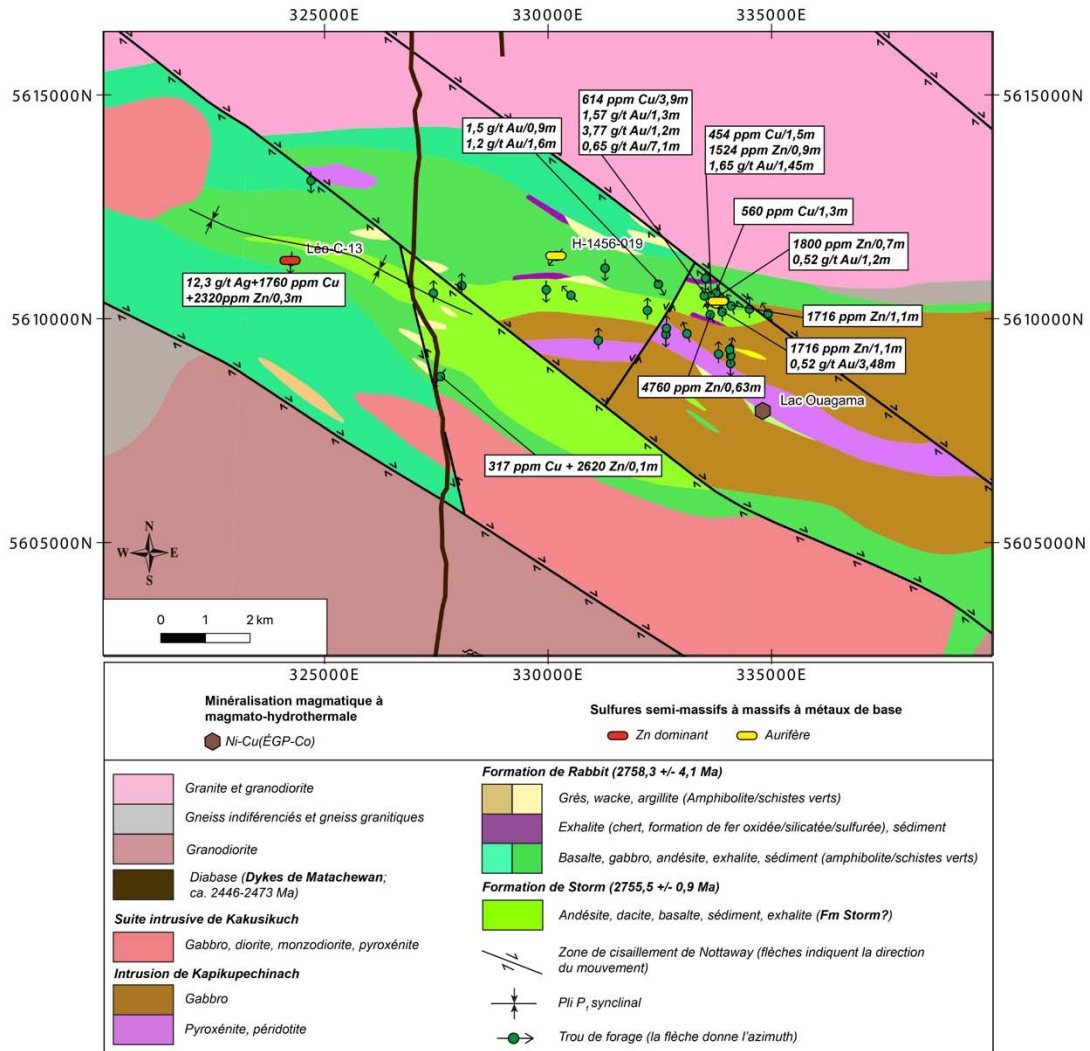


Figure 15: carte géologique qui montre la localisation des indices et des forages dans le secteur de Dana (extrait modifié de la carte interactive du SIGEOM avant les travaux de Daouedene et al., en publication). L'âge de la Formation de Rabbit est tiré de David (2018) et l'âge des dykes de Matachewan est tiré de Heaman (1997).

4.2.2.4. Géologie économique

Les zones minéralisées du secteur de Dana sont principalement situées sur le flanc nord et dans la charnière du pli mégascopique P₁ qui parcourt cette partie de la CFE (Fig. 15). La minéralisation est encaissée dans une séquence de tufs et de laves basaltiques et andésitiques à dacitiques contenant des horizons de grauwacke, de siltstone, d'argilite et de chert.

4.2.2.4.1. Minéralisations

L'indice Léo-C-13 est localisé par le forage du même nom et il a été décrit en détail par Borduas (1981). Il est situé au sein d'une séquence de tuf intermédiaire à mafique de la Formation de Rabbit et de rhyolite porphyrique à phénocristaux de feldspath (Fig. 13). La zone minéralisée est située sur le flanc sud, mais près de la zone de charnière du synclinal (P₁) qui traverse le secteur de Dana (Fig. 15). La minéralisation consiste en une lentille de sulfure massif (50 % pyrite, 10 % pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite) de 1,2 m d'épaisseur (Fig. 16). Elle contient de faibles valeurs en Cu (0,18 %), en Ag (12,3 ppm) et en Zn (0,23 %) sur une épaisseur de 30 cm (Borduas, 1981).

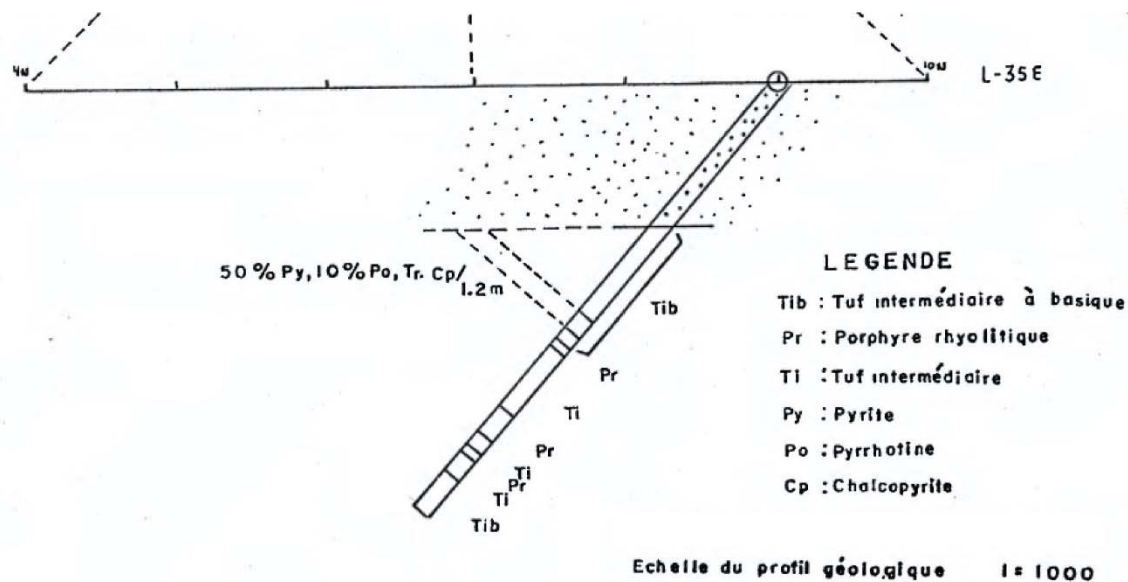


Figure 16: Géologie simplifiée du forage C-13-80 (UTM U18, estant 324255, nordant 5611298, azimuth 185 plongée de 50), Indice Léo-C-13 (Borduas, 1981).

Plusieurs autres forages ont été effectués sur le flanc opposé de ce même synclinal. Ils ont aussi traversé des zones minéralisées contenues dans des tufs intermédiaires et plus localement des tufs rhyolitiques (Borduas, 1981). Ces zones minéralisées de sulfure disséminé à massif sont généralement stratiformes, elles contiennent principalement de la pyrite et de la pyrrhotite et localement du graphite sur des épaisseurs qui varient entre 1,2 et 5,2 m (Borduas, 1981). Les analyses provenant de ces horizons n'ont cependant pas donné de valeurs significatives en métaux de base et précieux (Borduas, 1981).

La minéralisation des indices H-1456-009 (8,47 g/t Au sur 0,7 m; 0,3 % Cu et 2,6 g/t Ag sur 0,85 m; 1,79 g/t Au et 0,13 % Cu sur 0,75 m) et H-1456-019 (1,15 g/t Au sur 1 m) se concentre au sein d'un horizon sédimentaire dont l'épaisseur varie de 26,75 m (indice H-1456-009) à 47 m (indice H-1456-019). Cet horizon est principalement composé de chert et de formation de fer oxydée et silicatée rubanée, avec une proportion mineure de silstone et d'argilite pyriteux et graphiteux, mais dont l'abondance peut être plus importante latéralement (Doucet, 1988, 1989). Au sommet, l'unité sédimentaire minéralisée est en contact avec une unité de basalte en coussin variablement chloritisé et épidotisé. Au niveau du forage H-1456-009, le contact entre le basalte et l'horizon sédimentaire est caractérisé par la présence d'une lentille de 5 cm d'épaisseur de pyrrhotite massive avec 5 à 10 % de pyrite disséminée. L'horizon sédimentaire minéralisé est chloritisé, silicifié et il contient du grenat. La minéralisation en sulfures est disséminée ou sous la forme de lentilles de pyrrhotite-pyrite semi-massives à massives avec une faible proportion de chalcopryrite et de sphalérite, ainsi que de veinules de sulfures. Les lentilles de sulfure semi-massif à massif sont localement bréchiques. Les fragments sont composés de chert et de formation de fer et la matrice entre ces fragments porte les sulfures. À l'ouest du secteur de Dana, les roches minéralisées sont également coupées par des veines de quartz-carbonate-sulfures boudinées (Daoudene et al., en publication).

4.2.2.4.2. Minéralogie des altérations hydrothermales

Les altérations du secteur de Dana sont décrites dans les travaux de Borduas (1981) et Doucet (1988, 1989). Elles se démarquent par la présence d'amas centimétriques d'épidote, par des concentrations importantes mais locales en chlorite-actinote-grenat-quartz-biotite-séricite dans les roches mafiques et en biotite-séricite-grenat-quartz dans les roches felsiques. Toutes les roches archéennes du secteur de Dana sont plutôt caractérisées par un assemblage minéralogique à carbonate-quartz-chlorite-séricite localement avec silification. Quand il est présent, le grenat forme des porphyroblastes et il peut représenter de 5 à 60 % du volume de la roche. Les secteurs où se concentre l'assemblage à chlorite-actinote-grenat-quartz-biotite-séricite sont généralement situés au contact ou stratigraphiquement en dessous des zones minéralisées. Les roches situées stratigraphiquement au-dessus sont aussi altérées. Les andésites et les dacites sont

caractérisées par des assemblages à chlorite-séricite-quartz et à grenat-calcite-chlorite-biotite-quartz. Les basaltes peuvent être légèrement chloritisés et ils sont coupés par des veinules de calcite (jusqu'à 10 à 15 % du volume de la roche) concordantes à la foliation (Doucet, 1988).

Au niveau de l'indice Léo-C-13, les altérations sont locales et elles consistent en une légère épidotitisation sous forme d'amas, en une chloritisation par endroits intense et en des assemblages minéralogiques à quartz-biotite-grenat dans les tufs intermédiaires à mafiques (Borduas, 1981). Les deux derniers types d'altérations sont généralement associés à la présence de grains disséminés de pyrrhotite-pyrite. La zone minéralisée qui a donné les valeurs indicielles en Ag est associée à une chloritisation intense.

L'indice H-1456-009 est caractérisé par une intense chloritisation, une silicification pervasive, des veinules de quartz et une bréchification des formations de fer rubanées et des niveaux de siltstone (Doucet, 1988). La minéralisation se présente sous la forme de stringers de pyrite-pyrrhotite et de niveaux stratiformes de sulfure semi-massif à massif principalement constitué de pyrrhotite-pyrite (Doucet, 1988).

L'indice H-1456-019 est situé quelques kilomètres à l'ouest de l'indice H-1456-009. De la base au sommet de la séquence basaltique traversée en forage par Doucet (1989), l'altération se caractérise d'abord par une forte épidotitisation associée à des veines et veinules de quartz-carbonate, puis ensuite par un assemblage à chlorite-biotite-grenat-quartz. Les niveaux d'andésite sont caractérisés par des assemblages à amphibole-biotite et par la présence de veines de quartz-carbonate. Entre la séquence basaltique et celle andésitique, l'horizon de roches sédimentaires est constitué de formation de fer rubanée et de niveaux plus ou moins fracturés d'argilite et de siltstone. Ces roches sont caractérisées par la présence de chlorite et de veines de quartz-carbonate. De plus, les argilites contiennent des carbonates et du grenat. Les meilleures teneurs en Zn et Cu proviennent d'une zone à structure bréchifiée dans l'horizon sédimentaire.

L'étude de lames minces confectionnées à partir d'échantillons prélevés au cours de l'été 2019 dans des zones minéralisées a permis de documenter différents types d'altération hydrothermale et de minéralisations, et en particulier dans des veines et des roches métasomatiques riches en actinote et en porphyroblastes de grenat. Cet assemblage à actinote-grenat est localement accompagné de biotite, de magnétite et de sulfures (pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite) disséminés ou sous la forme de veinules. Sous le microscope, un autre type d'altération diffuse dans les roches a pu être observé. Il consiste en un assemblage à trémolite-quartz-pyrrhotite-pyrite. Cette altération est coupée par des veines de séricite dans un tuf felsique à porphyres de quartz. Finalement, le dernier assemblage observé s'exprime par la présence de roches métasomatiques dont la matrice est à chlorite-biotite-actinote-chalcopyrite-pyrrhotite et contient quelques grains de titanite et des porphyroblastes de grenat et d'actinote. Cette dernière est partiellement rétrotransformée en chlorite. Des veinules de pyrrhotite-pyrite coupent ces roches métasomatiques.

4.2.2.5. Synthèse et interprétation

Sur la base de critères lithologiques, minéralogiques et structuraux, le secteur de Dana peut être divisé en un secteur Ouest et un secteur Est. Le secteur Est présente des caractéristiques lithologiques et minéralogiques similaires à celles du secteur de Quénonisca. La minéralisation est disséminée ou sous la forme de zones de stringers et de niveaux stratiformes de sulfure semi-massif à massif, et se localise principalement à proximité et au sein d'un horizon de roches sédimentaires exhalatives. Cet horizon recouvre une séquence volcanique bimodale à dominance mafique. Toujours dans le secteur Dana Est, l'enveloppe d'altération montre une zonation des assemblages minéralogiques. Les zones de plus hautes températures matérialisées par des assemblages à chlorite-amphibole-quartz-grenat-biotite, et de silicification intense, sont situées dans les basaltes et les roches sédimentaires exhalatives dans le mur des zones minéralisées. Au toit, les andésites et les rhyolites sont caractérisées par des assemblages minéralogiques plus potassiques à biotite-séricite-grenat. Latéralement, les altérations distales sont dominées par des assemblages

minéralogiques calco-silicatés à quartz-carbonate-épidote indiquant des températures plus basses.

Dans le secteur Ouest de Dana, la séquence qui contient la minéralisation de l'indice Léo-C-13 est principalement d'origine volcanique avec des tufs mafiques à intermédiaires, et quelques horizons felsiques porphyriques. Aucun horizon sédimentaire n'est reconnu dans le secteur Ouest. Elle est soit disséminée dans la roche soit sous la forme de niveaux ou de lentilles décimétriques à décamétriques de sulfure massif. Les altérations observées dans ce secteur sont une épidotitisation distale et une chloritisation, et des zones de remplacement à quartz, biotite et grenat au voisinage des zones minéralisées (Borduas, 1981).

L'ensemble des caractéristiques minéralogiques et texturales des zones minéralisées et des altérations associées suggère que les indices du secteur Dana correspondent à des systèmes de type SMV. Toutefois, ces indices de métaux de base sont localement coupés par des veines de quartz-carbonate-tourmaline-sulfures aurifères, suggérant ainsi qu'il y a peut-être une superposition de plusieurs événements minéralisateurs, avec un potentiel pour l'or de type filonien.

Le type d'altération et de minéralisation dans le secteur de Dana Ouest s'apparente à un système SMV bimodal-felsique contenue dans des roches volcanoclastiques (type-Kuroko; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005). Les minéralisations du secteur Est correspondent plutôt à un niveau minéralisé stratiforme, peu épais et contenu dans un horizon de roches sédimentaires exhalatives intercalées dans des roches volcaniques bimodales principalement constituées de coulées mafiques à intermédiaires. Ceci suggère un contexte bimodal mafique (type-Noranda; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005).

4.2.3. Secteur du Lac Evans (Baie du Corbeau)

4.2.3.1. Localisation

Le secteur du Lac Evans est situé à l'est et au sud-est du Lac Evans et au sud de la Baie du Corbeau, de part et d'autre de la rivière Broadback.

4.2.3.2. Historique des travaux

Les indices du secteur du Lac Evans furent découverts et explorés par Noramco Inc. à la fin des années 1980 (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988). Des levés géologiques couplés à des travaux de géophysique ont permis d'identifier des niveaux conducteurs. Des travaux de forages au diamant ont ensuite mené à la définition d'un horizon favorable et à l'identification des indices Noramco Broadback Zone (Zn-Cu-Ag-Pb), H-1451-24 (Ag-Pb-Zn-Cu) et H-1451-032 (Zn-Au-Ag-Cu) (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a, 1999b).

4.2.3.3. Géologie locale

La propriété Lac Evans couvre une partie du Groupe de Broadback et de la Formation de Storm. Dans ce secteur, le Groupe de Broadback est composé de conglomérat polygénique, de siltstone, de mudrock et de grès avec des interlits de tuf felsique. L'ensemble définit une bande d'orientation NE-SW atteignant 600 m d'épaisseur (Fig. 17). Cette bande est limitée au nord par la faille de Corbeau. Le Groupe de Broadback et la Formation de Storm affleurent dans le cœur d'une structure synclinale synforme (Fig. 17). La Formation de Storm est représentée par des coulées massives et des tufs à cristaux, à lapilli et à blocs, intermédiaires à felsiques (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a, 1999b). Ces roches volcaniques et volcanoclastiques contiennent également des lentilles de conglomérat polygénique et des niveaux de siltstone et d'argilite graphiteux, riches en sulfure qui définit un rubanement centimétrique.

À l'ouest de la propriété, l'Intrusion de Reid, essentiellement constituée de gabbro et pyroxénite, coupe les roches volcaniques. Différentes familles de dykes de gabbro, de diorite, et de rhyolite sont également présentes; elles sont à grain fin à moyen, mais

certaines montrent des textures porphyriques. Ces dykes, qui sont pour certains syn-volcaniques, sont localement concordants ou sub-concordants avec la stratigraphie.

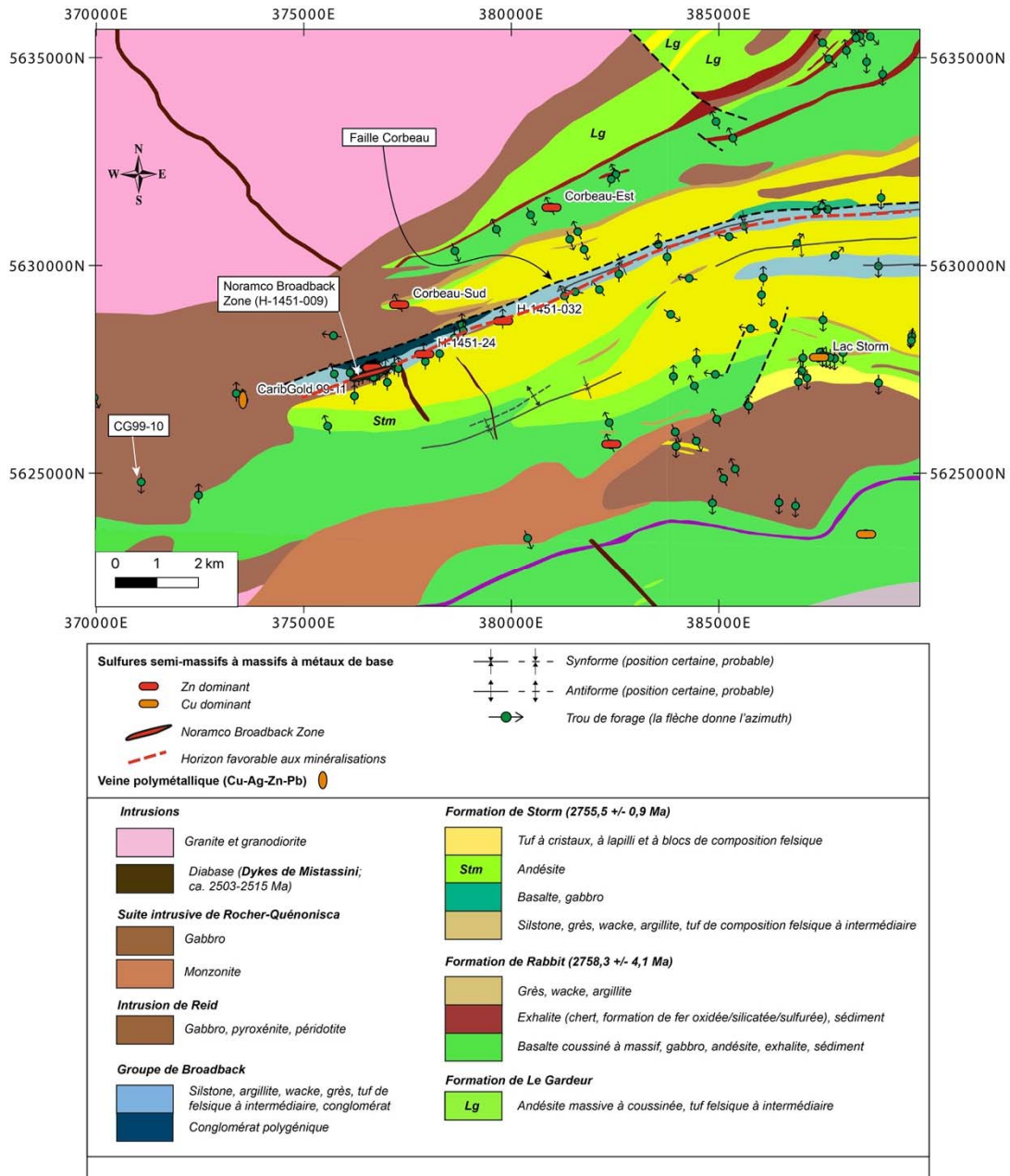


Figure 17: Carte géologique du secteur du Lac Evans montrant la localisation de forages et d'indices minéralisés (extrait modifié de la carte interactive du SIGEOM avant les travaux de Daoudene et al., en publication). L'âge de la Formation de Rabbit est tiré de David (2018), l'âge de la Formation de Storm est tiré de Bandyayera et Sharma (2001) et l'âge des dykes de Mistassini est tiré de Hamilton (2009) et Davis et al. (2018).

4.2.3.4. Géologie économique

Le secteur du Lac Evans inclut notamment les indices de Zn-Cu-Pb ± Ag-Au de Noramco Broadback Zone (H-1451-009), de H-1451-24 et de H-1451-032. Ensemble, ces indices définissent une zone minéralisée favorable associée à une unité de tuf intermédiaire à felsique, au contact avec une unité d'argilite et de siltstone rubannée (Cloutier, 1999a; Fig. 17). Les zones minéralisées les plus significatives sont localisées à l'indice Noramco Broadback Zone (Cloutier, 1999a, 1999b), précédemment connu comme l'indice Crow Bay zinc zone (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988).

4.2.3.4.1. Minéralisations

Les minéralisations observées dans le secteur du Lac Evans se présentent sous la forme de stockwerks (veinules de sulfures), de sulfure disséminé et de lentilles stratiformes de sulfure semi-massif à massif (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a, 1999b). Ces lentilles sont localement très riches en Zn (jusqu'à 15,28 % Zn sur 1,5 m; Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a, 1999b), elles sont associées à une unité de tuf qui a été définie latéralement sur près de 13 km, avec notamment un segment de 250 m plus riche en métaux de base et précieux à l'indice Noramco Broadback Zone (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a, 1999b; Fig. 17). Les meilleures valeurs obtenues sont résumées dans le tableau 1.

Tableau 1: meilleures valeurs obtenues en forage au niveau de l'indice Noramco Broadback Zone.

Forage	Zn (%)	Cu (%)	Pb (%)	Ag (ppm)	Au (ppb)	Épaisseur (m)
H-1451-007A	10,1	0,1		11,6		0,95
H-1451-009	15,28	1,02	0,44	68,21	180	1,5
H-1451-013	15	1,8				0,5
H-1451-013	8,6	0,86		47		1,8
H-1451-024	8,8	0,11	0,6	18		0,3
H-1451-032					2200	0,3

Dans le cas de l'indice Noramco Broadback Zone (forage H-1451-009), la minéralisation consiste en une lentille de sulfure massif épaisse de 5 m et constituée de 50 % pyrrhotite, de 30 % sphalérite, de 2 % chalcopyrite et 1 % de galène et de pyrite. Le tuf qui contient

la minéralisation est constitué localement de 5 à 20 % de lapilli atteignant 4 cm de diamètre et de blocs épars de rhyolite. Des niveaux de brèche volcanoclastique sont également associées à ce tuf minéralisé (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988).

Des forages effectués dans le prolongement SW de l'indice Noramco Broadbak Zone ont permis d'étendre l'horizon favorable porteur des indices sur 6 km vers le SW. En effet, le forage CG99-10 a intercepté un horizon de siltstone et de tuf intermédiaire à felsique silicifié et minéralisé. Sur une épaisseur apparente de 23 m, il contient jusqu'à 20 % de pyrrhotite qui se présente sous la forme de bande semi-massive ou de grains disséminés (Cloutier, 1999a; Fig. 17). Dans ce secteur de l'indice Noramco Broadback Zone, des veines de quartz-pyrite, coupant un dyke de gabbro, ont donné des valeurs atteignant jusqu'à 16,9 ppm Au sur 0,32 m et 3,9 ppm Au sur 0,21 m (sondage CG99-07; Cloutier, 1999a).

4.2.3.4.2. Minéralogie des altérations hydrothermales

Les altérations hydrothermales de la région ont été décrites dans les rapports d'activités de forage de la compagnie Noramco Inc. (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988); les descriptions qui suivent proviennent de ces rapports. Le secteur le plus altéré se situe à proximité de l'indice Noramco Broadback zone qui contient les minéralisations les plus intéressantes. La séricitisation (faible à très forte) est omniprésente, notamment à proximité et au sein de l'horizon de tuf intermédiaire à felsique et d'argilite-siltstone minéralisés et elle est associée localement à la présence de mica vert. Ce type d'altération peut être coupé par un stockwork de veines de chlorite. Les unités sus-jacentes à la zone minéralisée sont généralement affectées par une carbonatation faible à forte (série dolomite-ankérite et calcite). En plus de ces altérations, ces roches sont variablement silicifiées et elles contiennent localement de l'amphibole, de la magnétite, de l'épidote et de la biotite. Certains dykes porphyriques intermédiaires sont carbonatisés, localement séricitisés et amphibolisés (actinote?). Le niveau de tuf, ainsi que les roches sédimentaires ont subi une forte fracturation à proximité des zones de sulfure massif et ils contiennent ~5 % de veines de quartz-carbonate-sulfure. Des faciès de roche felsique bréchifiée à matrice de sulfure juxtaposent localement les zones de sulfure massif. Des minéraux qui pourraient être des

aluminosilicates sont aussi décrits dans le tuf altéré et minéralisé de l'indice Noramco Broadbak Zone (forage H-1451-010; Fraser et al., 1988). La matrice du tuf dans les faciès à lapilli est séricitisée et riche en sulfure.

4.2.3.5. Synthèse et interprétation

Le secteur du Lac Evans (Baie du Corbeau) possède un potentiel important pour les minéralisations stratiformes de type SMV à Zn-Cu-Ag-Pb(-Au). Ces minéralisations sont riches en Zn (jusqu'à 15,28 % sur 1,5 m, forage H-1451-009; Fraser et al., 1988) et fréquemment caractérisées par des valeurs indicielles en Cu-Ag et localement en Pb. Des valeurs anormales en Au sont aussi régulièrement présentes et peuvent atteindre 0,4 g/t Au (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988). Les lentilles minéralisées sont localisées dans un niveau de tuf intermédiaire à felsique, ainsi que dans des argilites et siltstones graphiteux laminés. Cet intervalle stratigraphique semble soit correspondre à la zone de contact entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback, ou soit marquer la base Groupe de Broadback. Il constitue un métallotecte important pour les minéralisations polymétalliques de type SMV riches en Zn. Des veines de quartz-carbonate-tourmaline ayant des teneurs en Au particulièrement intéressantes sont aussi présentes dans le secteur du lac Evans, ce qui accroît son potentiel métallifère, d'autant plus qu'il se situe dans la continuité structurale des indices aurifères du secteur Golden. La faille Corbeau, ici d'orientation NE-SW, longe le contact entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback et elle constitue un métallotecte de premier ordre pour la recherche de minéralisation de type or filonien.

L'indice Noramco Broadback zone est le plus important et celui-ci s'étend latéralement sur 250 m (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988), avec des zones minéralisées à sulfure disséminé, en stockwerk ou en lentilles stratiformes, semi-massives à massives et pouvant atteindre 5 m d'épaisseur. Des zones minéralisées anormales en Zn-Cu-Pb-Ag sont décrites le long du même horizon sur près de 13 km (Ledwidge et al., 1988; Fraser et al., 1988; Cloutier, 1999a).

Les altérations associées à ces minéralisations impactent aussi bien le niveau de tuf intermédiaire à felsique que les niveaux d'argilite et de siltstone. Elles s'expriment par une séricitisation (\pm mica vert), une carbonatation et une silicification. La présence probable de porphyroblastes d'aluminosilicate dans les roches volcaniques pourrait marquer localement une altération alumineuse pré-métamorphique. D'autres types d'altération sont présents, mais leur intensité est variable. Ils incluent notamment des assemblages minéralogiques à chlorite, amphibole et biotite.

La mise en place de ces minéralisations de type SMV est associée à des coulées et des roches pyroclastiques (tuf à cristaux, à lapilli et à blocs) intermédiaires à felsiques calco-alcalines. Cet épisode volcanique est suivi par la mise en place de conglomérat polygénique, de séquences turbiditiques, d'argilite et de formation de fer. Le contexte géologique du secteur du Lac Evans et la forte concentration en Zn ($> 6,1$ poids %) permettent de classer les minéralisations décrites ci-dessus dans les systèmes SMV de type felsique-siliciclastique (type-Bathurst; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011), et dans la classe des SMV riches en Zn (Piercey et al., 2015).

4.2.4. Zones minéralisées dans le Complexe de Rocher

4.2.4.1. Localisation

Le Complexe de Rocher représente l'équivalent latéral plus métamorphisé et déformé des groupes d'Evans et de Broadback vers le sud. Il s'étend au sud de la rivière Broadback et à l'est du Lac Rocher (Fig. 18; Brisson et al., 1998a). Dans ce complexe, plusieurs zones minéralisées y ont été découvertes dans des roches métavolcaniques et métasédimentaires, notamment dans les secteurs des indices Julian-Ouest, Chensagi et Julian (Fig. 18).

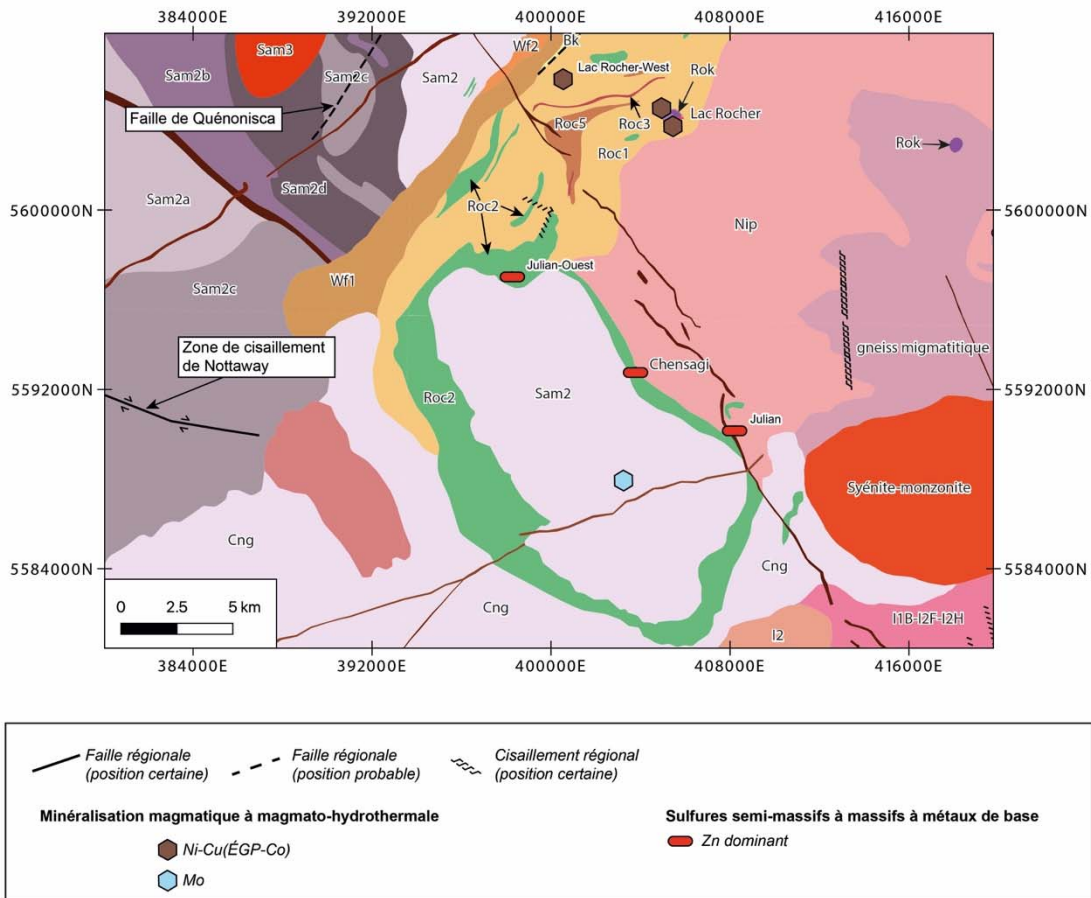


Figure 18: Géologie de la partie sud du segment Storm-Evans de la CFE dans les environs du lac Rocher (extrait modifié de la carte interactive du SIGEOM avant les travaux de Daoudene et al., en publication). Abréviations : Bk – Groupe de Broadback ; Cng – Suite de Chensagi ; I1B-granite ; I2- roche intrusive intermédiaire ; I2F-monzonite ; I2H-monzdiorite ; Nip – Massif de Nipukatasi ; Roc - Complexe de Rocher (1-paragneiss, 2-volcaniques mafiques à felsiques, 3-formation de fer, 5-diorite) ; Rok – Suite intrusive de Rocher-Quénonisca ; Sam – Intrusion de Salamandre (2-diorite-tonalite, 2a-tonalite à biotite, 2b-tonalite porphyrique, 2c-tonalite à hornblende rubanée, 2d-tonalite rubanée avec enclave d'amphibolite, 3-granite) ; Wf - Intrusion de Whitefish (1-gabbro pourpre, 2-monzonite).

4.2.4.2. Historique des travaux

Les indices Julian-Ouest, Chensagi et Julian ont été découverts au cours d'un levé géologique du Ministère (Brisson et al., 1998a). Des travaux d'exploration ont été effectués par la compagnie Fieldex Exploration Inc. en 2006 (Hallé, 2007) et par la SOQUEM en 2014 (D'Amboise et al., 2016), incluant des travaux de décapage, de cartographie et d'échantillonnage de surface.

4.2.4.3. Géologie locale

Les indices en métaux de base dans le Complexe de Rocher se trouvent soit dans des basaltes, soit au contact entre des tufs et des coulées volcaniques felsiques ou soit dans des paragneiss (D'Amboise et al., 2016). Toutes ces roches sont généralement métamorphosées au faciès des amphibolites et peuvent avoir subi de la fusion partielle (Brisson et al., 1998a; Daoudene et al., en publication).

L'indice Julian se situe au sein d'une enclave décamétrique à hectométrique de wacke, d'argilite et de grès lités dans des roches intrusives felsiques du Massif de Nipukatasi (D'Amboise et al., 2016; Fig. 18). Les roches métasédimentaires sont affectées par une foliation S_2 orientée nord-sud à fort pendage vers l'est et subparallèle à la stratification, reprise par une schistosité de crénulation S_3 orienté N83/69 (voir Daoudene et al., en publication, pour la chronologie des phases de déformation régionale). La linéation d'intersection entre les deux fabriques plonge modérément vers l'ESE. La déformation se matérialise aussi par du boudinage des horizons gréseux plus compétents (Fig. 19a) ainsi que par des plis en Z montrant des plans axiaux N-S qui indiquent que la séquence est plissée par des plis de plus grande amplitude (P_3). Au NW de l'indice Julian, les zones minéralisées sont associées à des zones rouillées dans des roches volcaniques mafiques tholéiitique à transitionnelle et andésitique à felsiques calco-alcalines (voir section 4.1.4 de ce rapport). Malgré le métamorphisme et la déformation, des structures primaires sont préservées, notamment des coussins aplatis et des textures variolitiques dans les basaltes (Fig. 19d). Les roches volcaniques felsiques sont soit des tufs à lapilli, à cristaux et à cendre (Fig. 19c), soit des coulées massives. Localement, le contact entre les roches felsiques et les basaltes est caractérisé par des niveaux d'exhalites riches en sulfure et de roches métasomatiques (Fig. 19f).



Figure 19: a) Séquence métasédimentaire boudinée avec du sulfure massif entre deux boudins (matérialisé par le plissement passif de la S_2) indiquant une remobilisation syn-déformation de la minéralisation (indice Julian) ; b) Sulfure massif (sphalérite-pyrite-pyrrhotite) coupant avec une structure de percement la schistosité principale S_2 , notez la présence d'une veine de quartz qui est coupée par le sulfure massif (indice Julian) ; c) Tuf à lapilli felsique à la matrice altérée en un assemblage minéralogique à amphibole-biotite-grenat. Notez le développement d'une schistosité de crénelation (affleurement 19-PG-5010) ; d) Basalte variolitique coussiné, la bordure des coussins est altérée en un assemblage minéralogique à amphibole-grenat avec quelques zones à sulfure. Les grenats sont pseudomorphisés en

albite (affleurement 19-PG-5016); e) Roche volcanique felsique coupée par des zones d'altération à muscovite, aluminosilicate et sulfure (affleurement 19-PG-5016); f) Contact entre une roche volcanique felsique altérée (assemblage minéralogique à muscovite-grenat-aluminosilicate) et un basalte coussiné lui aussi altéré (assemblage minéralogique à amphibole-grenat ; affleurement 19-PG-5016). Le contact est caractérisé par la présence d'un niveau de roches sédimentaires exhalatives minéralisées (coticule riche en grenat et niveaux de sulfure disséminé à semi-massif).

4.2.4.4. Géologie économique

4.2.4.4.1. Minéralisations

À l'indice Julian, les roches métasédimentaires sont rouillées et très magnétiques. Elles contiennent jusqu'à 20 % de pyrite et de pyrrhotite disséminées et 1 à 2 % de sphalérite, de chalcoppyrite et de galène. Des amas centimétriques à décimétriques de sulfures semi-massif à massif constitués de pyrite, de pyrrhotite et jusqu'à 50 % de sphalérite brune de granulométrie moyenne à grossière et à texture granoblastique à porphyroblastique sont observés entre certains boudins (Fig. 19a). Certains amas forment aussi des structures de percement qui coupent la foliation régionale S₂ (Fig. 19b). Des veines d'épaisseur centimétrique et de longueur décimétrique à métrique de quartz-chlorite-sulfure sont aussi observées.

Les minéralisations observées dans les séquences volcaniques bimodales du Complexe de Rocher au NW de l'indice Julian, à proximité de l'indice Julian-Ouest, sont soit sous forme de grains disséminés de sulfure (Fig. 19d), soit sous forme de stringers (Fig. 19e) ou d'amas de sulfure semi-massif à massif (Fig. 19f). Les sulfures sont principalement la pyrrhotite et la pyrite, et, en quantité mineure, la chalcoppyrite et la sphalérite.

4.2.4.4.2. Minéralogie des altérations hydrothermales

Les roches sédimentaires de l'indice Julian, qui constituent une enclave minéralisée au sein du Massif de Nipukatasi, sont coupées par des veines à quartz-chlorite-sulfure à proximité des minéralisations (Fig. 19b). Le granite qui contient l'enclave est hématitisé. Les métasédiments montrent un début de fusion partielle avec la présence de poches et d'injections quartzo-feldspathiques à porphyroblastes d'hornblende.

Plusieurs types d'altérations et de minéralisations ont été reconnus dans les séquences volcaniques mafiques et felsiques du Complexe de Rocher. Les assemblages minéralogiques sont typiques d'altérations métamorphisées au faciès des amphibolites. Ce sont des assemblages à : 1) amphibole-grenat \pm chlorite \pm biotite \pm aluminosilicate \pm sulfures (Fig. 19c, d, f); 2) muscovite-quartz-grenat \pm biotite \pm aluminosilicate \pm sulfures (Fig. 19e, f); et 3) quartz-grenat-épidote-(diopside?) typique d'altération calco-silicatée. Les zones d'altération les plus intenses sont représentées par des niveaux de roches métasomatiques à amphibole-grenat-aluminosilicate-sulfure dans l'horizon felsique et sont, par endroits, en contact avec le niveau de roches exhalatives. Latéralement, les roches volcaniques felsiques sont altérées en mica blanc-grenat-biotite \pm sulfure. Certaines roches felsiques altérées sont caractérisées par la présence de porphyroblastes d'amphibole qui forment des rosettes. Un horizon de tuf felsique à lapilli est aussi caractérisé par une matrice altérée en amphibole-biotite-grenat (Fig. 19c). L'horizon exhalatif, observé au contact entre une séquence volcanique felsique et une séquence de basalte coussiné (Fig. 19f), présente un niveau décimétrique de coticule contenant jusqu'à 50 % de grenat dans une matrice à amphibole-quartz-pyrrhotite-magnétite. Cet horizon présente aussi un niveau de sulfure disséminé à semi-massif. À proximité de cet horizon, des blocs décimétriques à métriques de sulfure semi-massif à massif ont été observés.

4.2.4.5. Synthèse et interprétation

L'indice Julian montre des minéralisations stratiformes à sulfure disséminé et semi-massif, comprises dans des roches sédimentaires. Les structures des sulfures semblent indiquer deux phases de minéralisations : 1) des sulfures disséminés à lités dans les métasédiments, et 2) des zones de sulfure à grain grossier et discordantes, interprétées comme étant liées à une remobilisation tectono-métamorphique qui coupent la schistosité principale. Cette seconde phase montre généralement des teneurs élevées en zinc ($> 6\%$ Zn). La découverte de sulfure massif dans la charnière d'un pli à proximité de l'indice Julian montre aussi l'importance des structures qui concentrent les zones minéralisées et contribuent à les enrichir, ce qui avait aussi été noté par Leclerc et Caron-Côté (2017). Dans les roches volcaniques du Complexe de Rocher, le contact entre une séquence volcanique mafique et felsique situé à proximité de l'indice Julian-Ouest représente un horizon marqueur qui

semble avoir un potentiel pour les minéralisations de type SMV. Cependant, la déformation polyphasée et le haut grade métamorphique complique sa mise en carte. Cet horizon est indicatif d'un arrêt du volcanisme associé à un épisode exhalatif et hydrothermal favorable à la mise en place de lentilles de sulfure massif volcanogène.

Ailleurs dans le Complexe de Rocher, les minéralisations au sein des roches métasédimentaires sont constituées de pyrrhotite et de pyrite disséminées avec des traces de sphalérite, de chalcopyrite et de galène. Des zones massives riches en sphalérite sont associées à la remobilisation tectonique et sont situées dans les zones d'extension entre les boudins et dans les zones de charnière de plis, et forment localement des structures de percement. La minéralisation qui présente un litage dans les roches métasédimentaires semble d'origine syngénétique, mais le fait que ce gîte soit situé dans une enclave décamétrique dans un granitoïde ne permet pas de le confirmer avec certitude.

4.3. Indices associés à des intrusions ultramafiques à mafiques (Pd-Au-Cu et de Fe-Ti-V-P; Ni-Cu-ÉGP)

Les indices de Pd-Au-Cu et de Fe-Ti-V-P sont ici traités dans une même section car ils sont exclusivement reconnus au sein d'une même intrusion appartenant à la Suite de Kakusikuch, dans le segment Evans-Ouagama de la CFE. Ces indices sont regroupés au sein du gîte Eider. Le gîte de Ni-Cu-ÉGP présenté dans ce rapport correspond au gîte du Lac Rocher.

4.3.1. Gîte Eider

4.3.1.1. Localisation

Le gîte Eider regroupe plusieurs indices minéralisés localisés au sein du segment Evans-Ouagama dans le feuillet 32K12, approximativement à 8,4 km au SE du lac Katutupisisikanuch et 3,3 km au NE du lac Kawaseyapiskau (Fig. 8 et 20). Il est facilement accessible par un sentier depuis la route de la Baie James, qui est située environ 2 km à l'ouest des indices.

4.3.1.2. Historique des travaux

Le gîte d'Eider fut découvert et exploré à la fin des années 1990 et au début des années 2000 par la compagnie Ressources Broadback Inc. suite à des travaux de prospection de surface qui ont mis en évidence plusieurs zones minéralisés affleurantes (Lanthier, 2000). Parallèlement, des travaux de géophysique ont été effectués entre 1999 et 2000. Deux campagnes de forage ont eu lieu en 2000 et 2001 et une intersection à 0,29 % Cu, 0,22 ppm Au+Pd et 2,5 ppm Ag sur 10,5 m incluant 0,61 % Cu, 0,38 ppm Au+Pd et 4,6 ppm Ag sur 3 m a été identifiée (Forage ER-00-03; Lanthier, 2000). À l'été 2019, les travaux du MERN ont mis en évidence de nouveaux indices de Cu-Pd-Ag (indice Estaires avec 0,56% Cu, 1,6 g/t Pd et 5,1 g/t Ag), éléments du groupe des terres rares (ÉTR) et P₂O₅ (indice Howard avec 2680 ppm ÉTR et 13,86% P₂O₅) et Pd-Cu (indice Alabio avec 842 ppb Pd et 0,2% Cu).

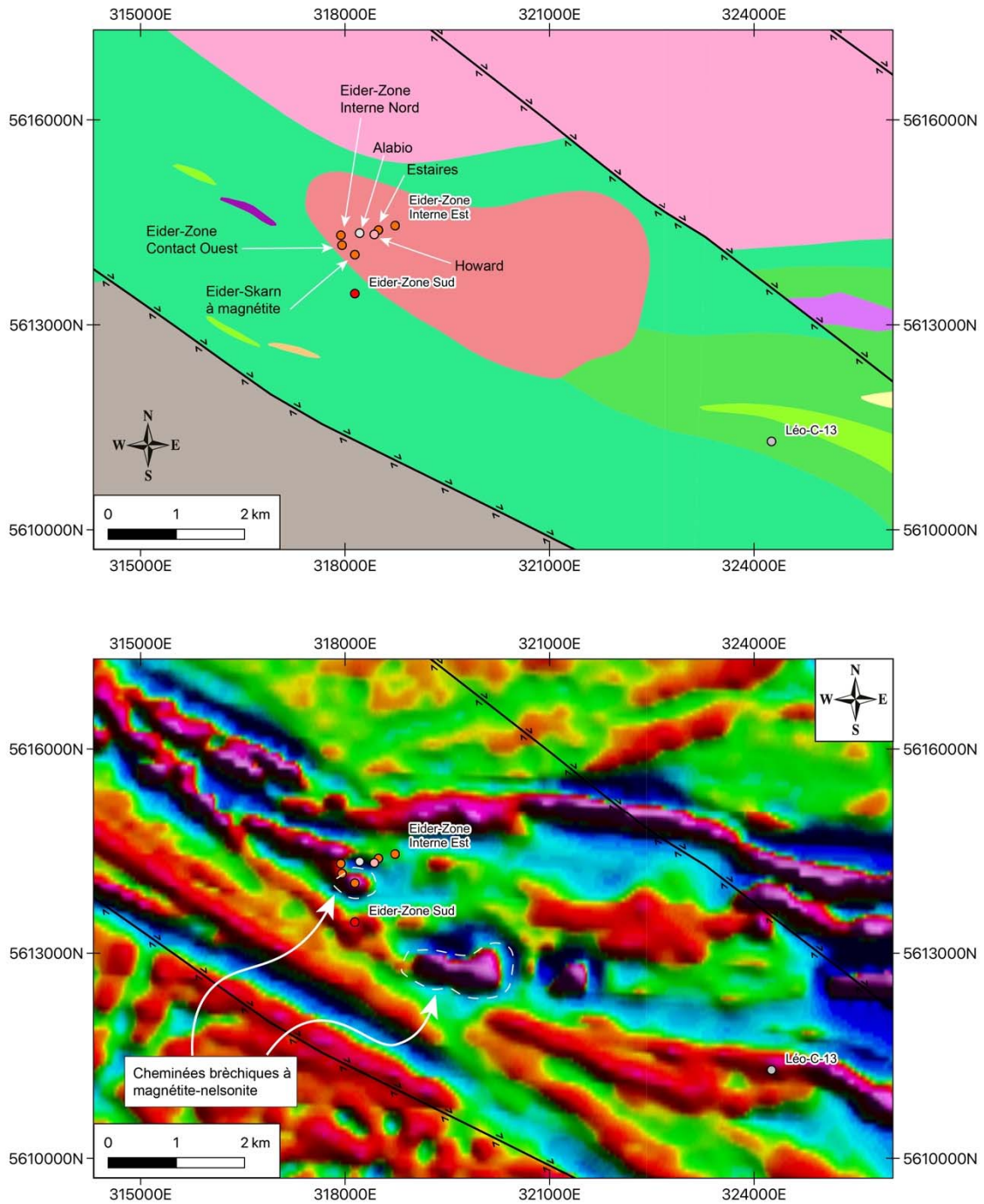


Figure 20 : a) carte géologique des environs du gîte Eider avec la localisation de ses principaux indices minéralisés (extrait modifié de la carte interactive du SIGEOM avant les travaux de Daoudene et al., en publication). b) carte haute résolution de la dérivée verticale du champ magnétique résiduel des environs du gîte Eider (D'Amours et Intissar, 2012).

4.3.1.3. Géologie locale

Le gîte d'Eider est constitué de plusieurs indices situés dans un pluton polyphasé ultramafique à intermédiaire, ou à sa périphérie : zone interne Est, zone interne Nord, Alabio, Howard, Ester, zone contact Ouest, skarn à magnétique et zone périphérique Sud (Fig. 20). Le pluton couvre une superficie d'environ 9,7 km² et appartient à la Suite de Kakusikuch (Morin 1998b, 1998c). Il est encaissé dans les roches volcaniques (basalte, basalte andésitique et andésite) et sédimentaires de la Formation de Rabbit.

Le pluton est principalement constitué d'une unité de leucogabbro à hornblende localement anorthositique massif à lité et de gabbro à hornblende à texture grenue et porphyroïde, caractérisé par une proportion variable de grains automorphes de plagioclase dont l'alignement préférentiel fait ressortir une foliation ainsi qu'un litage magmatique primaire (Fig. 21a, b). Les minéraux intercumulus sont l'apatite, la titanite, l'amphibole, la biotite, les sulfures et les oxydes de Fe-Ti. Cette unité de cumulat est coupée par de la pyroxénite, par des dykes leucocrates séricitisés (leucogabbro-anorthosite ou monzonite?), ainsi que par des injections et dykes plus tardifs de diorite-tonalite-granodiorite et de granite pegmatitique.

Le gabbro à texture variable (Fig. 21b, c) est caractérisé par une granulométrie fine à moyenne, par la présence de poches felsiques millimétriques à centimétriques, par un faciès pegmatitique à plagioclase-amphibole ainsi que par un faciès de brèche polymicte qui marque le contact avec la phase de cumulat (Fig. 21b). La brèche est constituée de fragments de gabbro porphyroïde lité, de gabbro à texture variable et de pyroxénite amphibolitisés, ceux-ci englobés dans une matrice feldspathique qui forme aussi des poches et des injections dans la zone de contact entre le faciès de cumulat et le faciès à texture variable (Fig. 21b). Certains des fragments de gabbro montrent des contacts diffus avec la matrice ce qui semble indiquer qu'ils ont réagis avec ce matériel plus felsique pour former des zones à actinote-chlorite-biotite (Fig. 21c).

Des cumulats et des brèches de magnétite et de nelsonite décrits en forage (Lanthier, 2000 et communication personnelle) sont présents vers la bordure sud de l'intrusion, dans la

zone de contact avec l'encaissant (Fig. 20b). Le pluton d'Eider est caractérisé par la présence de phases plus évoluées de monzodiorite, de monzodiorite et de monzonite quartzifères à amphibole contenant des traces de titanite et d'apatite. Notre étude géochimique montre que ces phases plus évoluées possèdent une signature de sanukitoïde (voir Laurent et al., 2014 pour la définition).

Nous interprétons ces phases comme étant cogénétiques avec le faciès de cumulat gabbroïque. Le pluton est daté à 2700 ± 5 Ma (Don Davis, communication personnelle). Il a subi la phase de déformation régionale D₂ associée à des conditions métamorphiques atteignant le faciès des amphibolites et la phase D₄ qui s'exprime par la présence de zones de cisaillement décimétriques à métriques, au mouvement principalement décrochant. Ces dernières sont contemporaines du développement de la zone de faille de Nottaway (Daoudene et al., en publication).

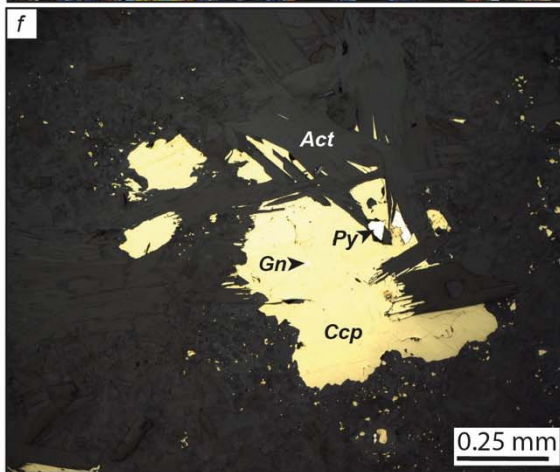
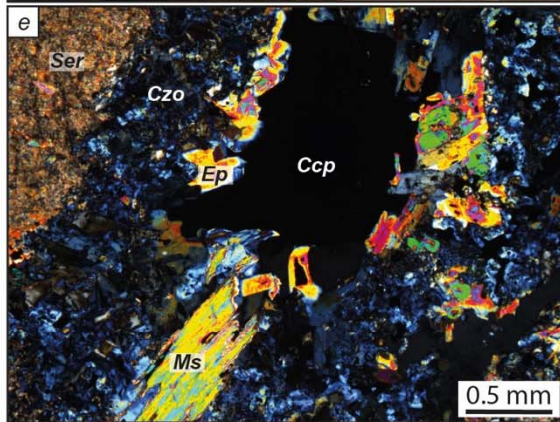
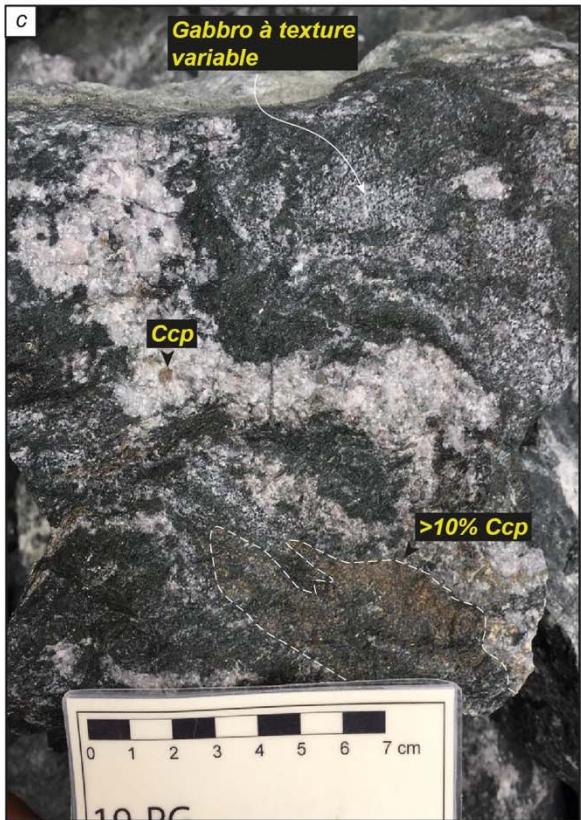
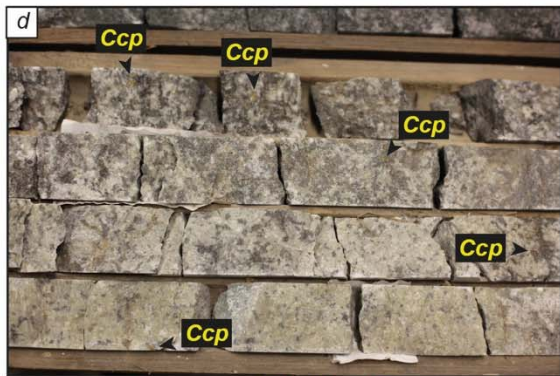


Figure 21 : a) gabbro dont le litage primaire est marqué par la variation en proportion du plagioclase et des minéraux mafiques (amphibole ; affleurement 19-PG-5012) ; b) zone de brèche qui marque le contact entre le gabbro porphyroïde massif à lité et le gabbro plus mafique à texture variable (affleurement 19-PG-5012). Notez la présence de matériel leucocrate feldspathique entre les fragments ; c) photo de détail de la minéralisation dans la zone de brèche qui montre une amphibolitisation et une biotitisation du gabbro à texture variable au contact du matériel feldspathique leucocrate (affleurement 19-PG-5012, indice Estaires) ; d) gabbro porphyroïde altéré (séricitisé, biotitisé) et minéralisé (chalcopyrite disséminée) au contact d'une injection leucocrate fortement séricitisée (bas de la photo ; forage ER-00-03 34,8 à 40,5 m) ; e) grain de chalcopyrite successivement entouré, du cœur vers l'extérieur, d'épidote et muscovite, clinozoïsite et séricite (photographie prise au microscope en lumière transmise polarisée et analysée ; forage ER-00-03) ; f) grains de chalcopyrite-galène-pyrite qui montre une intercroissance avec de l'actinote au microscope (photographie prise au microscope en lumière réfléchiée, indice Estaires).

4.3.1.4. Géologie économique

4.3.1.4.1. Minéralisations

La propriété Eider est caractérisée par deux types de minéralisation : 1) une minéralisation à Pd-Au-Cu et 2) une minéralisation à Fe-Ti-V-P.

La minéralisation à Pd-Au-Cu peut être disséminée et à basse teneur (avec notamment 0,3 % Cu et 0,22 ppm Au+Pd sur plus de 10,5 m incluant 0,61 % Cu et 0,38 ppm Au+Pd sur plus de 3 m, forage ER-00-03 et 0,15 % Cu et 0,22 ppm Au+Pd sur 45,5 m dans le forage ER-00-06; Lanthier, 2000) dans des faciès altérés séricitisés et biotitisés du gabbro porphyroïde et dans des dykes felsiques (Fig. 21d, e). Cette minéralisation est caractérisée par des rapports de Cu/Ni compris entre 10,1 et 119 et des rapports de Pd/Pt variant entre 1,3 et 7. La minéralisation à Pd-Au-Cu peut aussi être à plus haute teneur (avec jusqu'à 1,9 ppm Au, 1,6 ppm Pd, 33,6 ppm Ag et 6,4 % Cu sur des échantillons choisis, indices Estaires, Alabio, Zone Interne Nord et Zone Contact Ouest) et localisée au niveau de la zone de brèche marquant le contact entre le gabbro porphyroïde et le gabbro à texture variable. Ces zones à plus haute teneur sont situées dans les faciès très altérés à amphibole-chlorite-biotite (Fig. 21c, f). Ce deuxième style de minéralisation est essentiellement disséminé (5 à 10 %) ou se présente sous forme de veinules de chalcopyrite. Il est caractérisé par un rapport Cu/Ni compris entre 23,2 et 283 et Pd/Pt variant entre 6,2 et 24,7.

Les minéralisations à Fe-Ti-V-P sont associées à des zones de cumulat et de brèches de magnétite et nelsonite découvertes en forage dans la partie sud de l'intrusion (forages ER-00-01, ER-00-08, ER-01-26; Lanthier, 2001 et communication personnelle). Ces zones sont bien identifiables sur les cartes aéromagnétiques où elles forment des anomalies

positives qui ressortent par rapport au signal relativement faible de l'intrusion. Une de ces zones forme une anomalie magnétique de 400 m de long pour 50 m de large (Fig. 20b). La proportion de magnétite dans ces zones varie entre 10 et 70 % et celle en apatite peut atteindre jusqu'à 40 %. Ces minéraux sont associés à des proportions variables d'amphibole, de chlorite, de clinopyroxène, de biotite, de pyrrhotite, de chalcoppyrite, et localement de tourmaline. Les meilleures teneurs obtenues sur nos échantillons choisis sont 64,92 % Fe₂O_{3t}, 9,67 % TiO₂, 17,05 % P₂O₅, 1940 ppm V, 2545 ppm ÉTR et 523 ppb Pd (forages ER-00-01 et ER-01-26, indice Howard). Lanthier (2000) a, quant à lui, obtenu les valeurs suivantes : 0,64 % Cu et 3,9 ppm Ag sur 1 m (forage X); 0,09 % Cu, 396 ppb Au et 214 ppb Pd sur 1,5 m (forage ER-00-01); 0,16 % Cu, 169 ppb Au et 277 ppb Pd sur 1,5 m (forage ER-00-08).

4.3.1.4.2. Minéralogie d'altérations

Les altérations observées au niveau des zones minéralisées à basse teneur en Pd-Au-Cu sont une séricitisation plus ou moins intense et la présence d'épidote, de clinozoisite, de chlorite, de carbonate, de titanite, de quartz, de biotite, d'hématite et d'amphibole (Fig. 21e). Une albitisation est aussi observée, alors que certaines des zones minéralisées sont aussi enrichies en molybdénite. Dans les zones de plus hautes teneurs en Pd-Au-Cu, il y a une intense amphibolitisation (actinote), une chloritisation et une biotitisation (Fig. 21c, f).

4.3.1.5. Conclusion et interprétations

Les gîtes d'ÉGP sont généralement sous la forme de lits stratiformes à sulfures disséminés, généralement moins de 5 % modal, compris dans des complexes lités mafiques-ultramafiques, comme le Complexe de Bushveld (Viljoen, 1999; Naldrett, 2004). Ces gîtes sont interprétés comme étant d'origine principalement magmatique et sont généralement caractérisés par des rapports Pd/Pt et Pd/Ir similaires à ceux de magma issu de la fusion partielle du manteau (Maier et Barnes, 2004). Les gîtes de Pd se distinguent de ces gîtes par des rapports plus élevés en Pd/Pt et Pd/Ir (Hinchey et al., 2005; Djon et Barnes, 2012). Ils sont généralement associés à une combinaison de processus magmatiques et hydrothermaux qui sont associés à une remobilisation du Pd, de l'Au et du Cu par rapport au Ni et autres ÉGP moins mobiles (Wood, 2002). Les observations de terrain ainsi que les

ratios élevés en Cu/Ni et Pd/Pt des zones minéralisées de la propriété Eider semblent indiquer une remobilisation et une reconcentration du Pd, de l’Au et du Cu à partir d’un réservoir magmatique primaire durant la mise en place du gabbro à texture variable et du faciès de brèche polymicte, soumis par la suite à une altération par des fluides deutériques.

4.3.2. Lac Rocher

4.3.2.1. Localisation

Le gîte du lac Rocher est situé à environ 3,4 km à l’est du lac Rocher et à 2,5 km au NW du lac Gervais.

4.3.2.2. Historique des travaux

Le gîte de Ni-Cu-ÉGP du lac Rocher fut découvert par prospection en 1997 (Chartré, 1997). La compagnie Nuinsco a repris les claims en 1998 et a défini le gîte à partir de travaux de terrain, de géophysique au sol et aéroportée, ainsi que de plusieurs campagnes de forages (Chartré, 1998; Jones et Pitman, 1999; Jones et al., 2000; Jones et Pitman, 2001). La propriété fut ensuite reprise par Victory Nickel Inc. qui a accompli deux campagnes de forages (Wagg et al., 2009) permettant d’obtenir un estimé des ressources présentes dans le gîte.

4.3.2.3. Géologie locale

Le gîte du lac Rocher est situé au cœur de l’Intrusion de Rocher, qui est de composition mafique à ultramafique, polyphasée et zonée, tardi-tectonique et appartenant à la Suite intrusive de Rocher-Quénonisca. L’intrusion coupe les roches métasédimentaires du Complexe de Rocher (Wagg et al., 2009; Fig. 22).

L’Intrusion de Rocher est constituée de gabbro, de norite, de pyroxénite et de péridotite. La lithologie dominante est une pyroxénite de granulométrie moyenne à grossière, constituée de clinopyroxène altéré, d’orthopyroxène (bronzite) et de globules disséminés de sulfures. Le plagioclase et la phlogopite sont en quantité mineure et variable. Une phase de péridotite, localement litée, est observée au sein de l’intrusion. Elle est constituée d’olivine serpentinisée, de clinopyroxène, de magnétite provenant de l’altération de

l'olivine, ainsi que de traces de sulfures. La phase de bordure de l'intrusion est un gabbro. Les transitions entre les différentes phases sont généralement graduelles (Wagg et al., 2009). L'Intrusion de Rocher a été datée à $2703 \pm 7/-4$ Ma par Bandyayera et Sharma (2001) en utilisant la méthode TIMS sur des zircons provenant de la phase gabbroïque.

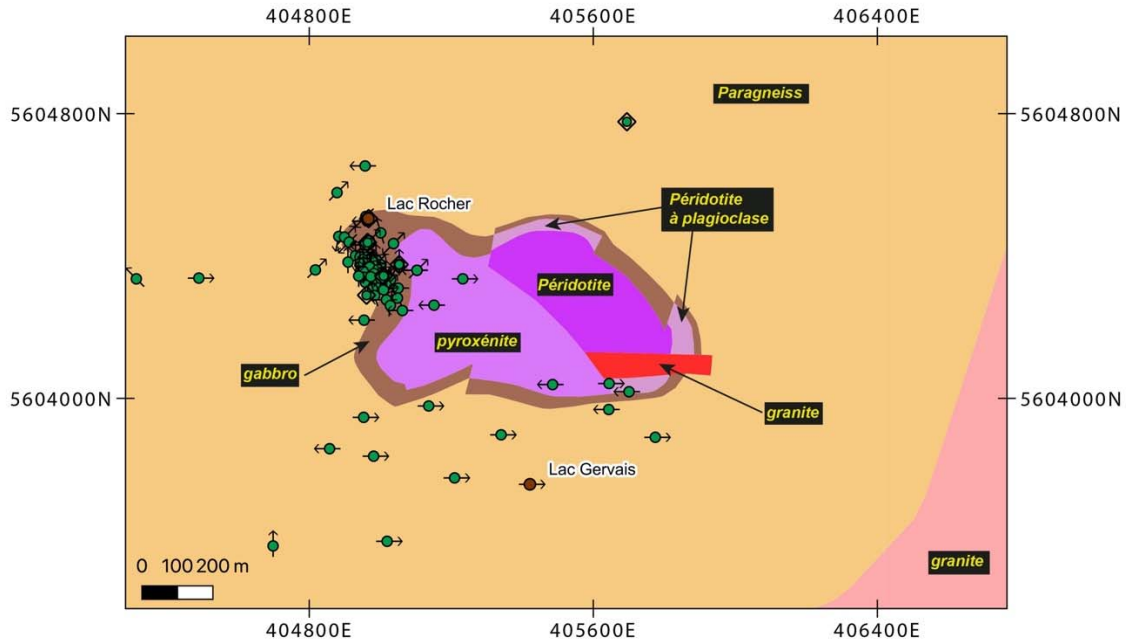


Figure 22: carte géologique de l'Intrusion de Rocher et de ses environs (extrait modifié de la carte interactive du SIGEOM). Les points verts indiquent la localisation des forages et les flèches leur l'azimut.

Sur la carte du champ magnétique (Dion et Lefevbre, 1986), l'Intrusion de Rocher est caractérisée par une forte anomalie positive plus ou moins circulaire d'environ 1,2 km de diamètre. D'autres anomalies de même forme et d'intensité comparables sont observées dans les environs de l'intrusion, mais aussi à l'échelle régionale (Fig. 23). Ces anomalies pourraient correspondre à d'autres intrusions mafiques à ultramafiques, potentiellement minéralisées en Ni-Cu-ÉGP.

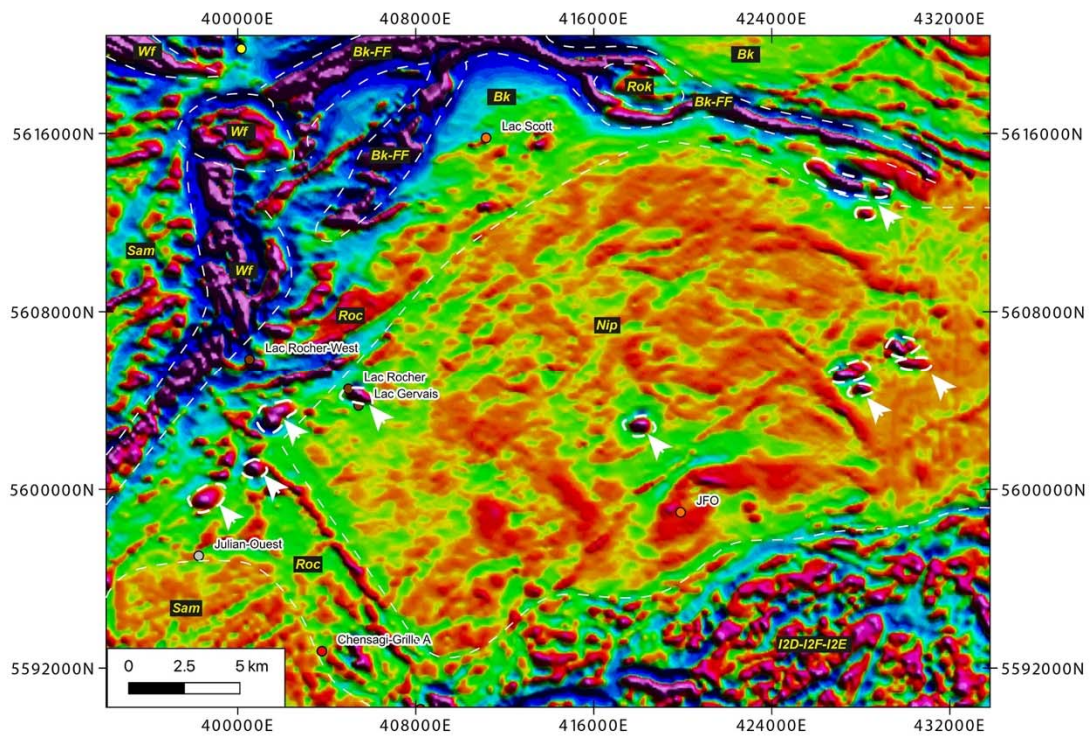


Figure 23: carte haute résolution de la dérivée verticale du champ magnétique résiduel (Dion et Lefebvre, 1986) du secteur du gîte du Lac Rocher. La carte montre aussi la délimitation des principales unités stratigraphiques et lithodémiques de la région. Les intrusions ultramafiques à mafiques de la Suite intrusive de Rocher-Quénonisca sont entourées de pointillés plus épais et elles sont marquées par une flèche blanche. Abréviations lithostratigraphiques : Bk – Groupe de Broadback ; Bk-FF - Formation de fer dans le Groupe de Broadback ; Nip - Massif de Nipukatasi, Roc - Complexe de Rocher, Rok - Suite intrusive de Rocher-Quénonisca ; Sam - Intrusion de Salamandre ; Wf - Intrusion de Whitefish. Abréviations lithologiques : I2D – syénite ; I2E - monzonite quartzifère ; I2F – monzonite.

4.3.2.4. Géologie économique

4.3.2.4.1. Minéralisations

Le décapage qui correspond au site de découverte du gîte montre principalement une pyroxénite qui tend vers une mélagabbro ou un mélagabbro de granulométrie moyenne à grossière. La pyroxénite est coupée par une injection de leucogabbro à grains grossiers et à enclaves de pyroxénite, ainsi que par des injections de pyroxénite de granulométrie plus fine. Cette dernière est aussi minéralisée. L'ensemble est coupé par un dyke de diorite à grain fin. Une brèche magmatique est présente au contact avec les roches métasédimentaires. Cette brèche comporte une matrice qui varie de pyroxénitique à gabbroïque et des fragments ultramafiques à mafiques.

La majorité des roches affleurantes sur le décapage de découverte sont rouillées et contiennent des grains de sulfures disséminés (jusqu'à 10 %) qui se présentent sous la forme de globules millimétriques à centimétriques, impliquant une origine magmatitique, ou d'amas pouvant atteindre 10 cm de diamètre (Wagg et al., 2009). Les globules sont principalement constitués de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pentlandite (Wagg et al., 2009), ce qui montrent une séparation nette entre les sulfures de Fe et de Cu. Cette caractéristique est compatible avec une formation des globules à partir d'une solution solide monosulfurée (Wagg et al., 2009). La zone de sulfures disséminés a donné des valeurs de 0,29 % Cu et 0,53 % Ni sur 25 m en rainurage (Chartré, 1998; Wagg et al., 2009).

Les campagnes de forages ont permis de montrer que la zone minéralisée principale se situe dans l'intrusion et plus spécifiquement dans le secteur ouest au contact avec l'encaissant (Chartré, 1998; Jones et Pitman, 1999, 2001; Jones et al., 2000; Wagg et al., 2009). Elle se subdivise en une zone basale à sulfure massif (>70 % de sulfure) de 3,2 m d'épaisseur, une zone intermédiaire à sulfure matriciel à semi-massif (30 à 70 % de sulfure) de 16 m d'épaisseur et une zone sommitale à sulfure disséminé (8 à 30% de sulfure) de 19 m d'épaisseur (Bandyayera et Sharma, 2001). Les forages de 2006 et 2007 ont permis de calculer les ressources mesurées et indiquées du gîte qui s'élèvent à 297 000 t à 1,60 % Ni et 0,60 % Cu. La zone de sulfure massif est exceptionnellement riche avec 10,8 % Ni, 0,25 % Cu, 0,23 % Co, 601 ppb Pt et 363 ppb Pd sur les 3,2 m d'épaisseur du niveau, incluant 11,64 % Ni sur 1 m et 10,25 % Ni, 992 ppb Pt et 844 ppb Pd sur 1 m. Le sulfure massif est constitué de 70 % de pyrrhotite, de 20 à 30 % de pentlandite, de 10 % de pyrite, de 1 % de chalcopryrite et de 0,5 % de magnétite (Bandyayera et Sharma, 2001). La pyrite peut localement atteindre jusqu'à 50 % du volume représenté par l'ensemble des grains de sulfure (Bandyayera et Sharma, 2001). La zone de sulfure semi-massif à matriciel titre en moyenne à 3 % Ni, 1,3 % Cu, 0,1 % Co et 0,5 ppm Pt + Pd. Les sulfures de cette zone se composent de 60 % de pyrrhotite, de 15 % de pentlandite et de 20 % de chalcopryrite. La zone de sulfure disséminé titre en moyenne à 2 % Ni, 0,6 % Cu, 0,07 % Co et 200 ppb Pt + Pd, avec localement des valeurs pouvant atteindre 3 ppm Pt + Pd. Les sulfures présents dans cette zone sont en majorité la pyrrhotite et la chalcopryrite, ainsi que la pentlandite en

trace (Bandyayera et Sharma, 2001). De plus, une zone riche en chalcopryrite est présente dans les paragneiss encaissants du Complexe de Rocher et dans les roches de l'Intrusion de Rocher à proximité de la zone minéralisée principale.

4.3.2.4.2. Minéralogie d'altérations

L'observation en lame mince des différents faciès dans le secteur ouest à proximité de la zone minéralisée fait ressortir la présence de minéraux hydratés qui remplacent les minéraux ferromagnésiens primaires (Bandyayera et Sharma, 2001). L'olivine est remplacée par un assemblage de serpentine, de talc et de magnétite. Les pyroxènes sont quant à eux ouralitisés et remplacés par de l'amphibole de la série trémolite-actinote qui est elle-même partiellement transformée en un assemblage de chlorite, d'épidote et de carbonates. La phlogopite est aussi fréquemment présente et elle est associée à ces minéraux secondaires hydratés. Finalement, le plagioclase est altéré en un assemblage de séricite et d'épidote. Bandyayera et Sharma (2001) notent aussi la présence de veines de carbonate-quartz-chlorite.

4.3.2.5. Conclusion et interprétations

Le gîte du lac Rocher est typique des gîtes de Ni-Cu ± ÉGP magmatiques, avec une ségrégation de la minéralisation par densité vers la base de l'intrusion, qui dans le cas de l'intrusion de Rocher est en contact avec les roches du Complexe de Rocher. Cependant, l'intrusion minéralisée a subi la déformation et le métamorphisme régional, et la minéralogie primaire est en partie remplacée par des assemblages secondaires constitués de minéraux hydratés. La phlogopite est localement abondante et pourrait être associée à un métasomatisme lié à la mise en place des dykes felsiques et du massif granitique de Nipukatasi (Bandyayera et Sharma, 2001). La présence abondante de pyrite dans le niveau de sulfure massif est aussi anormale pour des gîtes de ce type, tout comme les valeurs extrêmement élevées en Ni comparées au Cu. Ces particularités sont interprétées comme étant des évidences du passage d'un fluide hydrothermal après la cristallisation des roches de l'intrusion, conduisant potentiellement à un enrichissement important en Ni (Bandyayera et Sharma, 2001). Les veines riches en chalcopryrite situées dans l'encaissant

et dans l'intrusion en bordure de la zone minéralisée pourraient contenir une partie du Cu remobilisé.

L'intrusion de Rocher coupe les roches du Complexe de Rocher, qui sont principalement constituées de roches métasédimentaires riches en sulfures. Ces roches métasédimentaires représentent une source potentielle de soufre, mais aussi de silice qui auraient pu être assimilés par le magma lors de la mise en place de l'intrusion. Ce phénomène pourrait être associé à une sursaturation du soufre dans le liquide magmatique, menant ainsi à la formation d'une phase sulfurée enrichie en Ni-Cu-ÉGP. Un tel scénario a été proposé par Bandyayera et Sharma (2001), qui notent aussi la présence d'enclaves de paragneiss et de tonalite gneissique dans les roches mafiques à ultramafiques de l'intrusion. Ils proposent qu'elles témoignent de la contamination du magma par une croûte tonalitique plus profonde.

4.4. Indices et gîtes de pegmatites de type « LCT » à métaux rares (Li, Ta, Nb, Sn, Cs, Be, Mo, Rb)

Le segment d'Assinica est aussi caractérisée par la présence de pegmatites minéralisées en métaux rares (Li, Be, Ta, Nb, W, Sn, Cs, Be, Mo, Rb) dont fait partie le gîte de Sirmac. Ces pegmatites font partie de la Suite de Morain et elles forment des essaims de dykes de dimension variable. Elles sont fréquemment au contact ou à proximité de masses intrusives de granite blanc (Bandyayera et Caron-Côté, en publication) comme pour l'indice Lac Gertrude Sud. Dans la région d'étude, les pegmatites minéralisées sont essentiellement observées au sein des roches supracrustales des groupes d'Assinica et de Broadback, ainsi que dans celles du Complexe de Rocher (Bandyayera et Caron-Côté, en publication).

4.4.1. Gîte Sirmac

4.4.1.1. Localisation

Le gîte Sirmac est situé à environ 115 km au nord-ouest de Chibougamau (Fig. 1 et 8) dans le segment Assinica de la CFE, à quelques kilomètres à l'est de la zone de cisaillement de Lucky Strike.

4.4.1.2. Historique des travaux

Le gîte de Sirmac fut découvert en 1959 par la compagnie Sirmac Mines (Radisics, 1959). Les premiers forages au diamant sur le gîte sont effectués en 1969 par la compagnie Yorbeau Mines sur le dyke principal du gîte et totalisent 1041 m sur 15 forages (Masterman, 1969). En 1994, le premier calcul de réserve fait état de 202 966 tonnes titrant à 1,56 % Li_2O (Bureau, 1994). La même année, Mines Wrightbar effectue 38 forages au diamant, ce qui permet d'augmenter les réserves à 318 324 tonnes à 2,04 % Li_2O (Lamarche, 1994). En 2008, Everton Resources Inc. effectue des travaux d'exploration sur le gîte et la propriété est ensuite reprise par Nemaska Lithium qui poursuit les travaux d'exploration. Elle effectue notamment une cartographie de la propriété et des dykes minéralisés (Richard et al., 2011). Sur la période 2010-2013, Nemaska Lithium effectue aussi des forages sur les zones minéralisées pour mieux définir la répartition du Li et du Ta (Richard et Lévesque Michaud, 2013a, 2013b). Elle entreprend aussi des essais métallurgiques (Richard et al., 2011; Richard et Lévesque Michaud, 2013a, 2013b).

4.4.1.3. Géologie locale

Les pegmatites du gîte Sirmac sont intrusives dans des schistes et des grès métamorphisés du Groupe de Broadback qui contient aussi quelques filon-couches et coulées mafiques (Fig. 24). Les roches métasédimentaires sont affectées par la foliation régionale S_2 orientée E-W et à pendage faible. Les roches du Groupe de Broadback sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Les travaux d'exploration ont permis de définir que les pegmatites minéralisées du gîte Sirmac font partie d'un essaim de filon-couches et de dykes de pegmatites granitiques leucocrates d'orientation principale NNW-SSE, distribués autour d'un dyke principal qui contient l'essentiel de la minéralisation (Dyke#5; Richard et al., 2011; Richard et Lévesque-Michaud, 2013a,b; Fig. 24). Ces dykes, qui peuvent être zonés, présentent des contacts francs avec les roches encaissantes et certains sont caractérisés par la présence d'enclaves de roches métasédimentaires altérées (Richard et Lévesque-Michaud, 2013a).

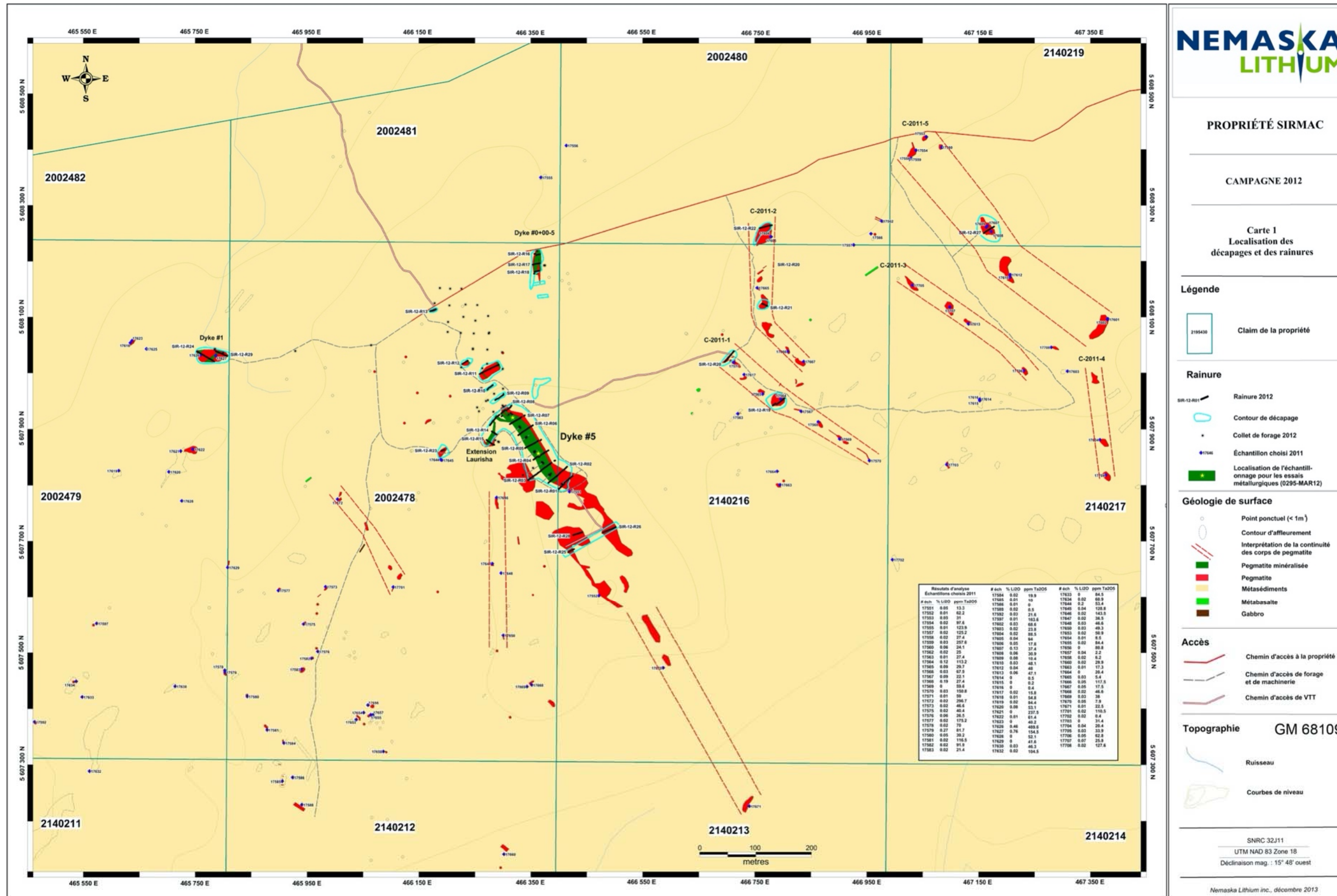


Figure 24 : carte géologique détaillée de l'essai de dykes de pegmatites du gîte Sirmac (Richard et Lévesque Michaud, 2013b)

4.4.1.4. Géologie économique

Le gîte de Li de Sirmac est caractérisé par des pegmatites à spodumène (Richard et al., 2011; Richard et Lévesque Michaud, 2013a, 2013b). Le gîte peut être subdivisé géographiquement en un secteur est, un secteur ouest et un secteur central représenté par le dyke principal (Dyke#5). Le secteur est est constitué de cinq dykes de pegmatites orientés NW-SE à pendage modéré à fort vers l'est. Ces dykes d'épaisseur métrique à décamétrique peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres (Richard et al., 2011; Fig. 24). Le secteur ouest est caractérisé par des affleurements de pegmatite de plus petite dimension qui forment des dykes mal définis. Enfin le secteur central montre le Dyke#5 de pegmatite dont le volume est le plus important de l'essai. Ce dyke s'étend sur plus de 600 m de long et 30 m de large et contient la majeure partie de la minéralisation en lithium du gîte Sirmac (Lamarche, 1994).

Au total, la propriété Sirmac présente trois dykes de pegmatites minéralisés en lithium ou en tantale : le Dyke#5 qui correspond à la zone de plus gros volume, le Dyke#0+00-5 et le Dyke#1 (Richard et Lévesque Michaud, 2013a, 2013b; Fig. 24 et 25). Le Dyke#5 est orienté N325 avec un pendage de 45° vers le NNW et il est interprété comme un filon-couche (Richard et Lévesque-Michaud, 2013b). Par ordre d'importance, ce dyke est composé de quartz, d'albite, de microcline et de feldspath perthitique, de spodumène (vert pâle à blanc grisâtre; Fig. 26a), de béryl (bleu ou blanc; Fig. 26b), de triphyllite, de muscovite, de tourmaline noire, d'apatite aquamarine, de chlorite, de grenat, de ferrisicklélite, d'hureaulite, de pyrrhotite et de chalcopyrite (Boily, 1993, 1994).

Les travaux de Boily (1993, 1994) font ressortir une zonation dans le Dyke#5, avec notamment cinq zones minéralogiques et texturales. Des bordures vers le cœur, ce sont : la zone 1 qui est aplitique et à texture graphique et montre une minéralogie à albite-quartz-muscovite ± grenat ± tourmaline ± apatite; la zone 2 constituée de quartz-albite; la zone 3 à mégacristaux de feldspath et composée de quartz-feldspath perthitique-albite ± muscovite ± tourmaline ± apatite; la zone 4 qui possède une minéralogie à quartz-albite-feldspath perthitique-spodumène ± muscovite ± triphyllite ± apatite ± tourmaline ± béryl; et la zone

5, qui est un coeur composé de quartz-spodumène ± albite ± muscovite ± tourmaline ± chlorite.

Les travaux de forage effectués par la compagnie Nemaska Lithium ont aussi permis de définir une zonation dans la minéralisation (Richard et Lévesque-Michaud, 2013b). Au centre du dyke, la zone de coeur à quartz-spodumène fait 30 m d'épaisseur, 15 m de long et 25 m de large, et les concentrations en Li atteignent 4,32 % Li_2O (Fig. 29). Le long des bordures, en particulier au niveau du contact inférieur du dyke et dans des corps de pegmatites secondaires situées en-dessous, des zones d'épaisseur décimétrique à métrique contiennent jusqu'à 1052 ppm Ta_2O_5 sous la forme de colombo-tantalite et possiblement de microlite (Boily, 1993, 1994; Richard et Lévesque-Michaud, 2013b).

Le Dyke#1, situé au nord-ouest du Dyke#5 est moins minéralisé. Deux échantillons choisis ont donné 0,76 % et 0,46 % Li_2O (Richard et al., 2011; Richard et Lévesque-Michaud, 2013b). Le Dyke#0+00-5 est caractérisé par d'excellentes teneurs en Li_2O avec notamment 4,52 % Li_2O sur 4,3 m (Masterman, 1969). La minéralogie de ce dyke est semblable à celle du Dyke#5, mais il s'en distingue par une proportion plus importante de tourmaline (Richard et Lévesque-Michaud, 2013b). Ailleurs, les autres dykes sont caractérisés par la présence de béryl et de tourmaline et une proportion importante de muscovite. Cependant ils ne semblent pas contenir de spodumène (Richard et Lévesque-Michaud, 2013b).

Boily (1993, 1994) montre que les pegmatites ont subi des altérations d'origine magmato-hydrothermale qui se traduisent par l'albitisation des feldspaths potassiques et le remplacement du spodumène par de l'albite, du quartz et un mica jaunâtre lithinifère. Les grains de triphillite sont aussi coupés par des veinules composées de quartz-mica-chlorite-pyrrhotite-chalcopryrite. Parallèlement, les roches encaissantes du Groupe de Broadback au contact avec les dykes de pegmatite sont aussi métasomatisées.

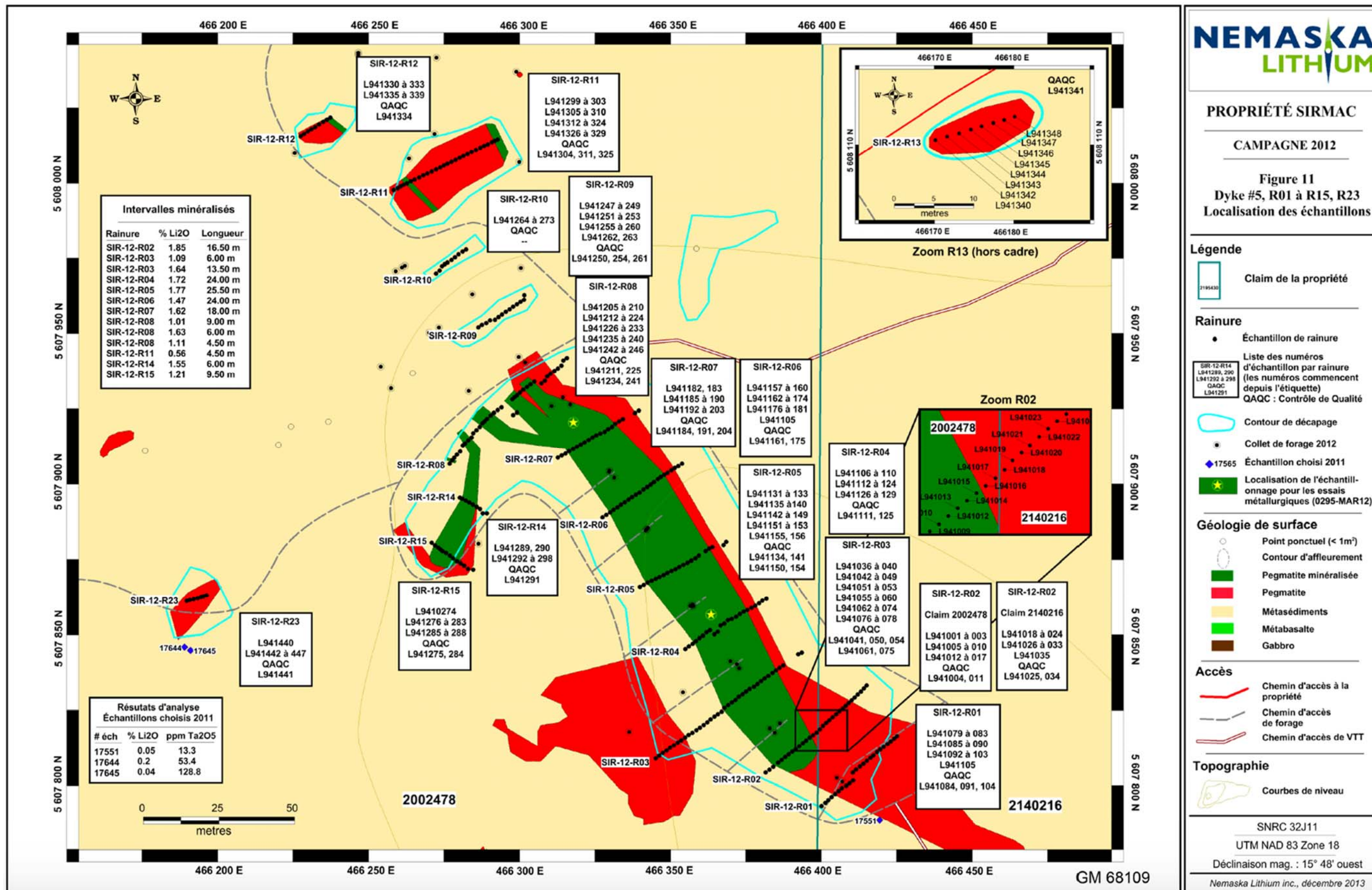


Figure 25 : cartographie détaillée du dyke#5 avec les zones minéralisées en spodumène illustrées en vert (Richard et Lévesque Michaud, 2013b)



Figure 26 : a) pegmatite à quartz et spodumène (de couleur blanchâtre) de la zone au cœur du Dyke#5 de la propriété Sirmac (photo de Richard et al., 2011); b) pegmatite à quartz, albite et beryl (de couleur blanchâtre) des zones intermédiaires du Dyke#5 (photo de Richard et al., 2011); c) contact entre la pegmatite à cassitérite et les roches métasédimentaires riches en muscovite du Groupe de Broadback (affleurement 19-WM-3173). L'échelle fait 10 cm de longueur.

4.4.2. Autres indices de métaux rares (Li-Ta-Sn-Nb) dans des pegmatites de type LCT

D'autres pegmatites minéralisées en métaux rares sont présentes dans les segments d'Assinica et de Storm-Evans de la CFE. Elles sont situées au sein des roches sédimentaires du Groupe de Broadback (indice Lac Gertrude-Sud, pegmatites des affleurements 19-DB-1053 et 19-WM-3173; Bandyayera et Caron-Côté, en publication). Un échantillon choisi de la pegmatite à spodumène (50 % modal) provenant de l'affleurement 19-DB-1053 a donné une valeur de 4,13 % Li₂O avec une teneur anormale en Rb (1090 ppm).

La pegmatite à métaux rares de l'affleurement 19-WM-3173 (Fig. 6c) a donnée des valeurs anormales à indicielles de 9090 ppm Sn, 376 ppm Ta, 155 ppm Nb, 723 ppm Cs, 213 ppm Be et 8480 ppm Rb (Bandyayera et Caron-Côté, en publication). De plus, des évidences de

réaction métasomatique d'origine magmato-hydrothermale de type greisen à muscovite sont présentes au niveau des roches métasédimentaires encaissante et dont la couleur est jaunâtre à verdâtre (Fig. 26c). La pegmatite riche en étain présente notamment une altération en muscovite de la matrice (Fig. 27a, b). Les grains de cassitérite sont zonés (Fig. 31b, c) et ils sont caractérisés par la présence d'inclusions de minéraux opaques qui font probablement partie du groupe de la colombo-tantalite (Fig. 27d). Toutefois, une étude au MEB est nécessaire pour mieux les définir.

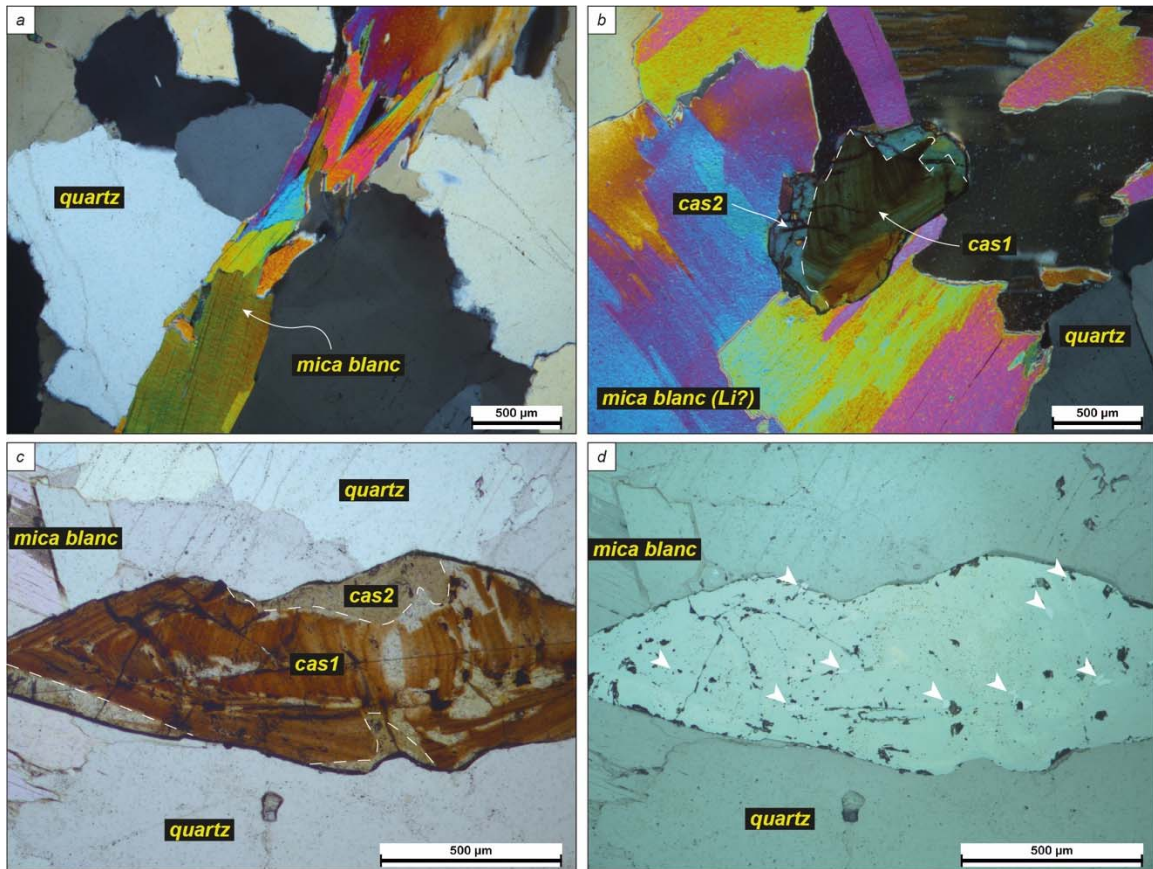


Figure 27 : a) veine de muscovite qui coupe des cristaux de quartz (19-WM-3173, lumière polarisée) ; b) grain de cassitérite qui montre une première génération zonée avec des bordures qui semblent corrodées (cas1) et une deuxième génération qui vient se former sur la première et qui ne présente pas de zonation (cas2), la matrice est constituée de mica blanc parfois zoné et de quartz (19-WM-3173, lumière polarisée) ; c) grain de cassitérite qui montre les mêmes textures que celles de la photo précédente avec deux générations de grains dans une matrice de quartz et micas blanc (19-WM-3173, lumière transmise) ; d) inclusions de minéraux opaques à plus forte réflectance (marqués par le bout des flèches blanches, possiblement du groupe de la colombo-tantalite ?) dans le grain de cassitérite de la Figure 31c (19-WM-3173, lumière réfléchie).

4.4.3. Conclusion et interprétation

Les pegmatites lithinifères du gîte Sirmac et des autres indices de la CFE sont des pegmatites à spodumène de type LCT (Richard et al., 2011; Richard et Lévesque Michaud, 2013a, 2013b). Elles font partie d'essaims de dykes sub-parallèles mis en place dans les roches supracrustales au faciès des amphibolites. Les plus gros dykes peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres de longueur et plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les dykes minéralisés sont généralement zonés et la zone minéralisée à spodumène se situe vers le cœur. La pegmatite enrichie en Sn-Ta-Nb-Cs-Rb-Be (19-WM-3173) est caractérisée par une altération de type greisen, ce type d'altération et de minéralisation constitue un excellent métallotecte pour la recherche de minéralisation à métaux rares.

4.5. Indices d'or filonien

La Formation de Storm dans les feuillets 32K15 et 32K16 contient plusieurs indices d'or filonien contenu dans des veines de quartz. Les indices d'or sont localisés au sein de la propriété Storm, ils se situent à proximité des failles Broadback, Corbeau, Storm et Lightning d'orientation E-W (Fig. 28).

4.5.1. Propriété Storm

4.5.1.1. Localisation

La propriété Storm est située dans le segment Storm-Evans de la CFE, à 150 km au nord-est de Matagami. Elle est plus précisément localisée au nord de la rivière Broadback et du Lac Storm dont elle prend le nom (Fig. 8 et 28).

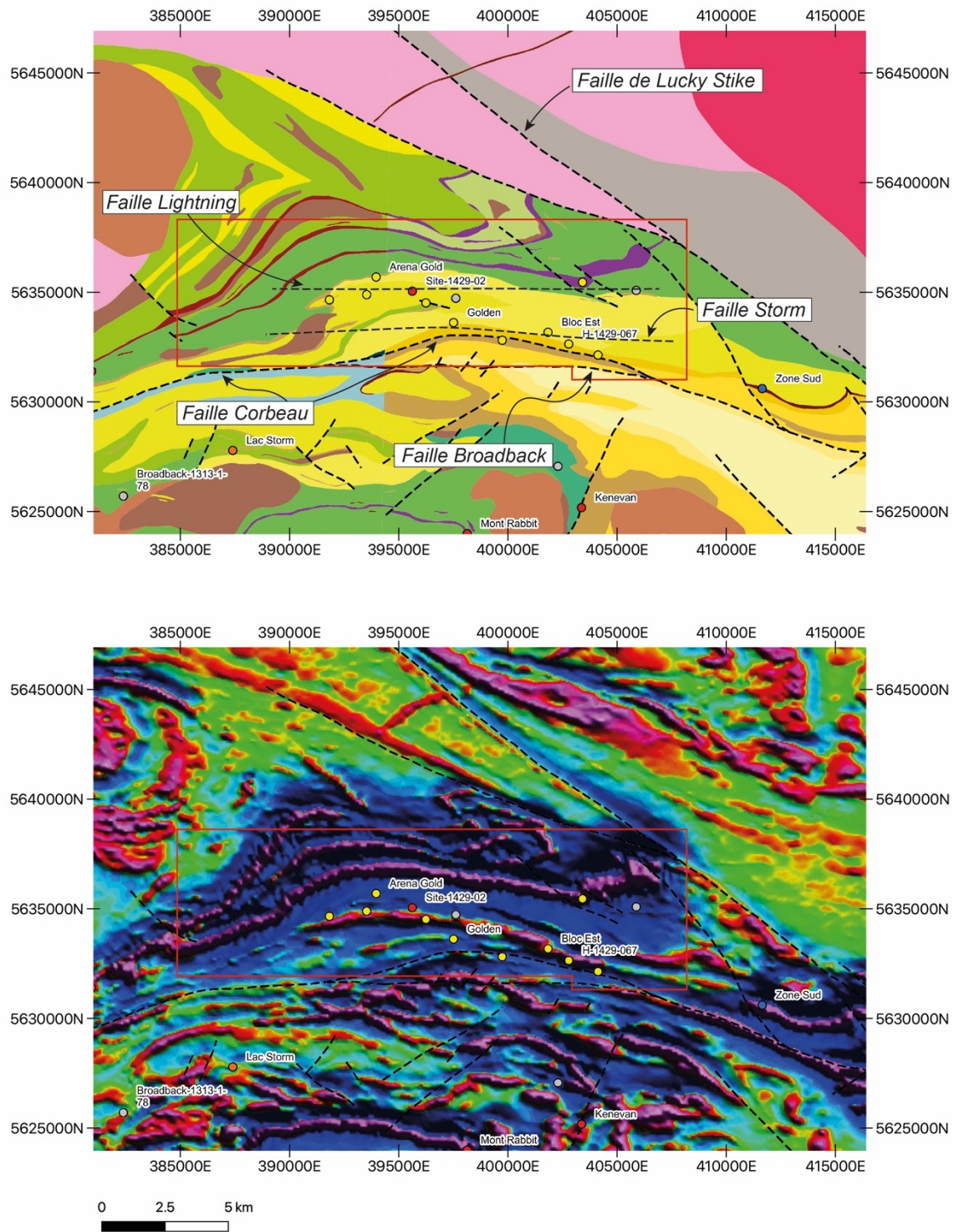


Figure 28: a) carte géologique de la partie nord-est du segment Storm-Evans de la CFE montrant la localisation des principaux indices minéralisés (rond jaune = or, rond rouge = zinc, rond gris = argent, rond orange = cuivre ; rond bleu = fer) ainsi que des principales failles (extrait de la carte interactive du SIGEOM et des travaux de Fraser et Boudreault, 1989 ; voir carte interactive du SIGEOM pour une légende détaillée). La ligne rouge marque les limites de la propriété Storm ; b) carte haute résolution de la dérivée verticale du champ magnétique résiduel (Dion et Lefebvre, 1998 ; D'Amours et Intissar, 2012).

4.5.1.2. Historique des travaux

Des forages réalisés dans la partie ouest de la propriété Storm par la compagnie INCO en 1979 et 1980 ont retournés des valeurs indicelles en or et en métaux de base avec notamment 26,78 g/t Au sur 1 m dans le forage 46877 (indice Lightning; Hannila, 1980). Durant les étés 1987 et 1988, la compagnie Noramco Exploration Inc. a effectué des travaux d'exploration, des levés géophysiques, ainsi que des décapages permettant la découverte des principaux indices aurifères de la propriété Storm dans le feuillet 32K16 (Doucet et Boudreault, 1988; Fraser et Boudreault, 1989; Plante, 1997). En 1998, les compagnies Arena Gold Inc. et Ressources Searchgold Inc. ont effectués des forages sur la propriété permettant de confirmer le potentiel de la zone pour les minéralisations aurifères filoniennes (Melchiorre, 1998a, 1998b).

4.5.1.3. Géologie locale

La propriété Storm est constituée, du nord au sud, des roches volcaniques des formations de Le Gardeur, de Rabbit et de Storm, et des roches métasédimentaires du Groupe de Broadback (Fig. 28a). Les indices aurifères sont situés principalement dans la Formation de Storm. D'ouest en est, ce sont les indices Lightning, Arena, Arena Gold, H-1429-046, Golden et Bloc Est. Le Groupe de Broadback contient aussi les indices H-1429-067, H-1429-060 et Site-1429-17. Enfin, un indice (H-1429-049) est situé dans la Formation de Rabbit dans la partie nord de la propriété.

Dans le secteur de la propriété Storm, la Formation de Storm est principalement constituée de coulées et de tufs dacitiques à rhyolitiques avec une quantité moindre d'andésites. De minces lentilles d'argilite et de grauwacke sont observées dans cette formation. Ces roches volcaniques et sédimentaires sont coupées par des dykes et des sills de gabbro, de lamprophyre et de porphyre intermédiaire à felsique (Doucet et Boudreault, 1988). Dans la partie orientale de la propriété Storm, le contact entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback est marqué par une formation de fer, alors que dans la partie centrale il est souligné par un niveau de conglomérat polygénique dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines à centaines de mètres. Vers l'ouest, ce niveau est principalement

constitué de mudrock, de siltstone, et de grauwacke avec de rares lentilles de conglomérat et de lits de tufs dans sa partie occidentale (Brisson et al., 1998b, 1998c). Les fragments du conglomérat sont centimétriques à décimétriques et composés de roches volcaniques felsiques et mafiques, de chert, d'argilite, de siltstone et de grès (Doucet et Boudreault, 1988). Entre les fragments, la matrice est localement silicifiée, amphibolitisée et chloritisée. Au sud de la propriété Storm, le Groupe de Broadback est constitué d'argilite, de grauwacke, de conglomérat et de grès. Le métamorphisme dans ces zones varie du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites.

La propriété Storm est caractérisée par la présence d'un réseau complexe de zones de cisaillement et de failles. Les zones de cisaillement les plus importantes (celles de Lightning, de Storm et de Corbeau) sont orientées E-W et se sont probablement développées durant la phase de déformation régionale D₂ (Fig. 28; voir Daoudene et al., en publication pour la chronologie relative des phases de déformation du segment Storm-Evans de la CFE). Elles portent l'essentiel des minéralisations aurifères. La faille de Corbeau montre, en carte, une trajectoire arquée. Son orientation est ESE-WNW dans la partie orientale de la propriété Storm, E-W dans la partie centrale et WSW-ENE dans la partie occidentale. Les roches minéralisées du Groupe de Broadback qu'elle affecte sont caractérisées par un assemblage minéralogique à graphite-quartz-arsénopyrite-pyrite (Doucet et Boudreault, 1988). Des failles secondaires orientées NW-SE et NE-SW, sont localement associées à des indices aurifères, et découpent le patron magnétique rubané régional (Fig. 28a, b; Fraser et Boudreault, 1989; Melchiorre, 1998a). Les zones minéralisées associées aux failles Storm et Lightning sont situées dans les roches volcaniques et pyroclastiques intermédiaires à felsiques de la Formation de Storm. Une zone de cisaillement sub-parallèle à ces failles est notamment caractérisée par un schiste à séricite avec des valeurs anormales en or et des altérations à séricite, séricite-quartz et localement fuschite.

Le décapage 1429-06 de l'indice Golden (Fig. 32) constitue un site d'étude idéal pour la compréhension des gîtes aurifères de la propriété Storm. Le décapage se situe à proximité des failles Corbeau, et Storm. Il présente une séquence de tuf rhyodacitique à rhyolitique,

porphyrique et massif, rubané, et montrant localement un faciès de brèche et de tuf à lapilli et à blocs. Des niveaux de tuf intermédiaire sont aussi décrits par Doucet et Boudreault (1988). Le tuf felsique est coupé par un dyke mafique d'épaisseur décimétrique, et contenant des phénocristaux d'amphibole. Ce dyke montre une orientation E-W, parallèle à l'orientation de la foliation régionale S₂ et à celle de veines de quartz-carbonate-pyrite ± tourmaline. La rhyolite est affectée par une foliation à fort pendage vers le sud et qui contient une linéation minérale à plongée modérée vers l'est. Des bandes de cisaillement mylonitiques dextres à séricite, orientées E-W et à fort pendage vers le nord sont aussi régulièrement observées (Fig. 33a et b).

4.5.1.4. Géologie économique

À l'indice Golden, dans le sud de la propriété Storm, les minéralisations aurifères sont encaissées dans des roches volcaniques felsiques séricitisées et bréchiques qui sont coupées par des veines de quartz-carbonate-pyrite ± tourmaline. Les zones aurifères au sein des roches sédimentaires du Groupe de Broadback, affectées par la faille Corbeau, sont caractérisées par une paragenèse à graphite-quartz-arsénopyrite-pyrite (Doucet et Boudreault, 1988; Fraser et Boudreault, 1989). Dans la partie NW de la propriété, Melchiorre (1998a) note la présence d'un niveau d'argilite aurifère d'épaisseur métrique (jusqu'à 16 m au niveau du forage #AG98-09) dans la Formation de Storm. Celui-ci est coupé par des veines de quartz-carbonate-tourmaline et est minéralisé sur une distance d'au moins 200 m (ouvert vers le NE) le long de la faille Lightning. Les meilleures valeurs de ce niveau atteignent 26,78 g/t Au sur 1 m à l'indice Lightning où elles se localisent à l'intersection entre la faille Lightning orientée E-W et un cisaillement NW-SE qui joue potentiellement un rôle important dans le processus de minéralisation (Melchiorre, 1998a). Dans le SE de la propriété, le forage 1429-023 à l'indice Bloc Est a retourné des valeurs importantes de 83 g/t Au sur 1 m (de 108 à 109 m) et de 182 g/t Au sur 3 cm (de 139,45 à 139,48 m) dans des veines de quartz-carbonate-tourmaline-arsénopyrite-pyrite qui coupent une zone séricitisée située dans des roches volcaniques et sédimentaires de la Formation de Storm et du Groupe de Broadback (Melchiorre, 1998b).

Au niveau du décapage 1429-06 de l'indice Golden, les zones de cisaillement contiennent des veines de cisaillement à quartz \pm tourmaline \pm carbonate \pm pyrite, sub-verticales et massives à rubanées qui portent la minéralisation aurifère. Ces veines donnent des valeurs jusqu'à 4 g/t sur des échantillons choisis (Doucet et Boudreault, 1988). Notre étude détaillée des veines fait ressortir la présence de cinq familles (V1 à V5) dont seules deux semblent aurifères (V4 et V5).

Les veines V1 sont des veines d'extension en échelle ou en échelon, par endroits sous la forme sigmoïdes qui coupent la foliation des zones de cisaillement, mais qui sont aussi localement déformées. Elles sont orientées N-S et à fort pendage (Fig. 29a). Elles sont de dimension relativement modeste, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et de longueur décimétrique à métrique (Fig. 29c, d, e, f). Elles sont caractérisées par un assemblage minéralogique à quartz-tourmaline et elles semblent être stériles. Plusieurs veines V1 se recoupent, mais elles coupent systématiquement les veines V4 et V5, elles sont aussi souvent coupées par les veines V2 et V3 qui leur sont associées. Elles sont préférentiellement développées dans des niveaux plus compétents, et adoptent une géométrie en échelle ou en échelon (Fig. 29d, e). Les veines V1 en échelle sont contrôlées par la rhéologie de la roche et matérialisent une déformation coaxiale, alors que les V1 en échelon subissent une rotation (forme sigmoïde) et matérialisent une déformation non-coaxiale. Dans l'ensemble elles semblent associées à une compression N-S avec une extension E-W.

Les veines V2 sont orientées NNW-SSE et possèdent un fort pendage principalement vers le ENE (Fig. 29a). Elles contiennent localement des cavités tapissées de quartz cristallin indiquant un remplissage d'espace ouvert. Elles sont caractérisées par un assemblage minéralogique à quartz-tourmaline \pm pyrite (Fig. 29). Cette famille ne semble pas être aurifère. Les veines V3 sont principalement composées de quartz et elles sont orientées NE-SW avec un pendage modéré à fort vers le NNW (Fig. 29a). Cette famille semble représenter la conjuguée de la famille V2 (Fig. 29g). Les veines V3 sont stériles, et minoritaires à l'échelle du décapage comparativement aux autres familles. Les veines V2

et V3 peuvent être plissotées. Les veines V2 et V3 semblent remplir des fractures de cisaillement qui se développent à proximité des veines V1 (Fig. 29e).

Les veines V4 et V5 sont les plus importantes d'un point de vue économique, car ce sont elles qui portent la minéralisation en or. Les veines V4 sont sub-verticales et orientées E-W, parallèlement à la foliation S₂ (Fig. 29a). Ce sont des veines de cisaillement, localement boudinées et à structure crack-and-seal. Elles sont caractérisées par un assemblage minéralogique à quartz-carbonate-pyrite ± tourmaline ± rutile (Fig. 29f et 30a). Les veines de la famille V5 sont orientées N-S avec un pendage faible à modéré vers l'est et elles sont plissées selon des plans axiaux E-W (Fig. 29a, h). Ce sont des veines d'extension à quartz-carbonate-pyrite ± tourmaline et elles sont intimement associées aux veines V4 avec lesquelles elles montrent une continuité texturale. Les épontes séricitées des veines de cisaillement V4 montrent localement une linéation minérale à forte plongée et à angle fort par rapport aux veines V5. Les V4/V5 sont plus vieilles car elles sont coupées par les autres familles et elles sont associées à une compression N-S mais à une extension verticale, également matérialisée par une linéation verticale qui est localement préservée dans les zones de cisaillement. La meilleure valeur obtenue à partir d'un échantillon choisi est de 4 g/t Au; Doucet et Boudreault, 1988). Les épontes de ces veines sont aussi caractérisées par des halos d'altération qui s'expriment par une séricitisation, une pyritisation, une tourmalinisation, une silicification, une carbonatation et localement une hématitisation de la roche encaissante (Fig. 29d, f et 30a, c, d, f). La minéralisation est constituée de grains cubiques et disséminés de pyrite qui atteignent 5 % des veines de quartz et entre 2 et 5 % des épontes minéralisées (Fig. 30d, f). Du rutile est observé dans certaines de ces veines. Des micas verts sont localement présents sous forme de veine d'épaisseur centimétrique qui coupe la roche volcanique felsique (Fig. 30e).

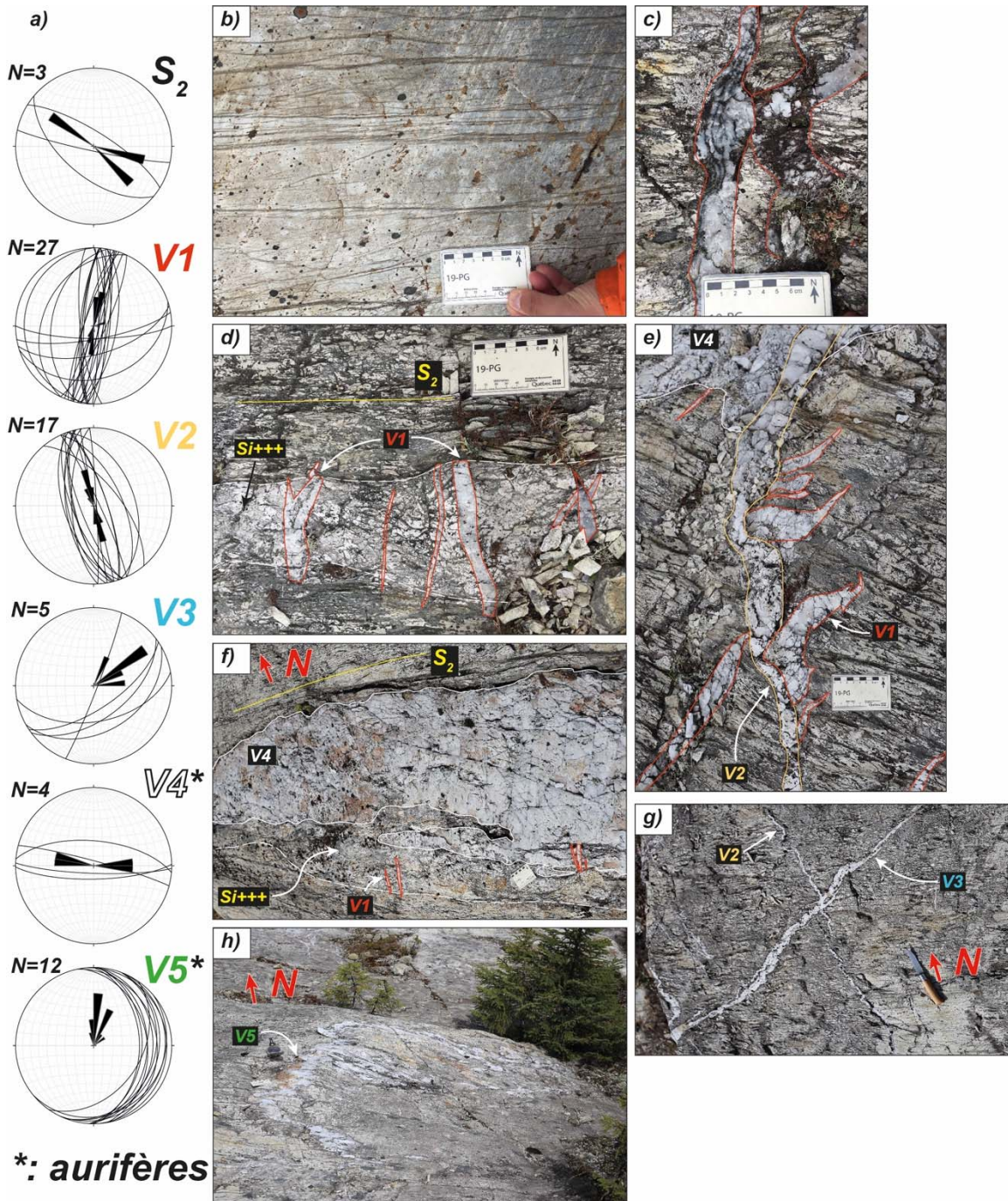


Figure 29 : a) diagrammes stéréonet (hémisphère inférieure, canevas de Schmidt) montrant l'orientation et le pendage de la foliation principale S_2 ainsi que des différentes familles de veines du décapage 1429-06 de l'indice Golden ; b) détail des zones de cisaillement parfois anastomosées sub-parallèles à S_2 dans le tuf rhyolitique ; c) veines d'extension $V1$. Celle de gauche est caractérisée par la présence de lamines de tourmaline ; d) veines d'extension $V1$ « en échelle » mise en place dans un niveau plus compétent silicifié et boudiné ; e) veine $V2$ qui coupe des veines $V1$ déformées et une veine $V4$; f) veine $V4$ aurifère qui est boudinée et subparallèle au cisaillement et à la foliation régionale S_2 ; g) veine $V2$ qui coupe une veine $V3$. La longueur du couteau est de 19 cm ; h) veine aurifère $V5$ plissée à faible pendage vers l'est

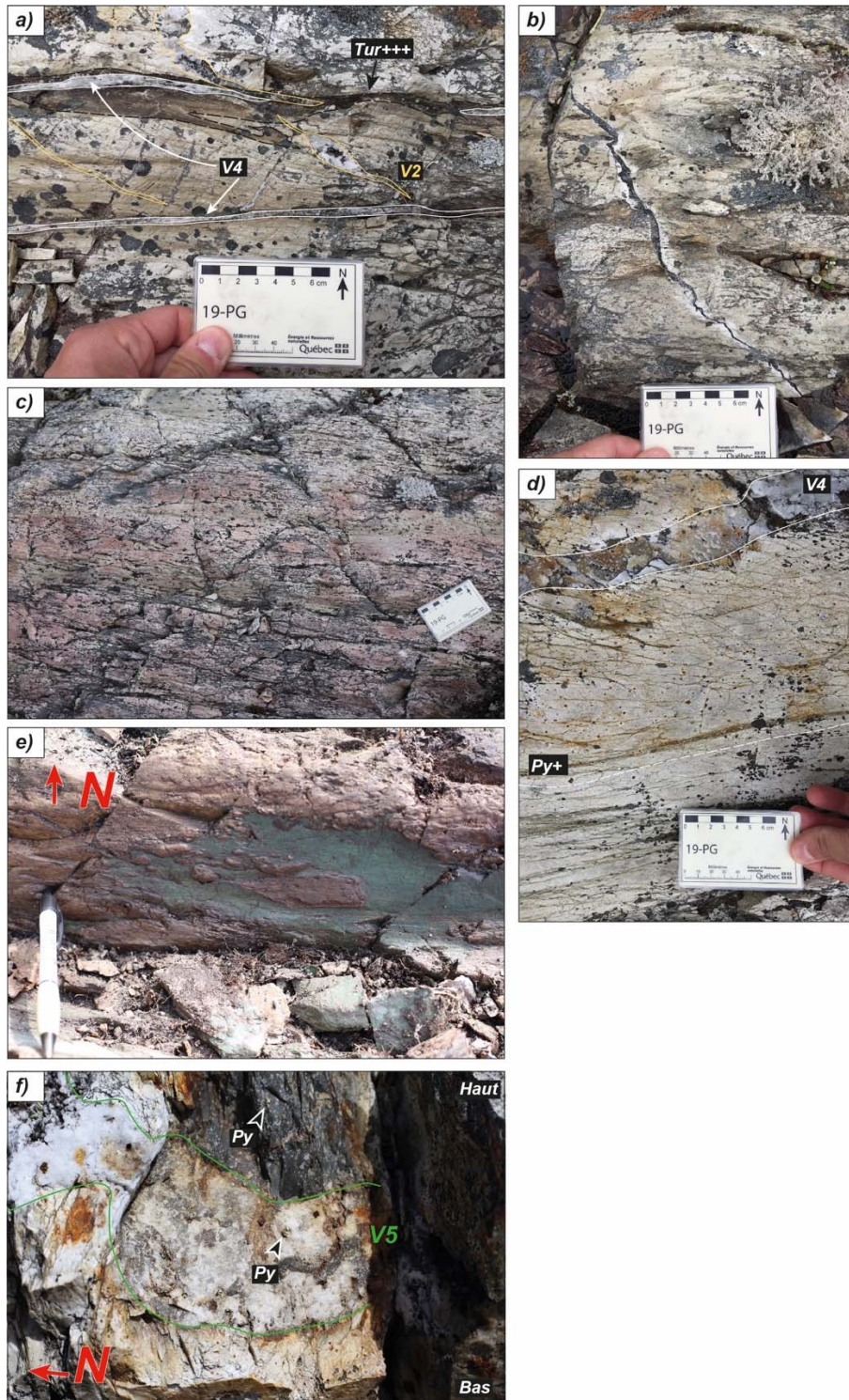


Figure 30 : Exemples d'altérations et de minéralisations observées au décapage 1429-06 sur l'indice Golden. a) Halo de tourmalinisation en bordure d'une veine de cisaillement V4 aurifère. Notez la présence de veines V2 qui coupent la veine V4 et le halo d'altération; b) veine de tourmaline avec un halo blanchâtre qui coupe la roche volcanique felsique ; c) roche volcanique felsique hématitisée et séricitisée ; d) halo de pyritisation dans une roche volcanique coupée par une veine de cisaillement V4 aurifère, notez aussi l'altération blanchâtre en bordure de la veine ; e) veine de mica vert qui coupe la roche volcanique felsique ; f) veine aurifère V5 à faible pendage et contenant de la pyrite automorphe (Py). La roche volcanique felsique aux épontes de la veine est pyritisée.

Sous le microscope optique, deux générations de pyrite sont documentées et forment souvent des grains polyphasés. La première génération dans le cœur des grains contient de nombreuses inclusions, alors que la deuxième génération en bordure n'en porte aucune. De l'or se présente sous la forme de micro-inclusions dans la pyrite de première génération (Fig. 31a), mais aussi sous la forme de grains à l'extérieur des grains de pyrite (Fig. 31b).

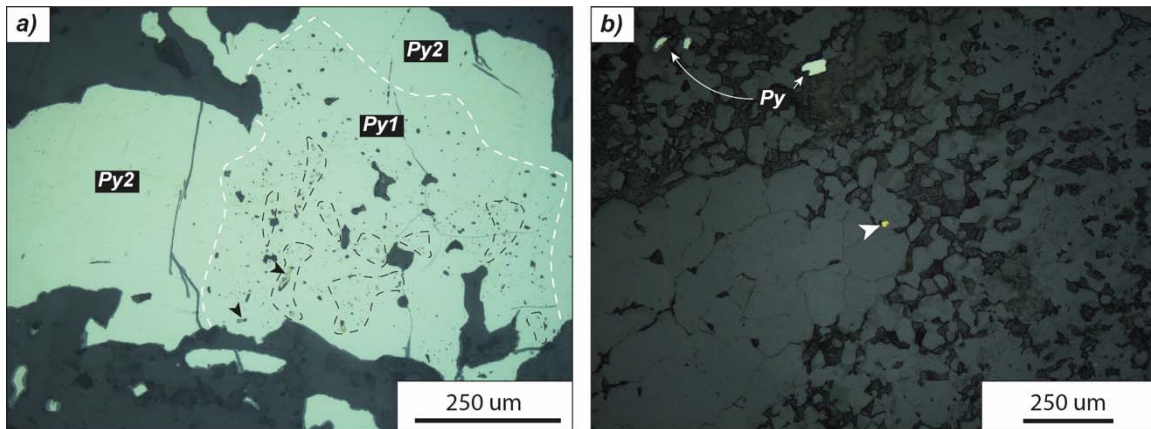


Figure 31 : Micro-photographie en lumière réfléchie montrant de la minéralisation en or dans une veine V4 du décapage 1429-06 de l'indice Golden. a) grains d'or en inclusions dans une pyrite de première génération (Py1) ciblés par des flèches noires. Des chapelets de grains d'or sont aussi délimités par des lignes en tiretées. Ce grain de pyrite riche en inclusions est entouré par une deuxième génération de pyrite (Py2) qui montre pratiquement aucune inclusion. b) grain d'or libre ciblé par la flèche blanche dans la matrice d'une veine de quartz-carbonate-pyrite (Py).

4.5.2. Synthèse et interprétation

Nos observations sur l'indice Golden montrent que les veines aurifères sont pauvres en sulfures et contiennent essentiellement de la pyrite et de l'or. Elles sont associées à une altération en séricite-quartz-carbonate, parfois à tourmaline et hématite qui est restreinte aux épontes des veines. Une veine de fushite est spatialement associée aux veines. Ces veines aurifères sont situées à proximité du corridor de déformation de la faille Storm à proximité de la faille Corbeau qui sont orientées E-W.

Le système hydrothermal est polyphasé, mais il semble que seules deux familles de veines représentées par des veines de cisaillement verticales d'orientation E-W (V4) et des veines d'extension d'orientation N-S à faible pendage vers l'est (V5) contiennent la minéralisation aurifère.

En raison de la minéralogie des veines et des altérations, ainsi que de la distribution de l'or et la synchronicité des veines avec la déformation D₂ associée à une compression N-S, nous favorisons un modèle de type or orogénique pour la formation de ces indices aurifères. Les veines aurifères sont précoces est associées à un mouvement décrochant à composante verticale dominante (mouvement oblique), les veines sont ensuite déformées et coupées par les familles de veines plus récentes qui témoignent d'une phase de compression.

5. INTERPRÉTATION ET CONCLUSION

5.1. Synthèse et potentiel des minéralisations de sulfure semi-massif à massif à métaux de base (Zn-Cu-Pb ± Ag ± Au) volcanogènes

Les segments Evans-Ouagama et Storm-Evans possèdent un potentiel intéressant pour les minéralisations de type SMV. Associés au Groupe d'Evans, trois horizons contiennent des minéralisations stratiformes à métaux de base et précieux d'origine volcanogène et exhalative (Fig. 32).

GRUPE DE BROADBACK (Abk)

- Abk8 Fm. de fer sulfurée
- Abk7 Basaltes
- Abk6 Wackes et conglomérats
- Abk5 Wackes à magnétite
- Abk4 Wackes et silstones
- Abk3 Silstones et claystones
- Abk2 Conglomérats
- Abk1 Fm. de fer (oxydée)

GRUPE D'EVANS

Formation de Storm (Asm)

- Asm5 Siltstones et grès
- Asm4 Basaltes et gabbros tholéitiques
- Asm3 Andésites-dacites calco-alcalines
- Asm2 Tufs et laves andésitiques à rhyolitiques
- Asm1 Tufs et laves andésitiques à rhyodacitiques

Formation de Rabbit (Arb)

- Arb4 Silstones et grès
- Arb3 Tufs et laves divers
- Arb2 Fm. de fer oxydée
- Arb1 Tholéïtes, ferrotholéïtes, tholéïtes fractionnées boninites, andésites calco-alcalines

Formation de Le Gardeur (Alg)

- Alg2 Tufs felsiques à intermédiaires
- Alg1 Basaltes-andésites-dacites calco-alcalins

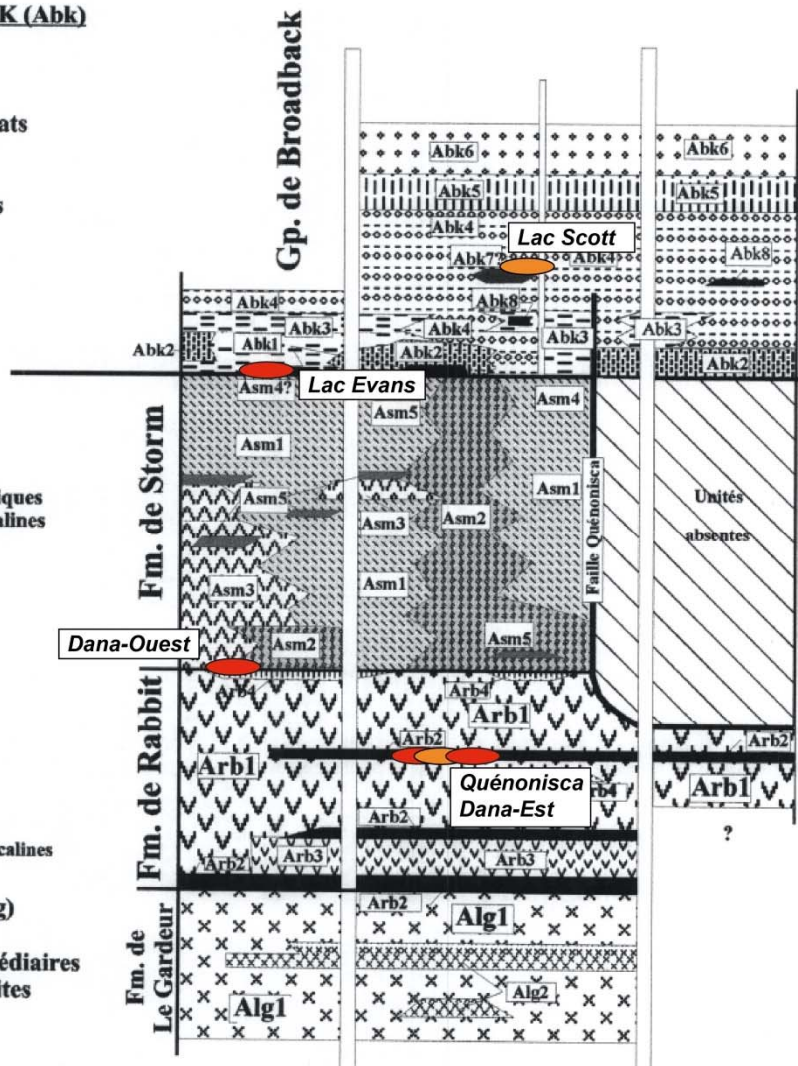


Figure 32 : colonne stratigraphique simplifiée de la CFE pour les segments Evans-Ouagama et Storm-Evans avec la localisation des indices de sulfure massif stratiforme (modifiée d'après Boily, 2000)

À la base de l'empilement volcanique et sédimentaire, le premier horizon qui porte les minéralisations stratiformes à métaux de base et précieux se situe dans la Formation de Rabbit. Il est de caractère régional et est facilement reconnaissable sur des cartes magnétiques. Cet horizon de roches sédimentaires exhalatives et détriques est constitué de formations de fer rubanées de type Algoma, principalement au faciès oxydé à magnétite, montrant une alternance entre des niveaux de chert plus ou moins magnétique, d'argilite, de siltstone et de wacke.

La géochimie des roches sédimentaires exhalative peut aussi être utilisée pour séparer celle issues des zones proximales et distales, mais aussi pour déterminer la proportion des composantes hydrothermale et détritique (voir Peter, 2003). Les spectres des éléments des terres rares référencés aux chondrites sont notamment utiles pour préciser la température atteinte par les fluides hydrothermaux (<250°C ou >250 °C) en fonction de la présence ou absence d'anomalie positive en Eu (Peter, 2003). Ceci permet de cibler les zones exhalatives de plus haute température favorable à la mise en place de sulfure semi-massif à massif enrichi en métaux de base et précieux. Dans le secteur de Quénonisca, les roches de cet horizon sont caractérisées par des anomalies positives en Eu indiquant qu'elles ont précipitées à partir d'un fluide hydrothermal de haute température favorable à la mise en place d'un système de type SMV (Fig. 33).

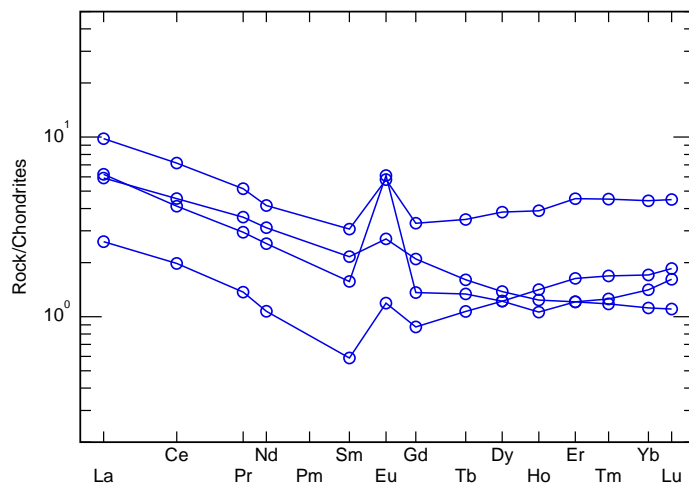


Figure 33: spectres des éléments des terres rares de roches sédimentaires exhalatives (formations de fer et chert) de la Formation de Rabbit dans le secteur Quénonisca (référencées aux chondrites en utilisant les valeurs de Sun et McDonough, 1989). Notez les anomalies positives en Eu.

Cet horizon de roches sédimentaires exhalatives et détritiques porte les minéralisations du secteur de Quénonisca et de Dana (secteur est). Il est compris entre une séquence volcanique inférieure bimodale-mafique et supérieure mafique (Fig. 32). Les minéralisations en sulfure sont disséminées, en stringer ou en lentilles semi-massives à massives stratiformes. Elles sont principalement minéralisées en Zn-Cu-Pb ± Ag-Au et elles sont contenues dans les formations de fer et les niveaux de chert.

Dans le secteur de Quénonisca, les altérations les plus importantes sont situées dans l'unité volcanique inférieure au contact avec le niveau de roches sédimentaires exhalatives (voir Quirion, 1998a, 1998b, 2001), mais les basaltes sus-jacents peuvent aussi être altérés, notamment le matériel hyaloclastique entre les coussins qui est localement riche en pyrite. Les travaux de Quirion (1998a, 1998b, 2001) montrent que les altérations sont zonées au niveau de la propriété Quénonisca. Elles montrent une zone centrale à chlorite ou amphibole dominante, selon le faciès métamorphique, et des zones latéralement plus potassiques et alumineuses constituées principalement de mica blanc et de biotite avec des porphyroblastes de grenat et staurotide.

Le contexte des minéralisations des secteurs de Dana et Quénonisca, ainsi que les zonations minéralogiques décrites sont caractéristiques des gîtes SMV de type bimodal-mafique (Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011). Cependant, les minéralisations sont ici encaissées dans un horizon de roches sédimentaires-exhalatives et non pas dans les roches volcaniques. Ces zones minéralisées pourraient donc représenter des exhalations sous-marines distales par rapport à un centre volcanique situé à proximité de cet horizon.

Les zones minéralisées à sulfure semi-massif à massif sont généralement peu épaisses et à basses teneurs en métaux de base et précieux (< 3 % Zn, Cu ou Pb). Il est possible que les lentilles stratiformes de sulfure semi-massif à massif du secteur Quénonisca représentent ici un faciès d'exhalite sulfurée qui évolue latéralement vers un faciès à oxydes. Ceci pourrait expliquer que la plupart des zones d'altération sont stratiformes plutôt que discordantes. Cet horizon minéralisé, qui peut être suivi sur des dizaines de kilomètres, témoigne d'un événement de sédimentation exhalative majeure à l'échelle de la partie occidentale de la CFE. Il pourrait être utilisé comme un métallotecte de première importance pour la recherche des centres exhalatifs et des lentilles de sulfure massif volcanogène potentiellement associées (Peter, 2003). De plus, la zonalité métallique (Cu, Zn-Pb) des lentilles sulfurées pourrait être utilisée pour mieux circonscrire les zones exhalatives de plus hautes températures enrichies en Cu.

Les formations de fer qui représentent des horizons marqueurs à l'échelle régionale sont localement associées à des indices de sulfure massif volcanogène et une origine exhalative leur est attribuée (c.f. Peter, 2003). Les formations de fer à dominance de magnétite, qui constituent des gîtes significatifs pour le Fe, sont celles situées dans la Formation de Rabbit, au contact avec la Formation de Le Gardeur et qui correspondent à l'horizon exhalatif-sédimentaire contenant les gîtes de Quénonisca et de Dana Est. Ces formations de fer de type Algoma (Peter, 2003) montrent une alternance centimétrique de niveaux de chert dont la minéralogie est relativement simple. Ils sont majoritairement constitués de quartz et ils contiennent des quantités variables de magnétite, de sulfure et de minéraux silicatés (amphibole, chlorite, micas, grenat, carbonate). Les niveaux de formation de fer sont principalement à oxydes (magnétite \pm hématite), mais des faciès plus silicatés (à grunérite, cummingtonite, grenat, chlorite) et sulfurés sont aussi présents. Des niveaux centimétriques à métriques de roches sédimentaires détritiques (wacke, argilite et siltstone) peuvent aussi être présents au sein de ces horizons exhalatifs.

L'horizon minéralisé au contact entre la Formation de Rabbit et la Formation de Storm, dans la région de Dana Ouest, semble de moindre importance en termes de teneur et d'étendue, mais soulignent tout de même la présence d'une activité hydrothermale sous-marine dans ce secteur (Fig. 32). À Dana Ouest, la minéralisation est à dominance zincifère (Zn-Cu \pm Ag-Au) et elle est située essentiellement dans un niveau de tuf intermédiaire à felsique qui peut être suivi latéralement sur plusieurs kilomètres. Le type d'altération et la nature de la séquence volcanique hôte suggère un environnement de type bimodal-felsique pour la formation de ces SMV (type-Kuroko; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011).

Dans le secteur de Lac Evans, l'horizon qui porte les minéralisations se situe à l'interface entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback (Fig. 32). Les minéralisations sont riches en zinc (> 6 % Zn). La principale lithologie qui porte la minéralisation est un tuf intermédiaire à felsique, localement à lapilli, très altéré et associé à des niveaux d'argilite et de siltstone graphiteux et à lamines de sulfure. Cet horizon minéralisé en Zn-Cu-Pb \pm Ag-Au peut être suivi sur plus de 13 km. À la zone Noramco Broadback, il présente une

lentille de sulfure semi-massif à massif de plusieurs mètres d'épaisseur qui peut être suivit sur près de 250 m de longueur. Dans cette zone, les altérations principales sont une séricitisation localement associée à la présence de mica vert, une carbonatation (en dolomite-ankérite et en calcite), une silicification, une chloritisation locale sous forme de stockwork et possiblement une altération locale et proximale en aluminosilicate. Le contexte géologique semble indiquer que la zone minéralisée correspond à un système SMV de type felsique-siliciclastique (type-Bathurst; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011).

Au sommet de l'empilement volcanique et sédimentaire de la CFE, le Groupe de Broadback présente aussi des minéralisations dans des niveaux de roches sédimentaire au contact ou au sein d'amphibolite (indice du Lac Scott). Ce contexte pélitique-mafique, où les roches volcaniques sont un constituant mineur du bassin, mais où des filons et filons-couches de roche intrusive gabbroïque à dioritique sont reconnus, évoque la présence de SMV de type Besshi (Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011) (Fig. 20). Les altérations associées à ce genre de contexte sont cependant peu documentées dans la CFE et ne permettent pas de statuer sur leur origine.

Enfin, les minéralisations dans le Complexe de Rocher sont comprises dans des séquences volcaniques bimodales et dans des niveaux de roches métasédimentaires. Bien que ces roches supracrustales soient équivalentes aux groupes d'Evans et de Broadback en termes de lithologies et faciès, elles sont plus intensément déformées et métamorphisées, et il est difficile ici de présenter une quelconque corrélation ou interprétation stratigraphique pour ces zones minéralisées. Toutefois, les métallotectes identifiés dans les terrains moins déformés et métamorphisés pourraient également être appliqués dans le Complexe de Rocher.

Il est intéressant de noter l'association spatiale entre les zones minéralisées et la présence d'intrusions syn-volcaniques. C'est notamment le cas pour les zones de Dana et du Lac Evans au voisinage desquelles affleurent les intrusions syn-volcaniques, ultramafiques à mafiques, de Kapikuechinach et de Reid. Ces intrusions sont interprétées comme étant

synchrones de la mise en place des basaltes de la Formation de Rabbit (Franconi, 1973b; Boily, 1998, 2000; Daoudene et al., en publication). Ce genre d'intrusion subvolcanique mise en place à des niveaux peu profonds de la croûte servent souvent de moteur thermique pour la mise en mouvement des cellules hydrothermales qui vont remobiliser et déposer les métaux dans les systèmes de type SMV (Galley, 1993; Galley et al., 2007; Piercey, 2008, 2011; Piercey et al., 2008).

Il existe une certaine similitude entre les indices et gîtes de la partie occidentale de la CFE (segments Evans-Ouagama et Storm-Evans), et ceux du segment de Frotet-Troilus (Brisson et al., 1998c). Le gîte de Tortigny (total de ressources mesurées et indiquées de 845 000 t à 2,01 % Cu, 4,29 % Zn, 55,29 g/t Ag et 0,39 g/t Au; Thibert et Rousseau, 2013), par exemple, est localisé au sein d'une séquence de grauwacke, de siltstone et d'argilite graphiteuse et de tuf felsique (Trépanier, 2000; Thibert et Rousseau, 2013). Cette séquence sépare deux cycles de roches volcaniques mafiques de chimie différente : une unité inférieure tholéiitique et une unité supérieure tholéiitique à transitionnelle (Trépanier, 2000; Thibert et Rousseau, 2013). La séquence métasédimentaire porte la majorité des minéralisations de type SMV (Lac Coulombe, Tortigny, Baie Moléon et Lessard) au sein du segment Frotet-Troilus (Thibert et Rousseau, 2013), ce qui souligne davantage le contrôle stratigraphique sur la distribution des lentilles minéralisées. Gauthier (2000) et Thibert et Rousseau (2013) proposent un modèle de sédimentation exhalative distale pour la minéralisation du gîte de Tortigny. Celle-ci ne semble pas être associée à une zone d'altération discordante de type stockwerk qui caractérise habituellement les gisements de type SMV (Galley et al., 2007). La localisation des SMV dans le segment Frotet-Troilus de la CFE au sein de séquence sédimentaire exhalative permet de les distinguer de ceux de type Noranda (Gauthier, 2000), qui sont eux encaissés dans des roches volcaniques (Franklin, 1996).

En plus de valeurs indicielles en métaux de base et précieux, et tel que déterminé dans la présente étude, les métallotectes favorables à la découverte de SMV dans la CFE incluent notamment : 1) des niveaux d'étendue régionale de formation de fer au faciès oxydé et sulfuré, contenant localement des métaux de base et précieux (Au, Ag) ; 2) des niveaux

constitués de chert ou de roche sédimentaire détritique (argilite, siltstone, grauwacke) qui marquent des périodes d'accalmie ou d'arrêt du volcanisme ; 3) un changement de cycle volcanique marqué par des roches volcaniques de signature différente (tholéiitique, transitionnelle ou calco-alcaline) ; 4) des zones d'altération syn-volcanique de haute température (présence de chlorite, biotite, muscovite/séricite/mica vert, quartz, carbonates, aluminosilicate en fonction du gradient métamorphique), discordante, marquant le passage de fluides hydrothermaux ; et 5) la présence d'intrusion syn-volcaniques.

5.2. Minéralisations associées au magmatisme ultramafique à mafique (Pd-Au-Cu, Fe-Ti-V-P et Ni-Cu-ÉGP)

Le gîte d'Eider à Pd-Au-Cu et Fe-Ti-V-P est associé à une intrusion polyphasée de la Suite de Kakusikuch, qui coupe les roches volcaniques de la Formation de Rabbit. L'intrusion est caractérisée par : 1) une séquence litée de gabbro à texture porphyroïde et de cumulats de pyroxénite observés en forage à la bordure de l'intrusion ; 2) des injections de composition monzodioritique et monzonitique à hornblende de signature sanukitoïde ; 3) une phase de gabbro à texture variable de composition mafique qui coupe la séquence litée ; 4) une phase bréchique au contact entre la séquence litée et le gabbro à texture variable ; 5) des dykes de pyroxénite ; 6) des injections leucocrates de composition principalement feldspathique fortement séricitisées ; et 7) des cheminées bréchiques de magnétite et nelsonite qui coupent la séquence litée dans la partie sud de l'intrusion.

La minéralisation en Pd-Au-Cu est soit : 1) disséminée et à basse teneur sur des épaisseurs métriques à décimétriques dans la séquence litée à proximité du contact avec le gabbro à texture variable et associée à une altération à séricite-chlorite-épidote-carbonate-titanite-quartz ; soit 2) à haute teneur dans la phase bréchique et associée à une altération à actinote-biotite-chlorite.

La minéralisation à Pd-Au-Cu est associée à des rapports élevés de Cu/Ni et Pd/Pt, ce qui est atypique et suggère une remobilisation des métaux lors du passage de fluides deutériques.

Tous les indices découverts se situent dans la partie NW de l'intrusion d'Eider au contact ou à proximité du contact avec les roches supracrustales encaissantes et des différentes phases magmatiques. Les travaux de forage effectués par Lanthier (2001) ont mis en évidence une zone de brèche à magnétite et nelsonite dans la partie sud de l'intrusion, soulignant ainsi un certain potentiel pour les minéralisations en Fe-Ti-V-P. Le reste de l'intrusion affleure très peu et n'a pas été l'objet de travaux de prospection plus poussés, mais il possède un potentiel certain pour les minéralisations présentées précédemment (Pd-Au-Cu et Fe-Ti-V-P). Les autres intrusions de la Suite intrusive de Kakusikuch sont caractérisées par des roches de composition similaire à celle d'Eider et ce contexte similaire semble favorable à l'exploration. Des travaux de la SOQUEM dans une intrusion de la Suite intrusive de Kakusikuch située au sud de l'intrusion d'Eider a permis la découverte récente de zones anormales en ÉGP-Au (Lauzon et Gagnon, 2018).

L'indice de Ni-Cu-ÉGP le plus prometteur est associé aux intrusions mafiques-ultramafiques tardi-tectoniques de la Suite intrusive de Rocher-Quénonisca et plus particulièrement à l'Intrusion de Rocher. La minéralisation en sulfure semi-massif à massif est située dans la partie inférieure de l'intrusion, au contact avec les roches encaissantes du Complexe de Rocher. La zone minéralisée se divise en une zone basale de sulfure massif, une zone intermédiaire de sulfure semi-massif à matriciel et une zone sommitale à sulfure disséminé (Bandyayera et Sharma, 2001). Les faibles rapports Cu/Ni et Pd/Pt sont typiques de minéralisations de type Ni-Cu-(Co-ÉGP) magmatiques et indiquent que les sulfures enrichis en Ni-Cu-ÉGP proviennent de la cristallisation d'un liquide sulfuré immiscible qui s'est accumulé par différence de densité à la base de l'intrusion. Le soufre pourrait provenir de l'assimilation de matériel métasédimentaire du Complexe de Rocher. D'un point de vue exploration pour la recherche de minéralisation à Ni-Cu(-ÉGP), il est important de rechercher des intrusions mafiques-ultramafiques tardi-tectoniques de la Suite intrusive de Rocher-Quénonisca à signature magnétique positive sub-circulaire à allongée situées dans les séquences métasédimentaires du Complexe de Rocher et du Groupe de Broadback.

5.3. Minéralisations à métaux rares associées au magmatisme différencié

Les indices de métaux rares (Li, Ta, Nb, Sn, Cs, Be, Mo, Rb) de la région étudiée sont associés à des pegmatites de la Suite de Morain. Elles correspondent à des intrusions de leucogranite et de pegmatite tardi-tectoniques qui sont encaissées dans les roches supracrustales des groupes d'Evans, d'Assinica et de Broadback.

Les pegmatites minéralisées font parties d'essaims de dykes dont les plus important peuvent dépasser le kilomètre de longueur pour plusieurs dizaines voire centaines de mètres de large. Ces essaims de dykes coupent des roches métamorphisées au faciès des amphibolites à proximité de zones de déformation majeures comme les zones de cisaillement de Corbeau et de Lucky Strike.

Ces pegmatites lithinifères à spodumène possèdent une minéralogie et des enrichissements en métaux typiques des pegmatites de type « LCT » (**Li-Cs-Ta**; Černý, 1992; Černý et Ercit, 2005; Černý et al., 2012). La figure 26 montre différentes façons de classer les pegmatites granitiques.

Class	Subclass	Type	Subtype	Family
Abyssal	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	BBe			LCT
Muscovite				
Muscovite-rare element	REE			NYF
	Li			LCT
Rare element	REE	allanite-monazite euxenite gadolinite		NYF
	Li	beryl	beryl-columbite beryl-columbite-phosphate spodumene petalite lepidolite elbaite amblygonite	LCT
		complex		
		albite-spodumene albite		
Mirolitic	REE	topaz-beryl gadolinite-fergusonite		NYF
	Li	beryl-topaz spodumene petalite lepidolite		LCT

Figure 34 : Tableau de classification des pegmatites granitiques par familles NYF (Nb-Y-F) et LCT (Li-Cs-Ta), en fonction des différentes classes, sous-classes et types établis par Černý et al. (2012) d'après Černý et Ercit (2005).

Elles font partie de la classe à métaux rares de la famille « LCT », qui est interprétée comme regroupant des phases parmi les plus différenciées d'une suite pegmatitique (Fig. 27).

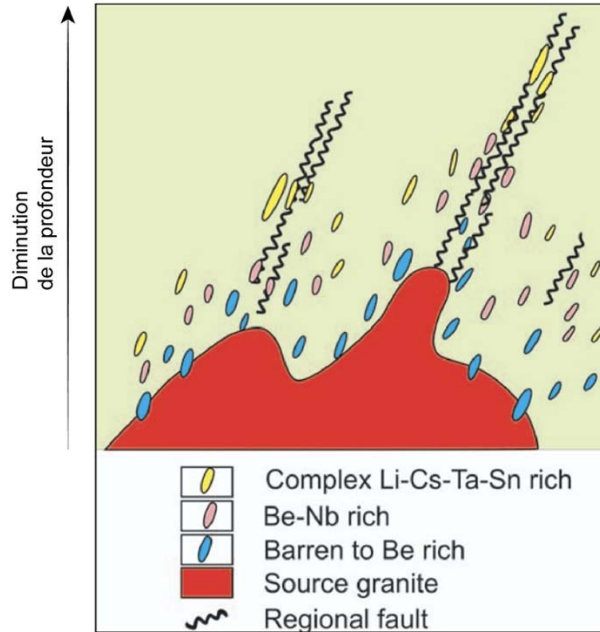


Figure 35 : schéma idéalisé de la zonation des essaims de pegmatites de type LCT en bordure de leur intrusion granitique source (Linnen et al., 2012 modifié après Černý, 1989).

Les pegmatites de type LCT possèdent une signature peralumineuse typique des granites de type-S et elles résulteraient d'un faible taux de fusion partielle de roches métasédimentaires riches en micas (Černý et al., 2012).

Certaines pegmatites, ainsi que leurs roches encaissantes sont transformées en greisen et peuvent être riches en métaux rares. Ce type d'altération peut être facilement cartographié et peut être utile pour la découverte de pegmatites et de granites fertiles à Li-Sn-Ta(-Nb)-Be-Cs-Rb et à W. La CFE comprend deux gîtes substantiels de Li (Sirmac et Moblan). De plus, de nouvelles pegmatites à métaux rares ont été découvertes au cours des travaux de cartographie du MERN pendant l'été 2019 (Bandyayera et Caron-Côté, en publication) indiquant que la CFE possède un potentiel important pour ce type de gîte. L'exploration d'essaims de pegmatites fertiles dans les roches supracrustales doit se faire par la recherche de pegmatites zonées, constituée d'albite, de quartz, de feldspath K, de muscovite, de spodumène avec des quantités variables en tourmaline, en mica lithinifère et en béryl. La recherche de minéraux lourds de type colombo-tantalite dans la fraction lourde des sédiments de till, de fond de lac et rivière peut aussi être un outil utile pour l'exploration de ce type d'objet minéralisé.

5.4. Indices d'or filonien syn-tectonique

Dans le segment Storm-Evans de la CFE, le secteur au nord du Lac Storm est caractérisé par la présence de nombreux indices d'or filonien. Les indices sont associés à des veines de quartz-carbonate-tourmaline-pyrite contenant localement de l'arsénopyrite et qui sont associées à un réseau de zones de cisaillement orientées E-W incluant les failles Corbeau, Storm, Lightning et Broadback, et de failles NW-SE qui coupent la Formation de Storm, et le Groupe de Broadback. Les formations de fer, basaltes, diorite et filons-couches de gabbro d'affinité tholéiitique riche en fer des groupes d'Evans et de Broadback constituent des unités qui pourront être plus réactives et présenter un contraste rhéologique par rapport aux roches encaissantes durant la déformation. Ces roches plus favorables seront préférentiellement fracturées et minéralisées en or durant la circulation de fluides hydrothermaux aurifères.

Au niveau de l'indice Golden, les veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères sont situées dans des faciès felsiques de composition rhyodacitique à rhyolitique de la Formation de Storm. Les veines sont mises en place de façon précoce au cours d'un mouvement décrochant à composante verticale dominante associé à un mouvement oblique syn-D₂ suite à une contrainte N-S. Ces unités compétentes présentent un contraste rhéologique fort avec les roches sédimentaires avoisinantes, et elles ont donc accomodé une partie de la déformation par fracturation. Ainsi, elles représentent un piège physique favorable pour la formation des veines et la précipitation de l'or durant la décompression du fluide. Ces lithologies, lorsque situées à proximité de failles aurifères constituent donc des cibles d'exploration de premier ordre. Les indices aurifères dans le segment de Storm Evans sont alignés le long de structure majeures EW, et se poursuivent en direction du Lac Evans, où des veines de quartz-carbonate-tourmaline aurifères ont été traversées en forage.

La présence de veines de quartz-tourmaline dans les roches métasédimentaires du Groupe de Broadback, en particulier à proximité de la faille Corbeau et de la zone de cisaillement de Lucky Strike, vers l'est, montre que cette partie de la CFE possède aussi un potentiel pour les minéralisations de type or orogénique (voir les travaux de Bandyayera et Caron-

Côté, en publication). Dans les feuillets 32J11 et 32J13, l'association entre la zone de cisaillement de Lucky Strike et le stock syénitique du lac Dalogny est une zone prometteuse pour les gîtes d'or orogénique comme l'atteste la présence de l'indice Lithos 96-17 (voir la carte interactive du Sigeom).

6. CONCLUSION

La ceinture de Frotet-Evans (CFE) de la Sous-province d'Opatica est une des ceintures de roches vertes archéennes les mieux préservées du Québec. D'ouest en est, la partie occidentale de la CFE est constituée des segments Evans-Ouagama, Storm-Evans et Assinica qui sont représentés par les groupes d'Evans et d'Assinica (~2,75 Ga) à dominance volcanique, et par les roches métasédimentaires du Groupe de Broadback (<2,75Ga). Le Complexe de Rocher (~2,74 Ga) représente un équivalent latéral des groupes d'Evans et Broadback, mais il a été porté à un plus haut grade métamorphique. Ces roches supracrustales sont ceinturées par un domaine gneisso-plutonique méso- à néoarchéen (~2,82 - 2,68 Ga).

La stratigraphie de la CFE montre une évolution avec un cycle volcanique inférieur andésitique calco-alcalin, un cycle volcanique intermédiaire basaltique à dominance tholéiitique et un cycle volcanique supérieur à dominance felsique calco-alcalin. Le tout est recouvert par les roches métasédimentaires du Groupe de Broadback.

La CFE a subi deux épisodes de déformation D₁ et D₂ qui correspondent tous les deux à une dynamique des compressions N-S. Un épisode de déformation D₃, notamment dans les environs du lac Rocher, représente une phase d'exhumation, alors que D₄, un épisode de déformation décrochante, est associé aux zones de cisaillement dextre de Nottaway et Lucky Strike (voir Daoudene et al., en publication). Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts dans le cœur de la CFE au faciès des amphibolites et des granulites vers les bordures et dans le Complexe de Rocher. Dans les domaines gneisso-plutoniques adjacents à la CFE, la fusion partielle de roches intrusives tonalitiques est datée à ~2,68 – 2,67 Ga (Sawyer et Benn, 1993 ; Sawyer, 1998). Cet épisode de fusion partielle est

contemporain de la mise en place du massif granitique de Nipukatisi (2678 ± 10 Ma; David, 2018a) et probablement de celle des granites et pegmatites de la Suite de Morain.

Plusieurs types de gîtes de métaux de base, précieux et rares sont développés au sein de la CFE, notamment des minéralisations de types : 1) SMV à Cu-Zn-Pb(-Au-Ag) et exhalatif (Fe) syn-volcanique vers 2,75 Ga ; 2) Pd-Cu-Au, Fe-Ti-V-P dans des intrusifs mafiques différenciés syn- à tardi-tectoniques et Ni-Cu-ÉGP dans des intrusifs ultramafiques et mafiques syn-tectoniques vers 2,70 Ga ; 3) métaux rares (Li-Ta-Sn-Cs-Be-Rb) dans des intrusions felsiques différenciées syn-tectoniques et contemporaines d'un l'épisode de fusion partielle de roches métasédimentaires probablement vers 2,68 Ga ; et 4) or filonien syn-tectonique (syn-D₂).

La CFE reste un territoire peu exploré, difficile d'accès avec peu de zones affleurantes. Elle possède cependant un potentiel important pour la découverte de nouvelles zones minéralisées aussi bien en métaux de base, rares et précieux. Le potentiel le plus important semble être associé aux minéralisations de type SMV notamment au niveau des horizons stratigraphiques des indices de la propriété Quénonisca dans la Formation de Rabbit et de la propriété du Lac Evans au contact entre la Formation de Storm et le Groupe de Broadback mais aussi pour les minéralisations de type or filonien associées aux zones de cisaillements d'orientation E-W et NW-SE. Le gîte à Pd-Au-Cu et Fe-Ti-V-P d'Eider constitue aussi un nouveau type de gîte au potentiel élevé dans la CFE.

7. REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Myriam Côté-Roberge, Emmanuel Caron-Côté et Daniel Bandyayera pour les discussions constructives concernant la géologie régionale et économique notamment du secteur d'Assinica, le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles pour le soutien logistique et financier, et pour la confiance rendue à P.-A. Groulier au cours de son projet de postdoctorat à l'UQAM.

8. RÉFÉRENCES

- Ahmedali, T. Remick, J.H., 1974. Geology of the Soscumica lake area, Abitibi territory. MRN. DP 245, 17 pages et 10 plans.
- Bandyayera, D., Sharma, K.N.M., 2001. Minéralisations en Ni-Cu±ÉGP dans la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (SNRC 32K). MRN. MB 2001-06, 72 pages.
- Bandyayera, D., Daoudene, Y., 2017. Géologie de la région du Lac Rodayer (SNRC 32K13-32K14-32N03 et 32N04-SE). MERN; RG 2017-01, 60 pages et 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.
- Bandyayera, D., Caron-Côté, E., en publication. Géologie de la région du ruisseau Lucky Strike, Sous-province d'Opatica, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. MERN; BG 2020-03.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, volume 24 (numéro 4), pages 295–298.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, volume 46, pages 605–626.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D., 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition, *in* C. Tucker Barrie et Mark. D. Hannington, eds., *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. *Reviews in Economic Geology*, volume 8, pages 1-11.
- Beauchamp, A-M., Massei, F., Daoudene, Y., 2018. Géologie de la région de l'île Bohier, au contact entre les sous-provinces d'Opatica, d'Opinaca et le bassin d'Otish, au nord de Mistissini, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. MERN. BG 2018-02, 1 plan.
- Bédard, J., Harris, L., Thurston, P., 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, volume 229, pages 20–48.
- Bédard, J.H., Harris, L., 2014. Neoproterozoic disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology*, volume 42, pages 951-964.

- Bédard, J.H., 2018. Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*, volume 9, pages 19–49.
- Benn, K., 2006, Tectonic delamination of the lower crust during Late Archean collision of the Abitibi-Opatoca and Pontiac terranes, Superior Province, Canada, *in* Benn, K., et al., eds., *Archean geodynamics and environments: American Geophysical Union Geophysical Monograph 164*, p. 267–282.
- Benn, K., Sawyer, E.W., Bouchez, J.L., 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- Benn, K, Moyen, J.-F., 2008. The late Archean Abitibi-Opatoca terrane, Superior Province: a modified oceanic plateau. *The Geological Society of America; Special Paper 440*, pages 173-197.
- Bertrand, C., 1977. Progrès des travaux sur le terrain (juin-juillet). Projet LEO sud (10 jours) Projet LEO nord. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 57929, 7 pages.
- Bogatu, A., Huot, F., 2016. Minéralisation aurifère du gîte Orfée, Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2016-10, 47 pages.
- Boily, M., 1993. Le gisement lithinifère de SIRMAC, ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans, Québec, Canada. Rapport géologique, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 53769, 25 pages.
- Boily, M., 1994. Étude minéralogique préliminaire de la pegmatite lithinifère #5, propriété Sirmac, ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 53770, 24 pages.
- Boily, M., 1998. Géochimie des assemblages volcaniques de la portion occidentale de la ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (CVFE). MRN. MB 98-08, 68 pages.
- Boily, M., 2000. Géochimie des volcanites des ceintures volcano-sédimentaires de Frotet-Evans (CVFE) et de la Moyenne-Eastmain. MRN. MB 2000-12, 74 pages.

- Boily, M, Dion, C., 2002. Geochemistry of boninite-type volcanic rocks in the Frotet-Evans greenstone belt, Opatica subprovince, Quebec: implications for the evolution of Archaean greenstone belts. *Precambrian Research*, volume 115, pages 349-371.
- Borduas, B., 1981. S.D.B.J. (Mines) Projet L.E.O. Campagne de sondage. Septembre 1980. Secteur des roches volcaniques du Lac Evans. Comte Ungava, Quebec. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 38002, 40 pages, 2 annexes et 10 plans.
- Brisson, H., Gaulin, R., Lefebvre, D., Dion, D.-J., Gosselin, C., Beaumier, M., 1997a. Géologie de la région du lac Assinica (SNRC 32J/11). MRN; RG 96-11, 32 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gaulin, R., Lefebvre, D., Dion, D.-J., Gosselin, C., Beaumier, M., 1997b. Géologie de la région du ruisseau Lucky Strike (SNRC 32J/12). MRN; RG 96-10, 25 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R., Dion, D.-J., 1998a. Géologie de la région du Lac Rocher (32K09). MRN. RG 98-05, 24 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R., Dion, D.-J., 1998b. Géologie de la région du Lac Evans (32K15). MRN. RG 98-06, 26 pages, 1 plan.
- Brisson, H., Gosselin, C., Fallara, F., Gaulin, R., Dion, D.-J., 1998c. Géologie de la région du Lac Théodat (32K16). MRN. RG 98-07, 26 pages, 1 plan.
- Buchan, K.L., Mortensen, J.K., Card, K.D., 1993. Northeast-trending early Proterozoic dykes of the southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 30, pages 1286-1296.
- Buchan, K.L., Halls, H.C., Mortensen, J.K., 1996. Paleomagnetism, U-Pb geochronology and geochemistry of Marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 33, pages 1583-1595.
- Bureau, S., 1994. Évaluation des réserves, Gîte Sirmac. Préparé par Geospex Sciences Inc. pour Corporation Lithos. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 53768.

- Cadéron, S., 2003. Interprétation tectonométamorphique du nord de la province du Supérieur, Québec, Canada. Université du Québec à Chicoutimi, Université du Québec à Montréal, mémoire de doctorat, 343 pages.
- Card, K.D., Ciesielski, A., 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion, *Precambrian Research*, volume 48, pages 99-156.
- Card, K.D., 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. and St-Onge, M.R., co-ordinators). Geological Survey of Canada; *Geology of Canada*, numéro 7, pages 15-232.
- Côté-Roberge, M., 2018. Contexte tectonométamorphique du nord-ouest du Complexe de Laguiche, sous-province d'Opinaca, Eeyou Itschee Baie-James. Université Laval, mémoire de Maîtrise, 66 pages plus données supplémentaires.
- Černý, P., 1989. Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. *In*: Möller P, Černý P, Saupé F (eds) *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp 274-310.
- Černý, P., 1992. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Applied Geochemistry*, volume 7, 393-416.
- Černý, P., Ercit, S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, volume 43, 2005-2026.
- Černý, P., London, D., Novák, M., 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements*, volume 8, 289-294.
- Chapdelaine, M., 1996. Projet Quénonisca (1187), rapport des travaux, été 1996. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 54813, 23 pages, 2 annexes et 5 plans.
- Chartré, E., 1997. Programme d'exploration minière. Projet Lac Rocher. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 55434, 6 pages, 3 plans.

- Chartré, E., 1998. Programme de sondages propriété Lac Rocher Juillet 1998. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 56009, 4 pages, 6 plans.
- Cloutier, J.-P., 1999a. CaribGold Resources inc. Lac Evans Property (Province of Quebec, Canada) NTS 32K10 / 32K15. Drilling campaign results (September - October 1999). Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58966, 38 pages, 5 annexes et 5 plans.
- Cloutier, J.-P., 1999b. CaribGold Resources inc. Lac Evans Property (Province of Quebec, Canada) NTS 32K10 / 32K15. Geological Field Reconnaissance and Exploration Potential. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58967, 42 pages, 8 plans.
- Côté-Roberges, M., 2018. Contexte tectonométamorphique du nord-ouest du Complexe de Laguiche, Sous-Province d'Opinaca, Eeyou Itschee, Baie-James. Mémoire de M. Sc., Université Laval, Québec, Canada, 216 pages.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (Ed.), Boninites and Related Rocks. Unwyn Hyman, London, pages 1-49.
- Daigle, P., 2020. Technical Report and Mineral Resource Estimate on the Troilus Gold-Copper Project Quebec, Canada. 212 pages.
- D'Amboise, P., Rochefort, G., Gagnon, J.-F., 2016. Rapport d'exploration 2014-2015 projet Chensagi (1389) feuillet SNRC 32K/08 et 32K/09. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 69576, 85 pages, 8 annexes et 6 plans.
- D'Amours, I., Intissar, R., 2012. Levé magnétique aéroporté dans le secteur du lac Evans, Baie-James. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec; [DP 2012-01](#), 8 pages, 66 plans.
- Daoudene, Y., Tremblay, A., Ruffet, G., Leclerc, F., 2014. Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada : apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MB 2014-04. 55 pages.
- Daoudene, Y., Leclerc, F., Tremblay, A., 2016. Une histoire tectonométamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatoca,

- Province du Supérieur, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MB 2016-01, 41 pages.
- Daoudene, Y., Côté-Roberge, M., Massei, F., Groulier, P.A., en publication. Géologie de la région du lac Salamandre, Sous-province d'Opatoca, Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. MERN; BG 2020-05.
- David, J., Parent, M., 1997. Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-nord, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. GM59903, 88 pages.
- David, J., Godin, L., Stevenson, R., O'neil, J., Francis, D., 2009. U-Pb ages (3.8–2.7 Ga) and Nd isotope data from the newly identified Eoarchean Nuvvuagittuq supracrustal belt, Superior Craton, Canada, GSA Bulletin, volume 121 (1/2), pages 150-163.
- David, J., 2018a. Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MB 2018-16, 24 pages.
- David, J., 2018b. Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2016-2017. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MB 2018-17, 22 pages.
- Davis, D.W., Gariépy, C., Sawyer, E.W., 1994. Pre-2.8 Ga crust in the Opatoca gneiss belt: a potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*, volume 22, 1111-1114.
- Davis, D.W., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W., Benn, K., 1995. U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 32, 113-127.
- Davis, D.W., Lafrance, I., Goutier, J., Badyayera, 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.
- Dion, D.J., Lefebvre, D.L., 1998. Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec – SNRC 32K. Ministère des Ressources Naturelles du Québec; [DP-96-07](#)

- Djon, M.L.N., Barnes, S.-J., 2012. Changes in sulfides and platinum-group minerals with the degree of alteration in the Roby, Twilight, and High Grade Zones of the Lac des Iles Complex, Ontario, Canada. *Mineralium Deposita*, volume 47, pages 875-896.
- Doucet, P., 1988. Diamond drill log, lac Evans (P-1456) property. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 47622, 242 pages, 7 plans.
- Doucet, P., Boudreault, A.P., 1988. Report on the stripping program Lac Storm Property (P-1429). Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 49072, 55 pages, 20 plans.
- Doucet, P., 1989. Campagne de sondages 1988. Lac Evans project 1456. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 48693, 100 pages, 6 plans.
- Doyon, J., 2004. Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans les bassins de la Province du Supérieur; une étude géochimique et statistique. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 214 pages.
- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Brisson, T., Doucet, D., Goutier, J., 2015. Geology of the metamorphosed Roberto gold deposit (Éléonore Mine), James Bay region, Quebec: diversity of the mineralization styles in a polyphase tectonometamorphic setting. In Dubé, B. (ed.); Mercier-Langevin, P. (ed.). Geological Survey of Canada, Open File 7852, 2015, 297 pages.
- Fontaine, A., 2019. Géologie des minéralisations aurifères de la mine Éléonore, Eeyou Istchee Baie-James, Province du Supérieur, Québec, Canada. Thèse de Ph. D., Université du Québec - INRS, Québec, Canada, 526 pages.
- Franconi, A., 1972, Géologie de la région du Lac Rocher, territoire d'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DP 060, 13 pages et 2 plans.
- Franconi, A., 1973a Géologie de la région du Lac Salamandre (territoire d'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec. DP 113, 10 pages et 1 plan.
- Franconi, A., 1973b Géologie de la région du Lac Wagama, territoire d'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DP 194, 29 pages et 1 plan.
- Franconi, A., 1974. Géologie de la moitié ouest de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, territoire d'Abitibi. MRN. DP 265, 141 pages.
- Franconi, A., 1977. Géologie du secteur de la rivière Broadback entre la baie du Corbeau (lac Evans) et le lac Storm (territoire d'Abitibi). MRN. DPV 542, 32 pages, 1 plan.

- Franklin, J.M., 1996, Volcanic-associated massive sulphide base metals, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, numéro 8*, pages 158-183.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., Galley, A.G., 2005. *Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pages 523-560.
- Fraser, R., Boudreault, A.P., Welch, M.J., 1988. *Campagne de sondage 1988, Crow Bay Property. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM49040*, 223 pages, 7 plans.
- Fraser, R., Boudreault, A.P., 1989. *Synthesis report on the lac Storm Property (P-1429) townships 1314, 1315 and 1414 Quebec, Canada. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 48692*, 40 pages, 14 plans et 4 appendices.
- Galley, A.G., 1993. *Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulfide districts: Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 175–199.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., 2007, *Volcanogenic massive sulphide 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. 141-161.
- Gauthier, M., 2000. *Styles et repartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James (Québec). Chronique de la Recherche Minière*, volume 539. 17-61.
- 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. SEG Newsletter*, number 69.
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., Dion, D.-J., 1999. *Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F03 et 33F04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18*, 54 pages.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., David, J., Parent, M., 2000. *Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F02 et 33F07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15*, 40 pages.

- Goutier, J., 2017. Géologie de la région du lac Ewart, sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, à l'est de Radisson, Municipalité Eeyou Istchee Baie-James, Québec, Canada. Bulletin géologique <http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/lac-ewart/>.
- Hallé, L., 2007. Rapport des travaux propriété Julian. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 63155, 16 pages, 2 annexes.
- Hamilton, M.A., 2009. Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'essaim de dykes Mistassini, Québec – U-Pb isotopic dating of a diabase dyke of the Mistassini swarm, Quebec. University of Toronto, Jack Satterly Geochronology Laboratory. MB 2009-17, 13 pages.
- Hannila, J.J., 1980. Report of activities 1980, Storm River Project. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 38012.
- Harris L., Bédard J., 2014. Crustal Evolution and Deformation in a Non-Plate-Tectonic Archaean Earth: Comparisons with Venus. In: Dilek Y., Furnes H. (eds) Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences, vol 7. Springer, Dordrecht, pages 215–291.
- Hart, T. R., Gibson, H. L., Leshner, C. M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, volume 99(5), pages 1003–1013.
- Heaman, L.M., 1997. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? *Geology*, volume 25, pages 299-302.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica Cosmochimica Acta*, volume 46, pages 2099–2115.
- Hinchey, J.G., Hattori, K.H., Lavigne, M.J., 2005. Geology, petrology and controls on PGE mineralization of the Southern Roby and Twilight Zones, Lac des Iles Mine, Canada. *Economic Geology*, volume 100, pages 43-61.
- Jones, P.L., Pitman, P.W., 1999. Programme de sondage propriété Lac Rocher. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 53771, 19 pages, 2 annexes,

- Jones, P.L., Pitman, P.W., Wagg, C.A., 2000. Lac Rocher property. Autumn 1999 exploration program. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 57868.
- Jones, P.L., Pitman, P.W., 2001. Lac Rocher property. Winter/Spring 2000 - exploration program. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58748.
- Lamarche, L., 1994. Rapport de compilation, Propriété Sirmac. Préparé par Mines Wrightbar Ltée pour Corporation Lithos. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 53771.
- Lanthier, G., 2000. Minéralisations porphyriques de cuivre-or et skarns cuprifères de la propriété Eider SNRC 32K/12. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58160, 38 pages, 5 pages.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids : evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, volume 205, pages 208-235.
- Lauzon, G., Gagnon, J.-F., 2018. Rapport d’exploration 2017 et 2018 propriété Evans (1408) feuillets SNRC 32K/06 - 32K/11. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 70951, 33 pages, 6 annexes, 2 plans.
- Leclerc, F., Caron-Côté, E., 2017. Levé géologique dans la sous-province d’Opatica au nord-est de Matagami (région du Lac Amisquioumisca). Bulletin géologique accessible sur le site internet du SIGÉOM à l’adresse suivante <http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/lac-amisquioumisca/>
- Ledwidge, P., Mercier, D., Gravel, J., 1988. Diamond drill log, Crow Bay (P-1451) property. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 47610, 146 pages, 10 plans.
- Maier, W.D., Barnes, S.-J., 2004. Pt/Pd and Pd/Ir ratios in mantle-derived magmas: possible role for mantle metasomatism. *South African Journal of Geology*, volume 107, pages 333-340.
- Masterman, P.C., 1969. Sirmac lithium prospect drilling proposal. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 24590.

- Melchiorre, L., 1998a. Résultats d'un programme de forage sur les blocs Storm et Lightning pour Arena Gold Inc. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 56505, 13 pages plus annexes, 16 plans.
- Melchiorre, L., 1998b. Résultats d'un programme de forage sur les blocs Est, Ouest et Crow pour Ressources Searchgold Inc. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 56595, 14 pages plus annexes, 18 plans.
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., 2017. Archean base and precious metal deposits, *in* Monecke, T., Mercier-Langevin, P., and Dubé, B. (eds.), *Geochemistry Southern Abitibi Greenstone Belt, Canada. Reviews in Economic Geology*, volume 19, pages 1-5.
- Morfin, S., Sawyer, E., Bandyayera, D., 2013. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos*, volume 168, pages 200-218.
- Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D., 2014. The geochemical signature of a felsic injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. *Lithos*, volume 196, pages 339-355.
- Morin, R., 1998a. Géologie de la région du Lac Salamandre. MRN. RG 97-14, 18 pages et 1 plan.
- Morin, R., 1998b. Géologie de la région du Lac Ouagama. MRN. RG 97-15, 20 pages et 1 plan.
- Morin, R. 1998c. Géologie de la région de Chute aux Iroquois. MRN. RG 97-16, 17 pages, 1 plan.
- Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E.W. et Davis, D.W. (2003). Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 2002-06, 55 pages.
- Naldrett, A.D., 2004. *Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration*. Springer, Heidelberg.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Bailes, A. H. Christiansen, E. H., Galley, A.G., Jenner, G.A., Keith, Jeffrey D., Kerrich, R., Lentz, David R., Leshner, C. M., Lucas, Stephen B., Ludden, J. N., Pearce, J. A., Peloquin,

- S.A., Stern, R. A., Stone, W. E., Syme, E.C., Swinden, H. S., Wyman, D. A., (eds.) *Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration, Short Course Notes - Geological Association of Canada, 12, p. 79-113.*
- Pedreira, 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. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-10, 55 pages.
- Pedreira, R., Tremblay, A., Daoudene, Y., Bandyayera, D., 2019. Étude structurale du secteur sud-est de la Sous-Province de Nemiscau, Baie-James, Québec; résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2019-07, 56 pages.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T., Card, K.D., Mortensen, J.K., et Bégin, N.J., 1994, Minto block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, 22, 839-842
- Percival, J.A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G.M., Leclair, A.D., Corkery, M.T., and Boily, M., 2012. Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Chapter 6 *In* Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective. *Edited by* J.A. Percival, F.A. Cook, and R.M. Clowes. Geological Association of Canada, Special Paper 49, pp. 321-378.
- Peter, J.M., 2003. Ancient iron formations: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp, *in* Lentz, D.R. (ed.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments: Geological Association of Canada, GeoText 4, 145-176.*
- Piercey, S.J., 2008, Litho-geochemistry of volcanic rocks associated with volcanogenic massive sulphide deposits and applications to exploration, *in* Submarine Volcanism and Mineralization: Modern Through Ancient, (eds.) B. Cousens and S. Piercey; Geological Association of Canada, Short Course 29-30 May 2008, Quebec City, Canada, p. 15-38.

- Piercey, S.J., Chaloux, E.C., Péloquin, A.S., Hamilton, M.A., Creaser, R.A., 2008. Synvolcanic and younger plutonic rocks from the Blake River Group: implications for regional metallogenesis. *Economic Geology*, volume 103, 1243-1268.
- Piercey, S.J., 2011. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, volume 46(5), 449-471.
- Piercey, S.J., Peter, J.M., Herrington, R., 2015. Zn-rich volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. *In Current Perspectives on Zinc Deposits. Edited by Archibald, S.M. and Piercey, S.J. Irish Association for Economic Geology Special Publication on Zinc Deposits*, p. 1-16.
- Plante, L., 1997. Compilation des travaux antérieurs et rapport de qualification sur trois propriétés appartenant à Ressources Search Gold Inc. Projet lac Storm, région de la rivière Broadback, QC 32K/15 & 32K/16. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 56942, 39 pages
- Quirion, D., 1998a. Rapport sur les travaux d'exploration 1997, propriété Quénonisca. SOQUEM. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 55829, 188 pages et 19 plans.
- Quirion, D., 1998b. Travaux d'exploration 1998 réalisés sur la propriété Quénonisca (1187). SOQUEM INC. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 56478, 121 pages et 11 plans.
- Quirion, D., 2001. Rapport sur les travaux de forages réalisés sur la propriété Quénonisca (1187) Baie James, automne 2000. SOQUEM INC. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 58647, 184 pages et 10 plans.
- Radisics, G.M., 1959. Report covering examination made of Sirmac Crubstake Syndicate's spodumene discovery. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 09428.
- Richard, L.-P., Lévesque Michaud, M., Caron, Y., 2011. Travaux de prospection 2010-2011. Propriété Sirmac, Région de la Baie James. SNRC : 32J11. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 65953, 40 pages, 6 annexes et 7 plans.

- Richard, L.-P., Lévesque Michaud, M., 2013a. Travaux de prospection 2013. Propriété Sirmac. Région de la Baie James. SNRC : 32J11. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 67675, 50 pages, 5 annexes et 3 plans.
- Richard, L.-P., Lévesque Michaud, M., 2013b. Travaux de forage et décapage 2012. Propriété Sirmac. Région de la Baie James. SNRC : 32J11. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 68109, 62 pages, 10 annexes et 138 plans.
- Ross, P.-S., Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 46, pages 823-839.
- Sappin, A.-A., Guilmette, C., Goutier, J., Beaudoin, G., 2018. Geochemistry of Mesoarchean felsic to ultramafic volcanic rocks of the Lac Guyer area, La Grande Subprovince (Canada): Evidence for plume-related magmatism in a rift setting. *Precambrian Research*, volume 316, 83-102.
- Sawyer, E.W., Benn, 1993. Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, volume 15, No. 12, 1443-1458.
- Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, volume 39, No. 6, 1147-1167.
- Shaw, G., 1942. Mishagomish Lake Sheet. Geological Survey of Canada; Map 689A.
- Sun, S.-S., McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345.
- Thériault, R., Beauséjour, S., 2012. Carte géologique du Québec, édition 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- Thibert, F., Rousseau, G., 2013. Technical report on the Tortigny Deposit Mineral Resource Estimate, Québec. NL 43-101 report.
- Viljoen, M.J., 1999. The nature and origin of the Merensky Reef of the western Bushveld Complex based on geological facies and geophysical data. *Geological Society of South Africa*, volume 102, pages 221-239.

- Wagg, C.A., Goettel, T., Giroux, L.A., 2009. Assessment report on the 2006 and 2007 diamond drilling programs at the lac Rocher project. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec. GM 64149, 26 pages.
- Wood, S.A., 2002. The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with applications to ore deposits: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 54, pages 177-210.