

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DU GÎTE AURIFÈRE PIERRE, PROPRIÉTÉ
LAC MÉNARIK, EEYOU ISTCHEE BAIE-JAMES, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MAXYM-KARL HAMEL-HÉBERT

OCTOBRE 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

D'abord, je tiens fortement à remercier Stéphane De Souza pour m'avoir offert l'encadrement plus que nécessaire à la réalisation de cette recherche. Ton support fut d'une grande valeur pour moi tant dans les hauts que les bas, du début à la fin. En me tendant suffisamment la perche, j'ai pu approfondir mes connaissances sur la géologie, mais également sur la démarche scientifique. Un merci particulier pour ta candeur, ton expertise et ta passion contaminante pour les sciences de la Terre.

Je tiens également à remercier la compagnie Harfang Exploration Inc. de m'avoir offert l'opportunité de travailler sur la propriété du lac Menarik. Merci spécialement à son président, M. François Goulet, de contribuer à l'avancement de la recherche en collaborant avec le milieu académique.

Merci à Hugues Guérin-Tremblay et toute son équipe de Laurentia Exploration d'avoir rendu possible la réalisation des travaux lors de la collecte des données. Merci également à Michel Gauthier, Normand Goulet et François Huot pour leurs conseils géoscientifiques qui ont permis de soulever et de discuter de questions fondamentales en lien à la problématique. Merci spécialement à Jean Goutier, du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, pour les visites terrain en sa compagnie ainsi que pour les discussions fructueuses subséquentes.

Je suis reconnaissant envers les membres du personnel du département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, notamment envers Diogo Bernatche pour son soutien technique lors des analyses au MEB, Viorel Horoi pour ses différentes interventions à la géomatique et M. Skoda pour les traitements administratifs. Également une

reconnaissance particulière à Pierre Lacoste pour son support à l'analyse au cobaltinitrite de sodium et à Morgane Gigoux pour son support au traitement des données géochimiques.

Merci à Andrea Amortegui et François Leclerc de la Direction générale de Géologie Québec pour leur support lors des derniers kilomètres de cette aventure enrichissante.

Je veux également remercier mes deux amis et confrères uqamiens Jonathan et Marc-Antoine d'avoir mijoté avec moi une recette gagnante de camaraderie et d'inclusion nécessaire dans les moments où l'incertitude battait son plein.

Enfin, et non des moindres, je veux exprimer ma gratitude envers les membres de ma famille, mais également envers mon médecin de famille spécialiste, pour les encouragements nécessaires à la rédaction de ce mémoire.

RÉSUMÉ

La propriété Lac Ménarik est située dans la Sous-province de La Grande dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James, 50 km au sud de Radisson. À ce jour, elle est détenue par Harfang Exploration. Elle comporte plusieurs indices aurifères, dont le gîte Pierre qui est le plus significatif. Il contient des veines de quartz et un stockwerk formant des zones aurifères atteignant, par exemple, 900 ppb Au sur 68 m. La propriété comporte une séquence volcano-sédimentaire constituée de roches volcaniques mafiques à intermédiaires néoarchéennes appartenant au Groupe de Yasinski (2740-2726 Ma). La Formation d'Ekomiak repose en discordance sur cette séquence volcano-sédimentaire. Elle comprend, de la base au sommet, un conglomérat polygénique et un wacke lithique alternant avec des niveaux de siltstone, de chert et de formation de fer. La Formation d'Ekomiak (< 2714 Ma) est recoupée par des intrusions porphyriques monzodioritiques de type sanukitoïde datées à $2712,4 \pm 1,4$ Ma et les observations terrain suggèrent que ces roches sont contemporaines. Le conglomérat est jointif et interlité de grès lithique montrant des laminations entrecroisées décimétriques, suggérant ainsi une origine fluviatile-alluviale rappelant les conglomérats de type Timiskaming du sud de l'Abitibi. La propriété peut être divisée en deux domaines métamorphiques, un au faciès des schistes verts dans la partie nord et l'autre au faciès des amphibolites dans la partie sud. La transition entre ces domaines est abrupte et est interprétée comme étant marquée par la faille du lac Menarik. Les roches sédimentaires

sont affectées par une schistosité de flux ENE (S_1) à fort pendage vers le nord ($70-85^\circ$) et de plan axial à des plis P_1 serrés à isoclinaux à forte plongée ($\sim 70^\circ$) vers l'W-NW. Un clivage de crénulation S_2 est orienté NE-SW. Localement, les roches intrusives sont cataclasées, particulièrement le long des contacts nord et sud, et sont préférentiellement recoupées par des veines de quartz \pm carbonate \pm pyrite aurifères. Le gîte Pierre est développé dans une intrusion près lac Menarik. Celle-ci montre généralement une altération en chlorite-calcite et elle est recoupée par des veines à quartz-carbonate-pyrite dont les épontes sont localement aurifères et marquées par une altération diffuse à séricite-ankérite-pyrite. La minéralisation aurifère est associée à de la pyrite disséminée dans : 1) des veines de cisaillement laminées subparallèles à S_1 associées à des veines en extension horizontales et verticales et 2) dans un stockwerk à quartz avec pyrite disséminée au sein du corps intrusif. On retrouve dans les veines une signature métallique riche en Au-Ag \pm Mo-Te-Bi-W avec un ratio Ag : Au de 2,5 : 1. Les travaux de cartographie suggèrent que le gîte Pierre est développé dans une zone de charnière de pli P_1 au sein d'un synclinal synforme. Au gîte Pierre, l'or s'est concentré préférentiellement dans l'intrusion au contact avec les roches sédimentaires encaissantes. La monzodiorite porphyrique possède un fort potentiel aurifère de par sa composition et sa nature cassante, propice à la formation de veines. La nature des veines, des roches hôtes et des conglomérats environnants, ainsi que le métamorphisme relativement faible de la propriété Menarik, rappellent le contexte de certaines minéralisations aurifères du secteur de Kirkland Lake et de Timmins en Abitibi.

Mots clés : Archéen, Sous-province de La Grande, or filonien, Menarik, conglomérat de type Timiskaming, sanukitoïde

REMERCIEMENTS.....	ii
RÉSUMÉ	iv
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
CHAPITRE I INTRODUCTION.....	15
1.1 Contexte de l'étude	15
1.1.1 Intérêts pour le secteur du lac Menarik.....	16
1.2 Problématique.....	19
1.2.1 Minéralisation aurifère et contexte géologique.....	20
1.2.2 Altération hydrothermale	22
1.2.3 Association métallique.....	23
1.2.4 Histoire géologique	23
1.3 Objectif de recherche.....	24
1.4 Méthodologie.....	24
1.4.1 Travaux de terrain	24
1.4.2 Travaux de laboratoire	25
1.5 Contributions.....	26
CHAPITRE II Contexte géologique	27
2.1 Province du Supérieur.....	27
2.1.1 Sous-province de Minto	29
2.1.2 Sous-province d'Opinaca.....	30
2.1.3 Sous-province de La Grande.....	31
2.1.4 Gisements aurifères de la Sous-province de La Grande – domaine de la CRVMBE.....	32
2.2 Géologie de la région d'étude.....	33
2.2.1 Stratigraphie régionale	37

2.2.2	Déformation et métamorphisme.....	42
2.2.3	Gîtes aurifères	43
2.3	Conclusion	45
CHAPITRE III Géologie de la propriété ménarik		46
3.1	Introduction.....	46
3.2	Roches supracrustales	48
3.2.1	Le Groupe de Yasinski.....	48
3.2.2	La Formation d'Ekomiak	51
3.2.3	Roches intrusives archéennes.....	57
3.3	Géologie structurale.....	62
3.3.1	Structures planaires	65
3.3.2	Structures linéaires	72
3.3.3	Plissements.....	74
3.3.4	Failles et zones de cisaillement.....	75
3.4	Métamorphisme	80
CHAPITRE IV Géochimie des roches intrusives et sédimentaires		81
4.1	Introduction.....	81
4.2	Roches Intrusives.....	82
4.2.1	Mobilité des éléments	82
4.2.2	Classification géochimique de la monzodiorite quartzifère.....	85
4.2.3	Éléments traces et diagrammes multiéléments	90
4.2.4	Discrimination dans la famille des granitoïdes	92
4.2.5	Interprétation.....	96
4.3	Roches sédimentaires.....	97
4.3.1	Maturité sédimentaire.....	97
4.3.2	Analyse multiéléments	100
4.3.3	Interprétation.....	102
CHAPITRE V MINÉRALISATION AURIFÈRE.....		103
5.1	Introduction.....	103
5.2	Historique d'exploration de la propriété Lac Ménarik	103
5.3	Principaux indices minéralisés	105

5.3.1	Gîte Pierre	106
5.3.2	Indice Ben-Gord.....	116
5.4	Classification des veines.....	119
5.4.1	Veines laminées	119
5.4.2	Veines d'extension verticales.....	122
5.4.3	Veines d'extension à faible pendage.....	124
5.4.4	Veines et veinules en stockwerk	126
5.5	Assemblages minéralogiques.....	128
5.5.1	Chlorite-calcite.....	128
5.5.2	Chlorite-épidote.....	131
5.5.3	Séricite-carbonate-pyrite	133
5.5.4	Chloritisation.....	135
5.5.5	Hématitisation	137
5.6	Minéralisation aurifère.....	139
5.7	Géochimie des veines et des altérations hydrothermales	141
5.7.1	Veines.....	141
5.7.2	Altérations hydrothermales	142
5.8	Conclusion	151
CHAPITRE VI discussion		153
6.1	Évolution tectono-stratigraphique du secteur du lac Menarik.....	155
6.2	Évolution structurale et métamorphique.....	158
6.3	Chronologie relative de la minéralisation aurifère	160
6.4	Typologie du gîte Pierre et veines associées	162
CONCLUSION.....		168
ANNEXE A		172
ANNEXE B données structurales		183
ANNEXE C description rainures gîte pierre.....		187
RÉFÉRENCES.....		189

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1 Carte géologique simplifiée de l'est de la Province du Supérieur et localisation de la propriété Ménarik.....	18
Figure 2.1 Géologie régionale simplifiée environnant la propriété Ménarik (Feuillet SNRC 33F, modifié du SIGEOM 2019).	35
Figure 2.2 Stratigraphie de l'Archéen et du Protérozoïque pour le secteur environnant la propriété Ménarik (feuillet SNRC 33F).	38
Figure 3.1 Géologie du secteur d'étude.....	47
Figure 3.2 Roches du Groupe de Yasinski	50
Figure 3.3 Conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak au nord du lac Ménarik.	53
Figure 3.4 Wackes et siltstone de la Formation d'Ekomiak à la propriété Ménarik.	56
Figure 3.5 Monzodiorite quartzifère porphyrique de la propriété Menarik..	58

Figure 3.6	Carte géologique avec les différents éléments structuraux dans le secteur entourant le gîte Pierre.....	64
Figure 3.7	Exposition de la stratification dans les sédiments de l'Ekomiak..	66
Figure 3.8	Structures planaires principales.....	68
Figure 3.9	Structures planaires secondaires.	70
Figure 3.10	Stereonets avec contours de Kamb pour les pôles des structures planaires...	71
Figure 3.11	Étirement des clastes dans le conglomérat d'Ekomiak qui varie en fonction de leur composition. Vue en coupe.....	73
Figure 3.12	Stéréonets et contours de Kamb pour les structures linéaires dans le secteur cartographié autour gîte Pierre.....	73
Figure 3.13	Veine de quartz fortement déformée et démembrée au contact entre la monzodiorite quartzifère et les sédiments au nord du gîte Pierre..	76
Figure 3.14	Rainure dans une roche mylonitisée à l'indice Yvan-2, situé 2 km à l'est du gîte Pierre au sud du lac Menarik.....	79
Figure 4.1	Diagrammes binaires des éléments traces (Sc, Cr, La, Ce, Zr, Y) et Al ₂ O ₃ des roches moins altérées (ronds noirs , n=6) et des roches altérées (ronds bleus , n=15) par rapport au TiO ₂ (%).	84

- Figure 4.2** Diagramme de covariances des éléments majeurs pour la monzodiorite du secteur du lac Menarik (n=6) : SiO₂ vs Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅. 86
- Figure 4.3** Classification géochimique des roches intrusives porphyriques les moins altérées dans le secteur du lac Menarik (n=6). 88
- Figure 4.4** **A)** Profil des éléments traces (n=6) normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) et **B)** profil des éléments des terres rares (n=6) normalisés aux chondrites (C1) de Sun et McDonough (1989) pour les roches intrusives au lac Menarik. 91
- Figure 4.5** Classification des roches intrusives à l'aide du diagramme des granitoïdes tardi-archéens proposée par Laurent *et al.* (2014). 95
- Figure 4.6** Diagrammes binaires de Petitjohn *et al.* (1972) en **A)** et de Herron (1988) en **B)** qui utilisent les ratios d'éléments majeurs pour illustrer la maturité relative dans les sédiments. 99
- Figure 4.7** Graphique multiéléments qui compare les métaux de transition, les HFSE (éléments à fort champ ionique) et les ETR dans les roches sédimentaires par rapport à la composition moyenne des roches sédimentaires de la croûte continentale de Taylor et McLennan (1981). 101
- Figure 5.1** Exposition du contact est au gîte Pierre qui montre l'aspect bréchifié de l'intrusion. 107
- Figure 5.2** Photographies et photomicrographies de la zone de cisaillement au gîte Pierre. 109

Figure 5.3	Cartographie du gîte Pierre avec localisation des différents échantillons pour analyse éléments structuraux et les lithologies.	111
Figure 5.4	Vue en coupe du gîte Pierre avec les différents éléments rencontrés à la surface et dans les forages 1404-03 et 1404-17.	114
Figure 5.5	Synthèse des caractéristiques du forage 1404-03.	115
Figure 5.6	Cartographie de l'indice Ben-Gord avec les lithologies et les différents éléments associés aux veines de quartz.	118
Figure 5.7	Photographies des veines laminées d'orientation ENE dans le secteur à proximité du gîte Pierre.	121
Figure 5.8	Photographie des veines d'extension verticales d'orientation N-S. ...	123
Figure 5.9	Photographies des veines d'extension à faible pendage au gîte Pierre.	125
Figure 5.10	Photographie des stockwerks à quartz au gîte Pierre.	127
Figure 5.11	Photomicrographies de l'altération avec assemblage de chlorite-calcite dans différentes roches moins altérées.	130
Figure 5.12	Photomicrographie de l'altération avec assemblage de chlorite-épidote dans des wackes de la Formation d'Ekomiak.	132
Figure 5.13	Photographies et photomicrographies de l'altération à séricite-carbonate-pyrite.	134

- Figure 5.14** Photographies qui illustrent l'altération marquée par une augmentation de la chlorite..... 136
- Figure 5.15** Photographies et photomicrographie qui illustrent l'altération à hématite au gîte Pierre et à proximité. 138
- Figure 5.16** Photomicrographies de la minéralisation aurifère dans les roches altérées au gîte Pierre. 140
- Figure 5.17** Diagrammes de la saturation en carbonates de Davies (1982) pour les roches intrusives..... 145
- Figure 5.18** Diagramme des ratios molaires des alcalis de Davies et Whitehead (2006)..... 147
- Figure 5.19** Méthode de l'isocon (Grant, 1986; 2005) pour le calcul des bilans de masse pour l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite et de l'altération riche en chlorite..... 150
- Figure 6.1** Cadre géologique et métallogénique (Au) pour la ceinture de roches vertes de la rivière La Grande Nord..... 154

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1 Caractéristiques géochimiques générales des sanukitoïdes selon Laurent (2014) et Stevenson (1999) en comparaison avec celles de l'intrusion au lac Menarik (n=6). $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$; $Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 =$ Oxydes ferromagnésiens	93
5.1 Coefficient de corrélation de Pearson (R) des différents éléments dans les 7 veines analysées par rapport aux concentrations en or ainsi que la concentration moyennes en médiane des éléments. La concentration moyenne en or est 6,7 ppm et celle médiane est 1,1 ppm	142

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Contexte de l'étude

La région d'Eeyou Istchee - Baie James, au Québec, est le site d'une vive exploration aurifère, en particulier depuis la découverte, en 2004, du gisement Roberto (mine Éléonore) par mines Virginia Inc., et sa mise en production en 2014 par Goldcorp Inc (Fontaine *et al.*, 2017). Le potentiel de ce vaste territoire est donc bien reconnu et les efforts de collaboration entre les compagnies d'exploration, les chercheurs des instances gouvernementales et les intervenants académiques, ont permis de mettre en évidence plusieurs métallotectes qui contrôlent la minéralisation aurifère à différentes échelles. Toutefois, la connaissance géologique est limitée à certains secteurs et le faciès métamorphique y est, en général, plus élevé que dans d'autres ceintures de roches vertes archéennes comme celle de l'Abitibi. Par exemple, le gisement Roberto a été déformé et métamorphisé au faciès des amphibolites supérieur (Ravenelle, 2013; Fontaine *et al.*, 2017; Fontaine, 2019), compliquant ainsi les modèles géologiques, mais aussi les modèles d'exploration et de mise en valeur. Il demeure que la densité de données géoscientifiques recueillies pour le secteur de la Baie-James (Figure 1.1) est beaucoup plus faible que dans la Sous-province de l'Abitibi. La connaissance géologique est donc fortement limitée en plus d'être répartie de façon hétérogène sur le territoire.

La présente étude a été réalisée en collaboration avec Harfang Exploration Inc., qui détient une propriété d'exploration, la propriété Lac Ménarik¹, située à environ 50 km au sud de Radisson (Figure 1.1). Plusieurs veines de quartz-carbonate-pyrite aurifères et indices d'or associés à des sulfures disséminés y ont été découverts depuis les années 1980 et certains d'entre eux ont récemment fait l'objet de travaux de forage par la compagnie Dianor en 2001 (Beauregard, 2000 ; Gaudreault et Beauregard, 2001). Ces indices d'or font partie de la Sous-province de La Grande, elle-même située dans la Province du Supérieur. Le secteur sud-ouest de la propriété Lac Ménarik expose une géologie complexe comportant notamment des formations volcaniques, des unités conglomératiques d'origine fluviatile et des intrusions porphyriques monzonitiques à monzodioritiques ou syénitiques qui encaissent une partie des indices d'or (Legoux et Oswald, 2014; Pearson, 2014; Boily, 2016; Guérin-Tremblay, 2017; Oswald et Huot, 2020) . Cette étude a été initiée dans un effort de mieux définir le contexte de formation des veines aurifères et de contribuer aux modèles d'exploration pour la propriété Lac Ménarik et cette partie de la Sous-province de La Grande en général.

1.1.1 Intérêts pour le secteur du lac Menarik

Le secteur du lac Menarik (Figure 1.1) présente plusieurs aspects qui le rendent intéressant quant à son étude pour l'exploration aurifère et de l'évolution géologique de la région d'Eyou Istchee Baie-James. Tel que documenté par plusieurs géologues, on y retrouve une grande variété d'indices d'or dans un secteur relativement restreint,

¹ Pour des raisons administratives, l'orthographe du terme «Menarik» s'écrit «Ménarik» lorsqu'on fait référence à la propriété Lac Ménarik et s'écrit «Menarik» lorsqu'on fait référence au nom du lac, tel que défini par la Commission de toponymie du Québec.

mais qui présente des caractéristiques stratigraphiques et structurales particulières (Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 1998a; Houlé, 2000; Legoux et Oswald, 2014; Pearson, 2014; Boily, 2016; Guérin-Tremblay, 2017; Oswald et Huot, 2020) :

- Le faciès métamorphique passe du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.
- La minéralisation aurifère est encaissée dans plusieurs roches différentes, incluant des roches intrusives intermédiaires porphyrique.
- Un conglomérat polygénique d'origine fluviale alluviale qui témoigne d'une préservation de la partie supérieure de la croûte continentale.
- La présence de zones de cisaillements à proximité d'une faille majeure, la faille du lac Menarik.
- Une forte altération à carbonates et séricite dans les zones de cisaillements minéralisées.
- La présence proximale de roches ultramafiques (Complexe de Menarik).

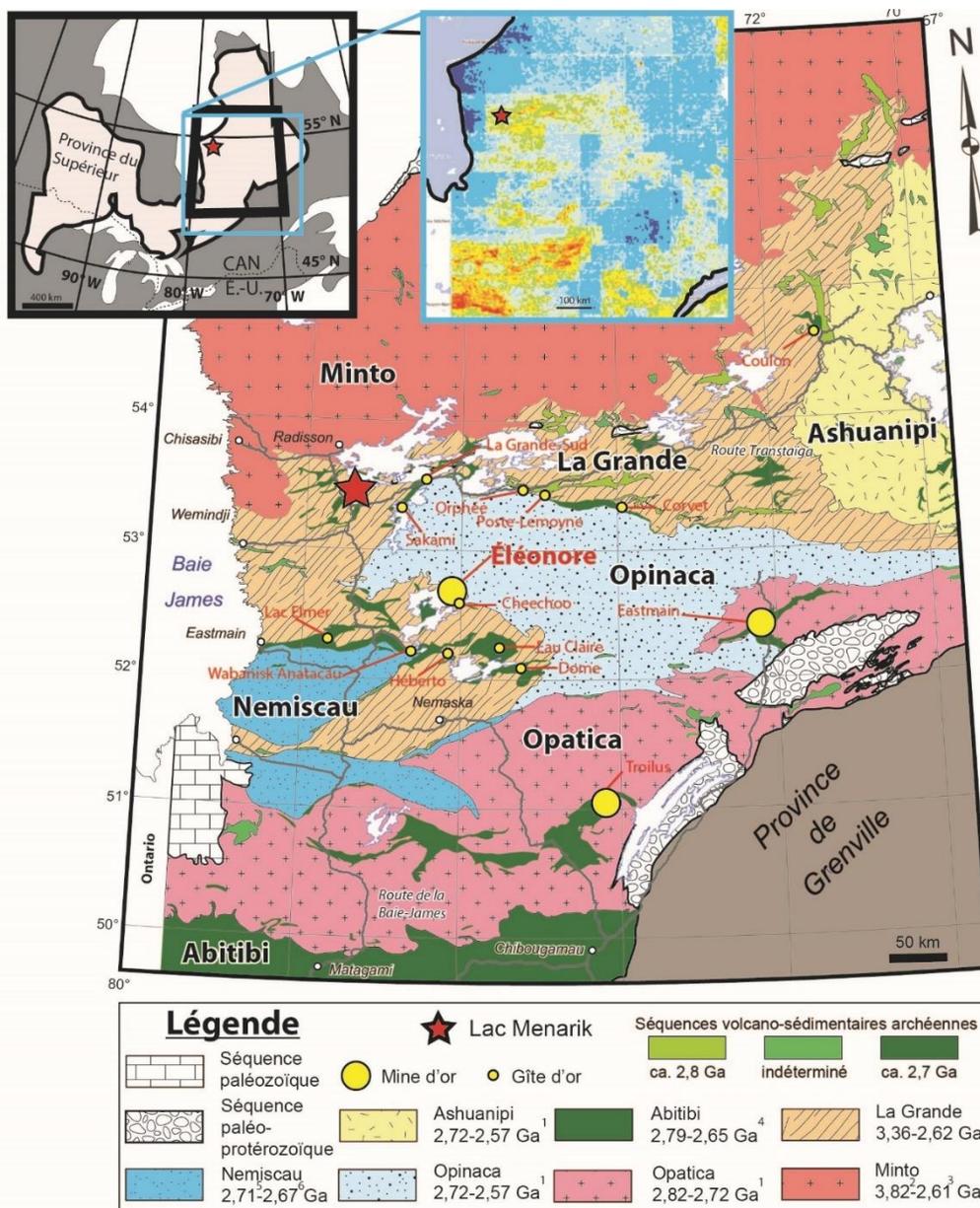


Figure 1.1 Carte géologique simplifiée de l'est de la Province du Supérieur et localisation de la propriété Lac Ménarik ainsi que des principaux gîtes aurifères, région d'Eeyou Istchee – Baie-James (modifié de Goutier, 2018). Les Sous-provinces sont inscrites en gras sur la carte. Encadré bleu : densité de données géologiques (nombre de documents et de données géoréférencées du SIGÉOM), bleu : 0-100, vert : 101-250, jaune-orange : 251-4000, rouge : > 4000, tiré de SIGÉOM 2019. 1 : Compilation de Parent (2011), 2 : Oneil *et al.* (2008), 3 : Skulski *et al.* (1999), 4 : Percival *et al.* (2012), 5 : Banyayera *et al.* (2018), 6 : Davis *et al.* (1995).

1.2 Problématique

Plusieurs métallogènes ont été définis ou proposés afin d'expliquer la distribution des concentrations aurifères et ainsi guider l'exploration dans la région d'Eeyou Istchee Baie-James, en particulier dans la Sous-province de La Grande. Sans être exhaustif, ceux-ci incluent notamment le contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (Moukhsil *et al.*, 2003; Gauthier *et al.*, 2007; Percival *et al.*, 2007; Aucoin *et al.*, 2012; Ravenelle *et al.*, 2010; Ravenelle, 2013; Bogatu et Huot 2016; Fontaine, 2019), les gradients métamorphiques (Gauthier *et al.*, 2007; Fontaine, 2019), la présence d'intrusions, en particulier de composition réduite (Fontaine *et al.*, 2018), ainsi que de conglomérats polygéniques (Fontaine, 2019).

Toutefois, le secteur du lac Menarik se distingue notamment par le métamorphisme qui y est plutôt faible, atteignant seulement le faciès des schistes verts dans certaines zones, et par l'intensité de la déformation qui est plutôt modérée (Goutier *et al.*, 1998). Les veines aurifères sont développées à la fois dans les roches supracrustales et dans des intrusions porphyriques déformées, mais n'ont pas été contraintes en termes de chronologie relative par rapport à la sédimentation, au magmatisme et à l'évolution tectono-métamorphique de la région. Les roches du secteur présentent, au moins localement, différents types d'altérations hydrothermales, mais leur lien avec les veines et l'or n'est pas défini. Il est donc nécessaire de caractériser les intrusions porphyriques et les roches sédimentaires conglomératiques, qui sont reconnues comme des métallogènes particulièrement significatifs pour l'exploration aurifère dans les ceintures de roches vertes archéennes, comme celle de l'Abitibi (Poulsen *et al.*, 2000; Robert, 2001; Dubé et Gosselin, 2007; Beakhouse, 2011; Bleeker, 2015; Dubé et Mercier-Langevin, 2020). Les différentes structures liées à la déformation régionale doivent également être documentées afin de déterminer quelle est leur nature,

distribution et chronologie relative de formation par rapport aux veines, aux altérations et aux roches minéralisées.

1.2.1 Minéralisation aurifère et contexte géologique

Les gîtes d'or filoniens sont constitués de veines de quartz \pm carbonates en terrains métamorphiques (Robert, 2005; Dubé et Gosselin, 2015), aussi appelés gîtes d'or orogéniques (Groves *et al.*, 2003; Goldfarb *et al.*, 2015), sont regroupés selon une perspective de tectonique globale de compression ou transpression orogénique et incluent les systèmes mésozonaux, formés à des températures et pressions caractéristiques du faciès métamorphique des schistes verts (300-475°C et 6-12 km de profondeur). Les filons se retrouvent au sein de roches vertes de tout âge généralement de nature tholéiitique dans lesquels se sont mises en place des intrusions porphyriques de composition intermédiaire à felsique (Dubé et Gosselin, 2015). Les plus gros gisements du genre sont souvent associés spatialement à des conglomérats fluvio-alluvionnaires répartis le long d'importantes zones de failles d'échelle crustale (Bleeker, 2015; Dubé et Gosselin, 2015). Les fluides minéralisateurs, qui tirent leur source par le biais de structures majeures compressives de premier ordre, sont le produit du métamorphisme prograde et de fusion à l'interface manteau supérieur-croûte inférieur (Dubé et Mercier-Langevin, 2020). Les fluides sont ensuite canalisés le long de zones de cisaillement fragile-ductile de deuxième et troisième ordre, auxquelles sont associés des réseaux de fractures et de failles qui se développent à l'aide du principe de «pompe sismique» (Cox *et al.*, 1991; Groves *et al.*, 2003). La chronologie de mise en place de la minéralisation aurifère est généralement contemporaine de la déformation, et généralement syn- à tardi métamorphique dans les roches au faciès des schistes verts à amphibolites inférieur (McCuaig et Kerrich, 1998; Dubé et Gosselin, 2015).

Les gîtes d'or magmatiques-hydrothermaux, associés génétiquement à des intrusions, ont également été reconnus et bien documentés dans les ceintures magmatiques paléoprotérozoïques à phanérozoïques (Sillitoe, 1991; Thompson *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2000; Hart *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2003, Goldfarb *et al.*, 2005). Quelques-uns sont également d'âge archéen dans la Province du Supérieur (Fraser, 1993; Robert, 2001; Katz *et al.*, 2016; Fayol et Jébrak, 2017). Robert (2001), en particulier, met en évidence un modèle géologique pour la formation de gîtes aurifères magmatiques-hydrothermaux associés à des intrusions alcalines à sub-alcalines. Ces intrusions sont généralement associées à des bassins sédimentaires fluviaux et des zones de failles majeures, comme, par exemple, la zone de faille Larder Lake – Cadillac ou celle de Destor – Porcupine en Abitibi. Ces gîtes aurifères partagent certaines caractéristiques avec les gîtes d'or orogéniques, mais diffèrent de ceux-ci sur le plan de la chronologie relative par rapport à la déformation régionale et au magmatisme (Robert, 2001).

Indépendamment du modèle génétique, la nature des roches supracrustales ou intrusives qui encaissent les minéralisations aurifères est particulièrement significative, puisque certaines lithologies ou ensembles lithologiques sont préférentiellement minéralisés en raison de leur composition chimique et minéralogique ou de leur compétence par rapport aux roches adjacentes (Dubé et Gosselin, 2007; Goldfarb *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010). Une bonne compréhension des relations stratigraphiques entre les différentes unités lithologiques peut donc être déterminante afin de guider l'exploration.

À l'échelle régionale, les gisements ont tendance à être associés à des failles de 2^e ou de 3^e ordre situées à proximité (< ~1 km) de failles majeures (Colvine *et al.*, 1988, Kerrich *et al.*, 2000; Groves *et al.*, 2003; Robert *et al.*, 2005; Ispolatov *et al.*, 2008; Bleeker *et al.*, 2015). C'est le cas en Abitibi, notamment avec les zones de failles Porcupine-Destor et Larder Lake-Cadillac dans la Province du Supérieur, la faille de la

Rivière Yellowknife dans le Craton du Lac des Esclaves (Martel et Lin, 2006) et de la zone de faille Boulder-Lefroy en Australie dans le Craton de Yilgarn (Weinberg *et al.*, 2005). Les failles de 2^e ou 3^e ordre montrent, en général, une forte composante inverse et/ou décrochante, mais peuvent également résulter de plusieurs incréments de déformation distincts (Groves et al, 2000). La distribution des veines d'extension et de cisaillement associées à ces failles dépendra du régime de contraintes et de son évolution dans le temps, mais aussi des structures locales, par exemple les flancs ou charnières de plis ou les zones de relais ou d'inflexion le long des zones de failles (Groves et al, 2000).

1.2.2 Altération hydrothermale

Règle générale, pour les gisements d'or orogéniques au faciès des schistes verts à amphibolites, les altérations les plus communes dans les roches volcaniques montrent une zonation des carbonates avec une altération proximale à pyrite, ankérite et séricite alors que dans les roches sédimentaires, les altérations sont plus siliceuses (Groves *et al.*, 1998, Robert *et al.*, 2006). Dans les granitoïdes aurifères du Craton de Yilgarn, un craton archéen similaire à celui de la Province du Supérieur, les assemblages au faciès des schistes verts passent de séricite-albite-carbonate à biotite-feldspath-K-amphibole calcique dans le faciès des amphibolites et à diopside-feldspath-K-amphibole calcique dans le faciès des granulites (Cassidy *et al.*, 1998). Les phases à sulfures et oxydes correspondantes sont respectivement pyrite-rutile-hématite, pyrite-pyrrhotite-magnétite-ilménite et pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite-ilménite (Cassidy *et al.*, 1998).

1.2.3 Association métallique

Les fluides porteurs de la minéralisation en or peuvent varier en fonction de leur provenance et différentes associations métalliques peuvent être observées. Lang *et al.* (2000), en utilisant les travaux de Silitoe (1991), Newberry *et al.* (1995), McCoy *et al.* (1997), et Thompson *et al.* (1999), fait un sommaire des caractéristiques et distingue les fluides aurifères provenant des gisements orogéniques de ceux des systèmes magmatiques-hydrothermaux. Ces derniers sont marqués par des anomalies en Bi, W, As, Mo, Te et/ou Sb. Groves *et al.* (2003) précisent toutefois que les caractéristiques dénotées par Lang *et al.* (2000) ne sont pas concordantes avec les observations de Robert *et al.* (2001) en ce qui a trait aux gisements aurifères associés aux intrusions syénitiques de l'Abitibi qui, selon les auteurs, constitueraient une classe de gisements associés à des intrusions distincte.

1.2.4 Histoire géologique

Finalement, le contexte de mise en place des roches hôtes des veines aurifères et la chronologie de formation de ces veines par rapport au magmatisme, à la déformation et au métamorphisme, doivent être déterminés afin d'établir un modèle de formation. Ce modèle pourra ensuite être utilisé afin d'élaborer un plan d'exploration. Groves *et al.* (2000) font un sommaire d'une telle histoire pour le craton de Yilgarn, et Dubé et Mercier-Langevin (2020) le font pour le craton du Supérieur, pour une séquence de déformation allant de D₁ à D₄. Ils concluent que les gisements orogéniques se forment progressivement après l'accrétion (ou collision) lors du soulèvement et l'exhumation de l'orogène durant les déformations D₃ à D₄, normalement de 20 à 80 m.a. après la déposition des roches volcanosédimentaires hôtes. Robert *et al.* (2005) estiment ces stades terminaux de 2660 à 2630 Ma pour le craton de Yilgarn et de 2660 à 2650 Ma pour le craton du Supérieur.

Le secteur du lac Menarik représente une région d'intérêt pour tester les modèles de formation des veines aurifères et de mieux comprendre les relations géologiques et de chronologie relative par rapport à l'évolution géologique de la Sous-province de La Grande.

1.3 Objectif de recherche

L'objectif de ce projet est de définir les contrôles structuraux et lithologiques des minéralisations aurifères filoniennes de la propriété Ménarik. Une meilleure compréhension de l'évolution géologique de ce secteur permettra également de définir un contexte métallogénique favorable pour la formation de veines aurifères dans la Sous-province de La Grande. Les objectifs plus spécifiques sont de mettre en évidence la composition et le contexte stratigraphique des roches hôtes associées aux veines aurifères, documenter leur contexte structural et établir leur chronologie relative de formation par rapport aux principaux épisodes de déformation et de magmatisme.

1.4 Méthodologie

1.4.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain sur la propriété Ménarik ont été réalisés à l'été 2017. Ces travaux ont été effectués à partir d'un camp isolé situé à 4.5 km au nord de l'intersection entre la Route de la Baie James et la Route Transtaïga. La propriété se trouve sur le feuillet SNRC 33F06 et elle est facilement accessible par bateau et par VTT. Plusieurs traverses ont été effectuées dans un secteur couvrant environ 2 km par 1 km, au nord du lac

Menarik. Des observations et un échantillonnage ciblé ont complété la cartographie. Cent-vingt stations ont fait l'objet d'une description lithologique et structurale systématique. Les indices aurifères connus ont été visités afin de les caractériser. Deux indices ont fait l'objet d'une cartographie de détail avec l'aide de photos haute résolution prises par drone, i.e. les indices Pierre et Ben-Gord (Chapitre 5). L'accès à une carothèque a permis la description de deux trous de forage provenant du gîte aurifère Pierre. Quatre-vingt-douze échantillons ont été recueillis au total, dont 48 proviennent d'un échantillonnage au marteau, 18 de rainures et 19 d'un rééchantillonnage de trous de forage. De ces échantillons, 43 ont été choisis pour des travaux de laboratoire.

1.4.2 Travaux de laboratoire

Les travaux de laboratoire incluent la description pétrographique de 43 lames minces polies produites à partir de roches sédimentaires et intrusives, ainsi que de veines aurifères et de leurs épontes altérées. La description s'est concentrée sur la composition minéralogique des différentes lithologies, veines et altérations hydrothermales. Les observations pétrographiques ont été complétées par des analyses minéralogiques semi-quantitatives à l'aide d'un microscope électronique à balayage à l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Trente-huit échantillons ont été envoyés au laboratoire ActLabs pour des analyses lithogéochimiques complètes. Certains échantillons (12) de roches intrusives moins altérées et fortement altérées ont fait l'objet d'une coloration chimique à l'aide d'acide fluorhydrique et de cobaltinitrite de sodium, afin de mettre en évidence la présence de feldspath potassique. Ces colorations chimiques ont été effectuées au GEOTOP (Centre de recherche sur la dynamique du système Terre de l'UQAM).

Les données structurales ont été compilées et intégrées au logiciel Stéréonet 10.0 afin de pouvoir représenter, à l'aide projections stéréographiques, l'attitude des différentes structures planaires et linéaires (stratifications, schistosités, clivages, plis et linéations).

1.5 Contributions

En plus de ce mémoire, trois affiches géoscientifiques ont été présentées dans le cadre des congrès annuels de Québec-Mines 2017 à Québec, de la Society of Economic Geologists en 2018 à Keystone au Colorado et de la Prospectors and Developers Association of Canada en 2019 à Toronto.

Hamel-Hébert, M.-K., De Souza, S., Goulet, F., Guérin-T., H., Gauthier, M., Goulet, N., (2017). Québec-Mines 2017, G82.

Hamel-Hébert, M.-K., De Souza, S., (2018). SEG 2018: Metals, Minerals, and Society, Keystone, Colorado, Conference proceedings, P.171.

Hamel-Hébert, M.-K., De Souza, S., (2019). PDAC-SEG Student Minerals Colloquium, Toronto P.604.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Introduction

Ce chapitre présente une revue bibliographique des généralités sur la géologie de la Province du Supérieur, en particulier de la Sous-province de La Grande et celles qui lui sont adjacentes (Figure 2.1). Le contexte stratigraphique, les différentes phases intrusives, ainsi que les principales caractéristiques structurales, métamorphiques et métallogéniques de la région d'étude sont ensuite présentés (Figure 2.2). Cette revue va permettre de mettre en contexte la géologie du secteur du lac Menarik qui sera abordée au Chapitre 3.

2.1 Province du Supérieur

La région d'étude fait partie de la Province du Supérieur, qui se subdivise, au Québec, en huit sous-provinces (Figure 1.1), en fonction de leur nature, de leur signature géophysique, de leur âge et de leur histoire tectonométamorphique (Card, 1990; Poulsen *et al.*, 1992; Percival *et al.*, 2012). Fontaine (2019) résume une subdivision de la Province du Supérieur selon les auteurs en trois domaines majoritaires : 1) des unités volcano-sédimentaires et plutoniques, datées entre 2.8 et 2.6 Ga et affectées par un

métamorphisme faible aux faciès des schistes verts (sous-provinces de l'Abitibi, de Wawa et de Wabigoon), 2) des roches sédimentaires de haut grade métamorphique (migmatites, paragneiss) et d'intrusions (sous-provinces de l'Opatoca, de l'Opinaca, de Quetico, de l'English River et de l'Ashuanipi), et 3) des roches plutoniques et métamorphiques de haut grade métamorphique, incluant des reliques de socle paléo- à mésoarchéen (Terrane de North Caribou, et le proto-craton du nord-est du Supérieur).

La propriété Lac Ménarik est située dans la Sous-province de La Grande (Figure 2.1), qui est limitée au nord par la Sous-province de Minto et au sud par les sous-provinces d'Opinaca et de Nemiscau. Percival *et al.* (2012) suggèrent que la nature du contact entre ces sous-provinces pourrait être de nature tectonique. Ces différentes sous-provinces incluent des roches supracrustales qui forment des ceintures de roches vertes discontinues, ainsi que plusieurs unités gneissiques et intrusives. Ces roches sont en grande partie néoarchéennes (2,8 à 2,5 Ga;) et paléo- à mésoarchéennes (3,8 à 2,8 Ga) (Percival *et al.*, 2012). L'évolution géologique des Sous-provinces de Minto, La Grande et Opinaca est interprétée comme étant le résultat d'évènements collisionnels et accréionnaires survenus entre 2720 et 2680 Ma et d'une cratonisation entre 2680 et 2600 Ma dont l'évolution, traçable à plus de 2,8 Ga, implique des terranes protocontinentaux encore plus anciens (Percival *et al.*, 2012).

Des séquences sédimentaires paléozoïques et paléoprotérozoïques reposent localement en discordance sur les roches archéennes. Les roches paléozoïques appartiennent à la Plate-forme de la baie d'Hudson, elles sont ordoviciennes à siluriennes et elles ne sont exposées qu'au sud de la baie d'Hudson. Dans la région de la Baie James, les roches paléoprotérozoïques sont représentées par la Formation de Sakami, qui est essentiellement constituée d'arénite quartzifère et de conglomérat (Goutier *et al.*, 2000). Ces roches sont recoupées par des essaims de dykes de gabbro non déformés. Il s'agit

d'essaims de dykes mafiques néoarchéens à paléoprotérozoïques qui se sont mis en place à la faveur de différents réseaux de fractures (Simard *et al.*, 2008).

2.1.1 Sous-province de Minto

La Sous-province de Minto est composée d'orthogneiss, de paragneiss et de roches intrusives et métavolcaniques éo- à néoarchéennes (Card et Ciesielski, 1986; David *et al.*, 2009; Percival *et al.*, 2012) datées entre 3,82 et 2,61 Ga et possiblement localement hadéennes (Skulski *et al.*, 1999; O'Neil *et al.*, 2008). Le contact sud de la Sous-province de Minto avec la Sous-province de La Grande est marqué par la présence d'intrusions tardi-tectoniques (Mortensen et Ciesielski, 1987) et, dans le secteur d'étude, d'une importante zone de cisaillement dextre qui longe le contact entre le Pluton de Radisson au nord et des enclaves de roches déformées du Groupe de Yasinski au sud (Figure 2.1) (Goutier *et al.*, 1999a). Les roches intrusives ont été corrélées avec les phases plutoniques tardives (Mortensen et Ciesielski, 1987), qui sont localement présentes, et qui recourent le Complexe de Langelier (Gauthier *et al.*, 1996). En considérant la nature tectonique tardive des intrusions porphyriques et également du métamorphisme tardif dans les roches volcaniques de la Rivière La Grande (lithologies maintenant comparables à celles du Groupe de Yasinski), Mortensen et Ciesielski (1987) évaluent une culmination de l'orogène Kenoréenne aux environs de 2700 Ma pour cette région, avec soulèvement post-métamorphique et refroidissement à 600 °C jusqu'à 2615 Ma.

2.1.2 Sous-province d'Opinaca

La Sous-province d'Opinaca est située dans la portion centrale québécoise de la Province du Supérieur et correspond aux vestiges d'un bassin sédimentaire. Son contexte tectonostratigraphique fait l'objet de plusieurs discussions, notamment en ce qui a trait aux différents épisodes métamorphiques (Cadéron, 2003; Morfin *et al.*, 2013; Côté-Roberge, 2018). Ces roches sont comprises entre les sous-provinces volcano-plutoniques de La Grande, à l'ouest et au nord, et de l'Opatica au sud (Figure 1.1). Le contact nord avec la Sous-province de La Grande correspond généralement à des zones de déformations régionales E-W à pendages vers le nord, injecté par des intrusions tonalitiques et granodioritiques (Hocq, 1994). Dans le secteur du Réservoir Opinaca, non loin de la mine Éléonore, le contact est marqué par une zone de cisaillement E-W à NW-SE (Figure 1.1). Dans la région du lac Sakami, ce même contact entre les deux sous-provinces, correspond à un chevauchement orienté NE et à vergence vers le SE (Figure 1.1; Goutier *et al.*, 2000). La Sous-province d'Opinaca est principalement constituée d'un vaste ensemble de paragneiss et de wacke feldspathique migmatitisés appartenant au Complexe de Laguiche (Goutier *et al.*, 2000). Côté-Roberge (2018) détermine un âge de déposition maximale à 2690 Ma avec des pics métamorphiques à ~2670 et ~2645 Ma. Cleven *et al.* (2020) suggèrent des âges maximums de déposition aussi vieux que 2695 Ma. On retrouve un gradient métamorphique qui augmente vers le centre de la Sous-province (Moukhsil *et al.*, 2003, Morfin *et al.*, 2013; Côté-Roberge, 2018). Ces roches métasédimentaires sont coupées par de multiples intrusions de granite pegmatitique supracrustaux tardifs dérivés de la fusion partielle de roches métasédimentaires. Ces roches intrusives appartiennent à la Suite granitique du Vieux Comptoir, elles sont syn- à tardi-tectoniques et sont également présentes dans les sous-provinces de La Grande et d'Opatica (Goutier *et al.*, 1999b; Lamothe *et al.*, 2000; Cadéron, 2003).

2.1.3 Sous-province de La Grande

Les roches de la Sous-province de La Grande (Card et Ciesielski, 1986) sont subdivisées en deux domaines tectoniques, celui de la rivière La Grande au nord et celui de la rivière Eastmain au sud (Gauthier et Larocque, 1998; Goutier *et al.*, 2002; Moukhsil *et al.*, 2007; Percival *et al.*, 2012). Ces domaines sont constitués de roches plutoniques, ainsi que de deux ceintures de roches volcaniques discontinues : la ceinture de roches vertes de la rivière La Grande (CRVLG) et celle de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (CRVMBE), qui sont situées dans les domaines nord et sud, respectivement. Gauthier et Larocque (1998) placent la limite entre les deux domaines à la hauteur de la zone de chevauchement qui recoupe la route de la Baie-James au kilomètre 450. Le domaine de la CRVLG comprend un socle paléo- à mésoarchéen représenté par le Complexe de Langelier (Goutier *et al.*, 2002).

La CRVMBE comprend quatre cycles volcaniques, dont l'âge varie de 2752 Ma jusqu'à 2703 Ma (Moukhsil *et al.*, 2003; Fontaine, 2019). Ces roches volcaniques sont recouvertes par différentes unités sédimentaires conglomératiques suivies de séquences turbiditiques avec des intercalations de formations de fer et pélites (Franconi, 1978; Moukhsil *et al.*, 2003; Bandyayera et Fliszár, 2007, Fontaine, 2019).

La CRVLG comprend les roches volcaniques du Groupe de Yasinski (2736 \pm 8/-6 Ma; Goutier *et al.*, 1998a), où se trouve le terrain à l'étude, et le Groupe de Guyer daté à 2820 à 2806 (Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2012), qui correspondent aux portions occidentales et orientales de la CRVLG, respectivement. Dans la portion occidentale, les roches sédimentaires clastiques sont attribuées aux Formations d'Apple (Roscoe et Donaldson, 1988; Gauthier *et al.*, 1997, Goutier, 1998a; Percival, 2007) et d'Ekomiak (Skulski, 1985; Goutier, 1998a et 1998b; Goutier, 2019). Une discordance angulaire est localement préservée à la base des unités supracrustales de la CRVLG, au contact avec le Complexe de Langelier.

2.1.4 Gisements aurifères de la Sous-province de La Grande – domaine de la CRVMBE

La Sous-province de La Grande contient une grande quantité d'indices aurifères distribués en grande partie le long, ou près du contact avec la Sous-province d'Opinaca, ainsi que dans les principales ceintures de roches vertes. Le gisement le plus significatif du point de vue économique et scientifique est bien entendu celui de la mine Éléonore, puisque c'est le seul qui est en exploitation et plusieurs études académiques y ont été effectuées.

Le gisement Éléonore (4,3 Moz) est principalement encaissé dans les roches sédimentaires de la Formation de Low (<2714-2675; McNicoll, 2015) qui se composent d'une séquence volcano-sédimentaire avec majorité de wacke mais qui comprend également du conglomérat, de l'arénite et des formations de fer (Ravenelle, 2010; Fontaine, 2019). Ces roches sont comprises dans une zone à fort gradient métamorphique et la minéralisation se situe dans le faciès métamorphique supérieur des amphibolites. Les roches sont recoupées par plusieurs types d'intrusions de composition variées. Les zones minéralisées comportent trois différents styles de minéralisation : 1) stockwerk de veines et veinules de quartz (zone Roberto), 2) veines laminées et 3) des brèches hydrothermales. Tous les styles de minéralisations sont associés à des disséminations en pyrrhotite, en arsénopyrite, en löllingite et parfois en pyrite. La minéralisation principale (zone Roberto) est contenue dans des zones de remplacement riches en quartz-microcline-phlogopite-biotite (altération potassique) et en dravite (Ravenelle 2010). Selon Ravenelle (2013), les caractéristiques structurales placent la minéralisation pré- à syn-D₂ et selon Fontaine (2019), les contraintes géochronologiques indiquent que le minerai s'est formé, a été déformé et ensuite métamorphisé durant un épisode tectonométamorphique de longue durée (entre 2640 et 2600 Ma).

Non loin du gisement Éléonore (15 km), le gîte de Cheechoo (Fontaine, 2019; Turlin *et al.*, 2019; 2020) comporte une minéralisation aurifère encaissée à proximité et au sein de l'intrusion de Cheechoo, qui est de composition granodioritique à tonalitique. Dans l'intrusion, le style de minéralisation est formé d'un réseau de veines d'extension, de stockwerk et de veines en échelon de granulométrie fine à pegmatitique. L'or est distribué au sein de l'intrusion et plus localement en bordure où se trouve les plus hautes concentrations. L'altération dans les épontes des veines est associée principalement à la pyrrhotite, l'arsénopyrite et la pyrite.

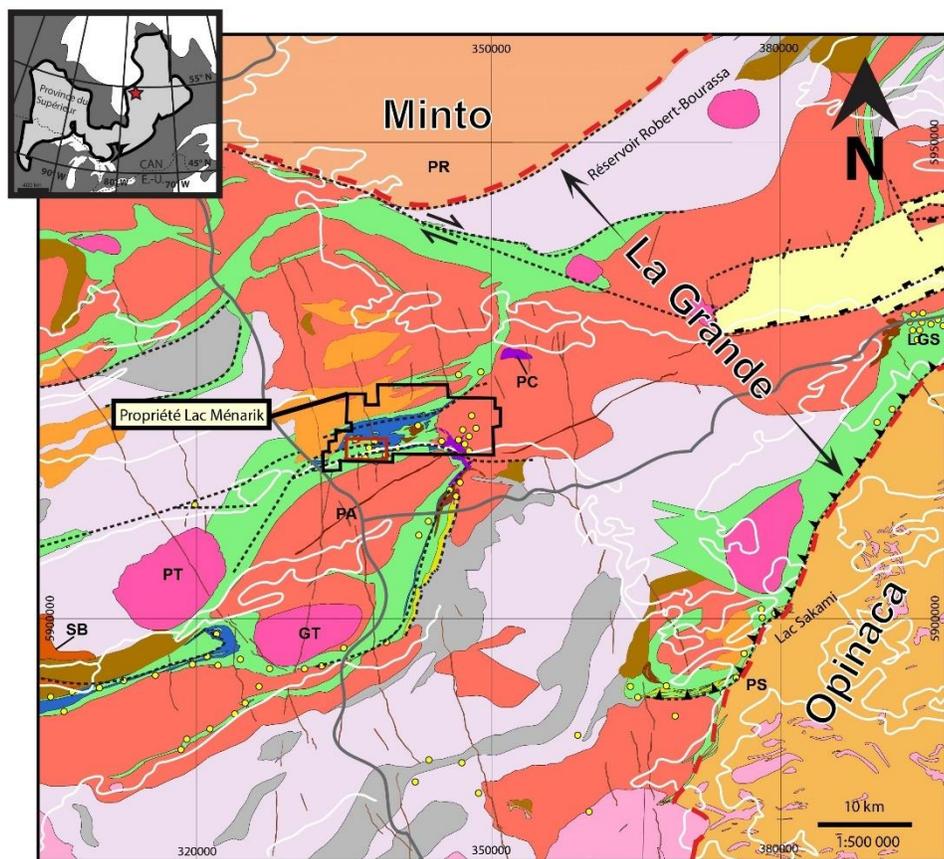
2.2 Géologie de la région d'étude

Les premiers travaux de cartographie à la Baie-James remontent à la fin du 19^e siècle par la Commission géologique du Canada (Low, 1902) où les travaux se concentraient le long des grandes rivières. Dans les années 1940 et 1950, la Commission géologique du Canada effectue des travaux de cartographie géologique à l'échelle du 1 : 500 000 (Shaw, 1942; Eade *et al.*, 1958; Eade, 1966). Ensuite, dans les années 1960 et 1970, le ministère des Richesses naturelles entreprend la cartographie de grands secteurs avant le remplissage des réservoirs hydroélectriques de la Baie-James (Mills, 1973; 1974; Sharma, 1977). Depuis, plusieurs compagnies entreprennent des travaux de prospection et d'exploration dans la région en lien avec différentes ressources comme les métaux usuels, les métaux précieux, l'uranium et le diamant. En 1994, le ministère des Ressources naturelles démarre un programme de cartographie dans la région de la Baie-James afin de mettre en valeur le potentiel minéral de la région et des levés géologiques au 1 : 50 000 sont planifiés (Chartrand *et al.*, 1995), entre autres pour le

feuille 33F06, là où se trouve la propriété Ménarik (Figure 2.1). Également, dans le cadre du programme Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec, une synthèse métallogénique pour l'ensemble du feuille SNRC 33F est effectuée (Gauthier *et al.*, 1996; 1997; Gauthier 2000).

La région d'étude se trouve dans le domaine nord de la Sous-province de La Grande (Figure 2.1), dans la partie occidentale de la ceinture de roches vertes de la rivière La Grande. Relativement peu de travaux et de relevés géologiques ont été effectués dans ce secteur. Goutier *et al.* (1998a) ont cartographié le feuille 33F06 (1 : 50 000), qui couvre la propriété Ménarik (Figure 2.1).

Figure 2.1 Géologie régionale simplifiée environnant la propriété Ménarik (Feuillet SNRC 33F, modifié du SIGEOM 2019). Cette partie de la ceinture est constituée des roches volcaniques appartenant au Groupe de Yasinski et différentes séries sédimentaires lui sont associées. Elle se distingue notamment par la présence d'un socle sialique représenté par la Complexe de Langelier. Plusieurs phases intrusives sont également présentes et constituent une forte proportion du territoire. Les roches de la Sous-province de Minto, dans ce secteur, font partie du Pluton de Radisson et, tout comme l'intrusion minéralisée au lac Menarik, ces roches sont de composition intermédiaire, porphyriques et d'âges similaires. Au sud-est, le contact entre la Sous-province de La Grande et d'Opinaca est NE-SW et il passe des roches volcaniques du Groupe de Yasinski aux roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche à l'est. On y retrouve une zone de faille avec cisaillement inverse, chevauchant les roches de la Sous-province de La Grande par-dessus les roches de la Sous-province d'Opinaca à l'est. Cette zone de cisaillement avec chevauchement se prolonge à l'intérieur du La Grande et, à cet endroit, on retrouve des arénites quartzitiques pyriteuses et uranifères de la Formation d'Apple. On retrouve un bassin sédimentaire datant du Paléoproterozoïque à mi-chemin entre les contacts des Sous-provinces de Minto et Opinaca avec le La Grande. Il s'agit d'arénites quartzitiques roses de la Formation de Sakami. Ce bassin est marqué par un système de failles cassantes formant des structures en graben. Une cinquantaine de kilomètres km au sud-ouest de ce bassin, toujours au contact des sous-provinces, on retrouve un autre bassin sédimentaire de type molasse appartenant à la Formation d'Ekomiak dont l'étude est pertinente à la minéralisation aurifère sur la propriété Ménarik. Les conglomérats de ce bassin sédimentaire se déposent sur les roches volcaniques du Groupe de Yasinski et sont contemporains à la mise en place des roches de la Suite intrusive de Duncan.



2.2.1 Stratigraphie régionale

La stratigraphie de la région (Figure 2.2), qui couvre le feuillet SNRC 33F (Figure 2.1), a été subdivisée en cinq événements archéens par Goutier *et al.* (1998a,b; 1999a,b; 2000; 2001a,b). Cette interprétation stratigraphique touche trois sous-provinces, celles de Minto, de La Grande et d'Opinaca, mais il est important de préciser que l'interprétation n'est pas valide pour la portion orientale de la CRVLG (SNRC 33G) étant donné qu'elle comporte un épisode volcanique antérieur correspondant au Groupe de Guyer (Goutier, 2002). Aussi, la Formation d'Apple n'est pas présente dans cette portion orientale de la CRVLG.

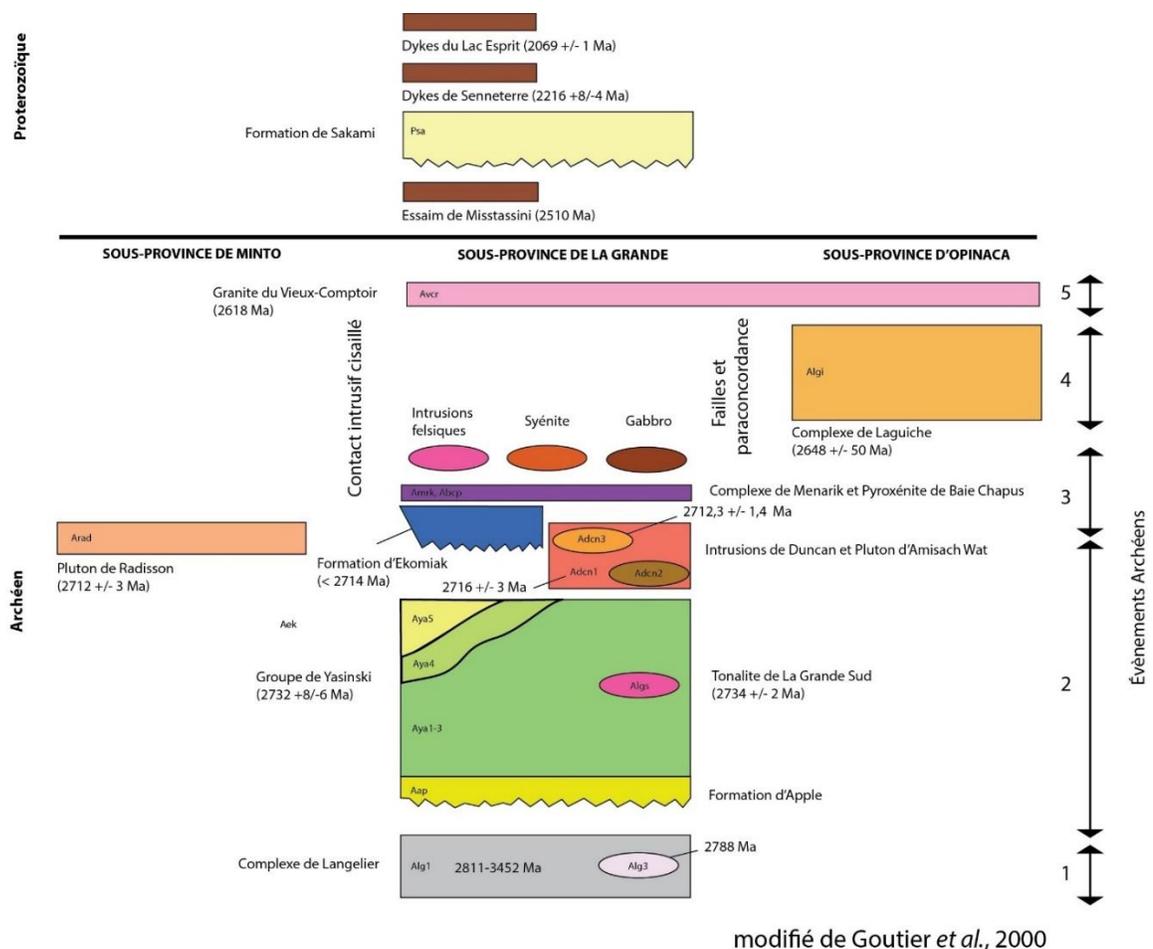


Figure 2.2 Stratigraphie de l'Archéen et du Protérozoïque pour le secteur environnant la propriété Lac Ménarik (feuillelet SNRC 33F) avec la représentation des différents événements archéens décrits par Goutier (2000). Alg1: gneiss tonalitique et granitique, Alg2: tonalite à hornblende et biotite, Adnc1: tonalite à hornblendes et biotite et granodiorite, Adnc2: roches intermédiaires, Adnc3: monzodiorite et monzonite, Algs: tonalite à biotite et chlorite, Aya1: formation de fer, Aya2: roches sédimentaires clastiques et formation de fer, Aya3: basalte et andésite basaltique, Aya4: andésite et tufs intermédiaires, Aya5: tufs dacitiques, rhyolite et dacite.

Le *premier évènement* est la mise en place du Complexe de Langelier, qui lui est ceinturé par les roches supracrustales exposées selon une série de structures en dômes et bassins. Les facies gneissiques du Complexe de Langelier sont constitués de tonalite foliée à rubanée à biotite et hornblende et de facies dioritiques à granitiques, avec la présence locale de migmatite. Ces roches ont donné des âges U-Pb sur zircon entre 3452 ± 16 Ma (Davis *et al.*, 2014;) et 2811 ± 2 (Mortensen et Ciesielski, 1987). Les facies moins déformés, constitués de tonalite à hornblende et biotite foliée à gneissique, ont donné des âges U-Pb sur zircon entre $2796,5 \pm 5,3$ et 2788 ± 4 Ma (Goutier *et al.*, 1999b; David, 2018). Le complexe de Langelier représente un socle sur lequel reposent les unités associées au deuxième évènement.

Le *deuxième évènement* coïncide avec l'ouverture d'un rift entraînant la formation de bassins locaux et la mise en place d'une séquence volcano-sédimentaire. À la base et reposant en discordance sur le Complexe de Langelier, on retrouve la Formation d'Apple (> 2750; Percival *et al.*, 2012). Elle serait un reliquat d'une plateforme arénitique, tel que celles dans les terrains du Nord-Ouest de l'Ontario et des Territoires du Nord-Ouest (Gauthier *et al.*, 1996; Paquette et Gauthier, 1997). De la base au sommet (secteur lac Menarik; Gauthier *et al.*, 1996) et avec une maturité croissante

vers le sommet, on retrouve un conglomérat à méga-blocs de gneiss tonalitique, un wacke arkosique, une arkose arénitique et enfin, une arenite contenant localement des niveaux lenticulaires de conglomérat à cailloux de quartz et à ciment pyriteux et uranifère (Paquette et Gauthier, 1996), dont la couleur vert-pomme est attribuée à la présence de fucshite. La partie sommitale représentée par les lentilles de conglomérat pyriteux uranifères a été comparée aux paléoplacers uranifères et aurifères du Witwatersrand en Afrique du Sud (Pretorius, 1981; Gauthier, 1996). L'épaisseur estimée de la Formation d'Apple est de 300 m avec des niveaux uranifères de six mètres en moyenne (Roscoe et Donaldson, 1988). On retrouve cette unité dans le secteur du lac Shabudowan, du lac Menarik et du lac Sakami. La Formation d'Apple est surmontée par les roches volcanosédimentaires du Groupe de Yasinski et la nature du contact reste à déterminer (Gauthier *et al.*, 1996; Goutier *et al.*, 1998b).

Le Groupe de Yasinski est principalement composé de basalte tholéiitique et d'andésite, avec une proportion mineure de tufs dacitiques et de rhyolite pour une épaisseur totale de moins de 3 kilomètres (Richer-Lafleche *et al.*, 2000). On y retrouve, à la base de la séquence, des unités de wacke et de conglomérat polygénique et la totalité de la séquence est intercalée d'horizons de formation de fer centimétriques (Gauthier *et al.*, 1996; Goutier *et al.*, 1998b). Les roches volcaniques felsiques ont été datées à 2732 Ma $\pm 8/-6$ (U-Pb sur zircon; Goutier *et al.*, 1998b).

Le sommet du Groupe de Yasinski est marqué par une discordance, sur laquelle reposent les roches sédimentaires clastiques de la Formation d'Ekomiak (<2714 Ma, Davis *et al.*, 2014). Les travaux de Goutier (2019) depuis la fin des années 1990 ont permis de mettre à jour cette unité originellement décrite par Skulski (1985). Il est convenu qu'il s'agit d'une unité associée à un environnement de déposition fluviale alluvionnaire dont la base est représentée par un wacke lithique, et de silstone et le sommet par un conglomérat polygénique qui comporte deux faciès distincts : 1) à la

base, un conglomérat polygénique composé principalement de cailloux et de galets mal triés, jointifs et anguleux, de roche volcanique mafique et intermédiaire, de tonalite, de gabbro, de formation de fer et localement de quartz et 2) un conglomérat polygénique plus abondant et caractéristique, qui se distingue du premier par la prédominance de galets et de blocs arrondis de tonalite peu déformée à foliée et, en moindre proportion, de clastes de roche volcanique, de roche plutonique mafique, -intermédiaire et -felsique, de quartz, et de formation de fer. Également intercalés dans ce dernier, on retrouve des lentilles de wacke montrant localement des granoclassesments et des laminations entrecroisées qui suggèrent un environnement fluvial ou alluvionnaire. L'épaisseur estimée pour la Formation d'Ekomiak varie de 100 à 200 m, mais son épaisseur apparente atteint jusqu'à 1 km. L'étendue de la Formation d'Ekomiak se présente sous forme de lentilles mégascopiques de façon discontinue et distribuée sur plus de 150 km selon un axe E-W, entre le secteur du lac Menarik (feuillelet SNRC 33F06) et le secteur du lac Guyer plus à l'est (feuillelet SNRC 33G11). La Formation d'Ekomiak est présente dans les feuillelets SNRC suivants : 33F05, 33F06, 33F09 à 33F11 et 33G06 à 33G12.

Au troisième événement, les roches volcaniques et sédimentaires ont été recoupées par des roches intrusives intermédiaires et felsiques associées à un épisode magmatique de 2716 Ma à 2709 Ma (Goutier et al., 1998b); il s'agit des Intrusions de Duncan et du Pluton d'Amisach Wat (2716 Ma; Goutier et al., 1998b). Durant ce même événement, le Pluton de Radisson se met en place (2712 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987) dans le sud la Sous-province de Minto se met en place.

On retrouve dans la région des intrusions ultramafiques mais elles ne sont pas datées. La plus notable, directement à l'est du lac Menarik, est le Complexe de Menarik. Elle est d'une superficie de 2 x 3 km² et d'une épaisseur d'environ 500 m. Il s'agit d'une intrusion ultramafique constituée principalement de dunite, de harzburgite et de chromitite. Le Complexe de Menarik est hôte de deux types de minéralisations, soit

une magmatique de Cr-ÉGP avec remobilisation en horizons de chromitites et une filonienne de Cu-Ni-ÉGP à proximité de linéaments topographiques (Houlé, 2000). On retrouve également, dans cette famille d'intrusions, la Pyroxénite de baie Chapus dont la superficie est comparable à celle du Complexe de Menarik. Il s'agit d'une série d'injections de pyroxénite avec du gabbro et un peu de péridotite qui sont injectées dans la première unité des Intrusions de Duncan. Elle présente un potentiel en vanadium de par la présence d'un horizon métrique de magnétite vanadifère (Goutier *et al.*, 1998a).

Le *quatrième évènement* correspond à la sédimentation de turbidites qui donne lieu à un grand bassin sédimentaire, qui constitue maintenant le Complexe de Laguiche et la Sous-Province d'Opinaca (<2690; Côté-Roberge, 2018; Cleven *et al.*, 2020). Ce bassin a subi un métamorphisme régional et il est maintenant subdivisé en 14 sous-unités (Alg1-14), dont la vaste majorité est à caractère migmatitique (SIGEOM : Complexe de Laguiche, 2021).

Le *cinquième évènement* majeur est associé aux intrusions postérieures aux roches du Complexe de Laguiche et celles-ci ne sont pas déformées. Parmi ces roches, on retrouve la Suite granitique du Vieux Comptoir (2683-2613 Ma; Goutier *et al.*, 1999b; 2000 Bogatu et Huot, 2016; David, 2018)).

Suite à ces évènements archéens, ont été déposées les arénites et conglomérats roses de la Formation de Sakami, le long de failles normales (Gauthier *et al.*, 1997). Ces roches sont recoupées par des essaims de dykes de gabbro non déformé. Les relations de recoupement entre la Formation de Sakami et les dykes permettent de contraindre l'âge de la Formation de Sakami entre 2510 et 2216 Ma (Goutier *et al.*, 2000)g#

2.2.2 Déformation et métamorphisme

Quatre événements tectoniques archéens dans la région de La Grande sont mis de l'avant (Goutier *et al.*, 2003). Une déformation ancienne, pré-kénoréenne, est enregistrée dans les enclaves de gneiss présentes dans les tonalites foliées du Complexe de Langelier. Ensuite, deux déformations régionales sont associées à l'orogénie kénoréenne, la première impliquant un transport vers le SE et le S (entre 2730 et 2716 Ma), et une deuxième responsable pour la formation de dômes et bassins résultant d'une compression NNW (Goutier *et al.*, 2003). Finalement, il y a une continuité de la déformation associée aux grandes failles de décrochement dextre WNW postérieures aux intrusions post-tectoniques.

Goutier *et al.* (2003) présentent une synthèse du métamorphisme régional entre les secteurs du lac Menarik et celui du lac Sakami. Les épisodes de métamorphisme sont en partie contemporains des épisodes de déformation associés aux événements tectoniques archéens, à l'exception de la dernière phase de déformation et la dernière phase de métamorphisme qui ne sont pas contemporains. Ainsi, un premier épisode de métamorphisme pré-kénoréen au faciès des amphibolites est restreint aux tonalites foliées du Complexe de Langelier. Ensuite, le métamorphisme associé aux épisodes de déformation kénoréenne varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites, et serait distribué en deux principales phases entre 2730 et 2716 Ma, et entre 2700 et 2674 Ma. Finalement, un épisode de métamorphisme statique tardif est localement développé vers ~2605 Ma.

En se basant sur l'imagerie aéromagnétique de haute résolution Cleven *et al.* (2020) proposent que la déformation ductile a principalement eu lieu durant un épisode de déformation prolongée. Cet épisode aurait une origine antérieure et postérieure à la formation du bassin métasédimentaire de la Sous-province de l'Opinaca (2680 à 2600 Ma). La fabrique de déformation à l'échelle de la Sous-province de La Grande serait

compatible avec un épisode prolongé de compression E-W à nature transpressive dextre combiné avec un raccourcissement N-S, et à une composante extensive progressant d'est en ouest.

2.2.3 Gîtes aurifères

Dans la région d'étude (Figure 2.1), les indices d'or se trouvent en association avec les ceintures de roches vertes, dans trois secteurs principaux, i.e. 1) le secteur de la tonalite de La-Grande-Sud au nord-est, 2) celui du lac Sakami au sud-est, et 3) en périphérie du Pluton d'Amisach Wat et dans le secteur du lac Menarik.

La plupart des indices minéralisés dans les secteurs du lac Sakami et de la tonalite de La-Grande-Sud sont situés à moins de 3 km du contact entre le Groupe de Yasinski et le Complexe de Laguiche. Ces indices sont principalement représentés par des veines de quartz aurifères développées dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Plusieurs veines minéralisées sont également présentes dans le Complexe de Langelier.

La principale zone minéralisée associée à la tonalite de La-Grande-Sud est située dans l'intrusion, à son contact sud avec les roches volcaniques du Groupe de Yasinski et correspond au gîte Zone 32. Ce gîte est situé à 60 km ENE du lac Menarik et contient des ressources évaluées à 4,2 Mt à 2100 ppb Au et 0,2% Cu (Mercier-Langevin *et al.*, 2012). La minéralisation est localisée dans une lentille cisailée hectométrique d'orientation E-W dans la tonalite. La minéralisation est associée à des sulfures disséminés (Py-Cp-Sp), des stockwerk à carbonates et sulfures (Py-Cp-As), des veinules à quartz, tourmaline et sulfures (Py-Cp-Sp) et des brèches à sulfures (Au-Cu +/-Ag). Les principales altérations sont de type potassique, propylitique et de carbonate (Mercier-Langevin *et al.*, 2012). Deux épisodes de déformations (D₁ et D₂) affectent l'intrusion de tonalite et sa mise en place est syn-volcanique (Mercier-Langevin *et al.*, 2000). L'interprétation retenue est, en premier lieu, l'influence d'un système aurifère

et cuprifère de type porphyre sur lequel s'est ensuite superposé un système hydrothermal de type orogénique associé aux déformations D₁ et D₂ (Mercier-Langevin *et al.*, 2012).

Une autre zone minéralisée notable dans la région est le projet aurifère Sakami situé à 50 km ESE du lac Menarik (Figure 2.2). On y retrouve plusieurs indices aurifère chevauchant le contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. L'interprétation de l'imagerie aéromagnétique de haute résolution montre un alignement évident entre : les indices aurifères, le contact entre les deux sous-provinces et les structures sub-parallèles qui longent ce même contact (Champigny et Nieminen, 2021). L'indice le plus notable est celui de La Pointe et on y retrouve deux zones principales : la Zone 25 et la Zone 26. La Zone 25 est un niveau stratoïde encaissé dans des paragneiss du Complexe de Laguiche et comprend de l'or disséminé associé avec de l'arsénopyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite. La minéralisation est accompagnée de zones d'altérations recristallisées formées de quartz, de phlogopite, de dravite ± titanite, de microcline et de muscovite, ainsi que des veines calco-silicatés. Quant à la Zones 26, elle est contenue dans un niveau de formation de fer du Groupe de Yasinski et elle est caractérisée par un remplacement par des sulfures comprenant de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite, de la lölingite et de la chalcopryrite. Le remplacement est accompagné par des zones à amphibole calcique-biotite-grenat-tourmaline±chlorite. Le gîte La Pointe est interprété comme étant un gîte d'or orogénique de type disséminé, d'origine pré-métamorphique, ayant été subséquemment affecté par un métamorphisme régional au faciès des amphibolites et un métamorphisme rétrograde postérieur (Fleury, 2019).

Finalement, on retrouve une série d'indices aurifères en périphérie du pluton d'Amisach Wat dont les particularités sont illustrées par les indices à proximité du lac

Menarik. Le contexte de minéralisation de ce secteur est abordé au Chapitre 5 qui porte sur la minéralisation aurifère dans le secteur du lac Menarik.

2.3 Conclusion

La revue bibliographique du secteur a permis de mettre en contexte les roches dans le secteur du lac Menarik. Ces informations vont servir afin d'intégrer les données recueillies sur le terrain et d'y approfondir les connaissances géologiques et structurales (Chapitre 3), géochimiques (Chapitre 4) et métallogéniques (Chapitre 5) entourant les minéralisations aurifères principales de la propriété Lac Ménarik.

CHAPITRE III

GÉOLOGIE DE LA PROPRIÉTÉ MÉNARIK

3.1 Introduction

Les travaux de terrain à l'été 2017 ont permis de documenter la géologie dans le secteur du lac Menarik. Ce chapitre présente la stratigraphie détaillée des roches supracrustales et les roches intrusives qui encaissent une partie des veines aurifères. À l'échelle de la propriété, les unités dominantes correspondent aux roches volcaniques du Groupe de Yasinski et aux roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak (Figure 3.1). Plusieurs intrusions porphyriques sont également présentes et appartiennent à la suite des Intrusions de Duncan. À la fin du chapitre, les caractéristiques structurales et métamorphiques sont également présentées. Ces données permettent de préciser l'évolution structurale du secteur d'étude.

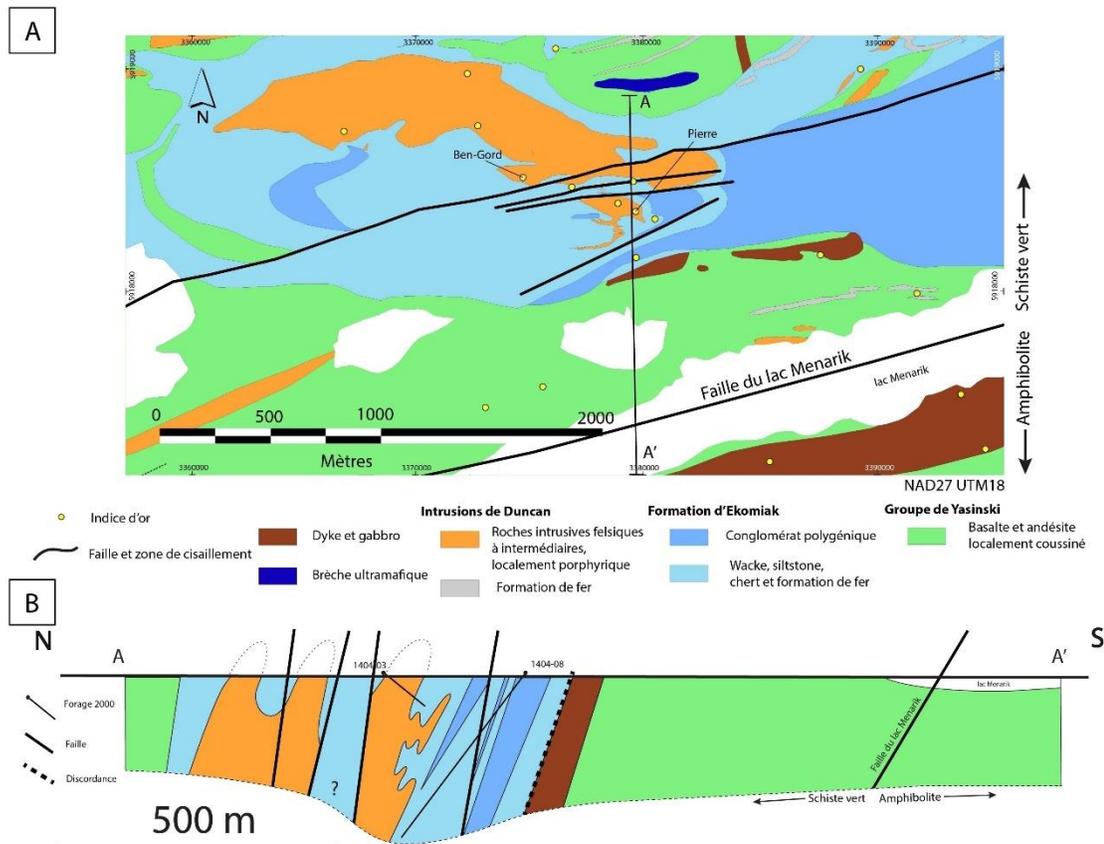


Figure 3.1 Géologie du secteur d'étude. **A)** Carte géologique de la partie sud-ouest de la propriété Ménérik montrant la position des différents indices d'or (en date de décembre 2019) et du gîte aurifère Pierre. *Carte géologique adaptée de Goutier et al. (1999b) et Harfang Exploration (2019)*, **B)** coupe géologique au niveau de l'indice Pierre (sans exagération verticale).

3.2 Roches supracrustales

3.2.1 Le Groupe de Yasinski

Sur la propriété Ménarik, les roches volcaniques du Groupe de Yasinski affleurent principalement sur la rive nord du lac Menarik et au nord du gîte Pierre sous la forme de deux horizons principaux avec de part et d'autre les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak. Les relations stratigraphiques entre les roches volcaniques situées au nord et les roches sédimentaires environnantes sont mal définies. Les roches volcaniques pourraient affleurer à la faveur de charnières anticlinales ou représenter des intercalations dans la séquence sédimentaire de la Formation d'Ekomiak; ceci n'a pas été déterminé.

Dans le cadre de l'étude, deux unités de roches volcaniques ont été rencontrés à proximité du gîte Pierre. La première est directement sur la rive nord du lac Menarik. Il s'agit d'une andésite porphyrique, gris-vert foncé en cassure fraîche, à matrice aphanitique, fortement chloritisée et hématitisée (Figure 3.2A). Elle contient de la calcite. La roche comprend de 5 à 10% de phénocristaux de feldspaths variant du millimètre au centimètre. La roche est bien foliée et présente un clivage de fracture localement. Des lentilles kilométriques de gabbro grenu à grain et d'orientation E-W sont en contact avec cette unité.

La deuxième unité est constituée de coulées de basalte massif et coussiné. La structure coussinée a été rencontrée 500 m au nord du gîte Pierre (Figure 3.2B). La roche est aphanitique, massive à foliée et parfois bréchique. Elle est fortement chloritisée et présente de l'altération en épидote pervasive et des veinules d'épidote de même que des traces d'hématitisation. Elle contient de la calcite et parfois de la magnétite. Les polarités et les contacts de ce faciès n'ont pas été déterminés.

Les observations texturales et stratigraphiques permettent d'associer ces deux unités à deux sous-unités de la troisième unité du Groupe de Yasinski (Aya3), qui elle correspond à des roches basaltiques à andésitique à affinité tholéiitique (Goutier *et al.*, 1998b; Moorhead *et al.*, 2000; Richer-LaFlèche *et al.*, 2000). Ces roches ont été datées à partir d'une dacite à proximité qui a donné un âge de 2732 \pm 8/-6 Ma (Goutier *et al.*, 1998b).

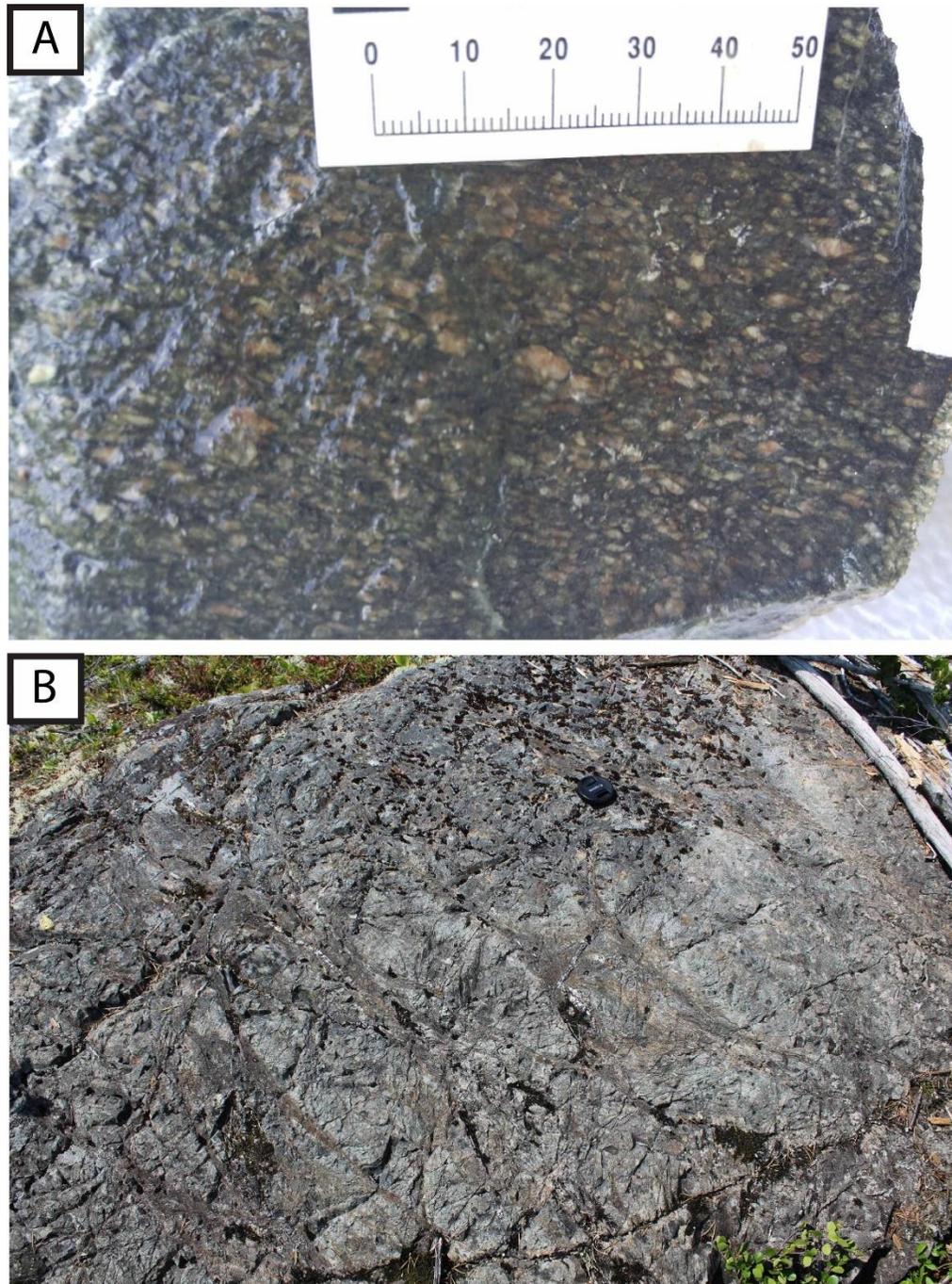


Figure 3.2 Roches du Groupe de Yasinski. **A)** Texture porphyrique d'une andésite sur la rive nord du lac Menarik. **B)** Basalte en coussins 500 m au nord du gîte Pierre.

3.2.2 La Formation d'Ekomiak

Les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak présentent, de la base au sommet, un conglomérat polygénique, un wacke et un siltstone. Les unités de wacke et de mudstone alternent avec des niveaux de chert et de formation de fer. Le contact inférieur avec les gabbros et les roches volcaniques du Groupe de Yasinski correspond à une discordance. La discordance est observée avec le wacke pour le contact au sud du gîte Pierre, mais le contact à quelques centaines de mètres à l'est, sur la rive nord du lac Menarik, est plutôt avec les conglomérats. Ces observations soulève donc un questionnement quant à relation stratigraphique entre la Formation d'Ekomiak et le Groupe de Yasinski. Le contact supérieur de la Formation d'Ekomiak n'a pas été observé.

Le conglomérat représente une unité importante sur la propriété et une attention particulière lui est portée puisqu'il renferme des informations pertinentes pour comprendre la stratigraphie et la minéralisation aurifère du secteur d'étude. Cette unité est particulièrement bien exposée dans une région incendiée sur la rive nord du lac Menarik, ainsi que sur plusieurs affleurements situés au SE du gîte Pierre.

Conglomérat polygénique

L'unité de conglomérat polygénique principale est constituée de cailloux et galets sub-arrondis (25 à 75%) jointifs allant de quelques millimètres à plus de 50 centimètres dans une matrice gréseuse chloritisée et séricitisée. La patine est de couleur vert moyen à rosé. Les fragments sont en majorité granitiques à tonalitiques, avec, en moindre

proportion, des fragments de roche intrusive mafique et intermédiaire, de roche volcanique mafique et felsique, de wacke, de chert et de formation de fer (Figure 3.3A). Le conglomérat contient également des clastes de roche intrusive porphyrique (Figure 3.3B). Les clastes de granitoïde montrent généralement un aplatissement faible à modéré, alors que les fragments moins compétents, incluant notamment les fragments de grès et de roches volcaniques, sont aplatis et localement étirés. Le conglomérat contient des bancs décimétriques de grès grossier et massif. Ces bancs sont composés de grains de quartz et de feldspath à bordures recristallisées avec de la chlorite interstitielle. Les bancs de grès montrent localement des laminations entrecroisées et parallèles, ainsi que des surfaces d'érosion (Figure 3.3C) et des granoclassements (Figure 3.3D) indiquant localement le sommet stratigraphique. Dans le secteur sur la rive nord du lac Menarik, les figures sédimentaires dans le conglomérat indiquent une polarité vers le nord.

De plus, l'unité conglomératique montre des variations dans la composition des clastes et de la matrice. Au niveau du gîte Pierre, le conglomérat contient un niveau dépourvu de fragments granitiques. Les clastes y sont plus petits, sub-anguleux, et de composition mafique. La déformation y est plus marquée et l'altération en chlorite, séricite et carbonates est également plus forte. Le contact entre ce niveau et le conglomérat à clastes de granitoïdes est relativement net lorsqu'il a été observé à l'est du gîte Pierre. Il se pourrait que ce faciès du conglomérat à petits clastes soit celui rencontré en forages au contact nord avec la roche intrusive au gîte Pierre.

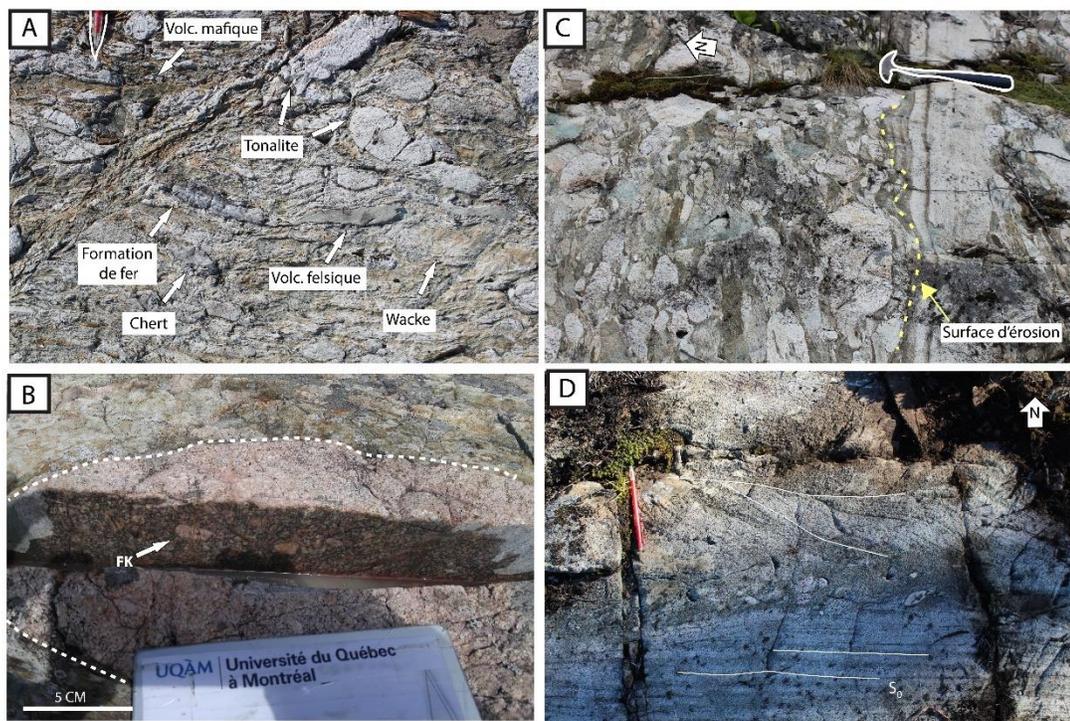


Figure 3.3 Conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak au nord du lac Menarik. **A)** Variété de clastes dans le conglomérat : tonalite, volcanite mafique et felsique, wacke, chert et formation de fer. **B)** Claste d'intrusion porphyrique dans le conglomérat. **C)** Banc de grès dans le conglomérat avec surface érosionnelle. **D)** Laminations parallèles et entrecroisées dans une lentille de grès. FK : feldspath potassique

Wacke

Le wacke est de couleur vert-brun moyen à pâle en patine. Il est localement rosé en raison d'une faible hématitisation et il est vert moyen foncé en cassure fraîche. Il varie de grain fin à grain très fin et il est massif à folié. Des structures sédimentaires sont présentes et indiquent localement le sommet stratigraphique. De ces structures indiquent localement le sommet stratigraphique, notamment des lits sédimentaires tronqués et entrecroisés (Figure 3.4A). Le wacke présente aussi localement un clivage de réfraction. À certains endroits, des bandes de chert plissées à angle fort avec la schistosité principale indiquent un environnement marin profond (Figure 3.4B). La roche est la plupart du temps faiblement magnétique et réagit faiblement au HCl. Elle est composée de 40 à 50% de feldspaths matriciels arrondis et modérément séricitisés, 20 à 25% d'actinote disséminée, subautomorphe, localement fibreuse et plissotée, et 10% de quartz microgrenu et disséminé dans la matrice. L'épidote est omniprésente et elle est associée à la pyrite, la magnétite et des carbonates, et forme un réseau de filonnets discontinu pouvant constituer jusqu'à 25% du mode. On retrouve de 5 à 10% de chlorite qui semble être en remplacement de grains d'amphibole et montre parfois un alignement préférentiel.

Siltstone

Le siltstone est semblable au wacke, mais de granulométrie plus fine et sa teinte plus foncée en cassure fraîche. Également, contrairement au wacke plus massif, il est parfois fissile et peut se débiter selon un clivage ardoisier. Sa relation avec le wacke n'est pas toujours claire et les deux semblent alterner de temps à autre, mais le wacke est clairement plus abondant à l'échelle de la propriété. Les figures sédimentaires n'y ont pas été observées si ce n'est que par une présence occasionnelle de formation de fer et

de laminations. Au niveau de la minéralogie, cette roche est semblable au wacke avec des proportions semblables de feldspaths et de quartz montrant sensiblement les mêmes textures. Les minéraux ont une orientation préférentielle en général. La présence d'épidote est également observée en grande quantité, quoiqu'un peu moindre que dans le wacke. La chlorite n'est pas présente dans tous les échantillons, mais lorsque présente, elle est prismatique avec une orientation préférentielle. La pyrite est parfois présente en minces lamines millimétriques ou disséminée, parfois altérée en limonite. Elle est associée à la chalcopyrite et la pyrrhotite.

Des formations de fer noires, cherteuses et magnétiques, formant des lits d'échelle décimétrique en forme de plis parasites, sont fréquemment intercalées dans le wacke et le siltstone à l'échelle de la propriété (Figure 3.4C). Les travaux antérieurs assignent une unité de formation de fer à part entière dans la portion nord-est de la zone d'étude, mais, en ce qui concerne les travaux de la présente étude, il a seulement été question de niveaux de formation de fer parmi le wacke et le siltstone. De plus, il est intéressant de noter que ces roches semblent passer progressivement à une unité cherteuse, plus spécifiquement dans la portion des sédiments situés au nord du gîte Pierre.

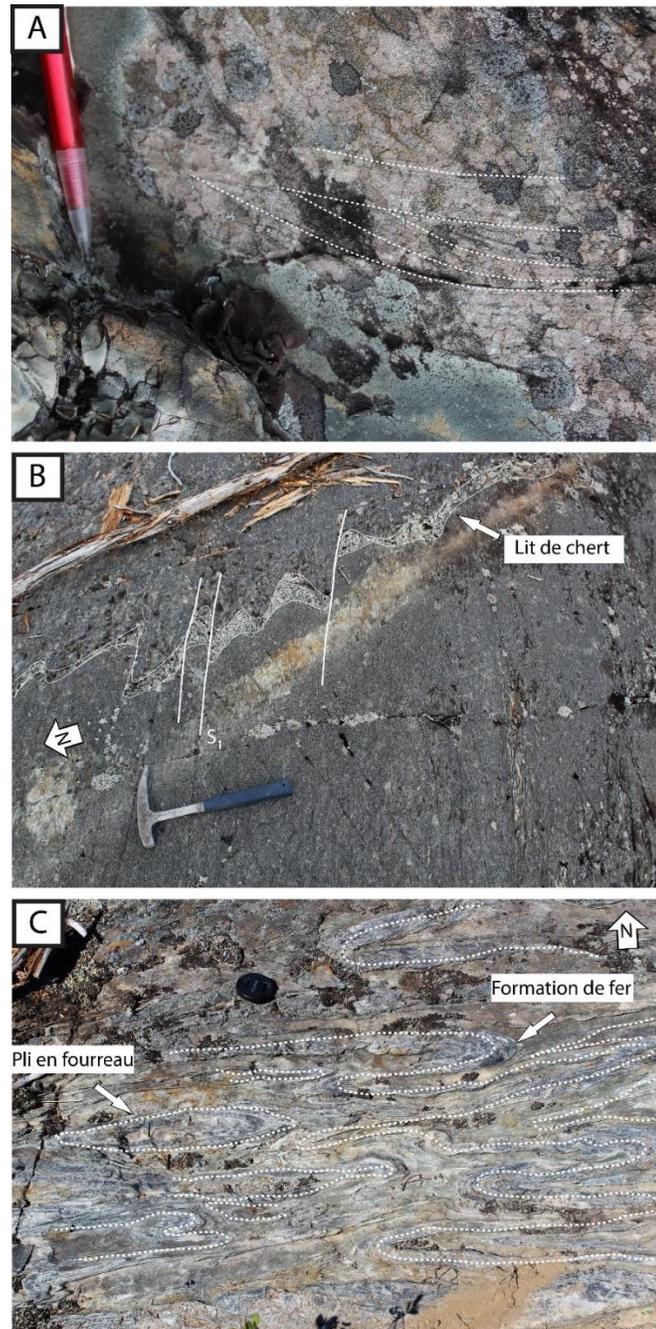


Figure 3.4 Wackes et siltstone de la Formation d'Ekomiak à la propriété Lac Ménarik. **A)** Lits sédimentaires ondulants tronqués. **B)** Bande cherteuse à angle fort avec la schistosité principale dans le wacke. **C)** Plis parasites de formation de fer en alternance avec le wacke, à proximité du gîte Pierre.

3.2.3 Roches intrusives archéennes

Les roches intrusives intermédiaires à felsiques de la propriété Lac Ménarik ont initialement été décrites dans les rapports de Goutier *et al.* (1998a, 1998b). Ces intrusions sont essentiellement composées de monzodiorite quartzifère contenant localement des faciès aplitiques. Elles sont assignées aux Intrusions de Duncan. Les intrusions mafiques protérozoïques recoupent les roches archéennes. Elles ne sont pas déformées et elles ont été décrites par Goutier *et al.* (1998a,b) et Buchan *et al.* (2007), mais n'ont pas été étudiées durant ce projet.

Monzodiorite quartzifère porphyrique

L'unité de monzodiorite quartzifère porphyrique est caractéristique des roches intrusives intermédiaires rencontrées au nord du lac Menarik où se trouve une multitude d'indices aurifères, dont le gîte Pierre qui est d'intérêt particulier à l'étude. Sa patine est beige rosé moyen et elle est reconnaissable par une forte proportion de phénocristaux de feldspaths potassiques centimétriques (15 à 40 %). Ces phénocristaux varient de 5 à 25 mm et baignent dans une matrice phanéritique à grain fin à moyen composée de plagioclase accompagné de quartz. Les phénocristaux sont visibles dans les faciès non-altérés (Figure 3.5A et B) et altérés (Figure 3.5C et D) de la roche.

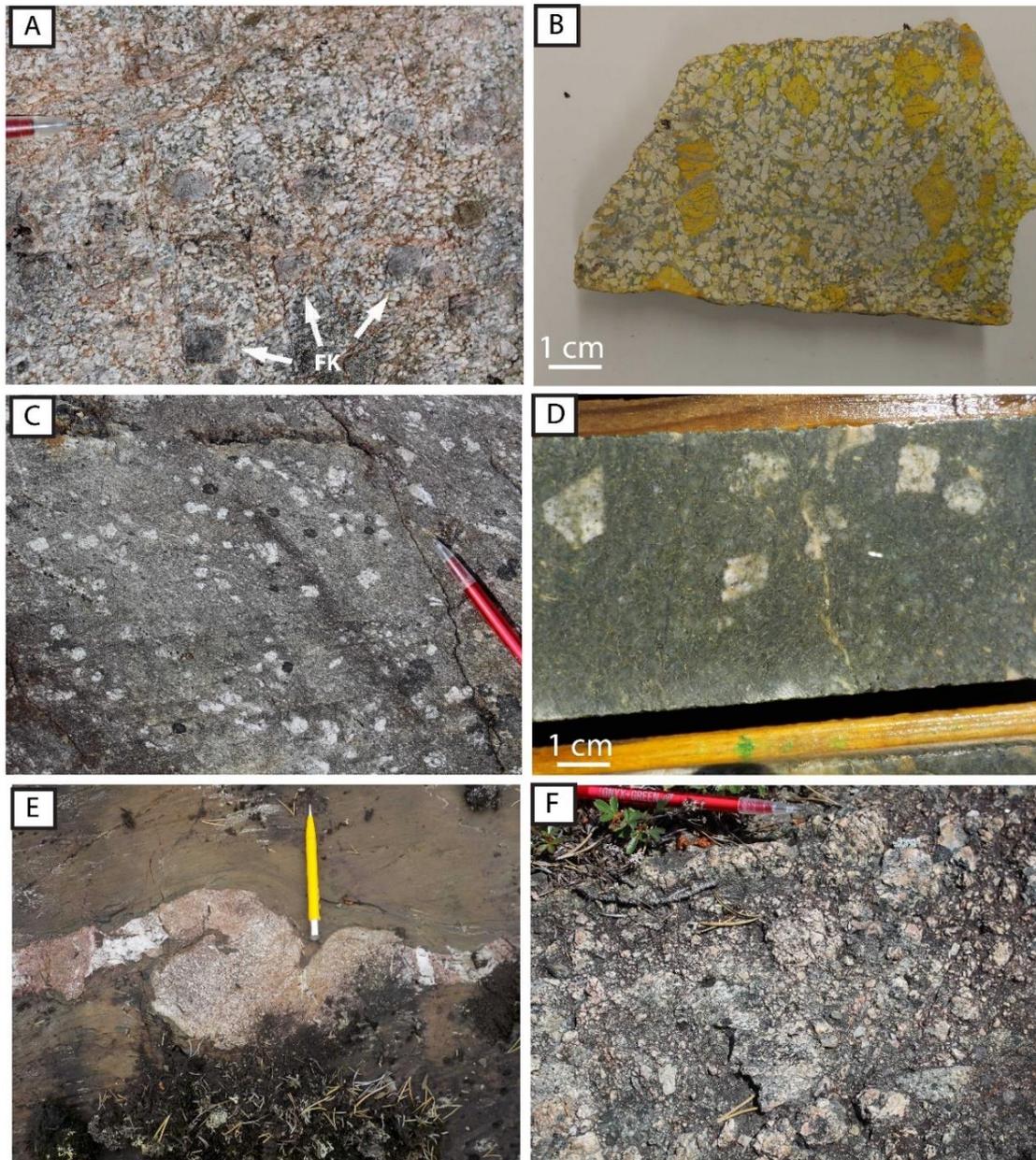


Figure 3.5 Monzodiorite quartzifère porphyrique de la propriété Lac Ménarik. **A)** Surface altérée du faciès moins altéré avec phénocristaux de feldspaths potassiques. **B)** Coloration du faciès frais au cobaltinitrite de sodium qui met les phénocristaux de feldspath potassique en évidence (en jaune). **C)** et **D)** Un faciès altéré de la monzodiorite avec phénocristaux de feldspath potassique blanc en surface altérée (**C**) et en cassure fraîche (**D**). **E)** Dyke de monzodiorite plissé parmi le wacke de la Formation d'Ekomiak. **F)** Un faciès cataclasé de la monzodiorite.

En cassure fraîche, la chlorite matricielle lui donne une couleur vert-gris moyen-foncé, mais les colorations au cobaltinitrite de sodium et les observations au microscope permettent bien de voir que le quartz matriciel y est en majorité (> 15%) par rapport à la chlorite (<5%). Les phénocristaux de feldspath potassique, souvent fracturés, sont constitués d'orthose perthitique et parfois ils contiennent des inclusions de quartz, de carbonate, de chlorite et de rutile. Les grains de plagioclase matriciel (~50% de la roche) sont moyennement séricitisés et ils sont accompagnés de quelques feldspaths potassiques en matrice également. Le quartz est finement grenu dans les plans de fracture et montre une extinction roulante lorsque les grains sont plus grossiers. Quelques grains de titanite qui ont été partiellement altérés en rutile. Pour ce qui est des minéraux mafiques, ils ont été remplacés par de la chlorite et de la biotite. La biotite n'a été observée que sur l'échantillon estimé comme étant le moins altéré (< 3%). La magnétite est partiellement remplacée en hématite et les carbonates (< 5%) sont à la fois disséminés et en petites veinules dans des plans de fracture.

Au nord du lac Menarik, la monzodiorite quartzifère porphyrique forme deux intrusions en forme de stock. Ces deux intrusions recoupent le wacke et le siltstone de la Formation d'Ekomiak, et elles sont affectées par la déformation régionale. La première intrusion, la plus étendue et de forme allongée selon un axe E-W, s'étend sur un peu plus de 2 km de longueur par 300 m d'épaisseur (Figure 3.1). La seconde est plus petite (~200 m²) et elle est hôte des veines aurifères du gîte Pierre. Des dykes porphyriques déformés recoupant le wacke de la Formation d'Ekomiak ont été observés (Figure 3.5E). Cette intrusion est localement bréchique (Figure 3.5F) et comporte plusieurs apophyses de même composition. Au gîte Pierre, des xénolithes de roche sédimentaire sont présents près des contacts avec les roches encaissantes. Ces xénolithes sont métriques et constituées de conglomérat polygénique, mais, bien que leur aspect est semblable au faciès de conglomérat à clastes volcaniques décrit à la Section 3.2.2, leur association avec la Formation d'Ekomiak reste à déterminer. Outre

certaines zones d'hématitisation, aucune auréole de contact ou évidence de métasomatisme significatif n'ont été documentées dans les roches sédimentaires recoupées par ces deux intrusions. Tel que mentionné plus haut dans la description du conglomérat polygénique, ce dernier contient des fragments arrondis de monzodiorite quartzifère porphyrique de même composition et texture que les deux intrusions cartographiées.

Aplite

Des filons rosés massifs à grain très fin et de puissance décimétrique à métrique recourent la monzodiorite quartzifère, de même que le wacke et le siltstone de la Formation d'Ekomiak. Ces filons constituent une unité d'aplite, non différenciée sur la carte de la propriété, mais qui est interprétée comme étant une phase tardive de la monzodiorite quartzifère. L'aplite est localement bréchifiée et a subi la même déformation que les roches encaissantes. Elle est composée de quartz (~40%), de cristaux de feldspath indifférenciés (~60%), et les carbonates (3%) y sont disséminés et en veinules. La pyrite est présente en traces et son habitus est automorphe à sub-automorphe et elle est souvent fracturée.

Brèche ultramafique

Une unité intrusive non-déformée qui est encaissée dans les basaltes du Groupe de Yasinski a été rencontrée à une centaine de mètres au nord du Pierre. Il s'agit d'une brèche ultramafique en majorité presque dépourvue de matrice (< 5%). La matrice est ultramafique et contient du talc. Elle est constituée de clastes de schiste, de granitoïde,

de chert, de quartz et de pyroxénite. Les clastes de schiste sont en majorité (> 50%) et varient de quelques centimètres à plus d'un mètre localement. Tous les clastes sont anguleux à l'exception de quelques clastes granitiques qui sont arrondis. D'ailleurs, là où il y a présence des clastes granitiques, la matrice est plus abondante (> 50%). Les contacts avec les roches volcaniques du Groupe de Yasinski n'ont pas été observés. Étant donné que cette unité n'est pas déformée, on présume qu'elle est postérieure à la déformation régionale et donc postérieure aux autres roches intrusives du secteur et possiblement protérozoïque.

Âge et interprétation

Une seule datation isotopique est disponible pour les roches intrusives du secteur d'étude. Un échantillon prélevé sur le site du gîte Pierre a donné un âge U-Pb sur zircon (TIMS) de 2712,4 +/- 1,4 Ma (Davis *et al.*, 2005). Cet échantillon daté, ainsi que la monzodiorite quartzifère porphyrique correspond à la phase III (Adnc3) de la suite des Intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 1998a; Goutier *et al.*, 1999a). L'âge de ~2712 Ma correspond également à l'âge du pluton de Radisson (2712 +/- 3,2 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987), situé plus au nord à la limite sud de la Sous-province de Minto. Les autres unités des Intrusions de Duncan sont constituées d'une tonalite à hornblende (Adnc1; 2716 +/-3 Ma (Goutier *et al.*, 1998a)), d'une diorite à hornblende (Adnc2) et d'une intrusion porphyrique felsique (Adnc4; 2709 +/-4 Ma (Goutier *et al.*, 1999a)). L'âge de l'intrusion sur le gîte Pierre est également identique à l'âge maximum de sédimentation déterminé pour le conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak (\leq 2714 Ma; Davis, 2014). Ce conglomérat contient des fragments de monzodiorite porphyrique de texture et composition typiques des faciès de granitoïde porphyrique

de l'unité Adnc3 de la suite des Intrusions de Duncan, en particulier des intrusions de monzodiorite quartzifère porphyrique de la propriété Ménarik. L'intrusion du gîte Pierre contient également des xénolites de conglomérat à fragments de roche volcanique mafique semblable à celui qui affleure localement au sein de l'unité de conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak. L'ensemble de ces observations suggère que le magmatisme intermédiaire de l'unité Adnc3 est contemporain de la sédimentation conglomératique de la Formation d'Ekomiak.

3.3 Géologie structurale

Cette section présente les principales fabriques tectoniques associées à ces deux phases de déformation, incluant les structures planaires et linéaires, les plis, failles et zones de cisaillement. Deux principales phases de déformation, D_1 et D_2 , ont été documentées dans le secteur d'étude. L'unité qui a le mieux enregistré la déformation est la Formation d'Ekomiak. Bien que les roches intrusives soient également déformées, la déformation n'y est pas pénétrative et elle se présente plutôt sous la forme d'un réseau de fracture ou de zones de cisaillement. Pour ce qui est des références aux différents épisodes de déformation, les termes D_1 et S_1 sont utilisés pour désigner l'épisode de déformation et de schistosité principale étant donné qu'aucune schistosité antérieure n'a pu être observée dans le secteur du lac Menarik. Les travaux de Mercier-Langevin (2000) et Mercier-Langevin *et al.*, (2012), sur la Tonalite de La-Grande-Sud, mettent en évidence la présence d'une déformation antérieure. Sur son terrain d'étude, cette déformation antérieure est bien développée dans les roches volcaniques et intrusives et est affectée par une deuxième déformation qui pourrait correspondre à celle de la schistosité principale D_1 de la présente étude.

La cartographie proximale dans les environs du gîte Pierre (Figure 3.6) a permis de faire ressortir les différents éléments structuraux discutés dans la présente section. Les différentes familles de veines associées aux fabriques sont abordées au Chapitre 5, qui porte sur la minéralisation.

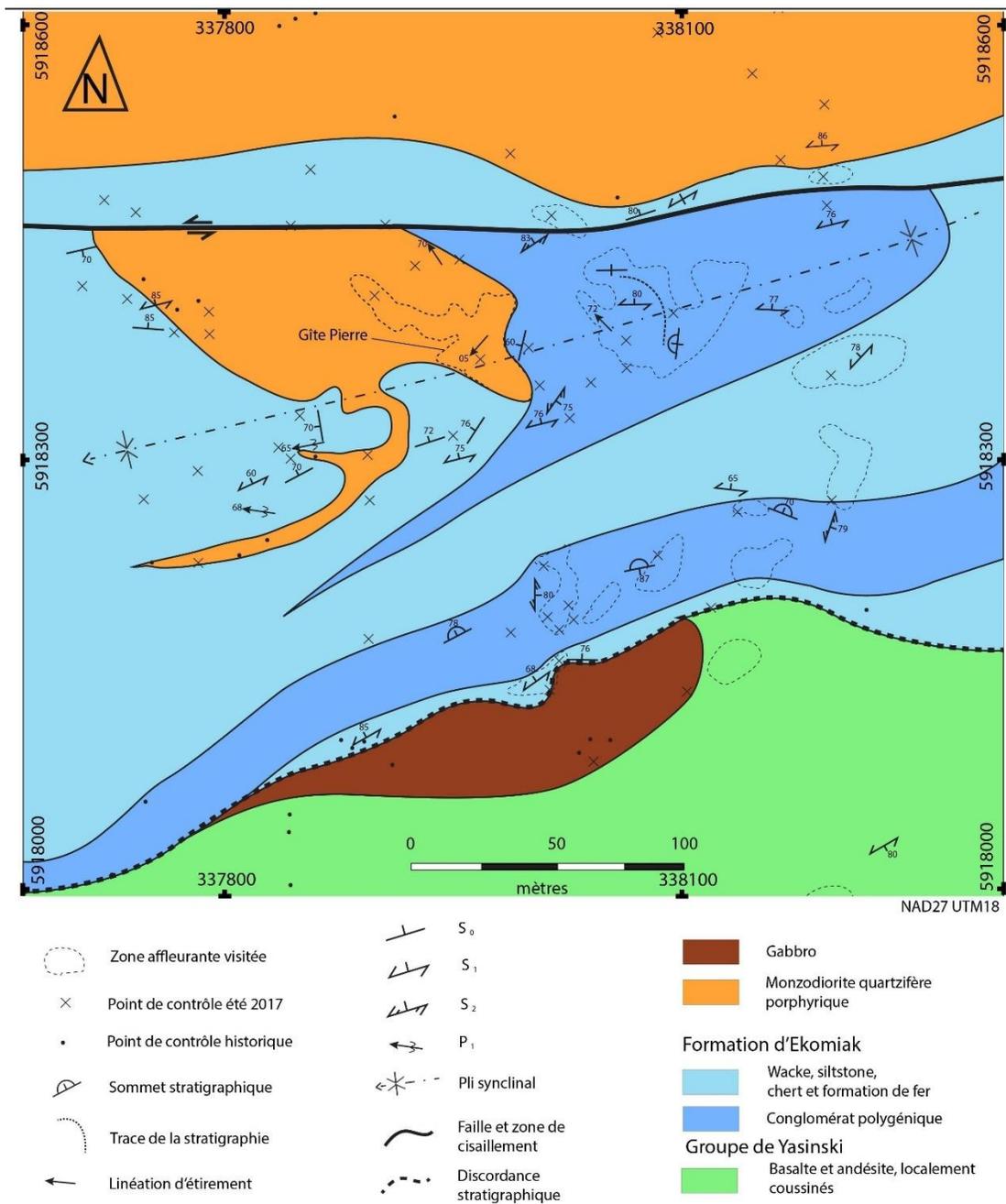


Figure 3.6 Carte géologique avec les différents éléments structuraux dans le secteur entourant le gîte Pierre (UTM18 337954 5918375).

3.3.1 Structures planaires

Stratification

Dans les roches sédimentaires, les structures primaires sont relativement bien préservées. Dans le conglomérat, la stratification est marquée par des d'intercalations de wacke massif à laminé (10-25 cm), ainsi que par des variations granulométriques au sein du conglomérat. Dans le wacke, la stratification est moins bien développée, mais elle est tout de même fréquemment mesurée. La stratification est affectée par les déformations associées à la schistosité principale (S_1) et, de manière plus modérée, à un clivage de crénulation (S_2). Généralement, la stratification est sub-parallèle ou légèrement oblique par rapport à S_1 (Figure 3.7A). Son attitude est variable, mais les pôles de la stratification définissent une forte concentration de points sur un stereonet qui suggèrent un pendage généralement fort ($> 70^\circ$) vers le NNW et le S (Figure 3.10A). Quelques mesures de stratification indiquent un pendage vers le NW (Figure 3.7B) et le SW et définissent un grand cercle dont le pôle est à forte plongée vers l'W (70°).

La polarité de la stratification a pu être mesurée à plusieurs endroits sur le terrain, principalement dans l'unité de conglomérat polygénique, mais aussi localement dans l'unité de wacke. La distribution des polarités est essentiellement vers le nord dans le conglomérat, alors que dans le wacke situé au nord du gîte Pierre, elle est variable et dirigée vers le nord et vers le sud.

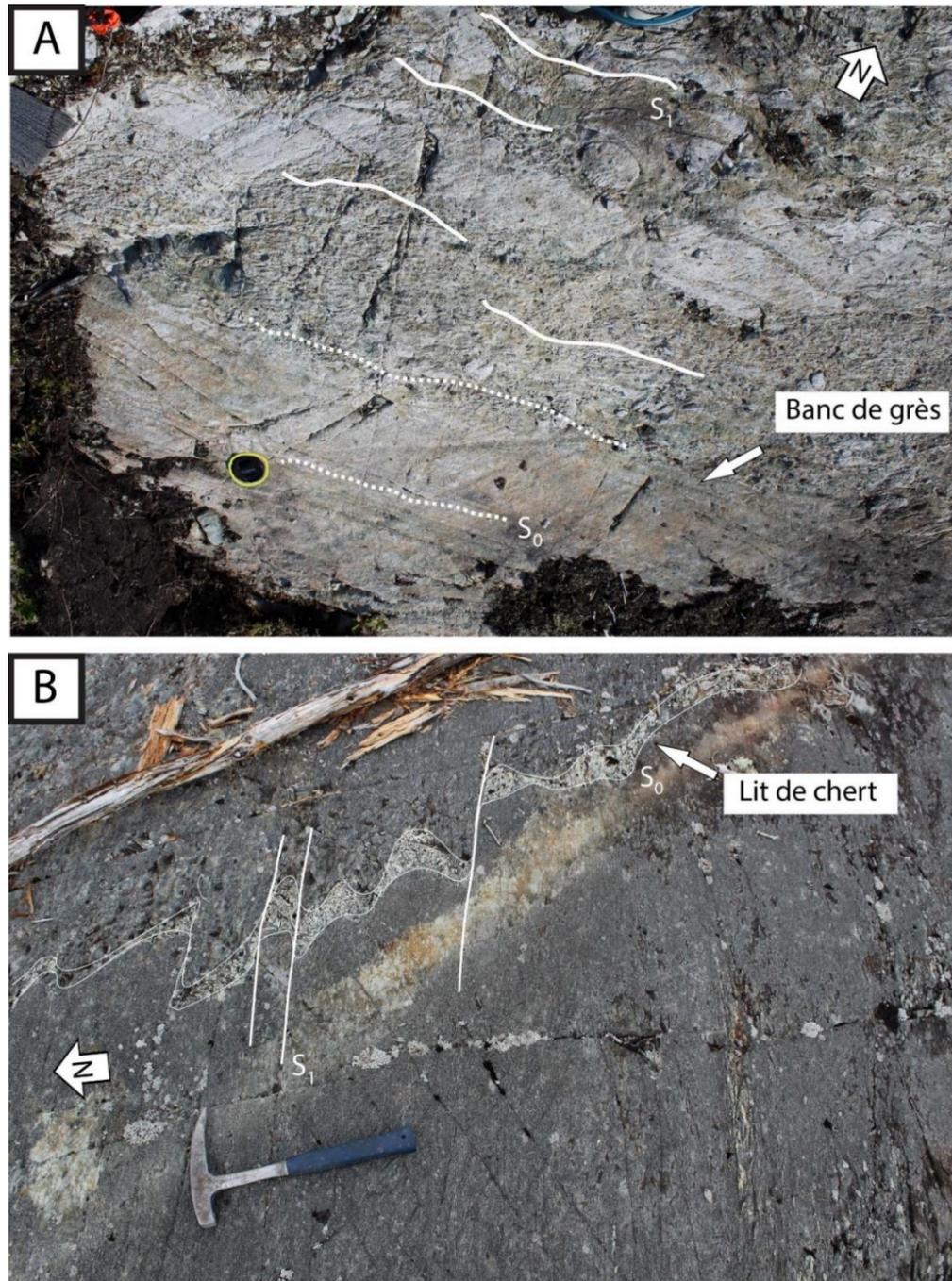


Figure 3.7 Exposition de la stratification dans les sédiments de l'Ekomiak. **A)** Banc de grès E-W parallèle à la schistosité principale et **B)** lit de chert à angle fort avec la schistosité principale qui pente vers le SW.

Schistosité S₁

La schistosité S₁ est la fabrique dominante dans la zone d'étude. Il s'agit d'une schistosité de flux ondulante (Figure 3.8A) et elle transpose toutes les roches de la région à l'exception de la brèche ultramafique. Elle est omniprésente dans les roches sédimentaires (Figure 3.8A). Elle est WSW et à fort pendage vers le nord (70-85°) (Figure 3.10B) et sa direction varie légèrement de SW à W. Son attitude est généralement semblable à celle de la stratification. Elle forme une schistosité de plan axial associée à des plis P₁ dans les horizons sédimentaires (Figure 3.8B). Dans les roches à grain fin, cette fabrique est marquée par un alignement des minéraux métamorphiques comme la chlorite et l'actinote. Dans le conglomérat, les clastes sont modérément allongés et faiblement aplatis dans le plan de schistosité. Des veines laminées minéralisées sont fréquemment observées dans cette fabrique (Section 5.4.1).

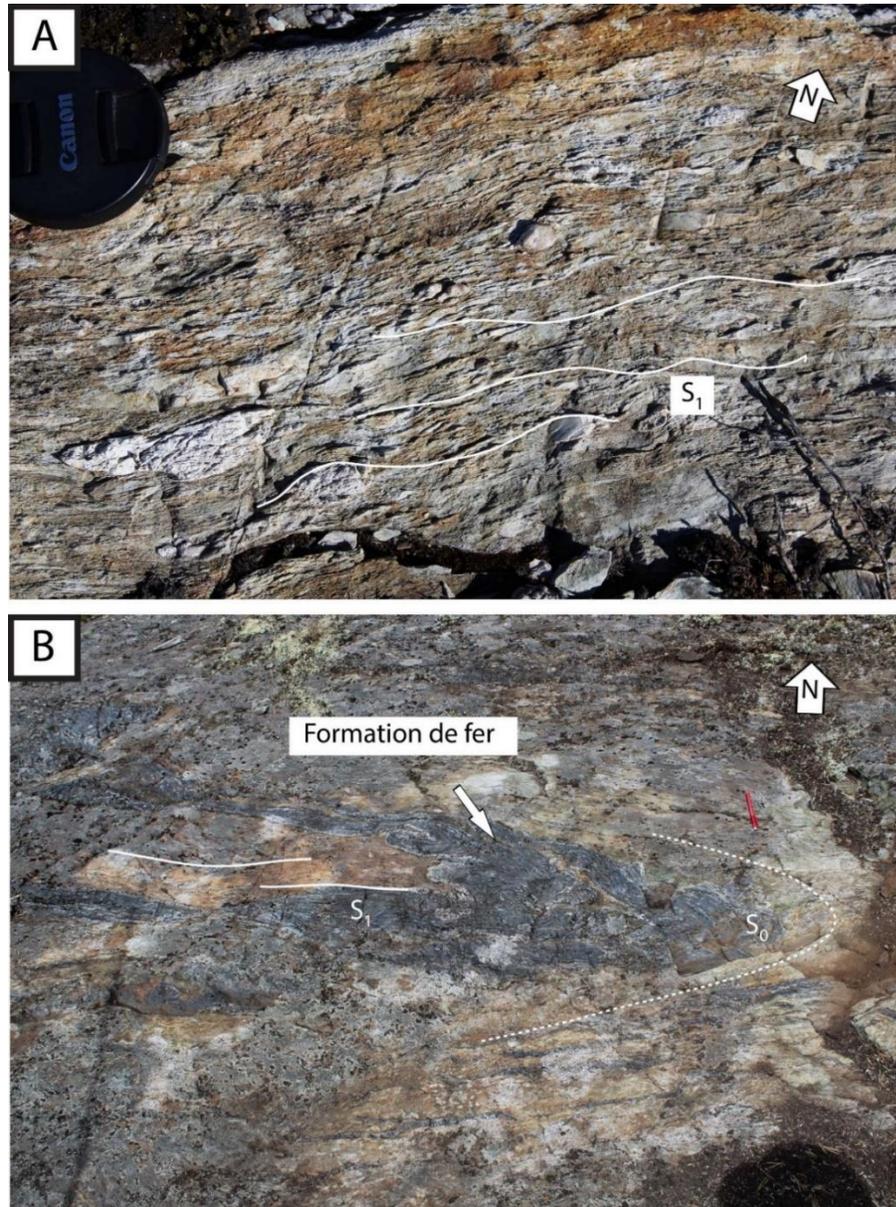


Figure 3.8 A) Schistosité principale ondulante dans le conglomérat de la Formation d'Ekomiak et B) schistosité de plan axial dans un pli isoclinal (P_1) d'un horizon de formation de fer.

Clivage de crénulation (S₂)

Un clivage de crénulation S₂ est présent sur plusieurs affleurements. Il est de direction NE, à fort pendage vers le SE (Figure 3.10C), et se superpose à la schistosité S₁. Il est associé à des ondulations centimétriques (Figure 3.9A) à décimétriques (Figure 3.8A). Des bandes de kink sont localement développées et sont sub-parallèles au clivage S₂ (Figure 3.9B), et bien que des relations de recoupement n'aient pu être documentées entre ces deux structures, les bandes de kinks sont interprétées comme étant associées à la phase de déformation D₂. Aucun alignement minéral n'a été observé dans cette fabrique. Ces bandes de kinks pourraient également être postérieures et non reliées au clivage S₂. Cependant, au gîte Pierre, la zone de cisaillement fortement minéralisée est de même attitude que la schistosité secondaire et on y observe un mouvement de type coulissant senestre avec des stries subhorizontales (Figure 5.2).

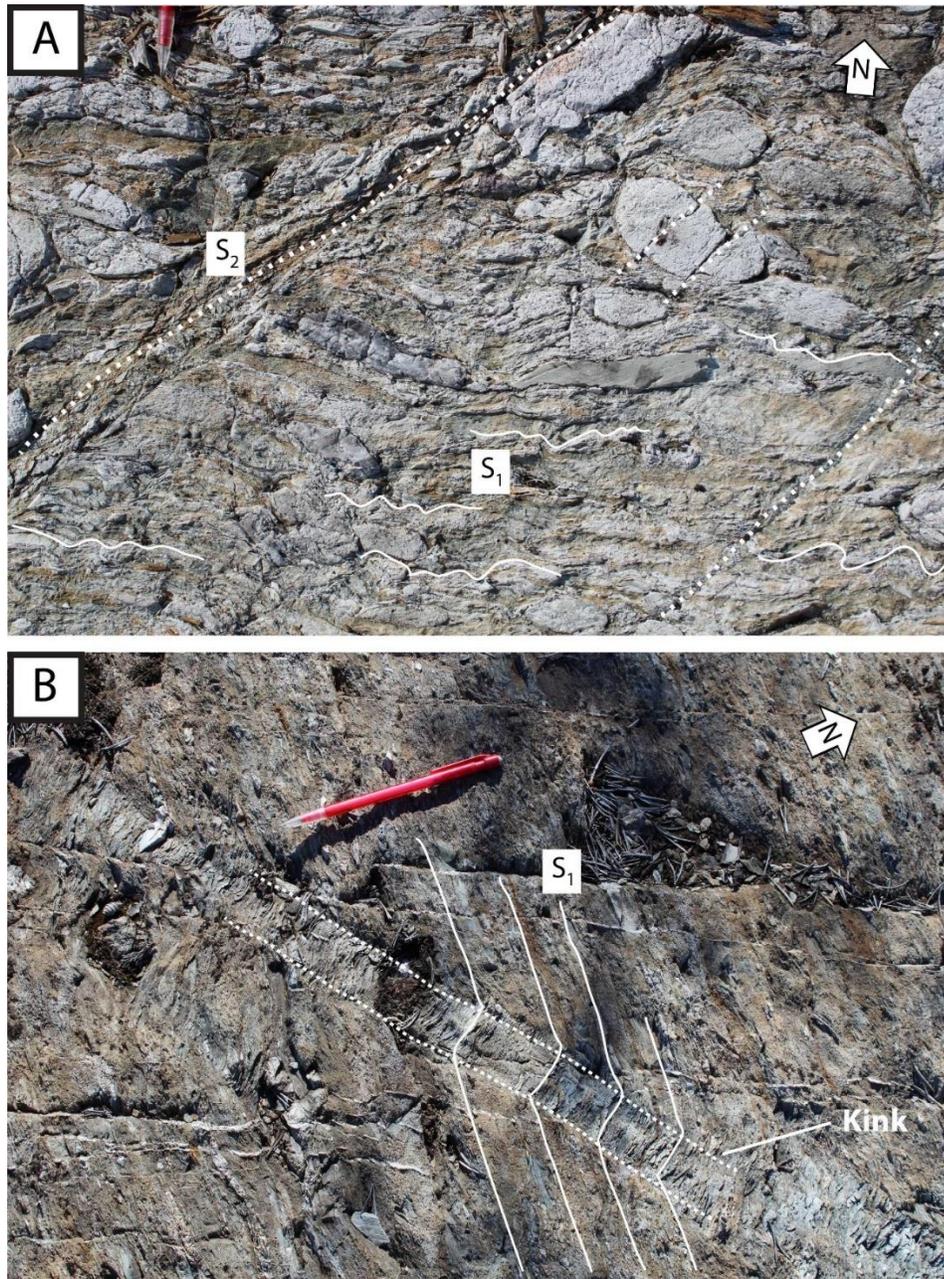


Figure 3.9 A) Clivage de crénulation S₂ qui affecte la schistosité S₁ dans le conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak. Noter que les clastes plus compétents montrent des fractures de cisaillement espacées. B) Bande de kink qui affecte la schistosité S₁ dans le conglomérat polygénique.

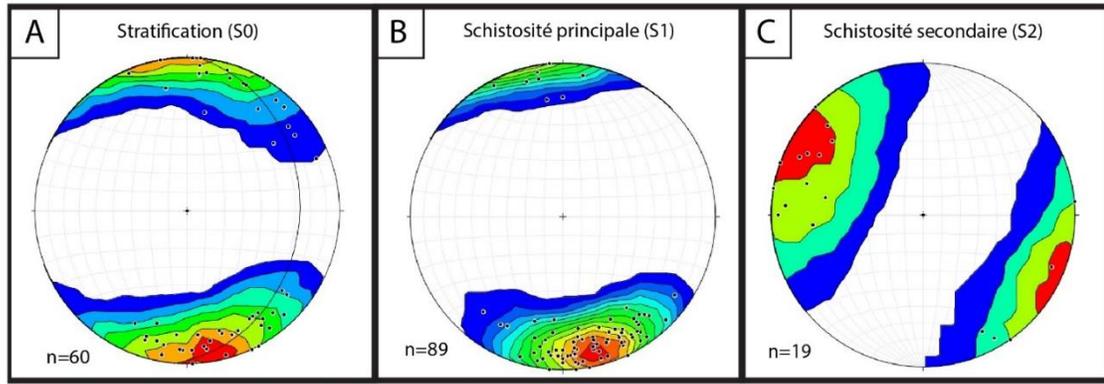


Figure 3.10 Stéréonets avec contours de Kamb pour les pôles des structures planaires associées à la stratification (A), à la schistosité principale (B) et à la schistosité secondaire (C) dans le secteur cartographié autour du gîte Pierre (Figure 3.6).

3.3.2 Structures linéaires

Plusieurs linéations ont été documentées, à la fois dans les conglomérats et dans les roches sédimentaires à grain plus fin comme le wacke et le siltstone. Une linéation d'étirement L_1 est contenue dans la fabrique S_1 et elle se manifeste par un étirement des clastes dans le conglomérat (Figure 3.12 B). La déformation des clastes est fonction de leur composition et l'étirement varie de nul à modéré, atteignant un ratio de forme maximal d'environ 3 pour 1 (Figure 3.11). Une linéation minérale est également développée dans la fabrique S_1 et celle-ci est soulignée par la chlorite et l'actinote dans les roches sédimentaires à grain fin. Ces linéations sont généralement uniformes, de plongée modérée à forte vers l'W et le NW (Figure 3.12B). Des linéations minérales sont également développées dans certaines zones de cisaillement et elles sont décrites ensemble à la Section 5.4.1.

Une linéation est également formée par l'intersection de la schistosité S_1 et de la stratification S_0 . Cette linéation a été mesurée sur plusieurs affleurements et elle varie du WSW au ENE avec une plongée modérée à forte (Figure 3.12A).



Figure 3.11 Étirement des clastes dans le conglomérat de la Formation d'Ekomiak qui varie en fonction de leur composition. Vue en coupe vers le sud.

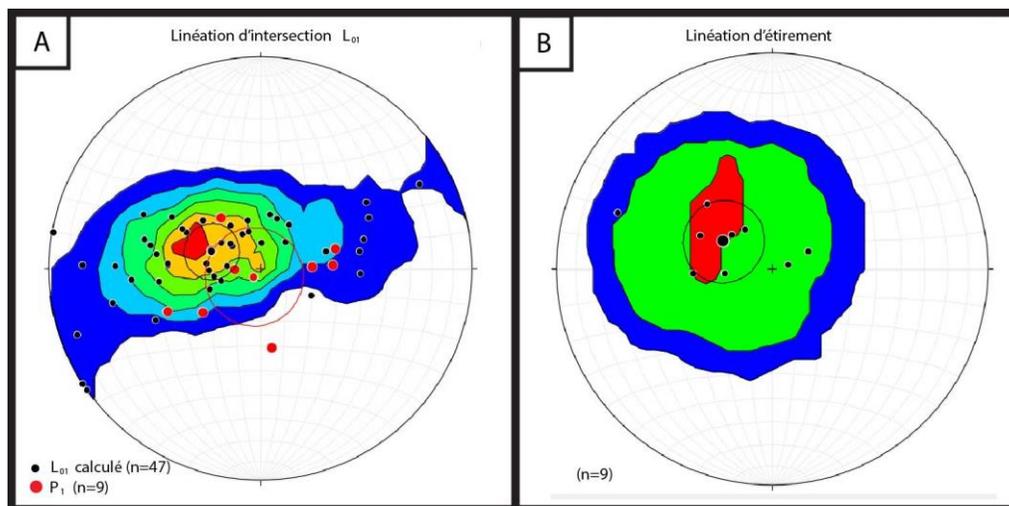


Figure 3.12 Stéréonets et contours de Kamb pour les structures linéaires dans le secteur cartographié autour gîte Pierre. (A) La linéation d'intersection entre les plans S_0 et S_1 et (B) les linéations mesurées dans la fabrique principale (mesure de l'étirement des clastes et de l'alignement des minéraux métamorphiques dans le même stéréonet).

3.3.3 Plissements

Dans le secteur d'étude, une phase de plissement principale a été documentée et celle-ci est associée à la phase de déformation D_1 . Bien que ces plis P_1 soient peu fréquents, leur géométrie est généralement symétrique (en « W »). Ces observations, ainsi que la relation angulaire documentée à plusieurs endroits entre la schistosité S_1 et la stratification S_0 , suggèrent la présence de plis mégascopiques P_1 . Par exemple, sur un affleurement de grande dimension situé immédiatement à l'est du gîte Pierre et de l'intrusion qui l'encaisse, un horizon repère de wacke d'environ 30 cm d'épaisseur intercalé dans le conglomérat polygénique permet de dessiner un pli au niveau de cet affleurement. La relation angulaire S_0/S_1 devient orthogonale dans la zone de charnière (Figure 3.6). Cette zone de charnière est localement accompagnée par du cisaillement parallèle à la stratification, avec la formation de veines de quartz discontinues. La présence de ces zones de cisaillement entre les lithologies de compétence contrastée dans la zone de charnière de pli, permet notamment d'expliquer le développement d'une forte foliation d'orientation N-S au niveau du contact est de l'intrusion de monzodiorite quartzifère du gîte Pierre. La linéation d'intersection entre S_1 et S_0 montre une plongée modérée à forte vers le NW et celle-ci est sub-parallèle aux axes de plis P_1 mesurés (Figure 3.12A). Tel que mentionné plus haut, les pôles de la stratification définissent une concentration principale sur un stereonet, avec quelques mesures qui s'écartent pour former un grand cercle dont le pôle possède une attitude semblable à celle de la linéation d'intersection entre la stratification et S_1 . Il peut donc être conclu que les plis P_1 ont une forte plongée vers l'W (70° vers N270). Au sud de la trace axiale de ce pli mégascopique P_1 , la stratification est pentée vers le N ou le NW et la polarité stratigraphique est systématiquement orientée vers le nord. Bien que celles-ci soient peu nombreuses, les mesures de S_0 au nord de cette trace axiale (Figure 3.6) sont généralement à fort pendage vers le sud. Ainsi, les plis associés à la phase D_1 dans le secteur du gîte Pierre semblent être serrés et déjetés vers le sud-est, et plongeants fortement vers l'W-NW. On peut aussi en conclure que l'intrusion de monzodiorite

quartzifère qui encaisse les veines minéralisées du gîte Pierre est située dans une zone de charnière de pli qui correspond à un synforme synclinal (Figure 3.6).

La phase de déformation D_2 n'est pas associée à des plis méso- ou mégascopiques significatifs. Les seuls plis associés sont des crénulations plus ou moins développés dont l'amplitude n'excède pas le décimètre. Il est également à noter que la relation angulaire antihoraire du clivage de crénulation S_2 ne varie pas par rapport à la schistosité S_1 , ce qui est cohérent avec l'absence de plis P_2 significatifs. Des plis en kinks sont évidemment développés, tel que mentionné plus haut, mais ceux-ci n'affectent pas la géométrie des unités à l'échelle de l'affleurement ni à l'échelle de la zone d'étude.

3.3.4 Failles et zones de cisaillement

Plusieurs failles et zones de cisaillement ont été documentées et la plupart d'entre elles montrent une attitude E-W. De façon générale, les zones de cisaillement dans les roches sédimentaires affleurent peu. Celles qui ont été cartographiées ont donc été essentiellement reconnues dans la monzodiorite quartzifère. Une zone de cisaillement est particulièrement bien développée au nord de l'intrusion du gîte Pierre, et marque un contact faillé avec les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak. Cette zone de cisaillement est marquée par une déformation fragile-ductile dans l'intrusion qui est fracturée et foliée et développe une forte fabrique planaire. Elle contient une fabrique C-S qui indique une composante de déformation apparente senestre (Figure 3.13). Elle contient également de rares veines de quartz fortement déformées et démembrées (Figure 3.13), sans toutefois présenter d'évidence d'altération hydrothermale significative. L'épaisseur minimale de cette zone de cisaillement est de l'ordre du décimètre.

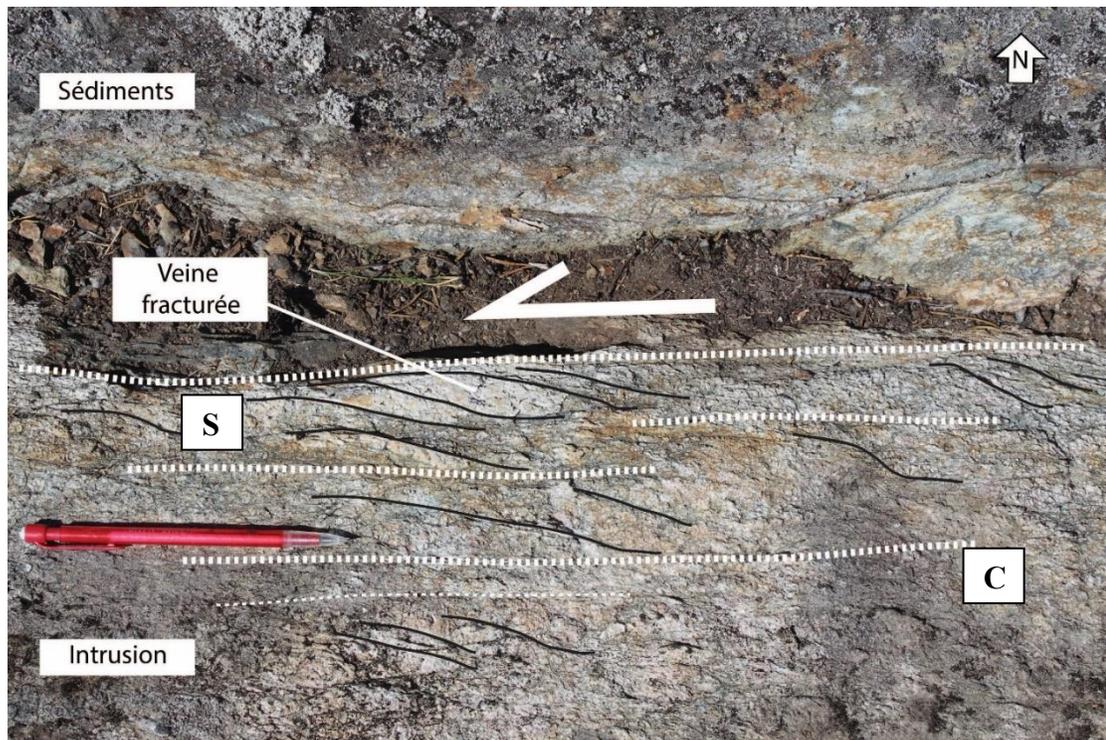


Figure 3.13 Veine de quartz fortement déformée et démembrée au contact entre la monzodiorite quartzifère et les roches sédimentaires au nord du gîte Pierre. La fabrique C-S montre un mouvement apparent senestre. Plans « C » : ligne tiretée blanche; plans « S » : ligne noire.

À l'endroit du gîte Pierre, décrit plus en détail à la Section 5.3.1, une zone de cisaillement ENE-WSW est développée dans l'intrusion, qui est généralement fracturée et cataclasée.

Enfin, la faille du lac Menarik a été introduite par Gauthier *et al.* (1997). La présence de cette faille a été suggérée pour expliquer une série de minéralisations le long de corridors tectoniques à grande échelle qui longent le contact entre la Sous-province de La Grande et celle de l'Opinaca. Il s'agirait de plusieurs segments de faille ENE hectokilométriques et discontinus qui relient les indices aux alentours du lac Yasinski, ceux du lac Menarik, jusqu'à ceux du secteur de la Tonalite de La-Grande-Sud et du réservoir LG-3 (Gauthier *et al.*, 1997). De plus, le tracé proposé pour la faille du lac Menarik correspond à un linéament magnétique (Carte interactive SIGEOM, 2021) qui semble être spatialement associé à plusieurs indices d'or distribués de part et d'autre du lac Menarik. Houlé (2000) met en évidence une discontinuité lithologique liée à un déplacement apparent senestre de plusieurs centaines de mètres à l'endroit du Complexe de Menarik, qui est situé l'est du lac Menarik. L'âge du complexe est incertain et, bien que déformé et métamorphisé, celui-ci pourrait être relativement tardif. En effet, Houlé (2000) suggère que cette faille est tardive puisqu'elle semble recouper des dykes proterozoïques. Toutefois, Gauthier *et al.* (1997) suggèrent que le Complexe de Menarik a été mis en place le long d'une structure préexistante. Par ailleurs, dans le secteur du lac Menarik, il existe un fort contraste métamorphique entre la rive sud et la rive nord du lac (Goutier *et al.*, 1998a, b). Au nord, les roches volcaniques sont affectées par un métamorphisme au faciès des schistes verts caractérisé par la chlorite, alors qu'au sud, le métamorphisme atteint le faciès des amphibolites avec l'apparition de l'amphibole et de la biotite (Goutier *et al.*, 1998a, b). Dans la présente étude, des indicateurs cinématiques ont été identifiés dans une roche mylonitisée sur la rive sud du lac Menarik, immédiatement au sud du tracé proposé de la faille du lac Menarik. Ce site est situé à environ 2 km à l'est du gîte Pierre, à l'indice

Yvan-2. La fabrique mylonitique est orientée E-W, elle pente fortement vers le nord et contient une forte linéation d'étirement à plongée modérée vers le NNW. Ceci est compatible avec un mouvement vertical avec une faible composante horizontale. Des porphyroclastes de grenats de type delta indiquent un mouvement (Figure 3.14). La nature et l'attitude de cette discontinuité régionale demeurent à être mieux définies.

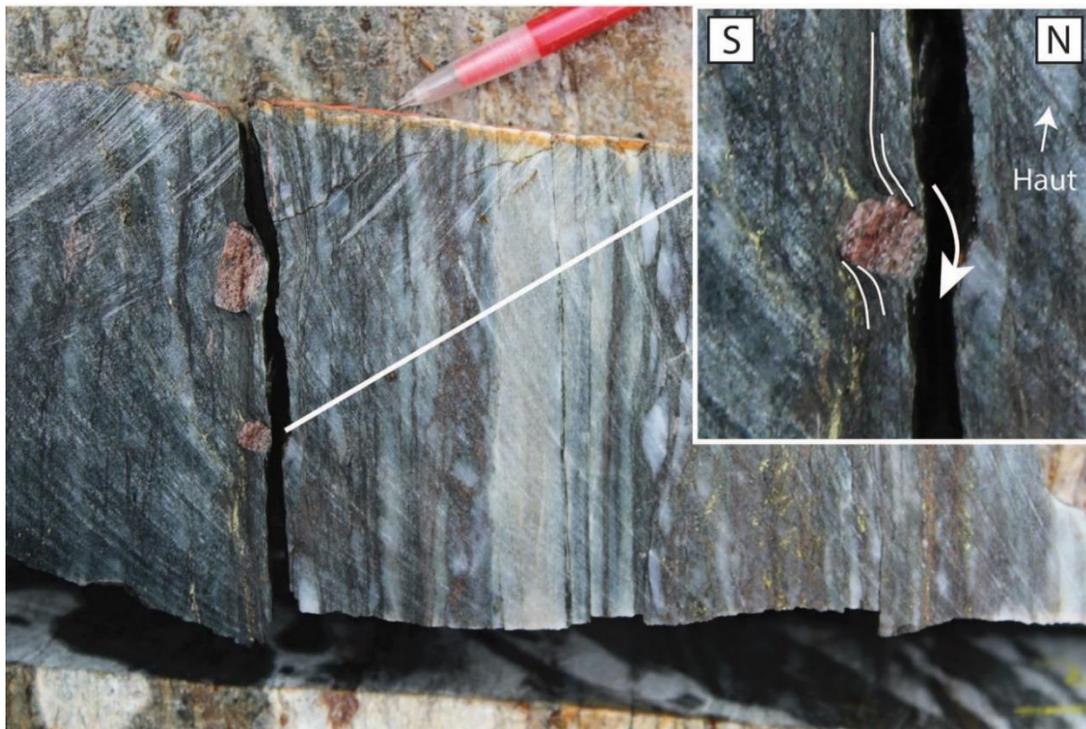


Figure 3.14 Rainure dans une roche mylonitisée laminée riche en sphalérite, chalcopyrite et grenat à l'indice Yvan-2, situé 2 km à l'est du gîte Pierre au sud du lac Menarik. Dans ce plan perpendiculaire à la foliation principale (E-W) et parallèle à la linéation d'étirement, on peut y apercevoir une figure cinématique *delta* dans un grenat métamorphique qui indique une composante normale de la zone de déformation. La linéation d'étirement minérale plonge de 55° vers N325.

3.4 Métamorphisme

Une transition métamorphique est marquée par la faille du lac Menarik, avec des roches de plus faible grade au nord. La chlorite et la calcite sont présentes à la fois dans les roches sédimentaires et dans les roches intrusives. L'actinote et l'épidote forment également des porphyroblastes dans les roches sédimentaires. Tous ces minéraux sont contenus dans le plan de schistosité S_1 et traduisent un alignement préférentiel observable en lame mince et en échantillon macroscopique. Contrairement aux roches au nord du lac Menarik, les roches mafiques au sud contiennent majoritairement, toujours dans le plan de schistosité S_1 , de la hornblende et localement des grenats. Ces observations permettent de suggérer que le métamorphisme régional dans le secteur du lac Menarik est associé à D_1 .

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE DES ROCHES INTRUSIVES ET SÉDIMENTAIRES

4.1 Introduction

Suite à l'échantillonnage effectué durant les travaux de terrain, 43 échantillons de roches ont été retenus pour l'analyse géochimique. Ces échantillons sont représentatifs des veines, des roches sédimentaires et des roches intrusives. Les éléments majeurs et en traces, incluant les métaux, ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique au plasma et par activation neutronique dans les laboratoires d'Actlabs. Le présent chapitre traite des résultats analytiques pour les roches intrusives les moins altérées (n=6) et les roches sédimentaires (n=5), ainsi que de leur interprétation dans le contexte de cette étude. Ces interprétations sont utiles à la discussion finale puisqu'ils permettent une intégration des caractéristiques géochimiques dans modèle géologique retenu. Les résultats d'analyses des veines, ainsi que des roches intrusives altérées sont décrits au chapitre sur la minéralisation aurifère, dans la Section 5.6.

Les roches volcaniques du secteur du lac Menarik n'ont pas fait l'objet d'analyse géochimique dans la présente étude en raison des objectifs principaux de la recherche qui ciblaient principalement les roches intrusives et sédimentaires. Le lecteur ou la lectrice est référé(e) aux travaux de Laflèche *et al.* (2000) pour l'analyse géochimique

détaillée des roches volcaniques du Groupe de Yasinski, auxquelles sont associées les roches volcaniques de la propriété Lac Ménarik.

4.2 Roches Intrusives

Six échantillons de monzodiorite quartzifère prélevés dans l'intrusion qui encaisse le gîte Pierre (1404-03-402, 17-MK-005C, 17-MK-005J, 17-MK-020, 17-MK-034 et 17-MK-102) ont été retenus initialement comme roches ayant subi le moins d'altération hydrothermale, surtout en raison de leur position éloignée par rapport aux veines de quartz, leur faible concentration en or (<2 à 18 ppb Au) et en soufre (< 0.2 poids %), leur aspect homogène et l'absence de veinule de quartz. La perte au feu des échantillons varie entre 4 et 5 poids %. Ces échantillons se distinguent aisément des échantillons les plus altérés par leur composition minéralogiques, puisqu'ils ont des concentrations en chlorite nettement plus élevées (5 à 15%) et contiennent de la magnétite, qui est absente dans les échantillons les plus altérés. Les échantillons contiennent moins de 5% de carbonates et on retrouve la pyrite en trace. La séricite est omniprésente (2 à 10%) et elle remplace préférentiellement le plagioclase. Quelques cristaux de rutile remplacent la titanite.

4.2.1 Mobilité des éléments

Bien que les échantillons sélectionnés soient les moins altérés, ceux-ci ont quand même subi des modifications minéralogiques et chimiques associées à l'altération hydrothermale. Ceci est mis en évidence par la présence de carbonates, de séricite et de pyrite. Différents processus métasomatiques peuvent affecter la distribution des

éléments et oxydes dans les roches et afin de limiter les erreurs d'interprétation, il est préférable d'utiliser les éléments immobiles (Winchester et Floyd, 1978; Rollinson, 1993; Winter, 2013). La Figure 4.1 utilise des diagrammes de covariance avec le TiO_2 de différents éléments considérés comme immobiles (Sc, Cr, La, Ce, Zr, Al_2O_3 et Y) pour illustrer leur mobilité ou immobilité durant les processus d'altération. Ainsi, le niveau de confiance est augmenté lors de l'utilisation de certains éléments dans la présente section comme le TiO_2 , Al_2O_3 et La, par rapport à d'autres comme l'Y et le Zr en raison de leur plus faible corrélation avec le TiO_2 dans l'ensemble des échantillons (Figure 4.1).

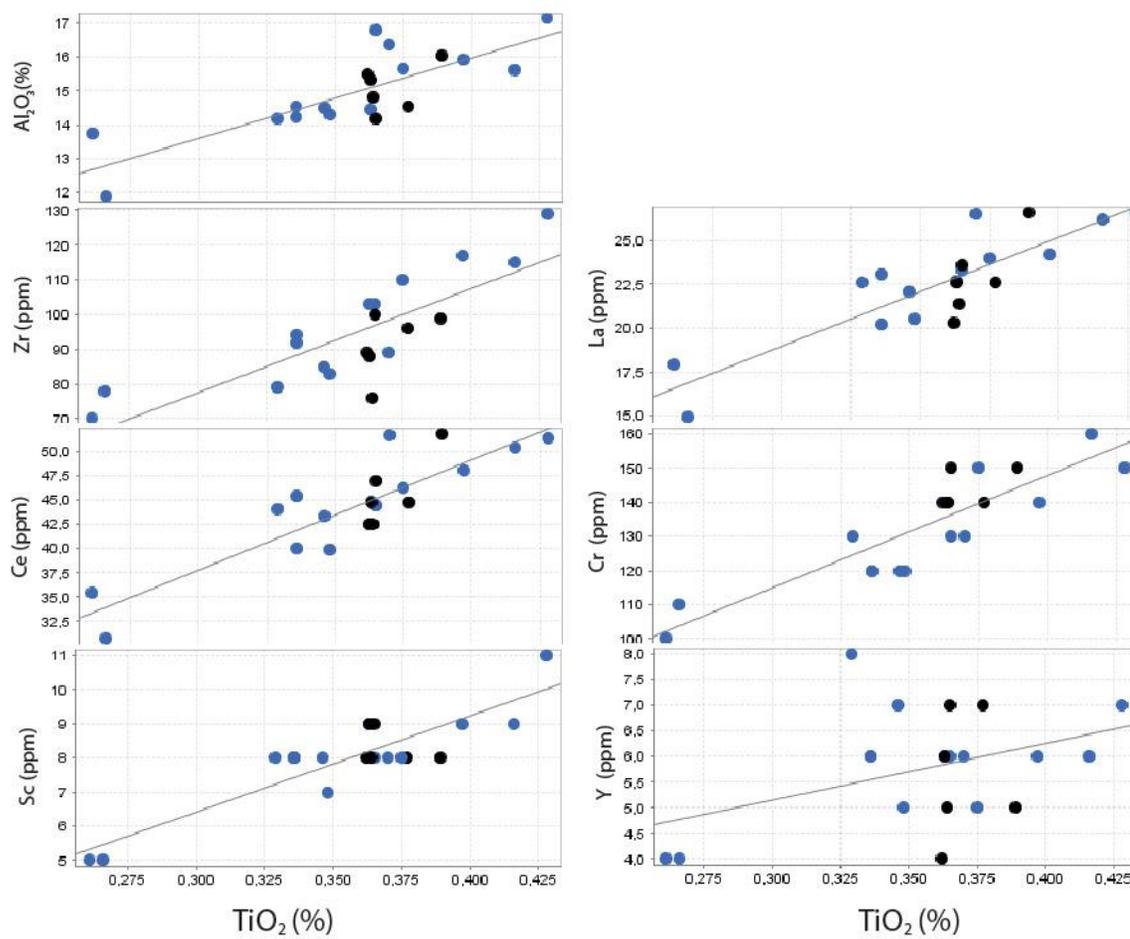


Figure 4.1 Diagrammes binaires des éléments traces (Sc, Cr, La, Ce, Zr, Y) et Al_2O_3 des roches moins altérées (ronds noirs, n=6) et des roches altérées (ronds bleus, n=15) par rapport au TiO_2 (%).

4.2.2 Classification géochimique de la monzodiorite quartzifère

La monzodiorite quartzifère montre une composition relativement homogène du point de vue des éléments majeurs. Elle contient 60 à 63 poids % de SiO_2 , alors que les K_2O , CaO , Na_2O , TiO_2 et P_2O_5 montrent seulement de faibles variations d'un échantillon à l'autre. Bien que la silice peut être utilisée comme indice de différenciation, les autres éléments majeurs ne montrent pas de tendance significative, sauf le Na_2O et le CaO qui semblent marquer une corrélation positive et négative avec la silice, respectivement (Figure 4.2). Ceci suggère que la différenciation n'a pas significativement influencé la composition chimique des échantillons étudiés. La concentration en Fe_2O_3 et en MgO sont relativement faible, entre 3,6 à 4,1 poids % et 2,3 à 2,5 poids %, respectivement. Le #Mg est relativement constant (0,30 à 0,35). Le Cr et le Ni sont en moyenne 150 et 50 ppm, respectivement. Ces roches sont metalumineuses ($\text{C/NK} = 0,35$; $\text{A/CNK} = 0,87$) et le contenu en Al_2O_3 est relativement faible (Aluminium saturation index (ASI) = 1) considérant la concentration en silice.

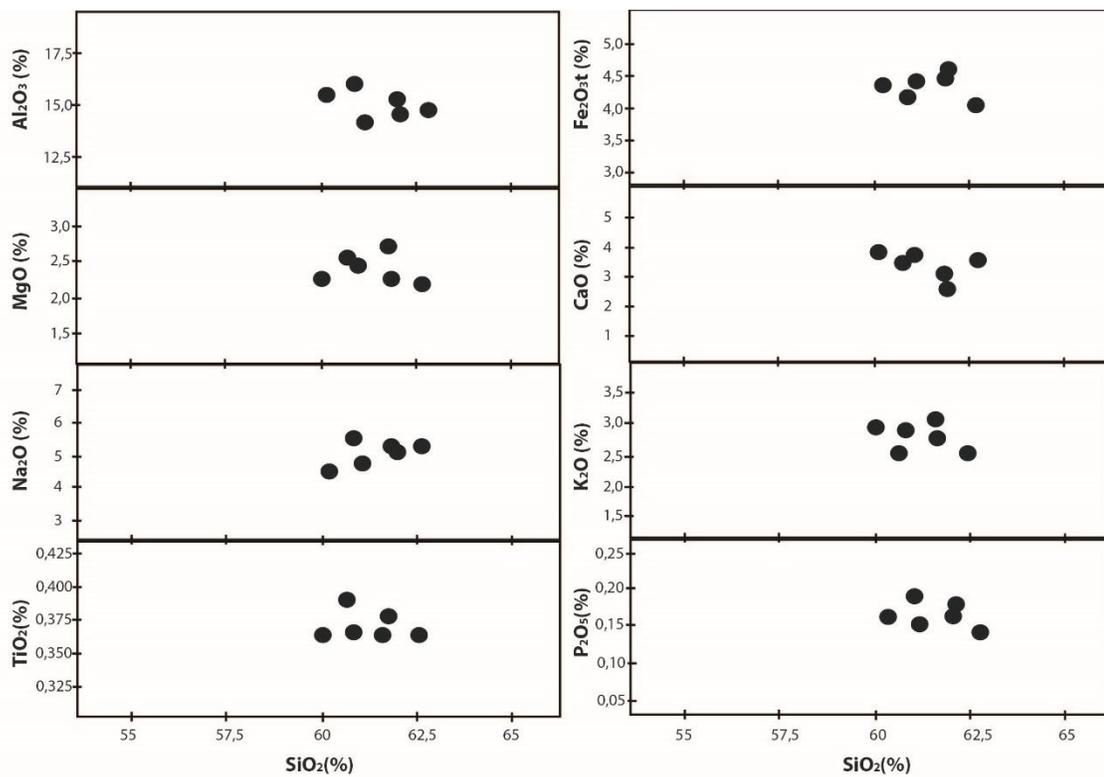


Figure 4.2 Diagramme de covariances des éléments majeurs pour la monzodiorite quartzifère du secteur du lac Menarik (n=6) : SiO₂ vs Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅.

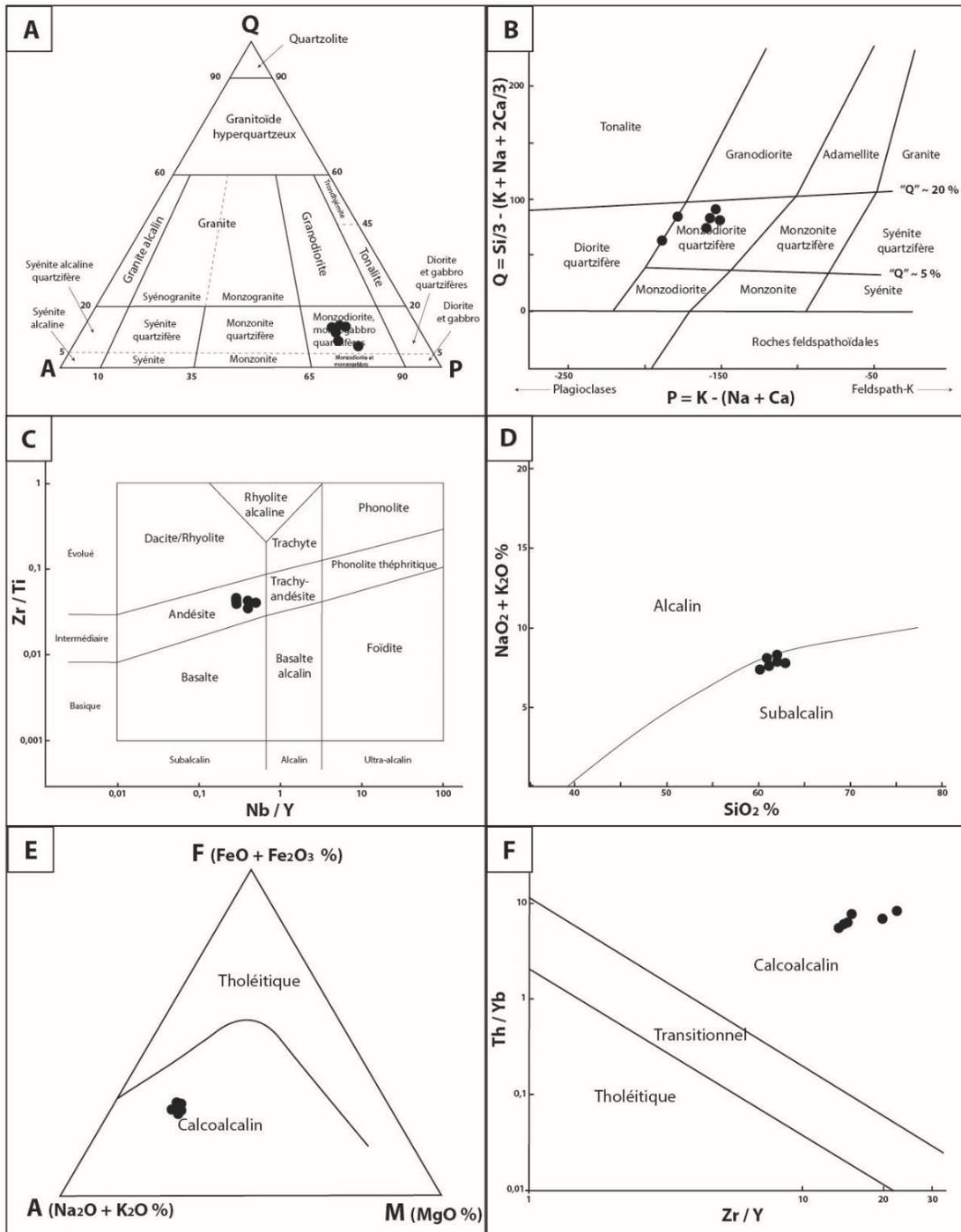
Les observations minéralogiques macroscopiques et microscopiques démontrent que la monzodiorite quartzifère contient 5 à 20% de quartz, avec une prédominance du feldspath plagioclase par rapport aux phénocristaux de feldspath potassique. Les colorations au cobaltinitrite de sodium (Figure 3.5B), ainsi que la minéralogie théorique, calculée à partir de la norme CIPW, supportent également ces observations et sont cohérentes avec la classification de la roche analysée comme une monzodiorite quartzifère dans le diagramme de Streckeisen (1976) (Figure 4.3A). Le même résultat est obtenu en utilisant le diagramme cationique de Debon et Le Fort (1983). Alternativement au calcul de la norme CIPW, qui convertit les oxydes en minéraux normatifs selon leur poids atomique, Debon et Le Fort (1983) utilisent la sommation des cations majeurs pour déterminer, en millications (10^3 g·atomes) par 100 g de roche, les différentes proportions de quartz ($Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3$) et de plagioclase ($P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$), et ainsi classer à l'aide d'un diagramme les différents types de roches (Figure 4.3B).

Le rapport Zr/Ti peut être utilisé à titre de proxy pour la différenciation, alors que le rapport Nb/Y comme proxy pour l'alcalinité afin de classer les différentes roches volcaniques (Winchester et Floyd, 1977; Pearce, 1996). Puisque les roches échantillonnées ne sont pas des cumulats et ont une certaine homogénéité minéralogique et texturale, ces diagrammes de classification sont également appropriés (Figure 4.3C). Ainsi, la monzodiorite quartzifère montre une composition comparable à celle d'une andésite sub-alcaline. La tendance sub-alcaline est également démontrée par le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \%$ vs SiO_2 (Figure 4.3D) de Irvine et Baragar (1971).

Quant à elle, la série sub-alcaline se subdivise davantage et donne lieu aux séries tholéiitique, transitionnelle et calco-alcaline. Dans un premier lieu, le diagramme ternaire AFM (Figure 4.3E : Irvine et Baragar, 1970), mettant en relation la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ poids %), $\text{FeO} + \text{MgO}$ poids %, a été utilisé afin d'identifier

l'affinité calcoalcaline des échantillons, sans toutefois mettre en évidence une tendance de différenciation. Le diagramme binaire de Ross et Bédard (2009), qui fait appel aux ratios d'éléments reconnus comme étant immobiles (Zr/Y vs Th/Yb), permet également de démontrer l'affinité calcoalcaline des échantillons (Figure 4.3F).

Figure 4.3 Classification géochimique des roches intrusives porphyriques les moins altérées dans le secteur du lac Menarik (n=6). **A)** Classification des roches ignées plutoniques qui fait appel aux concentrations en quartz (Q), en feldspath alcalin (**A**) et en plagioclase (P). Concentrations déterminées avec le calcul de la norme CIPW (Strekeisen, 1976). **B)** Diagramme «Q-P» d'après les proportions cationiques du quartz ($Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$), plagioclase et feldspath potassique ($P = K - (Na + Ca)$), 'Q' : estimé empirique du volume de quartz en pourcentage volumique (d'après Debon et Le Fort, 1983). **C)** Diagramme binaire Zr/Ti vs Nb/Y (Pearce (1996), modifié de Winchester et Floyd (1977)). **D)** Courbe des alcalins totaux ($Na_2O + K_2O$ %) et la teneur en silice (SiO_2 %) pour différencier le niveau d'alcalinité (Irvine et Baragar, 1971). **E)** Diagramme AFM pour subdivision des séries subalcalines (Irvine et Baragar, 1970). **F)** Diagramme des ratios Th/Yb vs. Zr/Y pour subdiviser la série subalcaline (Ross et Bédard, 2009).



4.2.3 Éléments traces et diagrammes multiéléments

Les concentrations en éléments traces des six échantillons ont été normalisées à la composition du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) (Figure 4.4A). Les profils sont particulièrement fractionnés et enrichis en terres rares légères, et en Rb, Th, U, K par rapport aux terres rares lourdes. Ils sont également caractérisés par des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Les concentrations en terres rares lourdes et Y sont semblables à celles du manteau primitif (1 à 2 fois le manteau primitif), alors que les concentrations en Nb sont légèrement enrichies (3 à 4 fois le manteau primitif).

Les terres rares ont été normalisées aux chondrites de Sun et McDonough (1989) (Figure 4.4B). Les profils des éléments des terres rares sont fortement fractionnés, avec un enrichissement des terres rares légères par rapport aux lourdes ($La/Lu=22$, $n=6$). L'Eu ne définit pas d'anomalie positive ou négative.

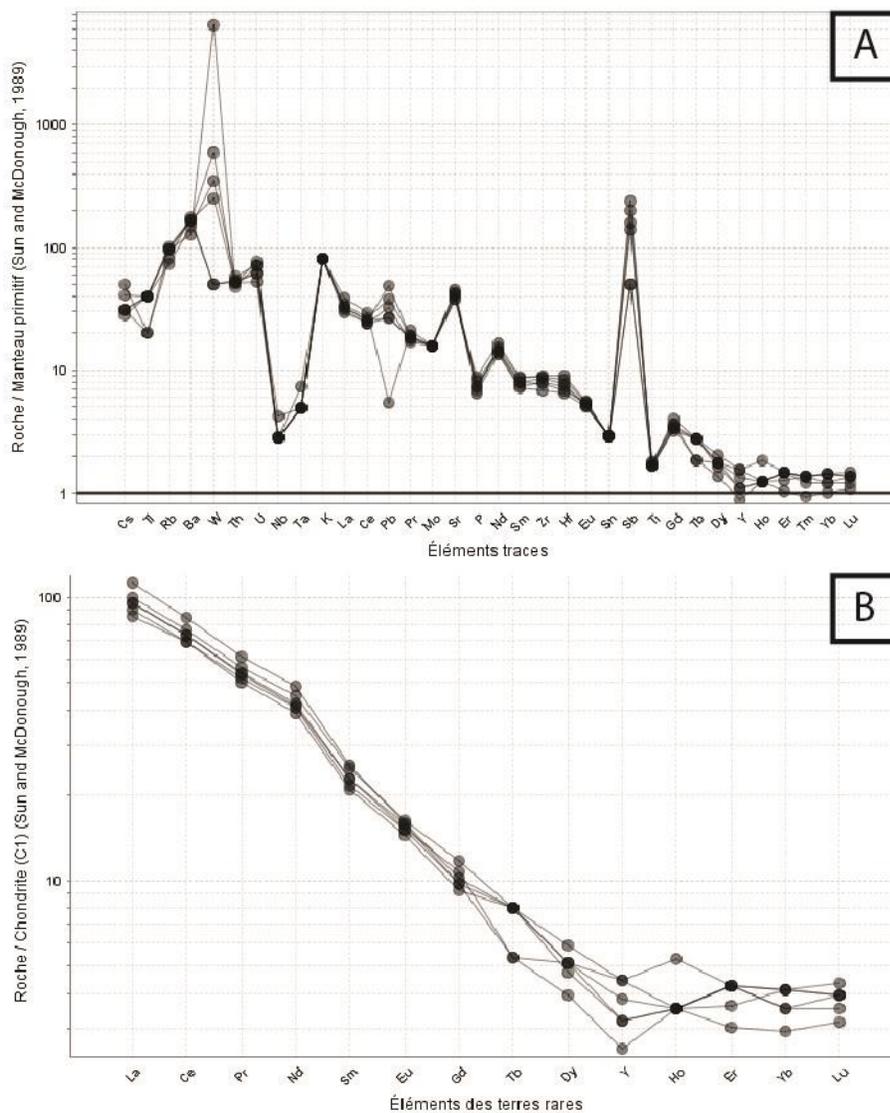


Figure 4.4 A) Profil des éléments traces (n=6) normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough (1989) et B) profil des éléments des terres rares (n=6) normalisés aux chondrites (C1) de Sun et McDonough (1989) pour les roches intrusives au lac Menarik.

4.2.4 Discrimination dans la famille des granitoïdes

La monzodiorite quartzifère possède un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ molaire relativement faible (1,5 à 2,3) et un indice de Shand ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) entre 0,7 et 1, ainsi que des concentrations relativement élevées en FeO , MgO , Sr et Ba . Ces indicateurs géochimiques sont semblables à ceux des sanukitoïdes, selon la classification proposée par Laurent *et al.* (2014). Les roches intrusives se distinguent donc des TTG et des granites à deux micas (Figure 4.5).

Les sanukitoïdes sont des intrusions syn- à post-tectoniques qui varient généralement de déformées à non-déformées et sont interprétées comme résultant d'une interaction entre un magma issu de la fusion partielle du manteau péridotitique et une composante crustale riche en éléments incompatibles (Stevenson, 1999; Martin *et al.*, 2005; Laurent *et al.*, 2014). Elles se composent de suites magmatiques composites qui varient de diorites à granites et se retrouvent sur des étendues kilométriques, mais également jusqu'à l'échelle locale sous forme d'enclaves (Laurent *et al.*, 2014). Certaines de ces intrusions sont associées à des dykes de lamprophyre ou autres types de roches ultrapotassiques (Lobach-Zuchenko *et al.*, 2005; Laurent *et al.*, 2011). La concentration des terres rares dans les sanukitoïdes s'apparente à celles des TTG, mais l'enrichissement absolu en terres rares est plus important chez les sanukitoïdes (Stevenson, 1999).

Les caractéristiques géochimiques de l'intrusion du lac Menarik s'apparentent à celles des sanukitoïdes de Laurent *et al.* (2014) et Stevenson (1999), tel que présenté au Tableau 4.1. On note toutefois un écart pour les valeurs du #Mg qui sont légèrement plus basses (0,32 contre 0,43-0,62). Selon les premières définitions des sanukitoïdes par Stern *et al.* (1989), ces roches sont généralement de composition dioritique avec un #Mg plus grand que 0,6, mais vient ensuite la notion de suite de sanukitoïde (Stevenson,

1999; Martin *et al.*, 2005), qui inclut des variantes plus différenciées (#Mg = 0,35 à plus de 0,68).

Tableau 4.1 Caractéristiques géochimiques générales des sanukitoïdes selon Laurent (2014) et Stevenson (1999) en comparaison avec celles de l'intrusion au lac Menarik (n=6). $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$; $Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 =$ Oxydes ferromagnésiens

Caractéristique Géochimique	Sanukitoïdes (Laurent <i>et al.</i> , 2014; Stevenson, 1999)	Intrusion lac Menarik
A/CNK	0,7-1	0,87
SiO ₂	45-70%	61,5%
K ₂ O	1,5-5%	2,76%
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂	5-25%	7,17%
#Mg	0,43-0,62	0,32
Ba ppm	>1000	1150
Ni ppm	15-200	52,83
Cr ppm	20-500	143,33
V ppm	> 50	69,67
Anomalies négatives HFS	Nb, Ta, Ti	Nb, Ta, Ti
Fractionnement ETR	Élevé	Élevé
Anomalie Eu	Non	Non

Modèle pétrogénétique des sanukitoïdes

Au sens strict, Laurent *et al.* (2014) conviennent que les sanukitoïdes sont le résultat d'une interaction métasomatique entre le manteau péridotitique et une composante riche en éléments incompatibles, tel qu'avec un produit fusionné de TTG. Au sens large (Laurent *et al.*, 2014), les sanukitoïdes témoignent d'une variabilité géochimique associée à deux phénomènes : 1) différents processus pétrogénétiques au niveau du manteau, particulièrement en ce qui a trait à la variabilité des conditions de pression et de température relatives aux différentes proportions de péridotite et de matériel contaminant (Martin *et al.*, 2009); et/ou 2) la nature et composition d'un agent

métasomatique en addition au produit fusionné de TTG, comme par exemple des saumures riches en H₂O ou en CO₂ (Stern *et al.*, 1989), des fluides ou des produits de fusions dérivés de sédiments (Laurent *et al.*, 2011), de roches alcalines (Heilimo *et al.*, 2010) ou même de carbonatites (Steenfelt *et al.*, 2005). Laurent *et al.* (2014) soulignent également qu'il s'agit néanmoins de roches dérivées de la différenciation de magmas mafiques, indépendamment de la source du contaminant, par le fractionnement de l'amphibole et du plagioclase avec peu ou pas d'influence de la part de la croûte felsique superficielle (Bédard, 1996; Laurent *et al.*, 2013). Par conséquent, s'il y a contamination, il s'agit essentiellement d'une contamination qui prend place en profondeur au niveau du manteau plutôt qu'à la surface.

Laurent *et al.* (2014) ont mis au point un diagramme ternaire discriminatoire qui utilise trois pôles (Figure 4.5). Chacun des pôles est associé à une signature géochimique propre à trois processus pétrogénétiques responsables pour la génération de trois types de granitoïdes tardi-archéens:

- 1) Na₂O/K₂O pour la fusion de matériel mafique pauvre en potassium (typique des TTGs);
- 2) FMSB ($[\text{FeO}_t + \text{MgO}]_{\text{wt.}\%} * [\text{Sr} + \text{Ba}]_{\text{wt.}\%}$) pour l'interaction entre du matériel mantellique et un contaminant riche en éléments incompatibles (typique des sanukitoïdes); et
- 3) A/CNK pour la fusion d'une source supracrustale alumineuse comme des TTGs ou des sédiments (typique des granites à deux micas).

La Figure 4.5, qui utilise le diagramme de Laurent *et al.* (2014), permet de différencier l'intrusion du lac Menarik parmi les différents types de granitoïdes tardi-archéens mentionnés précédemment et suggère que les roches analysées appartiennent à la suite des sanukitoïdes (Stevenson, 1999; Martin *et al.*, 2005; Laurent *et al.*, 2014).

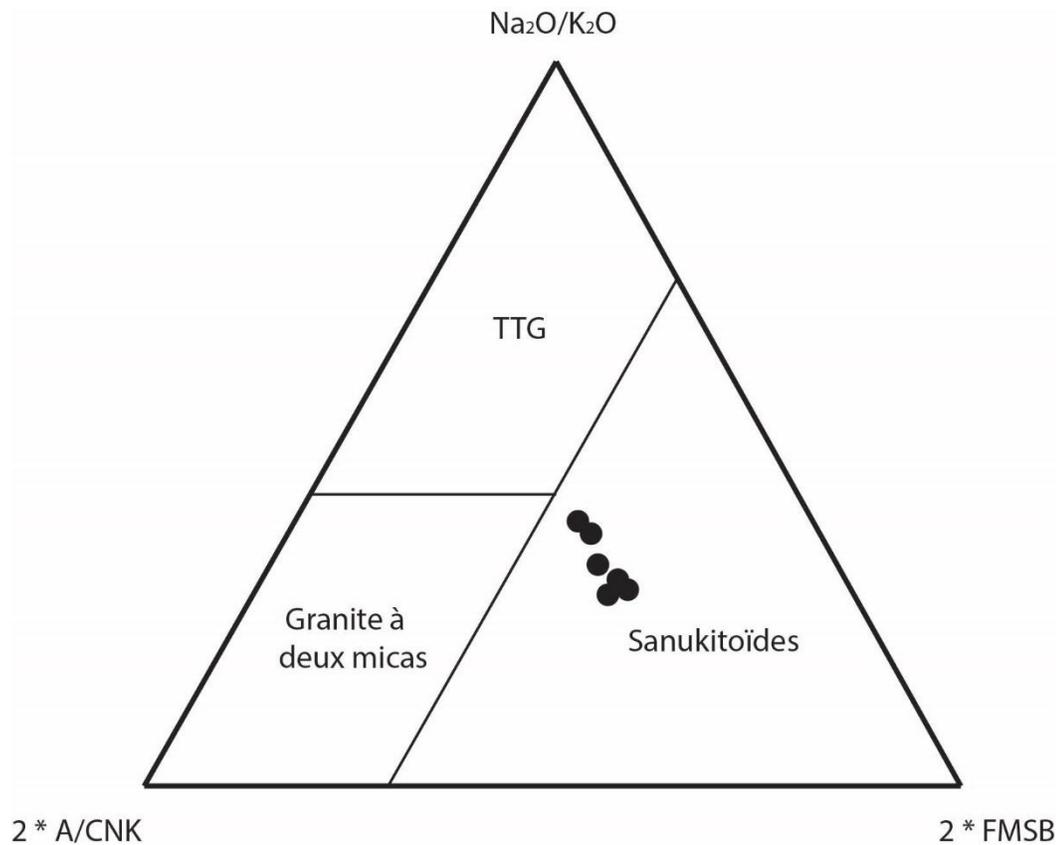


Figure 4.5 Classification des roches intrusives à l'aide du diagramme des granitoïdes tardi-archéens proposée par Laurent *et al.* (2014) qui utilise trois indicateurs pétrogénétiques aux apex : 1) $2 * \text{A}/\text{CNK} : 2 * \text{molAl}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ indiquant l'importance de roches crustales pré-existantes; 2) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: indiquant l'importance de roches mafiques pauvres en potassium et 3) $2 * \text{FMSB} : (\text{FeO}_t + \text{MgO})\% * (\text{Sr} + \text{Ba})\%$ indiquant la contribution d'un manteau métasomaté riche en éléments incompatibles.

4.2.5 Interprétation

L'utilisation des éléments majeurs suggère que la roche qui encaisse le gîte Pierre est de composition intermédiaire subalcaline, d'affinité calcoalcaline et métalumineuse. Puisque la magnétite est l'oxyde prédominant, l'intrusion de monzodiorite quartzifère près du lac Menarik est davantage associée à la fusion partiel d'une source mafique infracrustale (Type-I) plutôt que supracrustale (Type-S) dans quel cas l'oxyde prédominant est l'ilménite (Winter, 2013). Le contenu en terres rares lourdes et Y est relativement faible et semblable à celui du manteau primitif, et les concentrations en Ni et Cr sont relativement fortes. La concentration en ces éléments, ainsi que la composition intermédiaire des roches, tendent à indiquer une source mantellique (Green, 1980; Winter, 2013) pour la monzodiorite quartzifère. Les anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti sont relativement fortes et la concentration en ces éléments est légèrement au-dessus de celle du manteau primitif. Ces anomalies négatives pourraient refléter la concentration en Nb-Ta et Ti de la source, ou indiquer que ces éléments sont retenus dans la source dans certains minéraux résiduels (Winter, 2013). Cependant, ces mêmes anomalies, ainsi que le fort taux de fractionnement des terres rares, suggèrent une forte composante d'origine crustale. En ce qui a trait à l'absence d'anomalie négative en Eu, ceci peut s'expliquer soit par une source profonde pauvre en plagioclase, soit par un magma très oxydé qui ne favorise pas l'intégration de l' Eu^{3+} dans le plagioclase (Mathieu, 2014) ou soit qu'il s'agit d'un magma riche en H_2O (Kerrick et Wyman, 1997; Mathieu, 2014).

La composition des intrusions du secteur du lac Menarik est donc compatible avec la définition conventionnelle des sanukitoïdes (Stevenson, 1999; Martin *et al.*, 2009; Laurent *et al.*, 2014). Toutefois, les travaux de cartographie effectués dans le cadre de cette étude n'ont pas permis de mettre en évidence une suite évoluant d'un pôle dioritique à un pôle monzodioritique à granitique ou granodioritique, et qui sont reliés

par un processus de différenciation, ce qui est généralement le cas pour les suites de type sanukitoïde (Stevenson *et al.*, 1999; Laurent *et al.*, 2014).

4.3 Roches sédimentaires

Cinq échantillons de roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak (Section 3.2.2) ont été retenus pour analyse géochimique. Trois échantillons sont constitués de wacke (17MK-021, 17MK-106 et 17MK-111) et deux autres ont été prélevés dans la matrice du conglomérat polygénique (17MK-013, 1404-03-055). Les échantillons de wacke sont exempts d'altération avec des valeurs aurifères en dessous de 12 ppb. Cependant, les deux échantillons analysés dans le conglomérat sont davantage déformés et l'un d'entre eux (1404-03-055), provenant du forage 1404-03, se trouve à proximité de veines de quartz et montre une teneur en or considérable, soit 533 ppb Au, et une concentration en silice significativement plus basse, soit de 50,4% SiO₂ contre une moyenne de 57,5% SiO₂ pour les autres échantillons de roches sédimentaires.

4.3.1 Maturité sédimentaire

Contrairement aux roches ignées, il est difficile de trouver une relation simple entre la minéralogie et la composition chimique des roches sédimentaires terrigènes. Pour cette raison, au lieu d'utiliser une classification minéralogique basée sur les proportions en quartz-feldspath-fragments lithiques, ces roches ont été différenciées en utilisant le ratio SiO₂/Al₂O₃ afin de distinguer leur niveau de maturité (Rollinson, 1993). Ce critère est utile puisqu'il reflète l'abondance en quartz relativement au contenu en argiles et feldspaths (Potter, 1978). Un autre indicateur de maturité utilise le contenu en alcalins

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) pour lequel le ratio $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ tend à diminuer plus la roche est mature (Petitjohn *et al.*, 1972). Le ratio $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ peut également être utilisé (Herron, 1988) comme indicateur de maturité, puisque les minéraux ferromagnésiens ont tendance à être moins stables durant la météorisation. En utilisant ces ratios à l'aide des diagrammes de Herron (1988) et Petitjohn *et al.* (1972) (Figure 4.6A et B), il est possible de démontrer que les roches sédimentaires sont relativement peu matures, et que les wackes sont légèrement plus matures que la matrice du conglomérat.

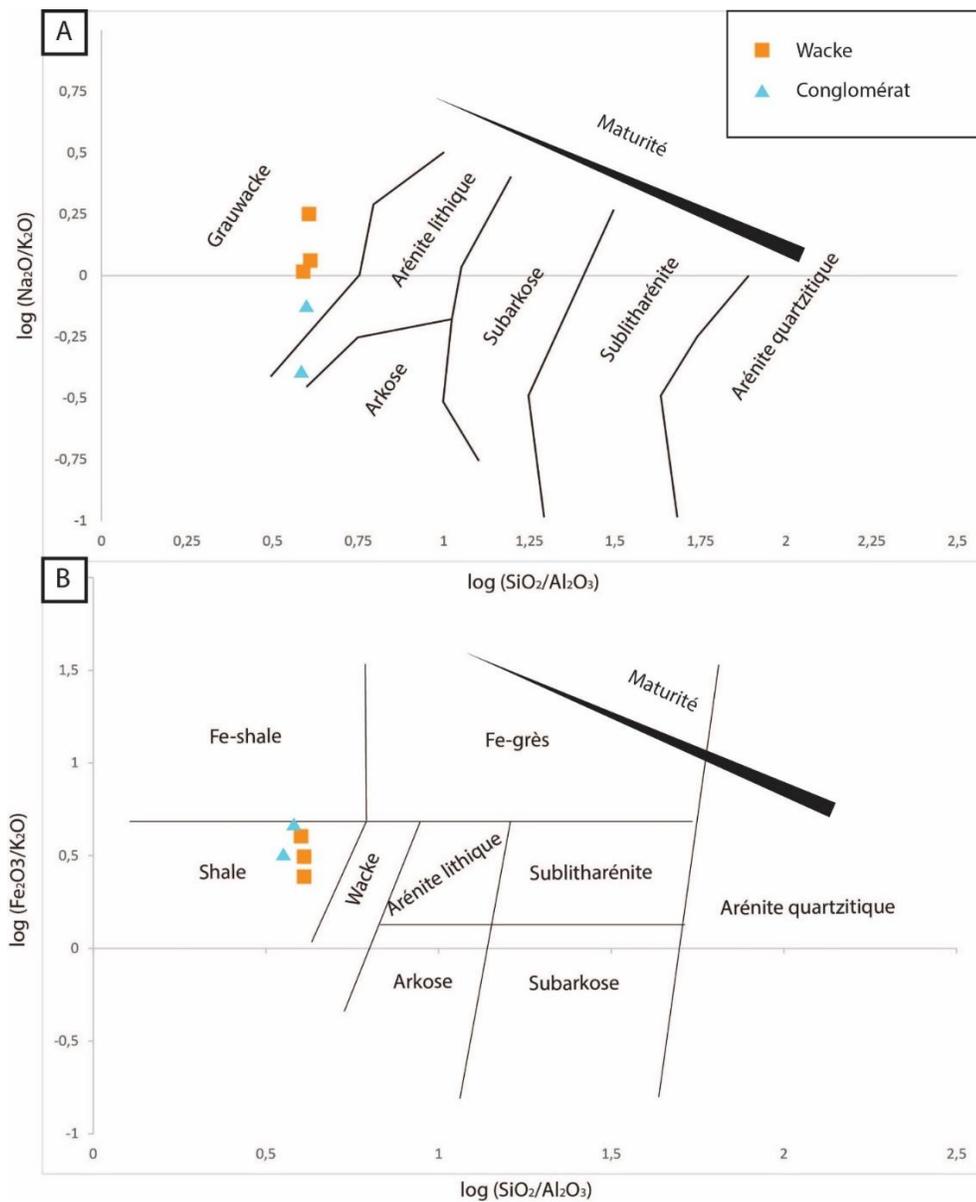


Figure 4.6 Diagrammes binaires de Petitjohn *et al.* (1972) en **A**) et de Herron (1988) en **B**) qui utilisent les ratios d'éléments majeurs pour illustrer la maturité relative dans les sédiments.

4.3.2 Analyse multiéléments

Les analyses géochimiques des roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak ont été normalisées à la composition moyenne des roches sédimentaires de la croûte continentale selon Taylor et McLennan (1981) (Figure 4.7). Le wacke et le conglomérat polygénique montrent des profils d'éléments traces semblables, avec des concentrations en terres rares, Y, Zr, Nb, Th et U légèrement à fortement appauvris par rapport à la croûte continentale. Ces roches ont toutefois des valeurs en Ba, Eu, Rb, Na, Al et Ca semblables à celle de la croûte continentale et qui s'expliquent par la composante feldspathique. D'autre part, les abondances en métaux de transition comme le V, le Cr et le Co sont de deux à quatre fois supérieures à celles de la croûte continentale et le Ni définit une forte anomalie positive. Les concentrations en Cr et en Ni varient de 290 à 430 ppm et de 111 à 182 ppm, respectivement.

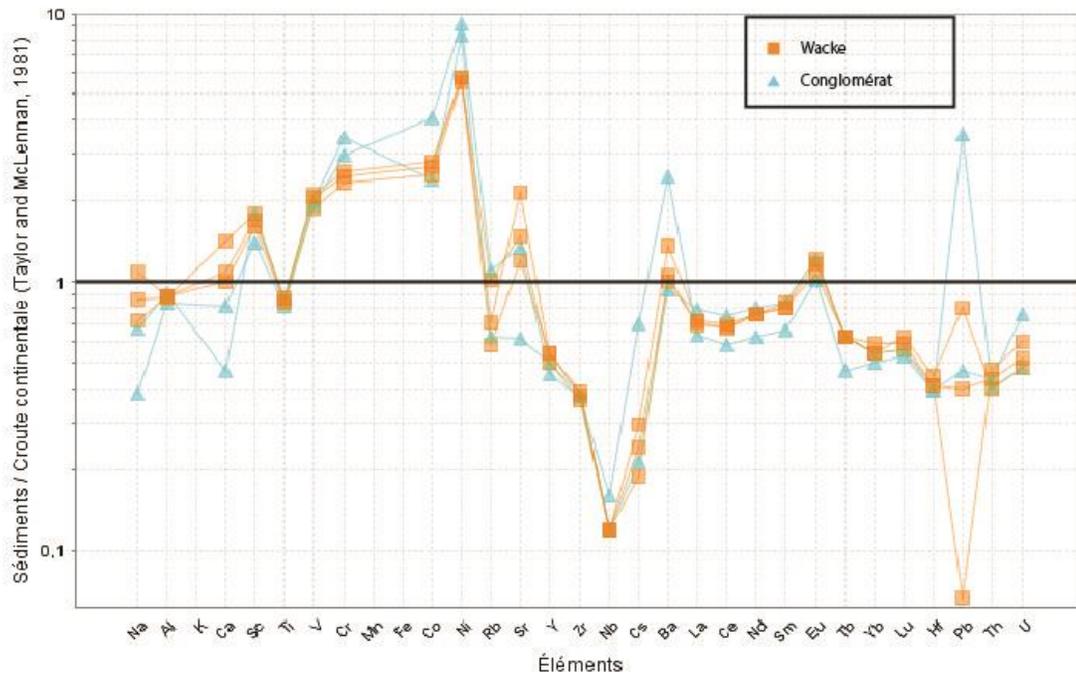


Figure 4.7 Graphique multiéléments qui compare les métaux de transition, les HFSE (éléments à fort champ ionique) et les terres rares dans les roches sédimentaires par rapport à la composition moyenne des roches sédimentaires de la croûte continentale de Taylor et McLennan (1981).

4.3.3 Interprétation

Les roches sédimentaires analysées à proximité du lac Menarik présentent des anomalies positives en V, Ni, Cr et Co et une très faible maturité. Ces anomalies, ainsi que de faibles valeurs en Zr, Hf et Th par rapport à la composition de la croûte continentale de Taylor et McLennan (1981) suggèrent une contribution d'une composante détritique dérivée de l'érosion de roches mafiques ou ultramafiques. Les concentrations en Ba, Eu, Rb, Ca, Na et Al sont toutefois semblables à celle de la croûte continentale et soulignent également une contribution de roche feldspathique. Ces anomalies géochimiques prennent leur sens en intégrant les données géochronologiques sur zircons détritiques, la composition des clastes et les relations de terrain. Davis *et al.* (2014) ont daté les zircons détritiques d'un échantillon de conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak situé immédiatement au nord du lac Menarik. Ces travaux ont mis en évidence une population de zircons principale à ca. 2735 Ma. Cette population correspond à l'âge du Groupe de Yasinski (2732 +8/-6 Ma), qui représente une source potentielle de débris ferromagnésiens, et est cohérente avec la présence de clastes mafiques et d'anomalies en métaux de transition dans la matrice du conglomérat et dans le wacke. Cette population de zircon inclut toutefois des grains aussi jeunes qu'environ 2714 Ma. Tel que montré au Chapitre 3, le conglomérat contient effectivement des clastes de roches intrusives porphyriques très semblables à la phase 3 des Intrusions de Duncan. Enfin, des populations de zircons mésoarchéens définissant des pics à 2810 Ma et 2855 Ma correspondent à l'âge du socle du Complexe de Langelier. Ainsi, les faibles concentrations en Zr, Hf et Th et fortes concentrations en Ba, Eu, Rb, Ca, Na et Al semblables à celles de la croûte continentale peuvent s'expliquer par une certaine contribution de matériel sialique érodé du Complexe de Langelier et des Intrusions de Duncan.

CHAPITRE V

MINÉRALISATION AURIFÈRE

5.1 Introduction

Différentes commodités ont fait l'objet de travaux d'exploration sur la propriété Lac Ménarik. Ce chapitre présente la description d'un gîte et un indice représentatifs de la minéralisation aurifère filonienne, incluant leurs caractéristiques lithologiques et structurales, une classification des différentes familles de veines, ainsi que la minéralogie des altérations hydrothermales associées. La minéralisation aurifère, ainsi que les caractéristiques géochimiques des altérations hydrothermales et des veines aurifères y sont également présentées. Ce chapitre donne aussi un aperçu de l'histoire d'exploration sur la propriété.

5.2 Historique d'exploration de la propriété Lac Ménarik

Plusieurs compagnies ont été impliquées dans l'exploration de la propriété du lac Ménarik. En 1959, le secteur du lac Yasinski, situé à environ 15 km au SW du lac Ménarik, a été acquis par la compagnie Main Exploration et des travaux de cartographie

géologique, de prospection, de tranchées, de forages aux diamants et de levés aéromagnétiques ont mené à la découverte d'indices d'or, de chrome et de fer (Baldwin, 1959; Seeber, 1960). Dans les années 1970, les principales cibles d'exploration ont été avancées par le vaste programme d'exploration minérale de la Société de Développement de la Baie-James (Martin *et al.*, 1973; Barr *et al.*, 1974; Gallop, 1975).

Pro-Or Ressources effectue des travaux d'exploration régulièrement (géologie, prospection, géophysique, géochimie et forage) de 1986 à 2009 et se concentre sur la mise en valeur du potentiel en chrome, en or et en métaux de base sur la propriété (Lavoie *et al.*, 1987; Provost, 1997; Richer-Lafèche *et al.*, 2002; Bussièrès, 2009; Hubert, 2009).

De 1998 à 2001, Dianor Ressources Inc. mène d'abord des travaux de reconnaissance pour ensuite se concentrer sur des campagnes d'exploration et a complété 1756 m de forage au diamant en 17 trous (Beauregard, 2000; Gaudreault et Beauregard, 2001). Dianor concentre également ses efforts sur des levés géophysiques (Beauregard, 2000; Boileau, 2000) et des études pétrographiques sur l'altération et la minéralisation en or (Girard et Tremblay, 2000). Suite aux forages, huit indices d'or ont été découverts dont les indices Pierre et Ben-Gord qui ont fait l'objet d'une cartographie de détail dans le cadre de cette étude (Section 5.3). Les forages du gîte Pierre (1404-03 et 1404-17) donnent les meilleures valeurs avec une concentration en or de 890 ppb sur 68 m et une autre de 760 ppb sur 34 m, tous deux situés à l'endroit de la monzodiorite quartzifère porphyrique. Les observations pétrographiques de Girard et Tremblay (2000) suggèrent que la minéralisation est associée à la pyrite et à une altération de carbonate et de séricite. De 2001 à 2009, Dianor s'est plutôt penché sur le potentiel diamantifère, en particulier dans le conglomérat de la Formation d'Ekomiak, mais les efforts sont non-concluants (Canova, 2002a et b; Beauregard et Gaudreault, 2002; Martel et Verley, 2010).

En 2013 et 2014, Mines d'Or Virginia relance les efforts d'exploration pour l'or sur la propriété Lac Ménarik et procède à une réévaluation de son potentiel (Legoux et Oswald, 2014; Pearson, 2014). Les efforts se concentrent alors sur l'intrusion porphyrique et sur les roches sédimentaires à proximité. Le gîte Pierre et d'autres indices sur la propriété sont échantillonnés systématiquement et font l'objet de travaux de rainurage. Un échantillonnage du till est également effectué.

C'est en 2016 que Harfang Exploration Inc. fait l'acquisition de la propriété Lac Ménarik et débute ses travaux d'exploration à l'endroit du projet Ménarik (Girard, 2016; Dubé, 2017; Guérin-Tremblay, 2017; Oswald, 2018; Oswald et Huot, 2020).

Gauthier (consultation interne, 2017) propose l'existence du potentiel pour un gisement d'or à basse teneur et fort tonnage dans le secteur du gîte Pierre, et associé à des intrusions cataclasées contenant des stockwerks aurifères dans le secteur du gîte Pierre. Ces stockwerks formeraient des colonnes minéralisées plongeant à 70 degrés vers N000, avec comme gisements modèles celui de Wallaby en Australie et ceux de Lamaque, Siscoe et Camflo dans le secteur de Val-d'Or (Gauthier, consultation interne, 2017). À ce jour (2021), plus de 25 indices d'or sont répertoriés dans un rayon de moins de 3 km entourant le gîte Pierre, et dont la majorité est associée à des veines de quartz situées dans l'intrusion porphyrique, mais également dans les roches volcaniques et sédimentaires.

5.3 Principaux indices minéralisés

Plusieurs indices minéralisés ont été visités et la plupart d'entre eux sont encaissés dans l'intrusion porphyrique du gîte Pierre, et celle située immédiatement au nord. Le gîte

Pierre et l'indice Ben-Gord sont les principaux sites sur lesquelles portent les sections suivantes et sont représentatifs des différents styles de minéralisation du secteur d'étude. Ces sites ont aussi fait l'objet d'une cartographie de détail et de travaux de rainurage, tandis que les autres indices ont été décrits sommairement et ont été échantillonnés au marteau uniquement. Deux forages à travers le gîte Pierre ont également été documentés et rééchantillonnés. Dans l'ensemble, les indices présentent des similitudes, notamment en ce qui a trait aux types de veines et d'altérations.

5.3.1 Gîte Pierre

Le gîte Pierre (Figure 3.1) est situé à 600 m de la rive nord du lac Menarik et son décapage couvre une aire d'à peu près 2000 m². Plusieurs travaux de rainurage ont été réalisés par le passé et deux forages au diamant superposés le traversent. Le corps du gîte est encaissé dans une monzodiorite quartzifère à phénocristaux de feldspath potassique (Section 3.2.3, Figure 3.5). La déformation de cette intrusion est hétérogène, mais un réseau de fractures et de roche cataclasé semble mieux développé dans la partie sud vers le contact avec les roches sédimentaires encaissantes. Le contact avec les roches sédimentaires au nord n'est pas observé en surface, mais uniquement en forage. Quant au contact est, les travaux de décapage à l'été 2018 mettent en évidence un aspect bréchifié de la roche intrusive, avec une matrice de roches sédimentaire (Figure 5.1). Davis *et al.* (2005) suggèrent d'ailleurs que ce type de brèche retrouvé au contact de la monzodiorite quartifère pourrait représenter une pépérite, témoignant ainsi d'une mise en place à faible profondeur, alors que la roche sédimentaire n'était pas complètement consolidée. Les roches sédimentaires au sud ont développé une forte schistosité et une crénulation superposée. La portion sud de l'intrusion et des roches sédimentaires est recoupée par une aplite discontinue d'orientation E-W. Un mince niveau de formation de fer (environ 30 cm) est également présent à environ 1 m au sud du contact avec l'intrusion, et ce niveau est aussi documenté en forage.



Figure 5.1 Exposition du contact est au gîte Pierre qui montre l'aspect bréchifié de l'intrusion avec comme matrice les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak.

À la surface, l'intrusion du gîte Pierre est minéralisée sur trois principales zones le long de ses contacts nord et sud avec les roches sédimentaires et à mi-chemin entre les deux contacts, où se trouve une zone de cisaillement. La zone de cisaillement est documentée à la surface et en forage. Il s'agit d'une zone de cisaillement ductile-fragile (Figure 5.2) à mouvement senestre, d'orientation SW et à fort pendage. Cette zone est marquée par une linéation minérale à faible plongée vers le SW (5°). Dans cette zone de cisaillement se trouve, à la surface, une veine d'environ 30 cm d'épaisseur à texture laminée et à bordures cisillées. Cette veine est fortement minéralisée avec une teneur aurifère qui atteint 25.9 ppm Au (échantillon 17-MK-005R3). Elle présente des épontes mylonitiques sur approximativement 50 cm, avec des structures C-S qui indiquent le mouvement senestre (Figure 5.2A). Cette zone de cisaillement est aussi reconnue en forage (Figure 5.2B), où elle est associée au développement d'une forte foliation et à l'altération hydrothermale de la roche encaissante (Figure 5.2C). Les micas soulignent la fabrique mylonitique, alors que le quartz montre une extinction roulante et des bandes de recristallisation (Figure 5.2D). Le feldspath est caractérisé par des mâcles de déformation ondulées et le plagioclase par des ondulations dans les macles polysynthétiques (Figure 5.2E).

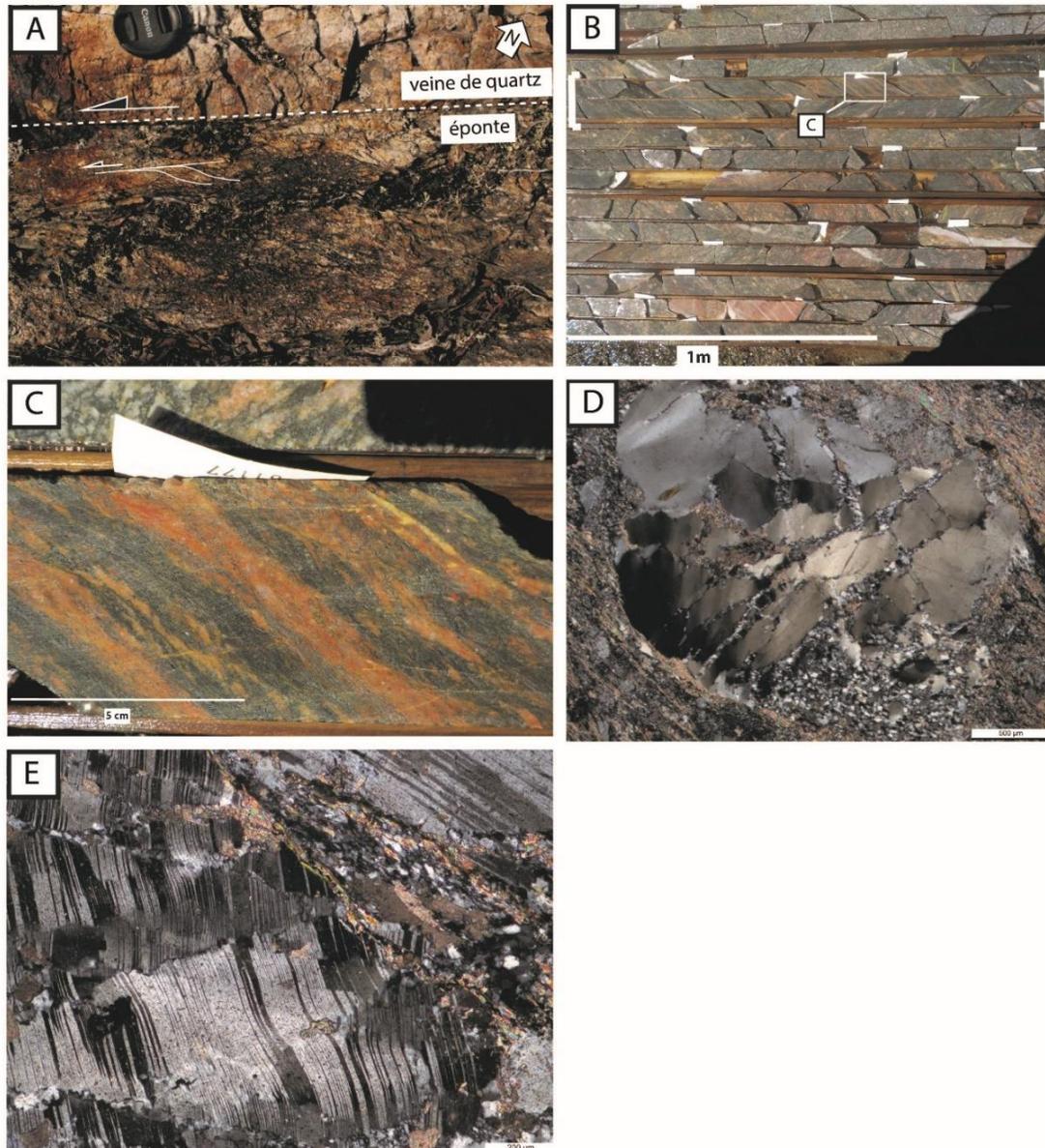


Figure 5.2 Photographies et photomicrographies de la zone de cisaillement au centre du décapage du gîte Pierre. **A)** Veine de quartz laminée avec éponge déformée dans une zone de cisaillement à mouvement senestre. **B)** Forage 1404-17 avec la zone de cisaillement (entre les crochets blancs sur l'image). **C)** Agrandissement sur le forage 1404-17 à l'endroit d'une section cisillée. **D)** Grain de quartz dans la zone de cisaillement montrant une extinction roulante et des bordures de fracturation recristallisées (lame 1404-03-500). **E)** Macles polysynthétiques ondulantes dans la zone de cisaillement au gîte Pierre (lame 17-MK-005R3D).

Le gîte Pierre contient des veines dont l'épaisseur varie du centimètre à environ 50 centimètres avec des attitudes variables. Les familles de veines sont présentées à la Section 5.4. Le site contient également un réseau de veinules et des stockwerks dont le volume de quartz filonien varie grandement d'un secteur à l'autre sur l'affleurement. La quantification du volume filonien n'a pas été réalisée. En termes d'éléments structuraux, les veines les plus importantes, ainsi que les plans de failles et de fractures, la foliation, ainsi que la principale zone de cisaillement ont été inscrites sur la cartographie présentée à la Figure 5.3. La zone de cisaillement et les éléments de déformation dans les roches sédimentaires y sont également représentés.

Les valeurs aurifères sont distribuées de façon hétérogène à l'échelle du gîte et de l'affleurement (Figure 5.3). Les concentrations en or varient significativement d'un échantillon à l'autre. Quatre rainures ont été effectuées, deux dans des veines laminées et leurs épontes, une au contact sud et une dans la zone de cisaillement (Annexe III pour descriptions). Dans l'ensemble, les veines montrent des teneurs plus élevées, entre 276 et 25900 ppb, contre 15 à 1750 ppb dans les épontes altérées. Les épontes des veines sont diffuses et marquées par une altération à sérécite et carbonate qui s'étend jusqu'à plus d'un mètre des filons. Ces zones d'altération semblent être marquées par un réseau de veinules en stockwerk parmi lequel on y retrouve de la pyrite disséminée. L'échantillon 17-MK-005B, situé à plusieurs mètres d'une veine, contient tout de même 945 ppb Au. Les épontes des veines sont fracturées en marge de l'intrusion et l'intrusion même est davantage cataclasée à son contact sud avec les roches sédimentaires. Les concentrations en or ne semblent pas être plus importantes dans les zones davantage cataclasées. Les échantillons d'aplite ont retourné des valeurs en or de 386 ppb en forage et 618 ppb en surface.

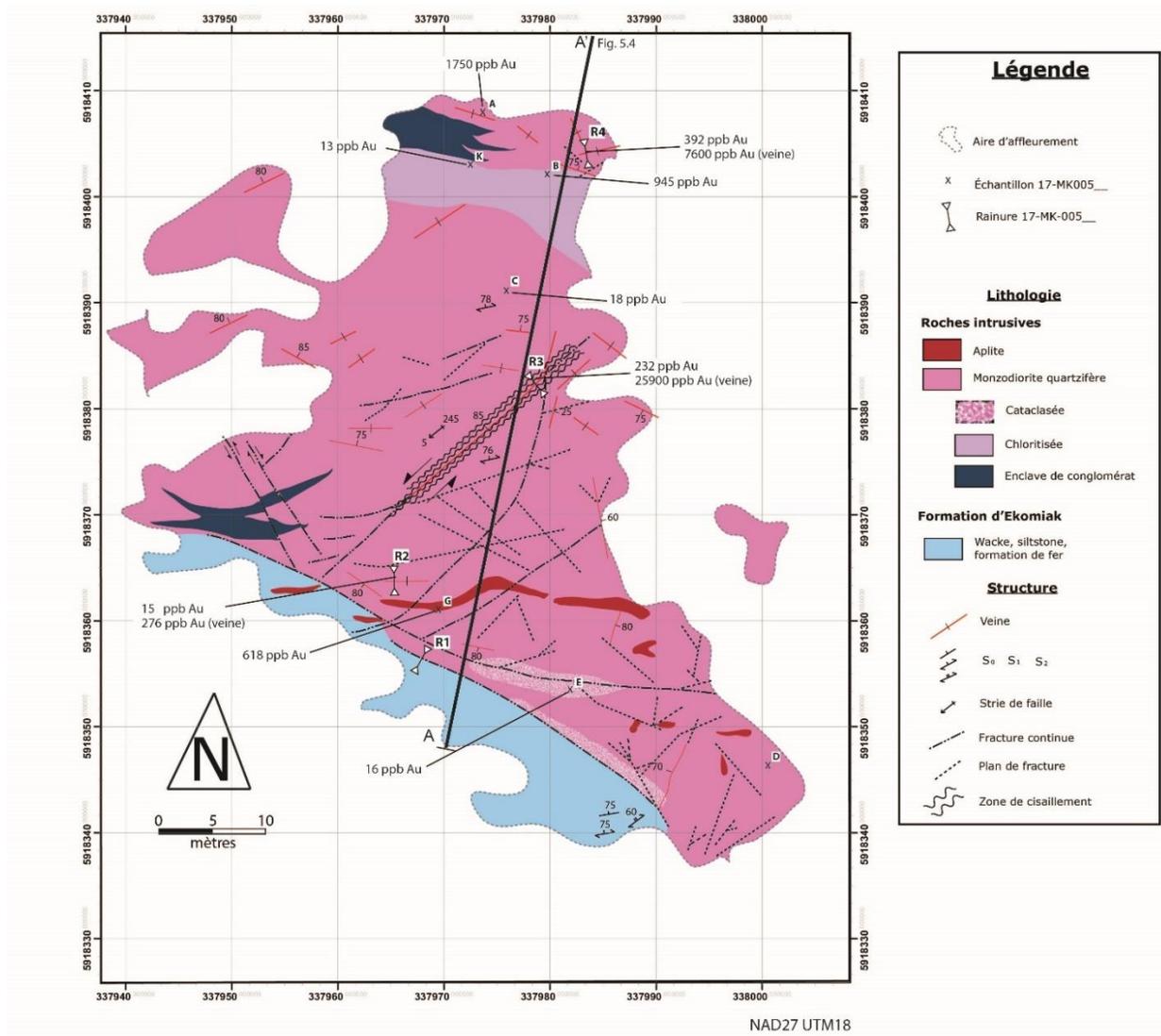


Figure 5.3 Cartographie du gîte Pierre avec la localisation des différents échantillons choisis pour analyses géochimiques et minéralogiques. La coupe A-A' est présentée à la Figure 5.4 et elle synthétise les informations géologiques déterminées à la surface et en forages (forages 1404-03 et 1404-17).

Observations des forages

Les forages 1404-03 et 1404-17 ont été effectués en 2000 par Dianor Inc. (Beauregard, 2000; Gaudreault et Beauregard, 2001). Ces deux forages traversent l'intrusion minéralisée du gîte Pierre et ils ont été décrits dans le cadre de la présente étude afin d'interpréter la continuité des structures et des zones minéralisées en profondeur, et de caractériser davantage la minéralisation aurifère. Des échantillons (Figure 5.5) y ont aussi été prélevés pour analyses géochimiques et pétrographiques. Les forages, d'une longueur d'environ 100 m chacun, plongent à 45° vers le SSW, et coupent le contact entre perpendiculairement au contact entre les roches sédimentaires et l'intrusion porphyrique. Tel qu'indiqué par Beauregard (2000), le forage 1404-03 a retourné les valeurs aurifères les plus significatives, avec 890 ppb Au sur 68 m. Dans l'intrusion, le forage 1404-17 a retourné des valeurs aurifères de 760 ppb Au sur 34 m à partir du contact sud, et de 750 ppb Au sur 10,4 m à partir du contact nord avec les roches sédimentaires.

Les principales caractéristiques des forages 1404-03 et 1404-17 sont synthétisées sur les Figures 5.4 et 5.5, et ce paragraphe en présente un court sommaire descriptif, allant du nord vers le sud (à partir de la surface).

Au contact nord, entre les roches sédimentaires et l'intrusion, se trouve une zone minéralisée d'environ 10m d'épaisseur où l'intrusion est fortement séricitisée et riche en ankérite. Cette section est suivie d'une section peu minéralisée d'environ 5 à 10 mètres d'épaisseur et montrant une matrice verte à grain fin contenant des phénocristaux de feldspath potassique. La principale zone de cisaillement montre une épaisseur variant de 1 à 4 mètres et la minéralisation aurifère est plus élevée de part et d'autre du cisaillement. Il y a ensuite une augmentation marquée de la fracturation et de l'hématitisation de l'intrusion vers le sud et un dyke d'aplite rosée d'épaisseur

décimétrique recoupe l'intrusion et son contact avec les roches sédimentaires. Enfin, près du contact sud de l'intrusion, la monzodiorite quartzifère est fortement séricitisée. La formation de fer cartographiée à la surface se continue en profondeur. Elle est d'environ 10 cm d'épaisseur.

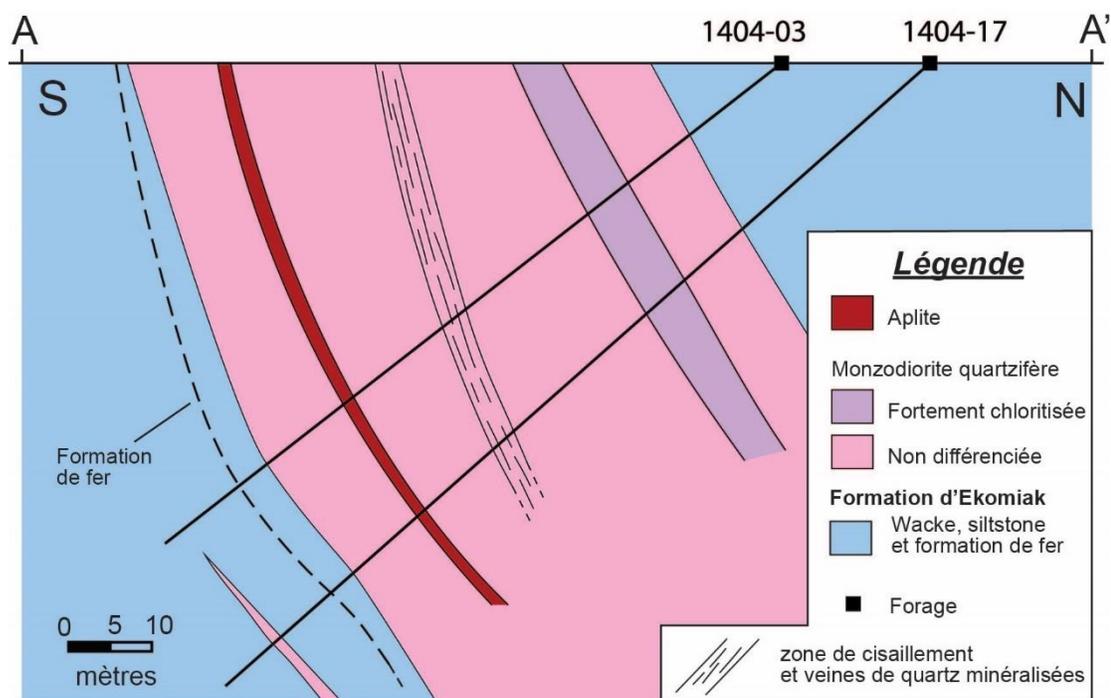


Figure 5.4 Vue en coupe du gîte Pierre avec les différents éléments rencontrés à la surface et dans les forages 1404-03 et 1404-17.

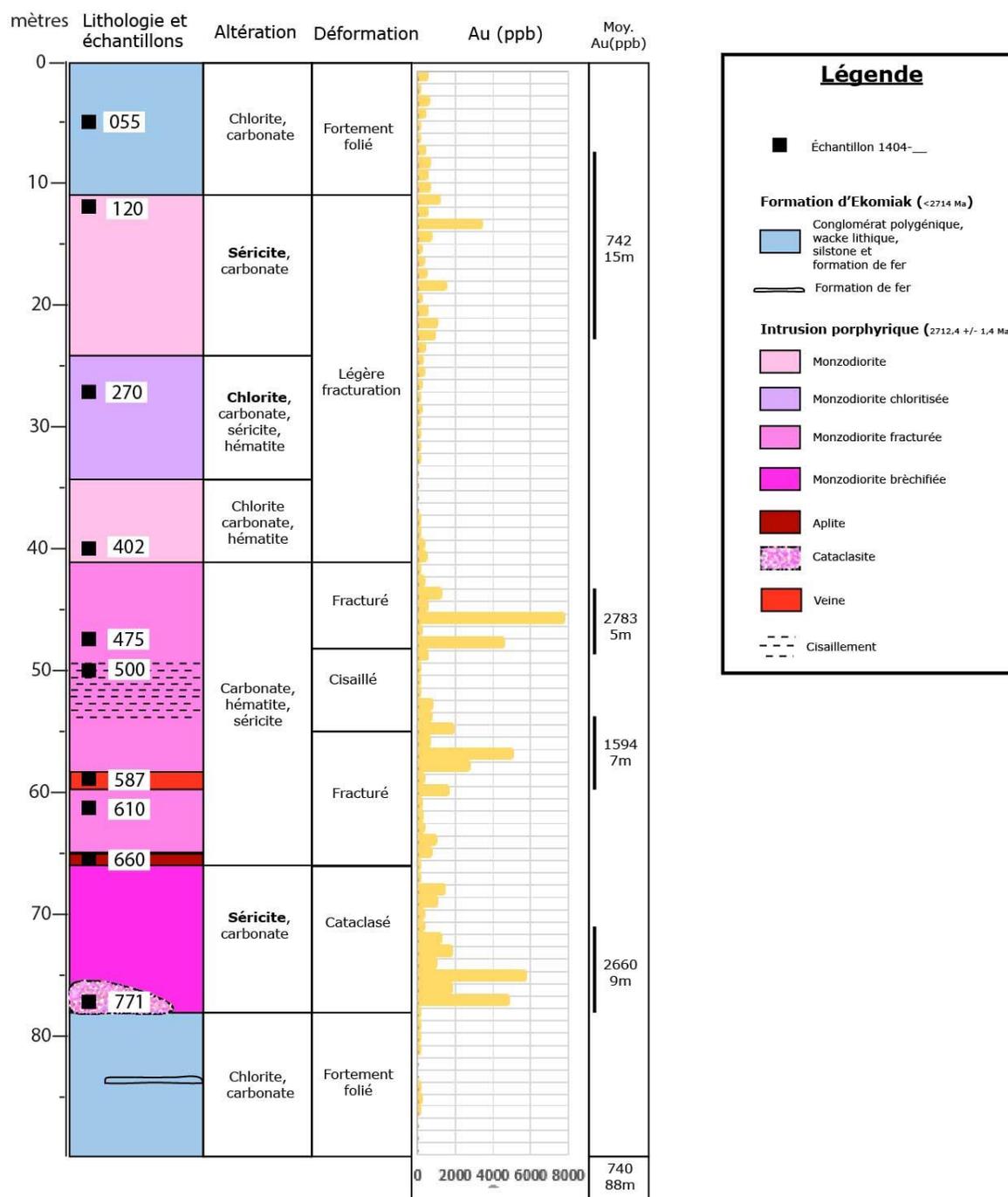


Figure 5.5 Synthèse des caractéristiques du forage 1404-03 avec la localisation des différents échantillons, les lithologies, la minéralogie des principales altérations, la déformation et les valeurs aurifères.

5.3.2 Indice Ben-Gord

L'indice Ben-Gord est situé au contact entre l'intrusion de monzodiorite quartzifère du lac Menarik et les roches sédimentaires, à peu près à 500 m à l'ouest du gîte Pierre (Figure 3.1). La meilleure section minéralisée interceptée en forage a donné 1000 ppb Au sur 2,24 m (Forage 1404-07) et les teneurs atteignent 3,6 ppm sur échantillon choisi (Beauregard, 2000). Cette minéralisation, sous forme de pyrite fine à grossière est située dans l'intrusion et se trouve dans une enveloppe fracturée et cisailée orientée ENE (Figure 5.6). Cette enveloppe comporte des veines de quartz laminées décimétriques subparallèles d'une épaisseur variant de 2 à 50 centimètres. À la surface, il est possible de suivre cette zone sur une distance d'environ 30 mètres vers l'est à partir du contact entre les roches sédimentaires et l'intrusion. Au contact, cette zone est cataclasée et les veines sont fragmentaires et discontinues. Ensuite, en allant vers l'est, les veines s'amincissent et deviennent davantage continues et la roche est moins cataclasée, mais quand même fracturée. Au sud de cette zone, une série de fractures de cisaillement avec un déplacement apparent faible et variable, affectent une série de veines d'extension centimétriques plissées et discontinues d'orientation N-S. Le contact sud avec les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak est orienté NW-SE et pente fortement vers le NE. Ce contact est également documenté en forage sur une section N-S, et immédiatement au sud de celui-ci, deux sections d'intrusion de monzodiorite quartzifère d'une épaisseur de 2 à 3 mètres chacune recourent les roches sédimentaires (Beauregard, 2000). Des formations de fer finement litées sont également présentes. Des dykes d'aplite discontinus se trouvent de part et d'autre du contact entre les roches sédimentaires et l'intrusion à la surface, mais les descriptions de forage historique n'en font pas mention en profondeur.

Deux rainures ont été effectuées à l'endroit des veines principales sur l'indice Ben-Gord et permettent d'en caractériser la minéralogie (Figure 5.6). La première rainure (17-MK-036R1) recoupe une veine minéralisée d'environ 40 centimètres d'épaisseur

au niveau du contact entre les roches sédimentaires et l'intrusion de monzodiorite quartzifère. La veine contient de la calcite et de la pyrite (~2%) sous forme de minces filonnets. La rainure recoupe aussi le niveau de formation de fer de quelques centimètres d'épaisseur au contact sud avec les roches sédimentaires.

La deuxième rainure (17-MK-036R2) est située complètement dans l'intrusion et traverse trois veines parallèles de quartz-carbonate d'épaisseur centimétrique. Les épontes des veines contiennent des traces de pyrite disséminée et une altération à hématite qui donne une couleur rosée à la roche. Les épontes sont faiblement affectées par la déformation.

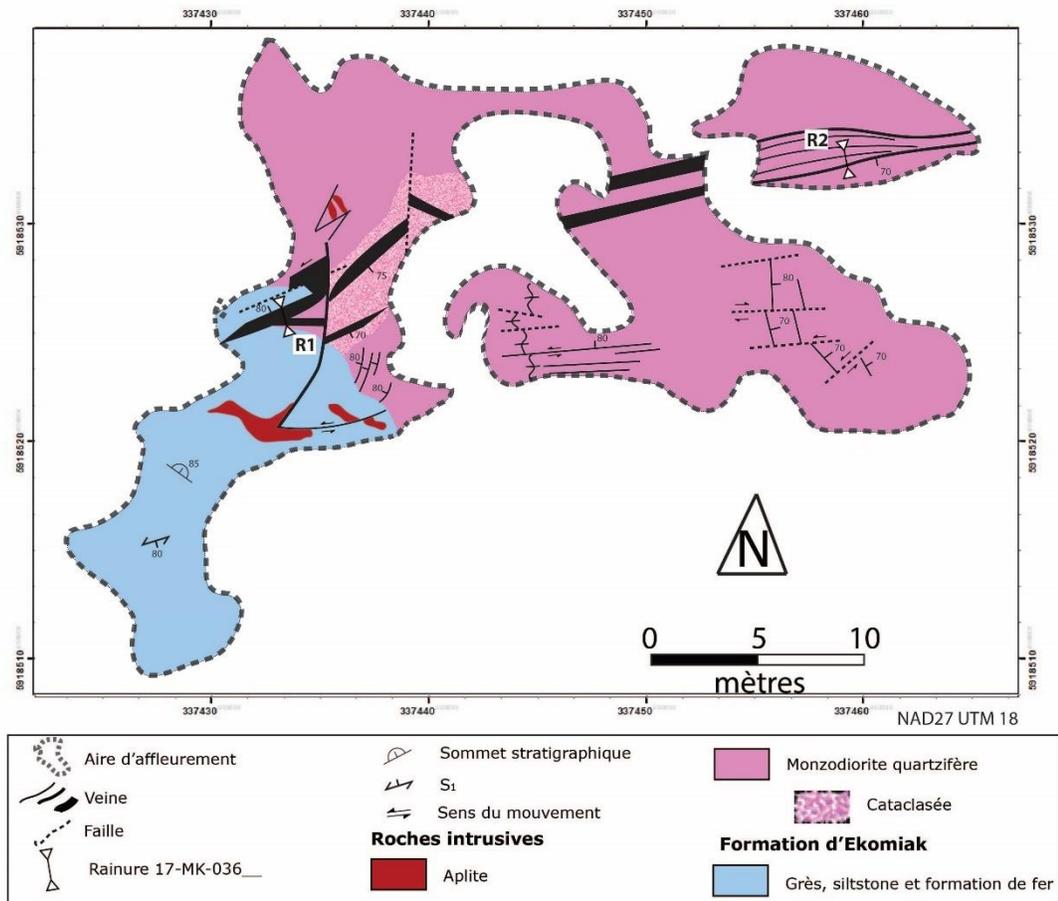


Figure 5.6 Cartographie détaillée de l'indice Ben-Gord avec les lithologies et les différentes structures associées aux veines de quartz.

5.4 Classification des veines

Quatre types de veines et veinules à quartz ont été identifiées sur le terrain d'étude, i.e. à partir de la cartographie du gîte Pierre et de l'indice Ben-Gord, et de la documentation effectuées dans les secteurs environnants. Le premier type est une série de veines laminées d'attitude similaire à celle de la schistosité principale, soit ENE-WSW avec un fort pendage vers le nord. Il s'agit du type de veine associé à la minéralisation aurifère. Le deuxième est une série de veines d'extension d'orientation N-S, et le troisième, une série de veines à faible pendage sans orientation particulière. Le quatrième type est représenté par des stockwerks formés de veinules de quartz.

5.4.1 Veines laminées

Les veines laminées sont développées dans des zones de déformation fragile-ductile sub-parallèles à S_1 d'orientation ENE (Figure 5.7A). Ces veines sont parallèles à cette schistosité ou montrent un faible angle par rapport à celle-ci, et l'épaisseur des enveloppes de déformation qui encaissent les veines est de l'ordre de quelques décimètres. Elles sont développées dans toutes les roches du secteur d'étude, incluant le conglomérat polygénique, le wacke et les formations de fer de la Formation d'Ekomiak, ainsi que dans la monzodiorite quartzifère du gîte Pierre, et celle qui encaisse l'indice Ben-Gord. L'échantillonnage et la description pétrographique détaillée a principalement été effectuée sur des veines encaissées dans les roches intrusives, là où la plus minéralisation aurifère est plus importante. Toutefois, les travaux d'exploration effectués par Harfang Exploration inc. ont démontré que les veines dans les roches sédimentaires sont également aurifères. Les veines laminées sont rectilignes et forment des séries de veines parallèles avec des laminations parallèles aux épontes (Figure 5.7B). Elles sont de puissance millimétrique à métrique, parfois

massives, parfois bréchifiées (indice Ben-Gord) et localement elles se poursuivent latéralement sur plus d'une trentaine de mètres (Figure 5.7C). La pyrite y est fine à grossière et elle a tendance à se concentrer dans des horizons riches en chlorite qui longent les bordures des veines, mais elle est également disséminée à l'intérieur des veines et dans les épontes altérées. La pyrite est associée aux carbonates et au rutile dans les plans de fracture et dans les épontes.

La cartographie de l'indice Ben-Gord indique que cette famille de veines recoupe à la fois l'intrusion et les roches sédimentaires, et qu'elle est localement affectée par une déformation fragile matérialisée par des plans de décollement associés à des fractures d'orientation E-W avec un déplacement apparent inférieur à 50 cm (Figure 5.6). Bien que les veines de l'indice Ben-Gord soient développées dans une zone de cisaillement fragile ductile soulignée par la présence de veines et d'une enveloppe faiblement foliée, la monzodiorite qui encaisse les veines est fortement fracturée et cataclasée, soulignant ainsi le comportement fragile prédominant de l'intrusion. Ainsi, même si les veines présentent localement des enveloppes de déformation mylonitique dans la monzodiorite quartzifère, par exemple au gîte Pierre (Figure 5.2A), les données de terrain est cohérente avec le développement préférentiel des veines dans cette lithologie plus compétente par rapport aux roches sédimentaires.

Parmi les veines minéralisées échantillonnées dans les rainures au gîte Pierre, les meilleures valeurs ont été obtenues dans ces veines ENE à NE, soit pour les rainures 17-MK-005R3 et 17-MK-005R4, avec des valeurs aurifères de 25.9 et 7.6 ppm Au, respectivement. La rainure 17-MK-005R2, qui coupe une veine d'orientation ESE, a donné une valeur de 0.276 ppm Au.

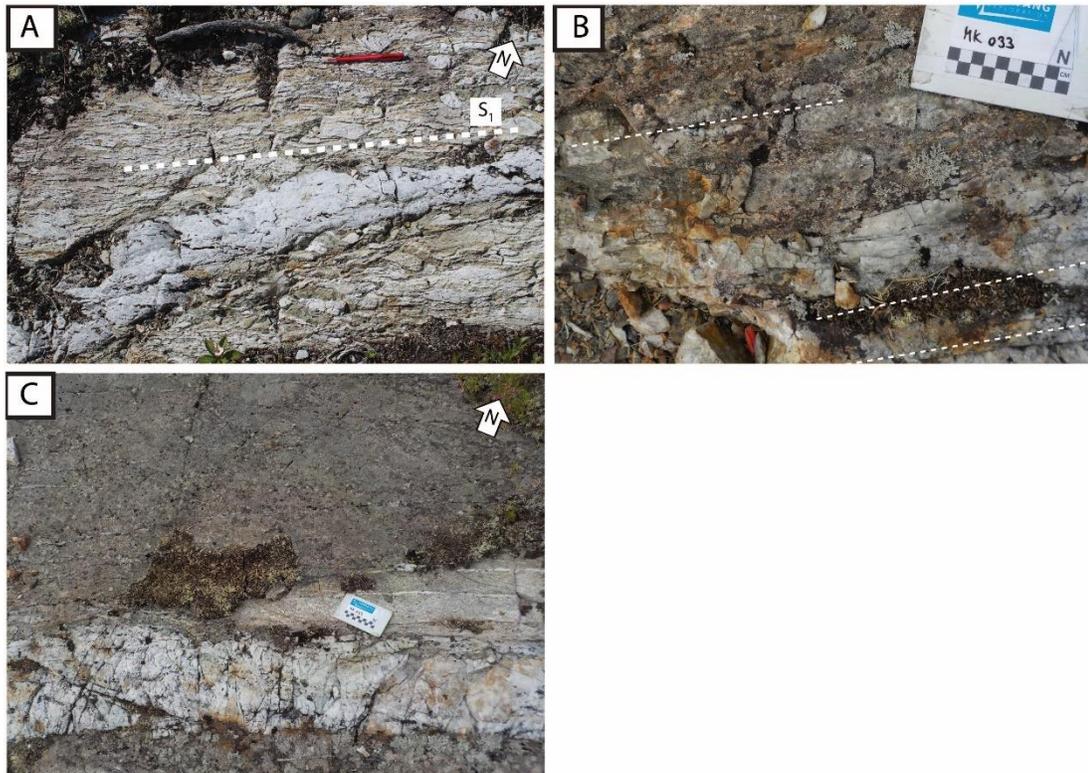


Figure 5.7 Photographies des veines laminées d'orientation ENE dans le secteur à proximité du gîte Pierre. **A)** Veine laminée sub-parallèle à la schistosité principale dans le conglomérat polygénique (UTM 338126 5918259). **B)** Série de veines parallèles avec laminations dans la monzodiorite quartzifère (UTM 337382 5918763). **C)** Veine massive avec petites veines parallèles dans la monzodiorite quartzifère (UTM 337382 5918763).

5.4.2 Veines d'extension verticales

Les veines d'extension verticales se retrouvent à la fois dans les roches sédimentaires et dans les roches intrusives et elles ont une orientation généralement N-S. Elles sont d'épaisseur millimétrique à centimétrique et elles sont parfois plissées (Figure 5.8A) ou discontinues (Figure 5.8B). Elles forment souvent un réseau de veines parallèles verticales, perpendiculaires à S_1 et aux veines laminées (Figure 5.8C,D). Au gîte Pierre, elles sont à angle fort par rapport à la linéation minérale dans la zone de cisaillement qui encaisse une des principales veines laminées. Ces veines d'extension recoupent à la fois les veines laminées et les veines à faible pendage (Section 5.4.3). À l'échelle du secteur d'étude, elles forment également des veines d'extension dans les bancs de grès qui alternent avec le conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak (Figure 5.8E), ou dans des fragments de roche intrusive dans le conglomérat. Une famille de veines d'extension d'orientation N-S est aussi localement développée parallèle au clivage de crénulation (S_2) (Figure 5.8F).

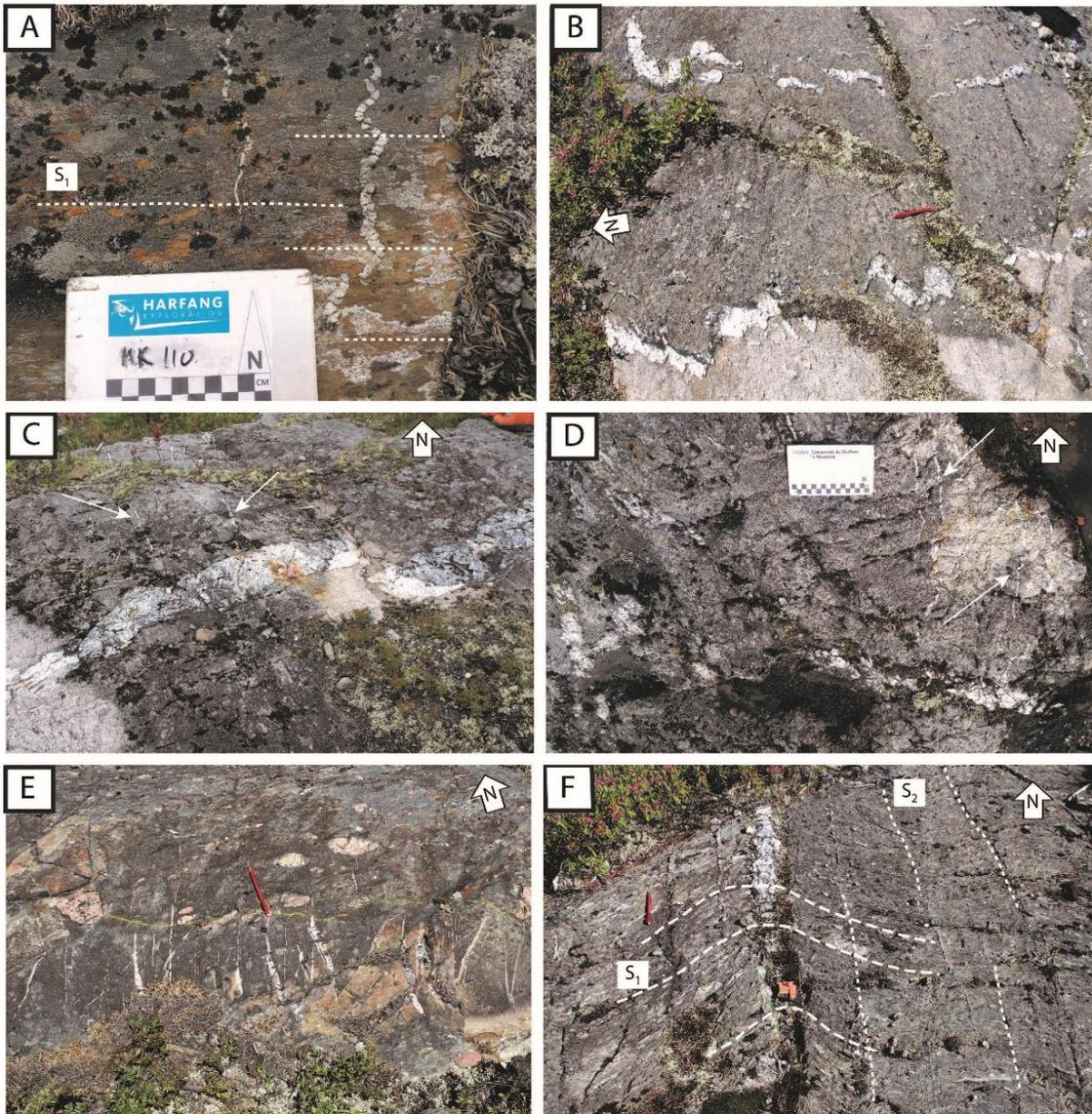


Figure 5.8 Photographies des veines d'extension verticales d'orientation N-S. **A)** Veines d'extension N-S plissées (UTM 337773 5918300) et **B)** discontinues dans la monzodiorite quartzifère (UTM 337244 5918820). **C,D)** Veines d'extension verticales perpendiculaires aux veines laminées E-W (indice Ben-Gord). **E)** Série de veines d'extension dans un horizon gréseux du conglomérat de la Formation d'Ekomiak (UTM 338064 5918370). **F)** Veine d'extension selon le clivage de crénulation (S_2) perpendiculaire et qui recoupe la schistosité principale (S_1).

5.4.3 Veines d'extension à faible pendage

Les veines à faible pendage ont été observées uniquement au gîte Pierre où elles sont relativement abondantes et minces (<1 cm). Elles forment des placages discontinus à la surface de l'affleurement (Figure 5.9A et B) et leur attitude est difficilement mesurable. Ces veines sont recoupées par des veines d'extension verticales N-S (Figure 5.9C et D).

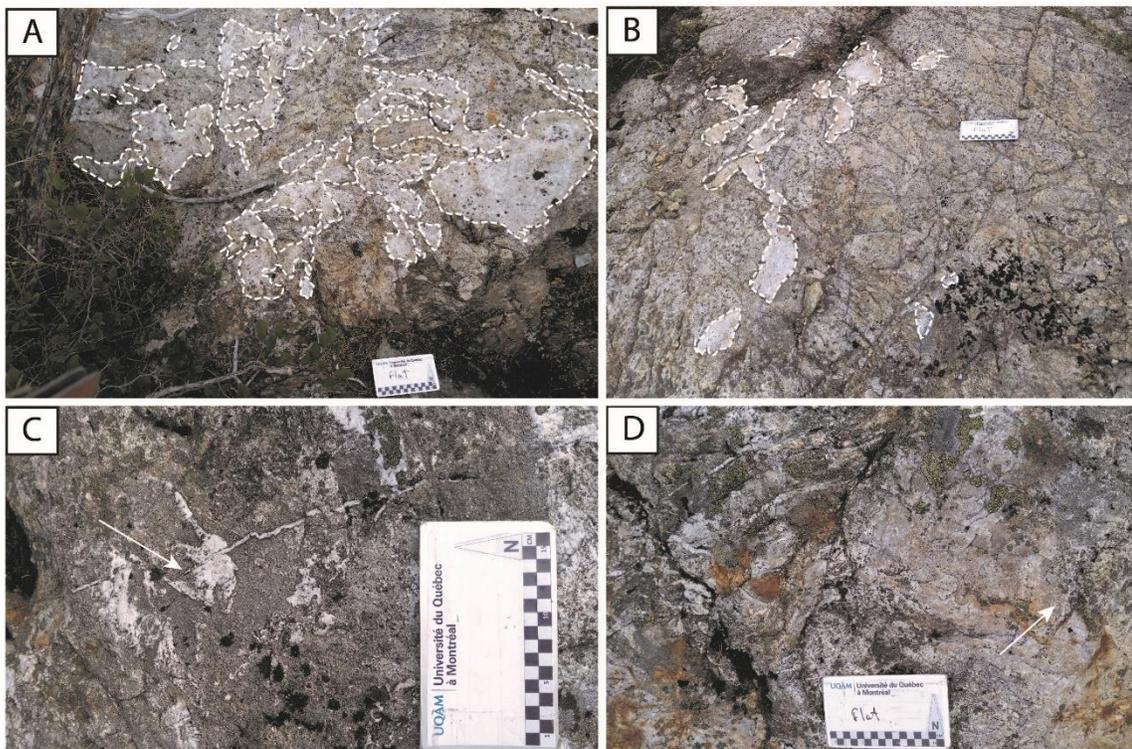


Figure 5.9 Photographies des veines d'extension à faible pendage au gîte Pierre. A) et B) Placage des veines à faible pendage à la surface de l'affleurement. C) et D) Veines à faible pendage recoupées par des veines d'extension verticale N-S.

5.4.4 Veines et veinules en stockwerk

On retrouve des réseaux de veines et veinules discontinues avec des orientations variables qui forment des zones de stockwerks principalement au gîte Pierre (Figure 5.10A). Les veines et veinules sont généralement centimétriques à localement décimétriques et la densité de ces réseaux varie à l'échelle de l'affleurement. Ces zones de stockwerk sont préférentiellement développées à proximité de veines laminées dont l'épaisseur est importante (> 50 cm) (Figure 5.10B et C) et près des zones de contact nord et sud de l'intrusion, où la fracturation est plus considérable. Des zones de stockwerk sont également présentes dans les roches sédimentaires dans la zone de charnière de pli située à l'est du gîte Pierre.

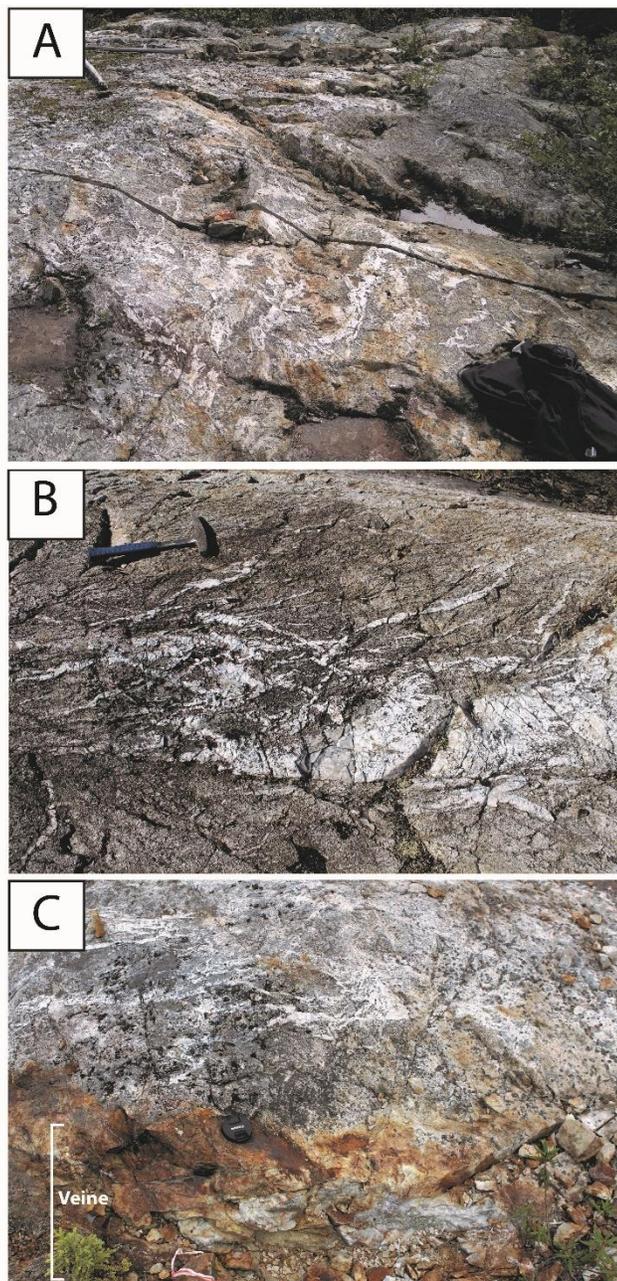


Figure 5.10 Photographie des stockwerks à quartz au gîte Pierre. **A)** Réseau de stockwerk à quartz sans orientation préférentielle. **B)** Stockwerk à quartz à proximité d'une veine de quartz décimétrique et **C)** à proximité d'une veine rouillée riche en carbonates.

5.5 Assemblages minéralogiques

De manière générale, l'altération hydrothermale est mieux développée dans la monzodiorite quartzifère que dans les roches sédimentaires, en particulier à proximité des zones où la densité de veines de quartz est plus grande. La monzodiorite quartzifère a donc été utilisée pour caractériser la minéralogie des roches altérées et les changements géochimiques associés. Les observations macroscopiques et microscopiques permettent de différencier plusieurs faciès d'altération dans les roches intrusives qui encaissent les veines et veinules. La roche moins altérée fait référence à la monzodiorite quartzifère décrite à la Section 3.2.3. Ces roches ont une composition minéralogique et géochimique qui suggère une faible altération hydrothermale. Elles présentent d'ailleurs, au sein de la monzodiorite quartzifère des valeurs anormales en or variant de moins de 2 ppb à 18 ppb Au. Elles définissent un assemblage à chlorite-calcite, alors que les roches sédimentaires ont développé un chlorite-épidote. Un autre faciès d'altération dans la monzodiorite quartzifère est composé d'un assemblage à séricite-carbonate-pyrite, et bien qu'il soit associé aux veines aurifères, ces veines n'y sont pas restreintes et sont également développées dans les roches moins altérées. Deux autres altérations, i.e. la chloritisation et l'hématitisation, sont également présentes et développées à différentes échelles. La chloritisation se retrouve dans l'intrusion du gîte Pierre alors que l'hématitisation se retrouve à la fois dans l'intrusion et dans les roches sédimentaires environnantes.

5.5.1 Chlorite-calcite

Les roches les moins altérées sont composées d'un assemblage de chlorite-calcite. Elles sont donc légèrement carbonatisées et réagissent au HCl dilué, non seulement dans les plans de fracture, mais également dans la matrice des échantillons. La calcite constitue

jusqu'à 8% de la composition modale de la monzodiorite quartzifère. La chlorite est en concentration au moins deux fois plus importante que dans les roches altérées de l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite. Elle se présente sous forme disséminée avec du quartz microgrenu (Figure 5.11A,B), en veinules dans des plans de fracture (Figure 5.11B), ou en remplacement des minéraux mafiques (Figure 5.11C). Elle est aussi en inclusion dans les phénocristaux de feldspath potassique avec du quartz et du rutile. La chlorite est associée au rutile. Ce dernier est en inclusion dans les grains de chlorite ou sous forme libre à proximité. Le rutile se trouve également en remplacement de certains cristaux de titanite (Figure 5.11D). D'autre part, la magnétite est présente dans cet assemblage, alors qu'elle est presque absente dans l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite (Figure 5.11D).

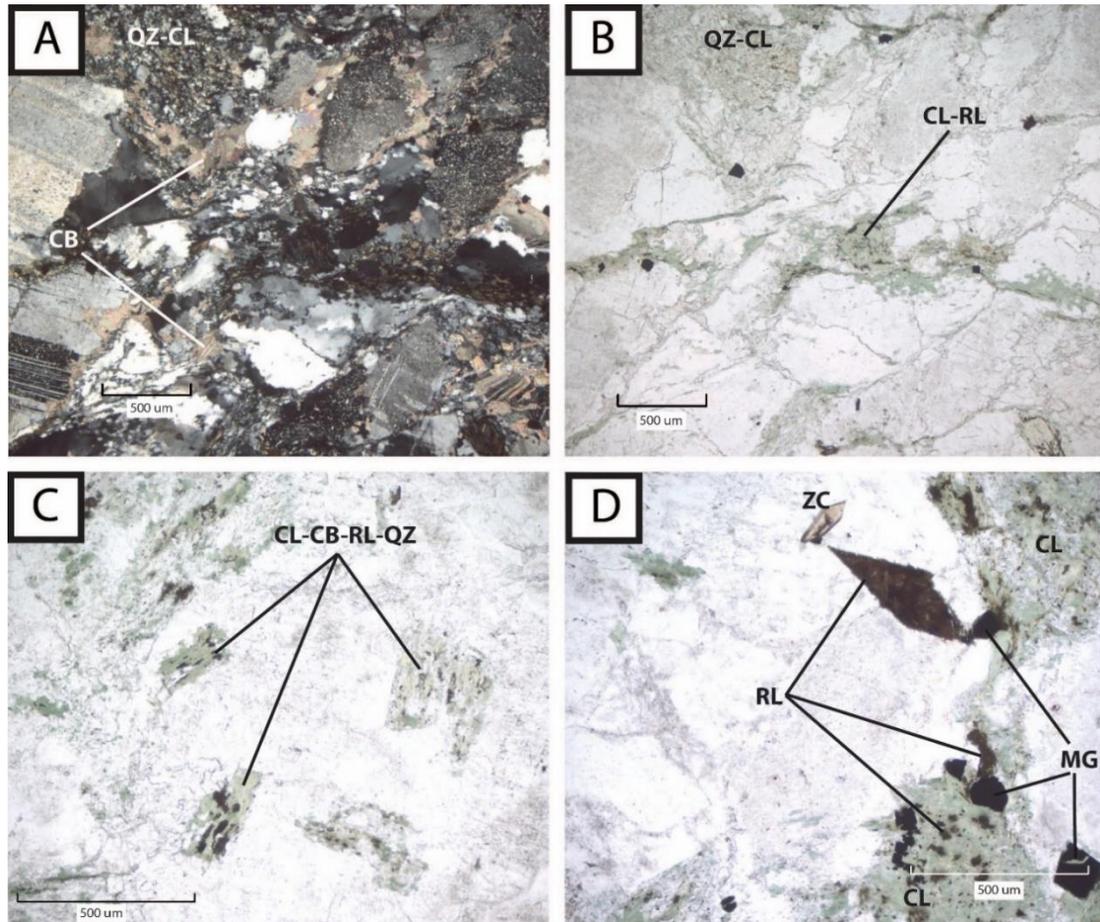


Figure 5.11 Photomicrographies de l'altération avec assemblage de chlorite-calcite dans différentes roches moins altérées. **A)** Mélange de chlorite avec du quartz microgrenu et carbonates (lame 1404-03-120 en lumière polarisée). **B)** Mélange de quartz et chlorite avec veinules de chlorite-rutile (lame 1404-03-120 en lumière transmise). **C)** Remplacement de minéraux mafiques par un assemblage de chlorite-carbonates-rutile-quartz (lame 1404-03-402 en lumière transmise). **D)** Remplacement d'un cristal de titanite par du rutile avec un cristal de zircon intact (lame 17-MK-005C en lumière transmise). CB = carbonate, CL = chlorite, MG = magnétite, QZ = quartz, RL = rutile, ZC = zircon.

5.5.2 Chlorite-épidote

L'assemblage à chlorite-épidote se limite aux roches sédimentaires, plus particulièrement les wackes et les silstones de la Formation d'Ekomiak. Tout comme l'assemblage chlorite-calcite, il est probablement associé au métamorphisme régional.

Les concentrations en chlorite peuvent aller jusqu'à 10% de la composition modale et elle est sous forme disséminée accompagnée de grains de quartz, et elle se retrouve en remplacement de minéraux mafiques comme l'amphibole et la biotite (Figure 5.12A,B). Les grains de chlorite sont souvent allongés et présentent un alignement préférentiel. Contrairement à la chlorite du faciès chlorite-calcite des roches intrusives, la chlorite dans les roches sédimentaires n'est pas associée au rutil. Également, les grains de chlorite et d'épidote montrent une certaine association avec la magnétite (Figure 5.12C et D). L'épidote est abondante et peut former jusqu'à 25% de la roche. Elle est à la fois disséminée (Figure 5.12A et F) et en petites veinules formant parfois un réseau de stockwerk discontinu (Figure 5.12E), suggérant ainsi une circulation hydrothermale.

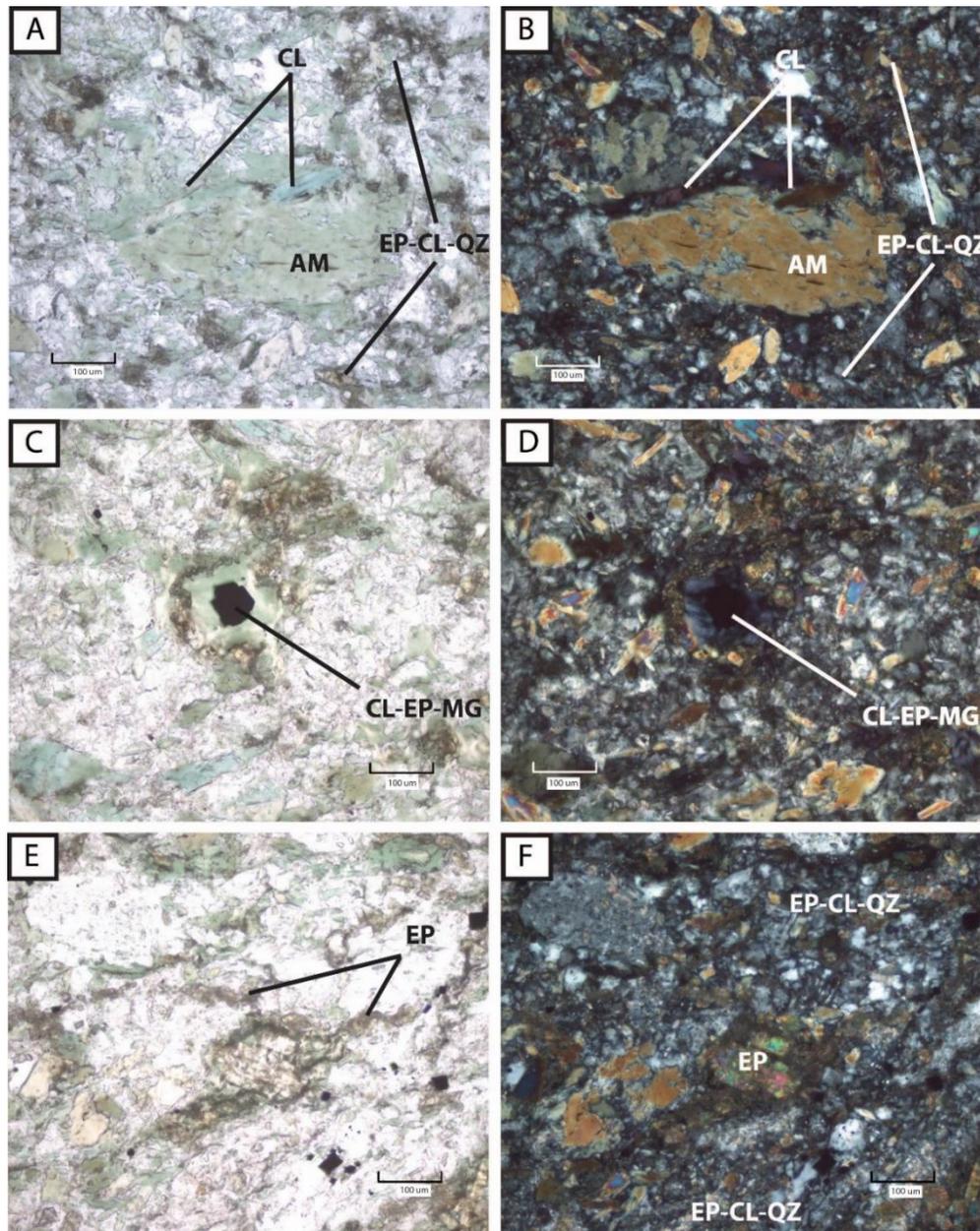


Figure 5.12 Photomicrographie de l'altération avec assemblage de chlorite-épidote dans des wackes de la Formation d'Ekomiak. **A)** et **B)** Remplacement d'un grain d'amphibole par de la chlorite et grains d'épidote disséminés avec du quartz et de la chlorite en matrice (lame 17-MK-021 en lumière transmise et polarisée). **C)** et **D)** Un grain de magnétite avec couronne de chlorite et épidote (lame 17-MK-021 en lumière transmise et polarisée). **E)** Épidote en veinules discontinues et **F)** assemblage d'épidote-chlorite-quartz en matrice (lame 17-MK-106 en lumière transmise et polarisée). AM = amphibole, CL = chlorite, EP = épidote, QZ = quartz.

5.5.3 Séricite-carbonate-pyrite

L'affleurement principal du gîte Pierre montre bien l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite. Celui-ci est caractérisé par une séricitisation modérée à forte du feldspath plagioclase (Figure 5.13A) et localement par la présence de feldspath potassique (Figure 5.13B), qui donne une couleur vert-gris pâle en cassure fraîche (Figure 5.13C). La séricite se concentre aussi dans la matrice quartzo-feldspathique et le long de fractures dans les feldspaths ou en bordure de ceux-ci. Elle est aussi associée à des feuillets plus grossiers de muscovite. (Figure 5.13B). La séricite peut montrer une orientation aléatoire, mais dans les zones de plus forte altération elle définit généralement une foliation. L'ankérite, localement abondante, est facilement reconnaissable en surface altérée par sa couleur brun foncée caractéristique (Figure 5.13C et D). Les plus grandes concentrations de séricite et d'ankérite se trouvent à proximité des veines de quartz où la séricite forme localement des stockwerks avec le quartz en association avec de la pyrite (Figure 5.13C et D). Quant à la pyrite, qui peut représenter jusqu'à 5% du mode, elle est automorphe à subautomorphe et varie en taille du millimètre au centimètre. Elle est souvent fracturée et présente fréquemment des ombres de pression formées de quartz granoblastique associé à de la chlorite prismatique. La chlorite, bien qu'elle soit peu abondante, peut représenter jusqu'à 5% du mode et elle est généralement présente dans des micro-fissures. La pyrite est partiellement transformée en oxyde de fer. La pyrite contient des inclusions de chalcopyrite et, en moindres proportions, de pyrrhotite, de galène, de quartz et parfois des grains d'or (Section 5.6). Cet assemblage est de nature hydrothermale et il est associé aux plus fortes concentrations en or (15 à 1860 ppb Au).

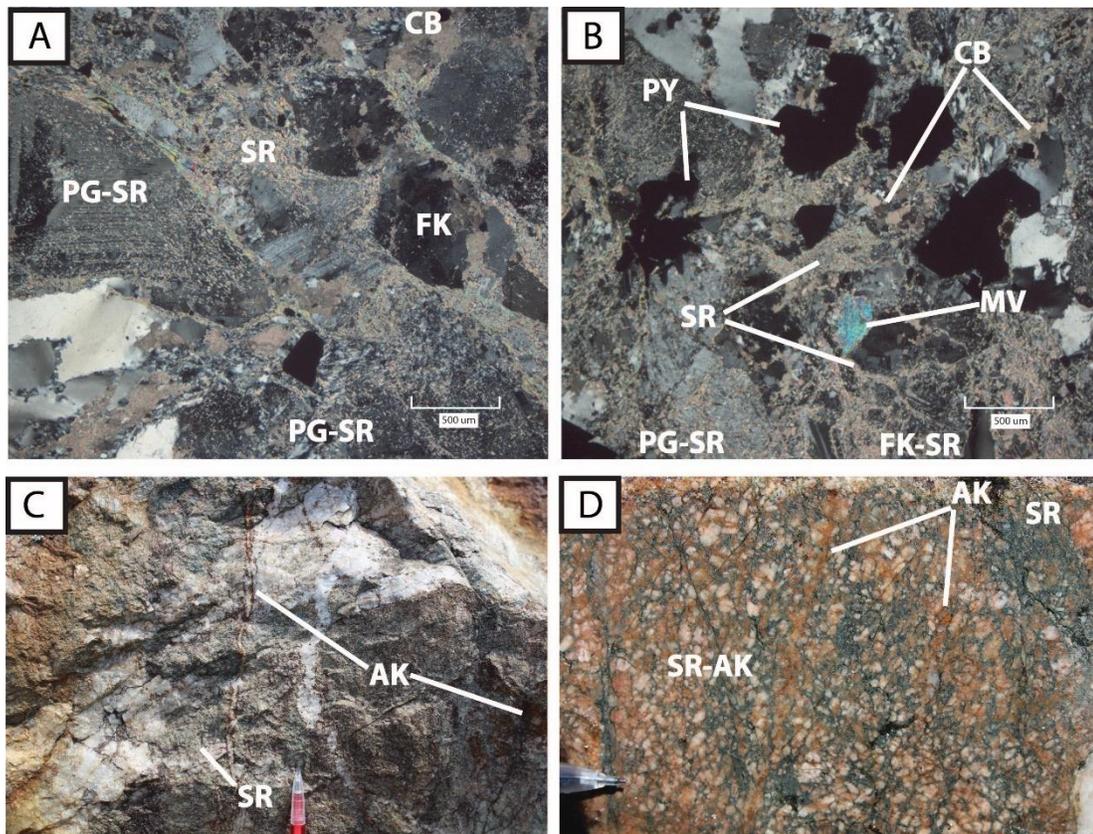


Figure 5.13 Photographies et photomicrographies de l'altération à séricite-carbonate-pyrite dans les roches altérées à proximité des veines de quartz aurifères au gîte Pierre. **A)** Altération préférentielle des feldspaths plagioclases en séricite par rapport aux feldspaths potassiques qui résistent à l'altération (lame 1404-03-610 en lumière polarisée). Notez la présence de séricite dans la matrice. **B)** Séricite pervasive avec muscovite grossière accompagnée de carbonate et de pyrite (lame 17-MK-005A en lumière polarisée). **C)** Ankérite de couleur brun-foncé caractéristique en veinule et disséminée et couleur gris-vert pâle de la séricite en cassure fraîche. **D)** Ankérite-séricite en veinules et disséminée sur une surface altérée. AK = ankérite, CB = carbonate, FK = feldspath potassique, MV = muscovite, PG = feldspath plagioclase, PY = pyrite, SR = Séricite.

5.5.4 Chloritisation

En plus d'être présente en proportion variable dans la monzodiorite quartzifère moins altérée et dans l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite, la chlorite est localement très abondante dans l'intrusion du gîte Pierre. Cette forte chloritisation a été documentée localement le long du contact nord et est du gîte Pierre, sur quelques mètres de largeur (Figures 5.3, 5.4, 5.5 et 5.14A) et sur une dizaine de mètres directement à l'ouest du gîte principale. Cette altération est relativement riche en pyrite (~1-2%), avec des valeurs aurifères qui varient de 13 à 945 ppm, et ne semble pas associée à des veines ou failles particulières à l'échelle de l'affleurement. La chlorite remplace la matrice à grain fin de l'intrusion porphyrique, lui donnant une couleur vert-foncé, et mettant en évidence les phénocristaux de feldspath potassique (Figure 5.14B, C) avec une teinte soit blanche ou localement rosée liée à la rare présence d'hématite. Au microscope, les grains de chlorite sont millimétriques, accompagnés de muscovite et tous les deux sont en association avec du quartz et parfois du rutile. La chlorite est beaucoup plus abondante que dans les autres faciès de la monzodiorite quartzifère. La séricitisation est également omniprésente et le carbonate, disséminé ou en veinules, peut représenter jusqu'à 5% du mode. Le passage de ces zones de chloritisation vers les roches moins altérées est diffus et graduel.

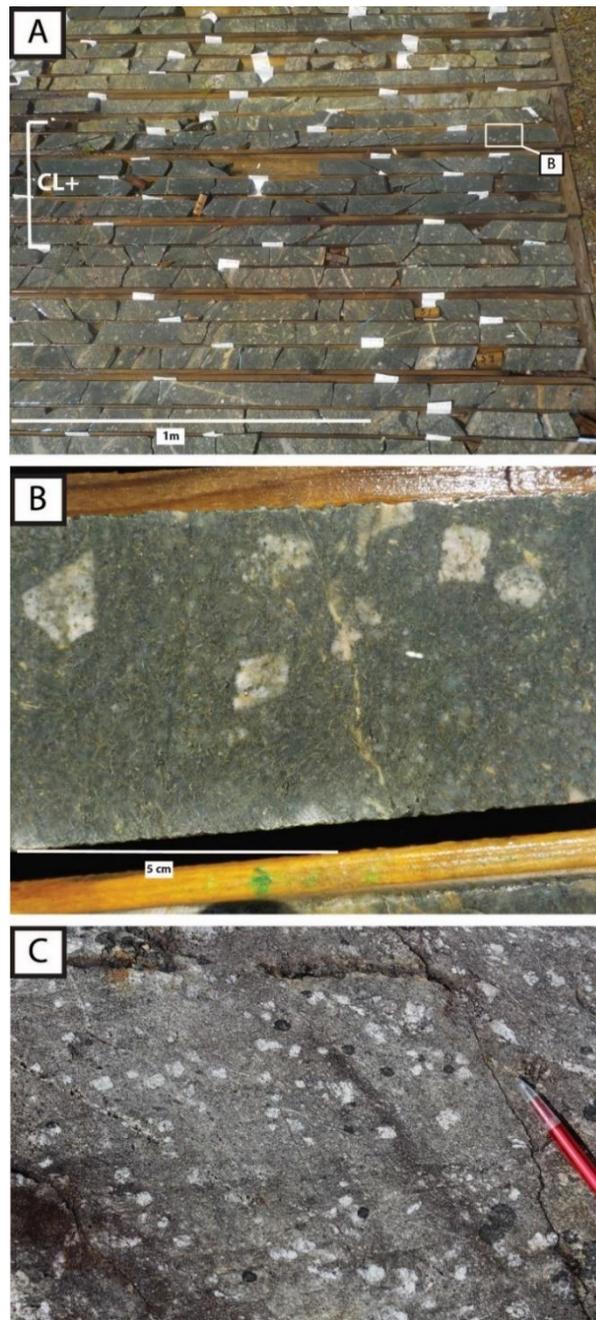


Figure 5.14 Photographies qui illustrent l'altération marquée par une augmentation de la chlorite. **A)** Partie supérieure du forage 1404-17 avec une zone foncée d'environ 6 mètres où les concentrations en chlorite sont plus importantes (CL+ sur l'image). **B)** Agrandissement d'une partie du forage en **A)** qui met en évidence la texture porphyrique et la matrice à grain fin verte de l'altération riche en chlorite. **C)** Texture porphyrique de l'altération riche en chlorite à la surface du gîte Pierre.

5.5.5 Hématitisation

L'hématitisation est répartie de façon hétérogène à l'échelle de la zone d'étude, dans la monzodiorite quartzifère et dans les roches sédimentaires de la Formation d'Ekomiak à proximité de l'intrusion. Elle donne une teinte rosée à la roche et elle se retrouve de manière ponctuelle couvrant des superficies assez vastes ($> 10 \text{ m}^2$). Il est possible de l'observer en forage au gîte Pierre (Figure 5.15A,B,C) dans une section à travers l'intrusion et les zones de cisaillement qui l'affectent. L'hématite est très finement disséminée, elle remplace localement la magnétite (Figure 5.15D), et donne une couleur rouge-orangé aux roches altérées (Figure 5.15B,C). De plus, elle n'est pas associée à des structures en particulier. Cette altération n'est observée que très rarement lorsque la chloritisation est importante.

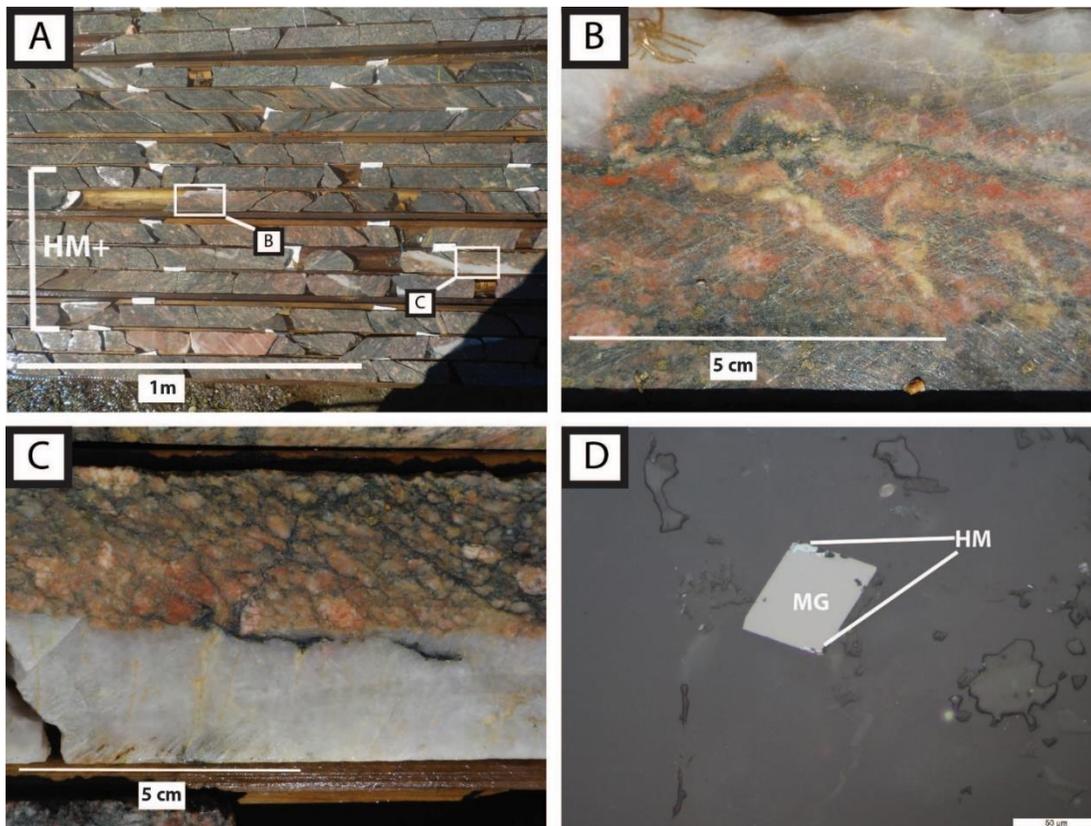


Figure 5.15 Photographies et photomicrographie qui illustrent l'altération à hématite au gîte Pierre et à proximité. **A)** Section du forage 1404-17 avec zone hématitisée (HM+). **B)** et **C)** Agrandissements sur le forage 1404-17 où se trouve l'altération de couleur rosée caractéristique de l'hématite. **D)** Remplacement de la magnétite par de l'hématite (lame 17-MK-102 en lumière réfléchie). HM = hématite, MG = magnétite.

5.6 Minéralisation aurifère

L'or a été documenté au microscope dans les veines de quartz laminées d'orientation ENE (Section 5.4.1) et dans leurs épontes altérées de l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite. Ces veines laminées sont recoupées par des séries de veinules en extension possiblement aurifères également.

Les grains de quartz des veines laminées sont millimétriques à subcentimétriques et granoblastiques. Les grains plus grossiers ont une extinction roulante et des bordures recristallisées. Des séries de veinules extensives de quartz à texture en peigne recoupent les portions à granulométrie plus fine. Dans certaines veines, la minéralisation en pyrite est plus importante dans les zones où le quartz est à grain plus fin. La plupart du temps, plus les grains de quartz sont grossiers, plus ils ont tendance à être fracturés.

Les grains d'or observés sont de l'ordre de quelques dizaines de micromètres et se trouvent sous forme d'inclusions dans la pyrite subautomorphe fracturée (Figure 5.16A) ou en remplissage de fractures, ainsi que le long des contacts de la pyrite (Figure 5.16B). Ces grains de pyrite sont submillimétriques à centimétriques et contiennent des inclusions de chalcopryrite, de pyrrhotite, de galène et de quartz. L'or a aussi été observé sous forme libre dans la gangue silicatée et carbonatée, dans l'éponte de la veine de cisaillement au centre de l'affleurement du gîte Pierre (Figure 5.16C). Ces grains d'or, situés dans des fissures, sont accompagnés de grains de rutile et il pourrait donc y avoir une relation entre les deux minéraux. Les analyses semi-quantitatives au MEB indiquent que les grains d'or observés dans les épontes des veines contiennent une certaine proportion de molybdène et d'argent (proportions massiques normalisées : 66,34 % or, 23,49% molybdène et 10,17% argent).

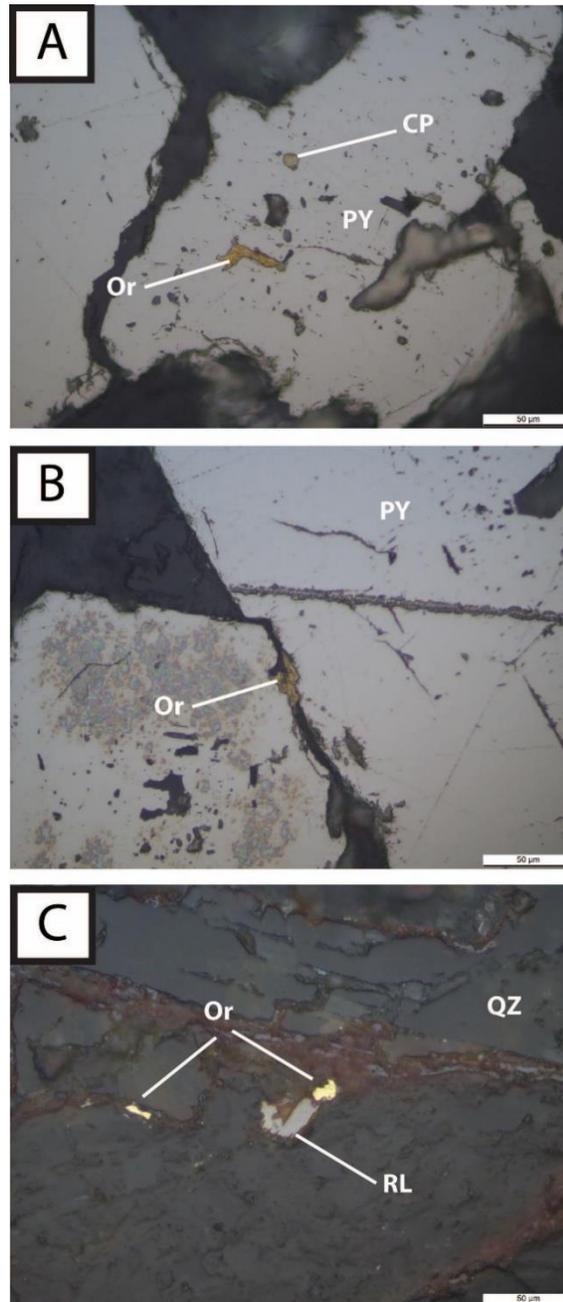


Figure 5.16 Photomicrographies de la minéralisation aurifère dans les roches altérées au gîte Pierre. **A)** Grains d'or et de chalcopyrite en inclusions dans un grain de pyrite (lame 17-MK-005A en lumière réfléchie). **B)** Grain d'or situé entre deux grains de pyrite (lame 1404-03-120 en lumière réfléchie). **C)** Grains d'or et de rutile dans un réseau de fracture d'une veine de quartz (lame 17-MK-005-R3D en lumière réfléchie). CP = chalcopyrite, QZ = quartz, PY = pyrite, RL = rutile.

5.7 Géochimie des veines et des altérations hydrothermales

5.7.1 Veines

Toutes les veines analysées ($n = 7$) font partie des veines de quartz-carbonate-pyrite laminées décrites à la Section 5.4.1. Elles contiennent entre 0.2 et 25.9 ppm d'Or et plusieurs métaux montrent une association avec les concentrations en or (Tableau 5.1). Les métaux qui donnent la meilleure corrélation avec l'or sont l'Ag, le Te, le Bi, le Mo et le W ($R > 0,91$). De plus, tous ces métaux corrélaient fortement entre eux également ($R > 0,91$). D'autres éléments comme le Mn, l'As et l'Sb ont une certaine association avec l'or, mais la corrélation n'est pas aussi forte ($0,77 < R < 0,82$). L'As, le Pb, l'Sb et le Bi sont en très faible concentration, avec des moyennes de 3, 22, 0.8 et 1.3 ppm, et des valeurs maximales de 5, 52, 1.3 et 4.1 ppm. Le W, le Te et l'Ag sont en concentrations relativement élevées, avec des valeurs moyennes au-dessus de 9 ppm. Des éléments qui corrélaient le plus avec l'or, l'As ($R = 0,77$) est celui dont les concentrations sont les plus homogènes au sein des veines avec une concentration moyenne de 3 ppm qui est égale à la concentration médiane. Il est intéressant de noter que, bien que la chalcopirite soit présente et que le Cu soit réparti de façon homogène dans les échantillons (moyenne de 15 ppm et médiane de 14 ppm), aucune corrélation avec le cuivre n'est observée dans les veines ($R = -0,02$).

Tableau 5.1 Coefficient de corrélation de Pearson (R) des différents éléments dans les 7 veines analysées par rapport aux concentrations en or, ainsi que la concentration moyenne et médiane des éléments. La concentration moyenne en or est de 6,7 ppm et celle de la médiane est de 1,1 ppm.

Élément	Corrélation (R) avec Au	Moyenne (ppm)	Médiane (ppm)
Ag	0,97	14,0	2,6
Te	0,96	9,4	1,7
Bi	0,95	1,3	0,7
Mo	0,93	78	4
W	0,91	34	8
Mn	0,82	227	206
As	0,77	3	3
Sb	0,77	0,8	0,7
Pb	0,47	22	12
Ga	-0,46	2	2
Fe	0,46	2,27 (%)	2,01 (%)
Zn	-0,44	10	8
Se	0,32	1,0	0,3
S	0,31	1,723 (%)	1,163 (%)
Cs	0,18	0,17	0,12
Ni	0,18	15	13
Cu	-0,02	14	15

5.7.2 Altérations hydrothermales

Les échantillons étudiés montrent des compositions minéralogiques et des textures qui suggèrent des transformations chimiques liées à l'altération hydrothermale de la monzodiorite quartzifère qui encaisse le gîte Pierre, mais aussi plusieurs autres indices aurifères. Ces modifications géochimiques peuvent être évaluées et quantifiées en utilisant plusieurs méthodes. Différents ratios molaires utilisant le CaO, le CO₂, le NaO

et le K_2O (Davies *et al.*, 1982; 1990) permettent de faire le lien entre les assemblages minéralogiques documentés et la composition chimique des roches, alors que la méthode de bilan de masse par isocon (Grant, 1986; 2005) permet de quantifier les gains et pertes de masse relatifs de l'un ou l'autre des cations impliqués dans les altérations hydrothermales.

Carbonatisation

Le principal faciès d'altération hydrothermale développé en association avec la minéralisation aurifère est constitué d'un assemblage à séricite-carbonate-pyrite, alors que le faciès moins altéré de la monzodiorite quartzifère est représenté par l'assemblage chlorite-carbonate. Le rapport molaire de CO_2/CaO est un bon indicateur de l'intensité de la carbonatisation et des espèces minérales carbonatées dans des roches composées de carbonates calciques (calcite, dolomite ou ankérite; Davies *et al.*, 1982). Ils soulignent également les transformations minéralogiques qui sont associées au transfert du Ca, du Fe et du Mg des minéraux silicatés et/ou des oxydes vers la calcite et l'ankérite ou la dolomite. Ce ratio a donc été utilisé pour illustrer le processus de carbonatisation qui a affecté les roches encaissantes des veines dans l'assemblage à chlorite-calcite et celui à séricite-carbonate-pyrite.

Tel qu'illustré sur la Figure 5.17A, le contenu en CaO des échantillons varie entre environ 1.3 et 6 poids %. Ce contenu influencera nécessairement la concentration en carbonates et en CO_2 , alors que le rapport CO_2/CaO molaire ne varie pas en fonction de la composition du précurseur, et représente une mesure adéquate de l'intensité de la carbonatisation et de la présence de calcite et/ou de dolomite et d'ankérite (Davies *et al.*, 1982; 1990).

Le rapport CO_2/CaO molaire varie significativement au sein des échantillons étudiés. Pour les échantillons moins altérés caractérisés par l'assemblage à chlorite-calcite, ce rapport varie de 0,6 à 1,13 et montre une valeur moyenne de 0,82. Il atteint 1,31 dans l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite, pour une moyenne de 0,9, alors que dans la monzodiorite quartzifère fortement chloritisée, sa valeur moyenne est supérieure avec une moyenne de 1,13. La variation du rapport CO_2/CaO molaire ne corrèle pas avec la concentration en or (Figure 5.17B). Même si aucune corrélation n'est reconnue, deux groupes distincts sont reconnus parmi les échantillons aurifères (> 200 ppb Au). Trois échantillons se projettent dans le champ de la calcite et cinq dans celui de la calcite et la dolomite ou de l'ankérite (Figure 5.17A et B). Ceci est cohérent avec le fait que les échantillons fortement chloritisés, l'assemblage à chlorite-calcite et celui à séricite-carbonate-pyrite contiennent tous des proportions variables de calcite et/ou d'ankérite. L'échantillon 17-MK-005A appartient à l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite, il contient seulement de l'ankérite et possède le rapport molaire CO_2/CaO le plus élevé (Figure 5.17B). Les échantillons avec les valeurs en or les plus élevées appartiennent à ce faciès d'altération, ce qui souligne possiblement un lien entre la carbonatation et la minéralisation aurifère. Également, les échantillons qui présentent une forte chloritisation, telle que décrite à la Section 5.5.4, sont regroupés parmi les échantillons ayant un rapport CO_2/CaO élevé, avec une moyenne de 1,15 (Figure 5.17A,B).

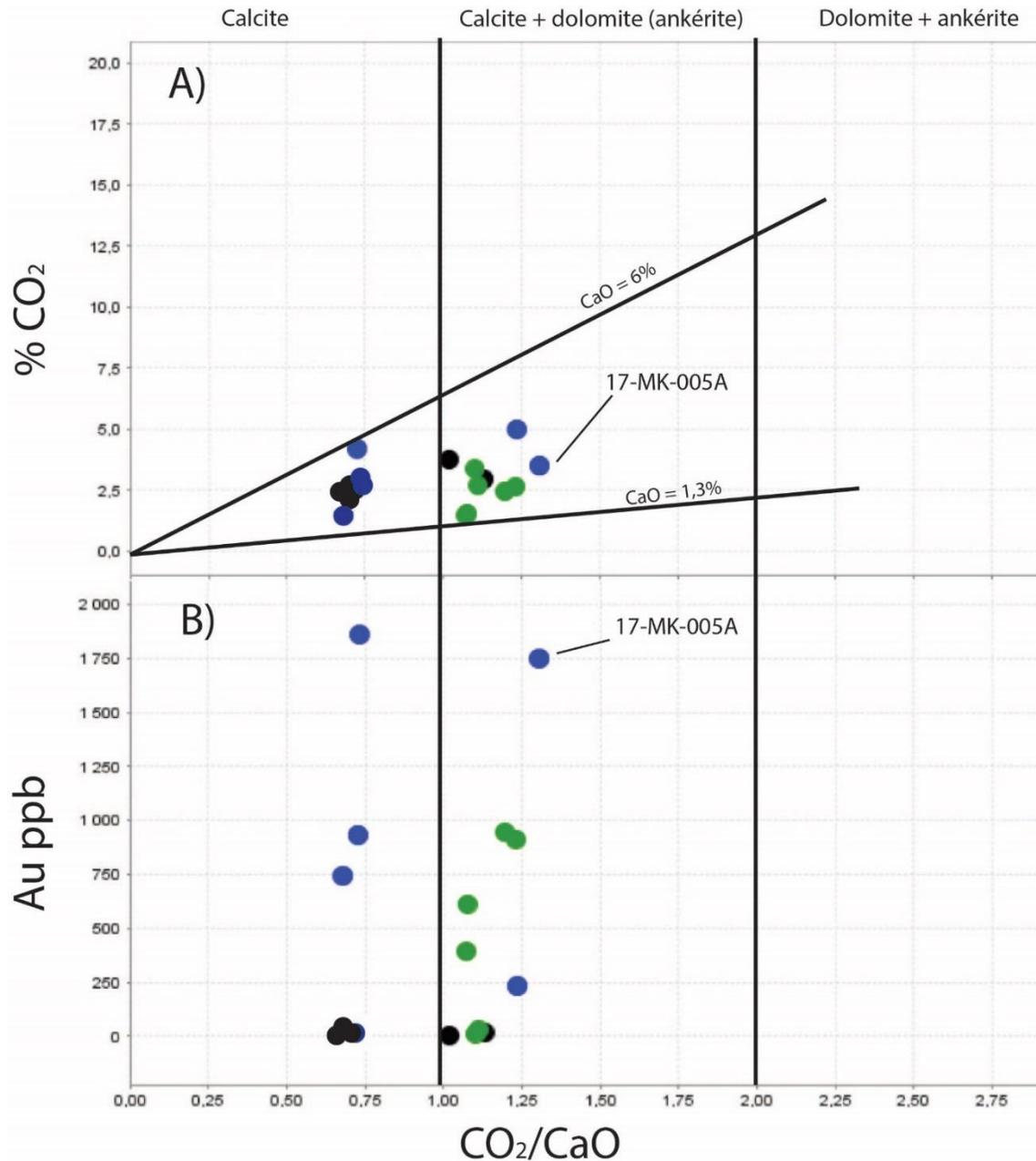


Figure 5.17 Diagrammes de la saturation en carbonates de Davies (1982) pour les roches intrusives qui met en relation le ratio CO_2/CaO avec **A)** les concentrations en CO_2 et **B)** les concentrations en Au (ppb). **Noir** = moins altéré (n=6), **Bleu** = assemblage à séricite-carbonate-pyrite (n=6), **Vert** = altération riche en chlorite (n=6).

Rapports molaires des alcalins

Les échantillons étudiés de l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite et de la monzodiorite quartzifère fortement chloritisée montrent de fortes variations du contenu en alcalins (Na et K) par rapport aux échantillons moins altérés de l'assemblage à chlorite-calcite. Les rapports molaires des alcalins par rapport à l'aluminium permettent d'illustrer de façon graphique ces changements chimiques et minéralogiques liés à l'altération hydrothermale (Davies et Whitehead, 2006). L'assemblage à chlorite-calcite montre des valeurs moyennes de 0.5 et 0.2 pour les rapports molaires Na/Al et K/Al, alors que l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite montre des valeurs maximales de 0,74 et 0,35, respectivement (Figure 5.18). Ces variations chimiques traduisent notamment la formation de muscovite et d'albite au détriment du plagioclase, de la titanite et de la chlorite. Les roches fortement chloritisées montrent une augmentation du rapport molaire K/Al et une diminution du rapport Na/Al par rapport à la monzodiorite quartzifère moins altérée. Ceci est cohérent avec une augmentation de la concentration en séricite dans ce groupe de roches.

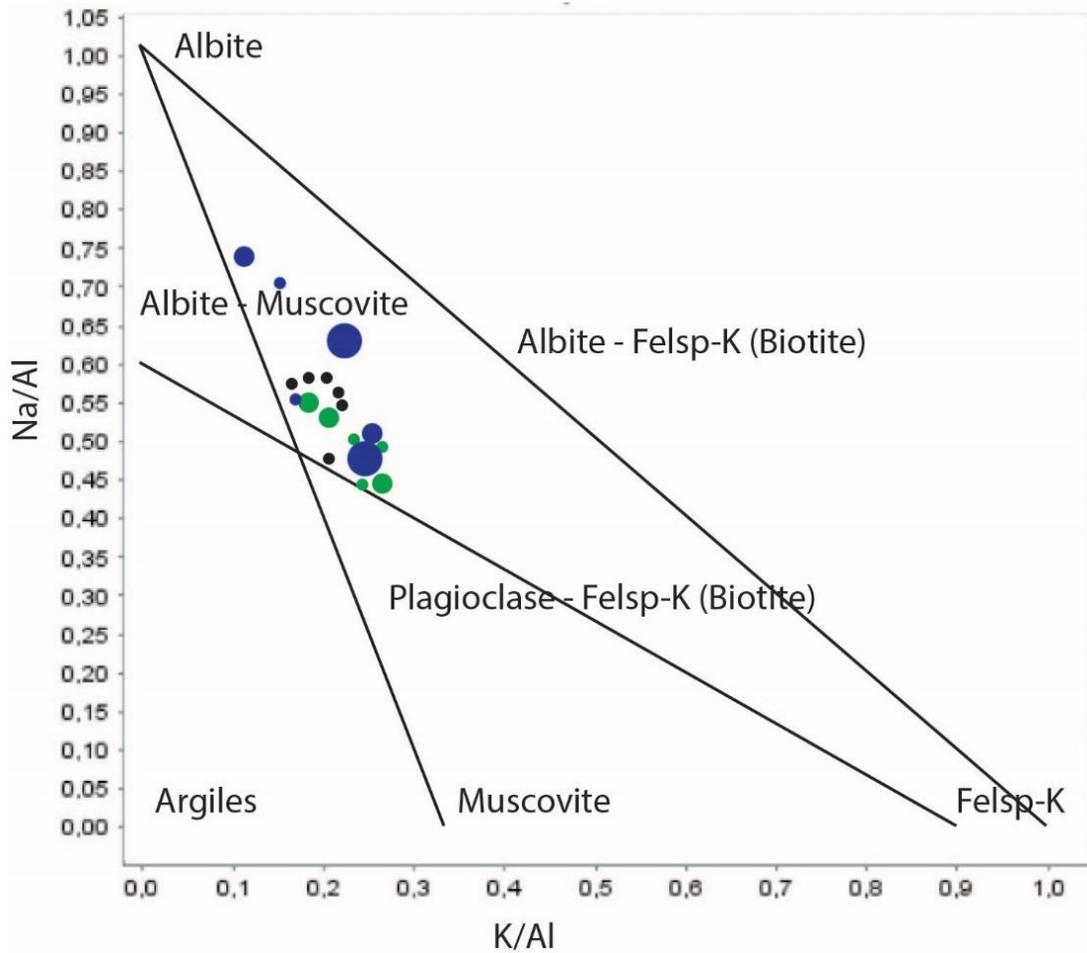


Figure 5.18 Diagramme des ratios molaires des alcalins de Davies et Whitehead (2006). **Noir** = moins altéré (n=6), **Bleu** = séricite-carbonate-pyrite (n=6), **Vert** = altération riche en chlorite (n=6). Petits cercles = 0 à 500 ppb, moyens cercles = 500 à 1000 ppb, gros cercles = plus de 1000 ppb.

Bilans de masse

La méthode de l'isocon (Grant, 1986; 2005) a été utilisée pour effectuer des calculs de bilan de masse sur les échantillons altérés par rapport à un précurseur de composition connue. L'échantillon 17-MK-020 a été choisi comme précurseur puisqu'il représente le mieux les caractéristiques des échantillons les moins altérés de l'assemblage à chlorite-calcite. Bien qu'il ait subi une certaine altération hydrothermale, cet échantillon ne contient pas d'or (<2 ppb Au), il a une faible concentration en CO₂ (2,36 poids %) et en S (0,13 poids %), ainsi qu'une faible perte au feu (<3,7 poids %) et un rapport CO₂/CaO de 0,67. Aussi, il ne contient que peu de calcite, les plagioclases sont peu séricitisés et la magnétite est abondante, alors que la pyrite est présente en trace. Cet échantillon a été sélectionné à plus d'un kilomètre à l'ouest du gîte Pierre et est considéré comme le précurseur des roches minéralisées qui encaissent les veines de quartz-carbonate-pyrite aurifères. Les diagrammes isocon ont été définis avec une droite qui passe par les éléments immobiles les plus abondants, soit TiO₂ et Al₂O₃ (Figure 5.19). Ces diagrammes montrent les différentes concentrations pondérées d'éléments de la roche altérée sur l'ordonnée à l'origine relativement aux concentrations des éléments de la roche précurseur sur l'abscisse. Les éléments au-dessus de l'isocon ont subi un gain de masse, alors que ceux qui sont situés en dessous ou subi une perte. Les histogrammes associés représentent le calcul du changement relatif (en %) des éléments en fonction de la variation des éléments immobiles.

Le bilan de masse a été effectué pour deux échantillons dans l'assemblage à séricite-carbonate-pyrite, le premier dans le pôle sodique des ratios molaires des alcalins et le deuxième dans le pôle potassique, soit les échantillons 17-MK-031 et 17-MK-005A, respectivement. Un bilan de masse a également été effectué sur la composition moyenne de l'altération riche en chlorite décrite à la Section 5.5.4, soit pour les

échantillons 17-MK-005B, 17-MK-005K, 17-MK-005R4A, 1404-03-120, 1404-03-270 et 1404-03-500.

L'échantillon 17-MK-031 (745 ppb Au), le plus sodique de l'assemblage séricite-carbonate-pyrite, a été recueilli dans l'éponte d'une veine quartz-carbonate foliée et il se distingue par des gains en silice et en sodium de 45% et 32,8% respectivement (Figure 5.19A). Cet échantillon montre aussi un bilan négatif en CO₂, soit une perte de 17,7%. Ce bilan de masse est compatible avec une altération de nature sodique. Cette altération pourrait expliquer pourquoi l'échantillon contient peu ou pas de feldspath potassique et de séricite, alors que l'albite y est abondante. L'apport en silice pourrait correspondre à une altération siliceuse. Quant à l'échantillon 17-MK-005A (1750 ppb Au), le plus potassique de l'assemblage séricite-carbonate-pyrite, a été recueilli près d'une veine quartz-carbonate au contact nord du gîte Pierre et où l'ankérite est abondante. Cet échantillon présente un apport modéré en potassium (gain de 39,6%) et une faible perte en sodium (-14,7%) (Figure 5.19B). Le gain en CO₂ et la grande perte au feu sur cet échantillon suggèrent une forte carbonatation, mais l'association entre la carbonatation et l'altération potassique n'est pas exclusive puisqu'on retrouve également des gains en potassium sur l'ensemble des échantillons de l'altération riche en chlorite, alors que ces échantillons ne présentent pas de gains en CO₂ (Figure 5.19C). On remarque également, sur l'ensemble de ces bilans de masse, des gains en zirconium significatifs (gains de 27% à 59,3%). L'altération hydrothermale et la nature métalumineuse de l'intrusion ont pu jouer un rôle sur la mobilité du zirconium (Rubin *et al.*, 1993).

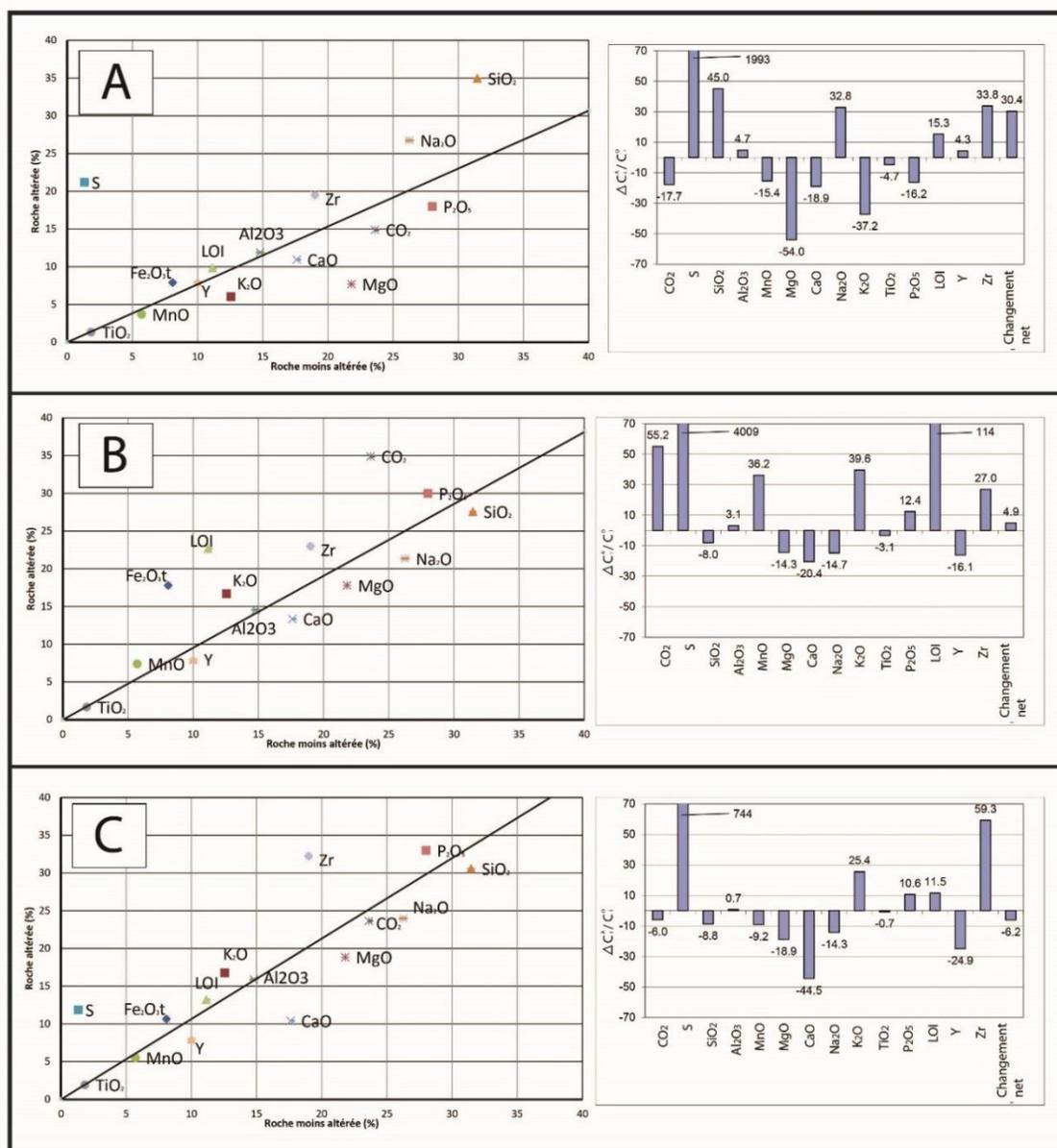


Figure 5.19 Méthode de l'isocon (Grant, 1986; 2005) pour le calcul des bilans de masse pour l'assemblage à sérinite-carbonate-pyrite en **A)** pour l'échantillon 17-MK-031 (745 ppb Au) et **B)** pour l'échantillon 17-MK-005A (1750 ppb Au). En **C)** le calcul du bilan de masse est fait à partir de l'ensemble des échantillons de l'altération riche en chlorite décrite à la Section 5.5.4 (17-MK-005B, 17-MK-005K, 17-MK-005R4A, 1404-03-120, 1404-03-270 et 1404-03-500, moyenne = 484 ppb Au). Les histogrammes associés donnent les gains et pertes relatifs en % calculés en fonction des éléments immobiles (TiO_2 et Al_2O_3). Échantillon précurseur : 17-MK-020.

5.8 Conclusion

La minéralisation aurifère au gîte Pierre et dans les roches environnantes est associée à des veines de cisaillement laminées à quartz-carbonates-pyrite d'orientation ENE et à fort pendage vers le NW. Ces veines sont obliques à subparallèles à la schistosité principale S_1 et elles sont associées avec des veines d'extension sub-verticales N-S plissées, suggérant ainsi une mise en place du système filonien et de l'or pendant la déformation D_1 . Des veines d'extension à faible pendage sont également associées aux veines laminées et sont recoupées par les veines d'extension N-S. Elles leur sont donc antérieures.

D'après les observations au gîte Pierre, les zones minéralisées les plus importantes sont situées à l'intérieur du corps intrusif plutôt que dans les roches sédimentaires. Ceci peut s'expliquer par la nature cassante de l'intrusion qui favorise la génération de fractures procurant ainsi un meilleur potentiel pour la circulation de fluides porteurs de minéralisation.

La présence d'une zone de cisaillement fragile-ductile fortement minéralisée au gîte Pierre suggère une mise en place de l'or dans un niveau structural situé entre le domaine ductile et le domaine cassant. Les assemblages minéralogiques retrouvés dans les roches les moins altérées et dans les roches altérées et minéralisées suggèrent une mise en place de l'or et des altérations hydrothermales associées pendant le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Les analyses géochimiques et pétrographiques suggèrent une association spatiale entre l'or une altération hydrothermale à ankérite-séricite-pyrite. Cette altération ne montre pas de gain de masse systématique en potassium ou en sodium. Elle est particulièrement prononcée à proximité des veines de quartz et des stockwerks à veinules de quartz dans les roches intrusives.

L'or dans les veines minéralisées montre une forte association avec l'Ag, le Te, le Bi, le Mo et le W. L'analyse au MEB confirme la présence d'or libre et d'une association de l'or avec du molybdène et de l'argent.

Une altération dite chloriteuse a été discernée, tant au niveau géochimique, que minéralogique, mais, bien qu'il y ait une certaine association avec l'or, cette altération n'est pas systématiquement associée à l'or.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Les données présentées dans les chapitres précédents et acquises durant cette étude permettent d'aborder quatre principaux points de discussion qui concernent le secteur du lac Menarik : 1) son évolution tectono-stratigraphique, 2) son évolution structurale et métamorphique, 3) la chronologie relative et la distribution des veines aurifères du gîte Pierre et 4) la typologie du gîte Pierre. La Figure 6.1 schématise le cadre géologique régional et métallogénique aurifère pour la ceinture de roches vertes de la rivière La Grande (CRVLG) dans le secteur du lac Menarik.

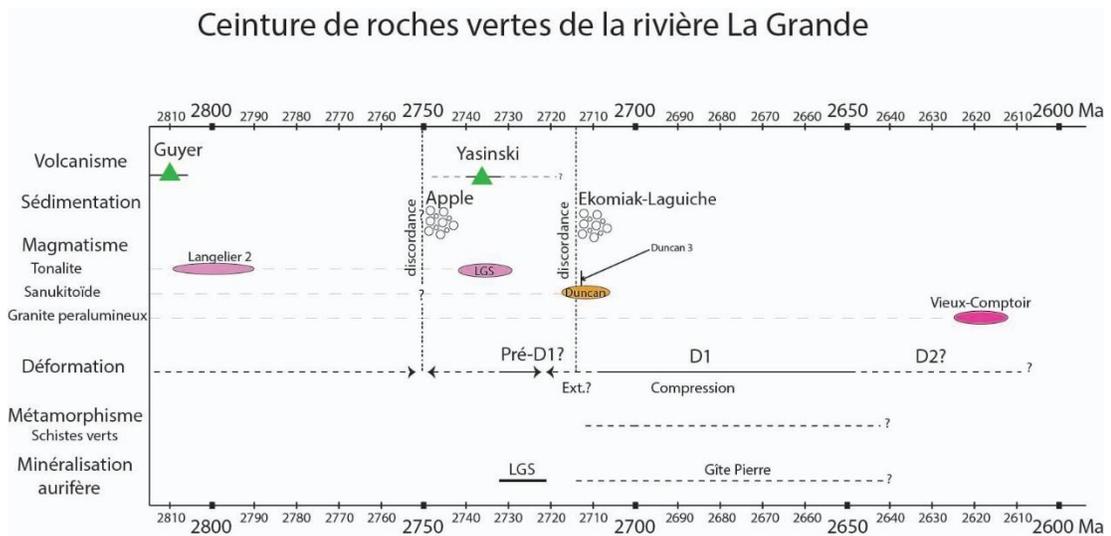


Figure 6.1 Cadre géologique et métallogénique (Au) pour la ceinture de roches vertes de la rivière La Grande. Voir Section 2.2.1 pour le contexte et la datation des lithologies. LGS : Tonalite La-Grande-Sud

6.1 Évolution tectono-stratigraphique du secteur du lac Menarik

Tel que présenté dans le Chapitre 3, le secteur du lac Menarik est caractérisé par différentes unités sédimentaires détritiques appartenant à la Formation d'Ekomiak. De ces unités, le conglomérat polygénique repose en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Yasinski (Figure 6.1). D'une part, cette unité conglomératique contient des structures primaires qui suggèrent une sédimentation alluvionnaire et, d'autre part, l'unité de wacke, siltstone et formation de fer représente plutôt un environnement marin profond. Tel que souligné par Goutier *et al.* (1998a), ces deux unités sont différentes du point de vue sédimentologique et correspondent à deux contextes différents. D'après Goutier *et al.* (1998a), l'unité de wacke, siltstone et formation de fer représente la base de la Formation d'Ekomiak, alors que le conglomérat lui est postérieur et constitue le sommet de la formation. Or, les polarités sédimentaires mesurées dans le conglomérat suggèrent que celui-ci est plus vieux que l'unité de wacke, siltstone et formation de fer. D'autre part, les travaux de Goutier *et al.* (1998a) et la présente étude mettent en évidence une discordance entre le conglomérat et les roches volcaniques, ce qui suggère également que les conglomérats représentent, du moins localement, la base de la Formation d'Ekomiak et forment probablement des lentilles discontinues.

L'intrusion de monzodiorite quartzifère qui encaisse une partie des veines aurifères du gîte Pierre, datée à ~ 2712 Ma (Davis *et al.*, 2005), recoupe à la fois les unités de wacke, siltstone et formation de fer, ainsi que le conglomérat polygénique de la Formation d'Ekomiak. Cette relation de recoupement est notamment visible à l'est du gîte Pierre où l'intrusion est en contact avec le conglomérat. Cette relation implique que l'intrusion est postérieure à la sédimentation de ces unités détritiques, et que son âge de cristallisation représente également un âge minimum de sédimentation. Toutefois, le conglomérat contient une grande variété de fragments qui proviennent notamment

de l'érosion de roches volcaniques semblables à celles du Groupe de Yasinski, mais aussi de chert à magnétite, et de roches intrusives et métamorphiques. Les fragments de roches intrusives incluent notamment des faciès porphyriques pétrographiquement très semblables à l'intrusion du gîte Pierre, ce qui concorde avec la présence de zircons détritiques aussi jeunes que 2714 Ma dans le conglomérat (Davis *et al.*, 2014). Ces données impliquent donc que la sédimentation de la Formation d'Ekomiak s'est produite dans un intervalle relativement court, pendant la mise en place des intrusions de Duncan (phase Duncan III : ~ 2712 Ma; Davis *et al.*, 2005). Les données disponibles sur le Groupe de Yasinski suggèrent que le volcanisme correspond à l'intervalle 2740-2726 Ma (Goutier *et al.*, 1998b), indiquant ainsi un hiatus stratigraphique maximum d'environ 25 Ma séparant la Formation d'Ekomiak et les roches volcaniques bimodales sous la discordance. La principale population de zircons détritiques à 2735 Ma dans le conglomérat polygénique (Davis *et al.*, 2014) correspond à l'âge des roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Ces âges détritiques, ainsi que des anomalies géochimiques en Ni, Cr et Co et V, sont cohérents avec une composante mafique ou ultramafique dans la source, sans doute en partie représentée par le Groupe de Yasinski.

Par ailleurs, il est pertinent de faire un lien temporel entre les différentes unités sédimentaires de la Sous-province de La Grande et celle de l'Opinaca, notamment entre la Formation de Low dans la ceinture d'Eastmain, la Formation d'Ekomiak et les roches métasédimentaires du Groupe de Laguiche (Côté-Roberge, 2018; Fontaine, 2019). Les travaux de Cleven *et al.* (2020) sur zircons détritiques déterminent un âge maximal de déposition pour ces formations sédimentaires entre 2716 et 2695 Ma et souligne l'importance régionale de cet événement d'érosion et de sédimentation à l'échelle des sous-provinces (Figure 6.1).

L'association entre des faciès sédimentaires détritiques, tels que ceux documentés au sein de la Formation d'Ekomiak, et des intrusions épizonales porphyriques situées près

d'une zone de faille, rappelle le contexte tectono-stratigraphique documenté dans plusieurs districts miniers filoniens comme celui de Timmins le long de la zone de faille Destor – Porcupine, et celui entre Kirkland Lake et Val d'Or le long de la zone de faille Larder Lake - Cadillac (Robert *et al.*, 2005; Bleeker *et al.*, 2015; Dubé *et al.*, 2020). Dans le sud de l'Abitibi, la plupart des roches volcaniques ont été formées entre 2750 et 2695 Ma dans un environnement sous-marin, et celles-ci sont recouvertes en discordance par d'épaisses séquences de turbidites contenant localement des horizons de formation de fer (assemblage Porcupine : $\leq 2690 - \leq 2685$ Ma; Monecke *et al.*, 2017). Ces roches ont subi un premier épisode de déformation avant la formation d'une seconde discordance et la déposition de conglomérat polygénique et grès molassiques dans un environnement fluvial-alluvionnaire entre $\leq 2679 - \leq 2669$ Ma, et constituant l'assemblage Timiskaming (Mueller *et al.*, 1994; Ispolatov *et al.*, 2008; Monecke *et al.*, 2017; Dubé et Mercier-Langevin, 2020). La stratigraphie de certains bassins de type Timiskaming suggère un approfondissement rapide, puisque certains d'entre eux montrent une transition rapide vers des facies turbiditiques contenant localement des unités de formation de fer (Bleeker, 2015). Différents modèles ont été proposés pour la formation de ces bassins, dont les vestiges sont surtout préservés le long des zones de failles Destor – Porcupine et Larder Lake – Cadillac. Mueller *et al.* (1991) et Daigneault *et al.* (2002) proposent un modèle selon lequel ces bassins sont liés à des zones d'extension en pull-apart le long des failles décrochantes. Bleeker (2015) suggère plutôt un modèle d'extension à l'échelle de la Sous-province de l'Abitibi et la formation de bassins très étendus, mais dont les vestiges sont principalement préservés le long des failles majeures. Ces deux mécanismes sont directement liés à des phénomènes d'extension qui permettent notamment la mise en place d'intrusions alcalines à subalcalines contemporaines de la sédimentation, incluant des intrusions de type sanukitoïde (Bleeker, 2015; Fayol et Jébrak, 2017). L'enfouissement et la déformation subséquentes joueraient ensuite un rôle clé dans la formation et la préservation des gisements d'or filoniens, puisque la plupart d'entre eux sont liés à la

déformation post-Timiskaming, et que plus de 99% de la production aurifère provient du compartiment situé dans le mur des zones de failles Destor – Porcupine et Larder Lake – Cadillac (Bleeker *et al.*, 2015). Les travaux présentés dans le cadre de cette étude soulignent des similitudes évidentes entre la Formation d’Ekomiak et les bassins de type Timiskaming, avec notamment les conglomérats polygéniques et wackes qui représentent l’initiation de la sédimentation dans un environnement fluviale-alluvionnaire, pendant la formation des intrusions monzodioritiques épizonales de type sanukitoïde. Cet épisode de sédimentation peut être interprété comme étant associé à une période d’extension qui précède la phase de déformation D_1 dans le secteur d’étude (Figure 6.1). Bien que l’importance et la nature de la faille du lac Menarik demeurent à être mieux documentées, plusieurs indices suggèrent qu’elle contrôle, du moins en partie, la distribution de certaines unités ou faciès métamorphiques, et qu’elle a possiblement joué un rôle dans la formation et la préservation des veines aurifères.

6.2 Évolution structurale et métamorphique

Deux principales phases de déformation sont reconnues dans le secteur d’étude (D_1 et D_2), soulignant ainsi une déformation superposée. La déformation D_1 contrôle la distribution des unités et elle est associée à une schistosité pénétrative S_1 qui affecte à la fois les roches intrusives et supracrustales archéennes. Bien qu’il n’existe pas de données géochronologiques pour contraindre le début de la déformation D_1 , son âge maximum peut être établi par l’âge de cristallisation de la monzodiorite quartzifère du gîte Pierre. La schistosité S_1 est soulignée par la chlorite et l’actinote, et contient une linéation d’étirement L_1 à forte plongée vers l’WNW. Cette schistosité est donc contemporaine du métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Le clivage de crénelation S_2 est superposé sur cette fabrique S_1 pénétrative, et lui est donc postérieur.

Cette déformation D_1 dans le secteur du lac Menarik est corrélée avec la phase de déformation D_2 du secteur de la Tonalite de La-Grande-Sud, tel que documenté par Mercier-Langevin *et al.* (2012). Bien qu'aucun indice de déformation pré- D_1 n'ait été identifié dans le secteur d'étude, il n'est pas exclu qu'une telle phase de déformation ait affecté les roches supracrustales du Groupe de Yasinki et de la Formation d'Ekomiak.

Au gîte Pierre, la présence de veines d'extension subhorizontales développées à angle fort par rapport à la linéation L_1 est compatible avec une extension verticale, possiblement associé à un jeu de faille à mouvement vertical inverse, durant D_1 (c.f. Daigneault, 1991). Toutefois, les zones de déformation fragile-ductile (D_1) qui encaissent les veines de cisaillement sont également associées à des veines d'extension de composition semblable, mais d'attitude subverticale et d'orientation N-S. Ces veines d'extension subverticales sont aurifères (Legouix et Oswald, 2014), elles sont légèrement plissotées et affectées par la schistosité S_1 . Ces relations sont particulièrement bien exposées sur l'indice Ben-Gord. Il en résulte que les veines de cisaillement principales, ainsi que les veines d'extension horizontales et verticales ont été formées durant D_1 . Même si la contrainte principale (σ_1) associée à la formation de la schistosité S_1 était globalement orientée N-S ou NNW-SSE, il semble que la phase de déformation compressive D_1 a été associée, d'abord avec un étirement à forte composante verticale et la formation de veines d'extension horizontales (σ_3 vertical), et ensuite avec la formation de veines d'extension verticales (σ_3 horizontal). Cette variation dans l'orientation des veines traduit également une modification dans l'orientation des contraintes, ainsi qu'une transition entre une tectonique compressive résultant avec des failles inverses à fort pendage, et la formation de failles décrochantes, ou la réactivation des failles précédemment formées en failles décrochantes. D'ailleurs, une veine laminée encaissée dans une zone de cisaillement senestre est bien développée sur le gîte Pierre et est compatible avec cette interprétation. Une zone de cisaillement

senestre a aussi été identifiée au nord du gîte Pierre et marque localement la limite nord de l'intrusion monzodioritique.

Tel que présenté au Chapitre 3, un linéament magnétique correspondant à la position du lac Menarik est également associé à un saut métamorphique abrupte entre des roches au faciès des amphibolites au sud et celui des schistes verts au nord. Le tracé de ce linéament est interprété comme correspondant à la faille du lac Menarik (Gauthier *et al.*, 1997; Houlé, 2000). La cinématique et l'âge de cette zone de faille ne sont pas établis, mais les roches au sud contiennent une forte linéation qui plonge fortement vers l'WNW, qui est donc subparallèle à celle dans les roches au nord de la faille. Si cette linéation est contemporaine du mouvement sur la faille du lac Menarik, elle implique un mouvement vertical prédominant, ainsi qu'une remontée du compartiment sud par rapport au compartiment nord, ceci afin d'expliquer la distribution des faciès métamorphiques. Bien que la nature de cette faille est méconnue, cette dernière est spatialement associée à la présence de conglomérat polygénique de type Timiskaming représenté par le conglomérat de la Formation d'Ekomiak. Elle a potentiellement joué un rôle important dans la formation et la préservation de cette unité sédimentaire détritique, ainsi que dans la formation du système filonien dans le secteur du lac Menarik.

6.3 Chronologie relative de la minéralisation aurifère

Les veines aurifères du secteur du gîte Pierre ont été classées en quatre types différents en fonction de leur orientation et texture. Étant donné que l'échantillonnage des veines s'est fait presque exclusivement dans les veines de cisaillement parallèles ou obliques par rapport à la schistosité S_1 dans les zones de déformation D_1 et que ces veines sont

prédominantes, il est possible d'affirmer qu'une partie importante de la minéralisation est contemporaine de D_1 . Ceci est cohérent avec le fait que certains minéraux d'altération associés à l'or, par exemple la séricite et la chlorite, marquent la schistosité S_1 dans certaines zones de cisaillement aurifères. Des travaux antérieurs (Legoux et Oswald, 2014) indiquent toutefois que les valeurs aurifères les plus élevées se trouvent dans certaines veines de quartz sécantes à S_1 et d'orientation subparallèle à S_2 développées dans les roches supracrustales, là où la déformation est mieux développée, mais également dans les veines d'orientation N-S, notamment dans les intrusions de monzodiorite quartzifère. La présence d'or dans les veines d'orientation N-S et leur association avec les veines laminées dans les zones de cisaillement D_1 , par exemple à l'indice Ben-Gord, est cohérente avec une phase de minéralisation syn- à tardi- D_1 . La relation angulaire entre les veines minéralisées et le clivage de crénulation peut être expliquée par différents phénomènes, notamment par la réorientation des veines durant D_2 ou à un phénomène de réfraction pendant la déformation D_1 due à un contraste de compétence entre les différentes roches hôtes (conglomérat, wacke et siltstone, roche intrusive cristalline, roche volcanique). La formation de veines minéralisées durant D_2 n'est toutefois pas exclue et a possiblement contribué au budget aurifère du secteur d'étude.

En plus des veines d'extension et des veines de cisaillement, le gîte Pierre contient des zones de stockwerk aurifère. Les veines qui constituent ces zones de stockwerk ont une composition minéralogique semblable à celle des autres veines aurifères et les deux types montrent fréquemment une certaine association spatiale sur le gîte Pierre. Le conglomérat de la Formation d'Ekomiak contient localement des clastes aurifères constitués de monzodiorite porphyrique (228 ppb Au; communication personnelle; Huot, 2017) très semblable à l'intrusion au lac Menarik et contenant de fines veinules de quartz identiques à celles développées dans les stockwerks. Cette relation pourrait potentiellement indiquer la formation de veinules dans un système semblable à celui

du gîte Pierre, avant la sédimentation du conglomérat et suggérant ainsi la formation d'un système hydrothermal pré-D₁. Ce système aurait par la suite été érodé pour donner lieu aux fragments incorporés dans le conglomérat. Ce type de relation est toutefois complexe et n'est pas sans équivoque, puisque le conglomérat est lui-même recoupé par des veines de quartz et celles-ci sont préférentiellement développées dans les lithologies compétentes, comme par exemple les clastes de roches intrusives. Il n'est donc pas exclu que ces veinules soient postérieures au conglomérat.

6.4 Typologie du gîte Pierre et veines associées

Le gîte Pierre et les filons aurifères qui sont développés dans les roches intrusives et supracrustales du secteur d'étude possèdent des caractéristiques minéralogiques, géochimiques et structurales permettant une comparaison avec des systèmes aurifères connus et bien documentés. Deux principaux modèles permettent d'expliquer certaines des caractéristiques des filons du gîte Pierre et de leurs roches encaissantes, i.e. celui des gîtes d'or magmatiques-hydrothermaux associés aux intrusions (e.g. Sillitoe, 1991; Sillitoe et Thompson, 1998; Lang et Baker, 2001; Robert, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005) et celui des gîtes d'or orogéniques (e.g. Groves *et al.*, 2003; Goldfarb et Groves, 2015). D'ailleurs, ces deux types de gîtes partagent certaines caractéristiques communes en termes de composition des fluides, de style, de signature métallique et d'altérations (Hart et Goldfarb, 2005). La difficulté à différencier les deux types de systèmes est discutée par plusieurs auteurs, mais un facteur important dans la détermination du type de minéralisation est la chronologie relative de formation des veines aurifères par rapport aux intrusions minéralisées et à la déformation et au métamorphisme régional (Sillitoe et Thompson, 1998; Lang et Baker, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005). De plus, Goldfarb et Groves (2015) suggèrent que les deux types peuvent se retrouver dans le

même environnement tectonique. Une association temporelle entre la mise en place de magma d'affinité alcaline ou subalcaline à texture porphyrique et la formation de bassins sédimentaires de type Timiskaming est reconnue comme étant favorable à la formation de gisements d'or dans plusieurs camp minier archéens, notamment dans la région de l'Abitibi, indépendamment du type ou du style de gisement (Robert, 2001; Robert *et al.*, 2005; Dubé et Mercier-Langevin, 2020). Tel que discuté à la section sur l'évolution tectono-stratigraphique, ce contexte est semblable à celui proposé pour le secteur d'étude.

Comparaison aux gîtes magmatiques-hydrothermaux

Les gîtes magmatiques-hydrothermaux associés aux intrusions contiennent souvent un réseau de stockwerk à quartz au sein de l'intrusion, et montrent une zonation métallique qui est liée au gradient thermique entre l'intrusion et les roches encaissantes, contrairement aux gisements orogéniques où cette zonalité n'est pas communément observée (Goldfarb *et al.*, 2005). Certains métaux, comme le Mo, le Te, l'Ag, et le W sont aussi fréquemment cités comme étant liés à une affinité magmatique (Hart et Goldfarb, 2005). La présence de molybdène en association avec l'or est davantage reconnue dans les systèmes magmatiques hydrothermaux associés aux intrusions porphyriques, comme certaines parties du gisement McIntyre à Timmins (Dubé *et al.*, 2020), celui de Côté (Katz *et al.*, 2016) et de Boddington (Turner *et al.*, 2020). Une zonalité des métaux de base à l'extérieur de l'intrusion au lac Menarik n'est pas observée, bien que la chalcopirite soit localement présente dans les veines minéralisées. Les analyses géochimiques réalisées sur les veines minéralisées, les altérations hydrothermales du gîte Pierre et des indices environnants indiquent que l'or est également associé à des anomalies en Ag, Mo, W, Te et Bi. La présence d'hématite

disséminée, de carbonatation et d'altération sodique-potassique associées à l'or, tel que documenté à l'indice Pierre, est fréquemment soulignée dans certains systèmes magmatiques-hydrothermaux (Robert, 2001; Beakhouse, 2011). L'hématite indique notamment le caractère oxydé du système hydrothermal. La présence d'altération à hématite disséminée dans l'intrusion et à proximité dans les roches sédimentaires pourrait être associée aux fluides de nature oxydée générés par la mise en place de l'intrusion, tel que proposé dans les systèmes magmatiques-hydrothermaux oxydés archéens (Beakhouse, 2011).

Witt *et al.* (2018) ont étudié les minéralisations aurifères associées aux intrusions syénitiques et notent que les plus fortes concentrations en or se localisent au sein de la partie sommitale de petits plutons porphyriques. Or, la nature épizonale de l'intrusion du gîte Pierre, soulignée par sa texture porphyrique et la possible présence de pépérite au contact de l'intrusion (Section 5.3.1; Figure 5.1), suggèrent une mise en place à faible profondeur, cohérente avec une telle géométrie. Fayol et Jébrak (2017) ont aussi mis en évidence l'association de certains gisements d'or avec des intrusions épizonales de type sanukitoïde, telles que celle du gîte Pierre.

Comparaison aux gîtes filoniens orogéniques

Les gîtes d'or orogénique filonien sont relativement bien décrits et définis par McCuaig et Kerrich (1998), Groves *et al.* (2003) et Goldfarb et Groves (2015), et distingués des gîtes magmatiques-hydrothermaux (Goldfarb *et al.*, 2005). Dans les terrains métamorphisés au faciès des schistes verts, ces gîtes sont généralement contemporains ou tardifs par rapport au métamorphisme et à la déformation régionale. Leur distribution spatiale sous la forme de champs filoniens est fortement influencée par la présence d'une faille majeure et de structures de 2^e et 3^e ordre qui lui sont associées

(Robert, 1996; Hagemann et Cassidy, 2000; Dubé et Gosselin, 2007; Groves *et al.*, 2018). Ces réseaux de failles et fractures constituent les principaux conduits permettant la circulation des fluides minéralisateurs aurifères. Les gîtes d'or orogéniques sont fréquemment développés dans des roches intrusives ou leur sont spatialement associés (Goldfarb *et al.*, 2005). Cette association est entre autres reliée au contraste de compétence qui favorise la formation de fractures dans les intrusions, ainsi qu'au contraste chimique qui peut exister entre certaines de ces intrusions et les fluides hydrothermaux aurifères (McCuaig et Kerrich, 1998). L'implication d'une source de fluides magmatiques est généralement un sujet de débat. Toutefois, l'absence d'une association temporelle universelle avec du magmatisme ou un certain type de magma, et d'une zonation métallique significative, ainsi que la chronologie relative de formation de veines minéralisées par rapport au magmatisme et à la déformation suggèrent une source de fluides métamorphiques dans la plupart des grands gisements de ce type; voir Philips et Powell (2010) et Goldfarb et Groves (2015) pour discussion. Les altérations hydrothermales et la signature métallique de ces gisements varient selon le contexte géologique local, en particulier selon la composition des roches hôtes et la température de formation. Ils montrent fréquemment une association plus ou moins évidente de l'or avec le W, le Te, le Bi, l'As et dans certains cas avec le Mo, le Hg, l'Sb ou le Pb (Goldfarb *et al.*, 2005; Large *et al.*, 2012).

Dans le secteur d'étude, les veines aurifères constituent un champ filonien qui est spatialement associé à la faille du lac Menarik. Il existe également une forte association entre les veines de cisaillement aurifères (E-W) et les corridors de déformation D_1 qui sont subparallèles au tracé interprété de la faille du lac Menarik. De plus, les relations texturales et structurales suggèrent une mise en place des veines principalement pendant la déformation D_1 . Le gîte Pierre, en particulier, est développé dans une zone de charnière de pli P_1 . Ce contexte structural est entre autres favorable à la formation d'une porosité secondaire par le développement de failles et de fractures le long du

contact avec les roches sédimentaires environnantes, ainsi que dans l'intrusion déformée qui représente un corps géologique plus compétent (Groves *et al.*, 2018). Ainsi, il peut être conclu que le réseau de veines de l'indice Pierre forme probablement une colonne minéralisée plus ou moins parallèle à la plongée de l'axe de pli, i.e. d'environ 70° vers le NW, tel que décrit à la Section 3.3.3.

Comme dans la plupart des camps miniers à filons de quartz-carbonates aurifères (Dubé et Gosselin, 2007; Goldfarb *et al.*, 2015), les veines constituant le champ filonien des environs du gîte Pierre sont contemporaines du métamorphisme au faciès des schistes verts pendant D₁ et sont donc postérieures à l'intrusion de monzodiorite quartzifère. Ces veines sont d'ailleurs développées dans une fenêtre métamorphique, près de la transition vers le faciès des amphibolites (Goutier *et al.*, 1998), ce qui représente un contexte particulièrement favorable à la formation de fluides aurifères à la transition fragile-ductile (Goldfarb et Groves, 2015).

Le gîte Pierre est caractérisé par un faciès d'altération hydrothermale à séricite-ankérite-pyrite formé aux dépens de la monzodiorite quartzifère contenant chlorite-calcite-hématite-magnétite. Cette minéralogie, ainsi que la composition des veines (quartz-carbonates-pyrite-or) et un faible apport en sodium ou en potassium dans les zones d'altération, indiquent que cette altération est surtout le résultat de l'interaction entre la roche monzodioritique et un fluide réduit riche en CO₂ transportant de l'or sous forme de complexe sulfuré, comme dans la plupart des gisements orogéniques filoniens (Hagemann et Cassidy, 2000; Goldfarb et Groves, 2015). La formation de sulfures et de carbonates aux dépens d'oxydes et de silicates permet notamment l'oxydation et l'augmentation du pH du fluide, menant ainsi à la précipitation de l'or (McCuaig et Kerrich, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005). La réaction entre les fluides aurifères et des roches oxydées contenant de l'hématite, tel que documenté au gîte Pierre, est un autre mécanisme efficace pour engendrer la précipitation de l'or dans les roches hôtes des

veines (Williams-Jones *et al.*, 2009). L'altération à séricite et ankérite est bien documentée à proximité de la minéralisation, du moins au gîte Pierre. Cependant, cette altération n'a été observée que dans l'intrusion, ceci pourrait indiquer que l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère est plus propice à se développer au sein de l'intrusion que dans les roches sédimentaires. Il est pertinent de noter également que le modèle de Robert (2001) pour les gisements associés aux intrusions inclut ce type d'altération. Il mentionne également une zonalité des carbonates avec une distribution de l'ankérite de manière proximale et de calcite de manière distale, une telle distribution est d'ailleurs documentée dans le secteur du lac Menarik. À la lumière de ces comparaisons, il ressort que les veines aurifères du gîte Pierre font partie d'un champ filonien formé pendant l'épisode principal de déformation compressive D_1 qui est postérieur au conglomérat de la Formation d'Ekomiak et aux intrusions de monzodiorite quartzifère qui encaissent les zones minéralisées. Bien que le gîte Pierre possède plusieurs caractéristiques des minéralisations associées aux intrusions alcalines archéennes, ces relations de chronologie relative soulignent une affiliation avec un épisode de minéralisation filonienne orogénique. Ce modèle est cohérent avec la nature et la distribution des altérations et des veines, ainsi qu'avec la signature métallique et le contexte géologique local du gîte, et explique mieux la plupart de ses caractéristiques.

CONCLUSION

Cette étude, basée sur la cartographie, la pétrographie, et la géochimie des roches intrusives et sédimentaires, a permis de mettre en évidence les contrôles structuraux et lithologiques des minéralisations aurifères filonienne et disséminées de la propriété Lac Ménarik. Ces travaux ont également permis l'intégration des données géochronologiques déjà existantes et ainsi de proposer un cadre chronologique pour la minéralisation par rapport aux épisodes de déformation et de magmatisme.

Le gîte Pierre est un gîte d'or filonien néoarchéen également associé à des disséminations aurifères. Il fait partie d'un important champ filonien développé dans les roches supracrustales de la Formation d'Ekomiak et du Groupe de Yasinski. Le faciès métamorphique relativement faible dans le secteur d'étude, en comparaison au reste de la Sous-province de La Grande, a permis une meilleure compréhension de la stratigraphie du secteur et des différents facteurs qui peuvent être responsables de la minéralisation. Plus spécifiquement, le gîte est situé au sein de l'intrusion du lac Menarik (~2712 Ma : Davis *et al.*, 2005), une monzodiorite quartzifère porphyrique subalcaline de type sanukitoïde associée aux Intrusions de Duncan (phase Duncan III; Goutier *et al.*, 1998a; Goutier *et al.*, 1999a), elle-même encaissée dans les roches métasédimentaires de la Formation d'Ekomiak (≤ 2714 Ma : Goutier *et al.*, 1998a; Davis *et al.*, 2014). La Formation d'Ekomiak comporte, à sa base, un conglomérat polygénique contenant des lentilles de wacke lithique qui repose en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Les structures sédimentaires dans le conglomérat suggèrent une origine fluviatile-alluviale. La majeure partie de la formation est toutefois constituée de wacke, siltstone, chert et formation de fer. Bien

qu'il existe certaines distinctions, la Formation d'Ekomiak est comparable en plusieurs points aux unités conglomératiques qui constituent l'assemblage Timiskaming dans la Sous-province de l'Abitibi.

La minéralisation aurifère sur l'indice Pierre a été observée sous forme de grains d'or libre en association avec de la pyrite disséminée. Elle est contenue d'une part dans des veines de quartz-carbonates laminées avec une signature métallique à Au-Ag ± Mo-Te-Bi-W et d'autre part, à proximité de veines de quartz-carbonates formant un stockwerk associé à une altération hydrothermale à séricite-ankérite-pyrite. La composition des veines et des zones d'altération dans la monzodiorite quartzifère indique la circulation d'un fluide réduit riche en CO₂ transportant de l'or sous forme de complexe sulfuré.

La présence d'une discordance entre les roches métasédimentaires de la Formation d'Ekomiak et les roches volcaniques sous-jacentes du Groupe de Yasinski est un élément clé pour la compréhension de l'évolution géologique du secteur et pourrait constituer un métallotecte important pour l'exploration aurifère dans la région. En effet, cette discordance représente un hiatus stratigraphique associé à l'initiation d'un important épisode de sédimentation et à la mise en place de plutons alcalins à subalcalins de source mantellique. Le raccourcissement tectonique N-S qui a suivi durant la phase de déformation D₁ est associé au métamorphisme au faciès des schistes verts de l'ensemble des roches archéennes sur le secteur d'étude. L'âge maximal du métamorphisme et de la déformation est contraint à 2714 Ma, soit l'âge de l'intrusion du lac Menarik, qui correspond aux roches les plus jeunes du secteur qui soient affectées par S₁. C'est lors de cet épisode de déformation compressive qu'il y a eu formation du réseau filonien aurifère.

L'analyse structurale montre que la déformation D₁ est associée à une schistosité de flux, de plan axial aux plis P₁ isoclinaux à serrés et à forte plongée vers l'W-NW. La

cartographie dans le secteur du gîte Pierre suggère que l'intrusion de monzodiorite quartzifère qui encaisse la minéralisation se situe à la charnière d'un pli P_1 . Au gîte Pierre en particulier, les données de forage montrent que l'or s'est concentré aux contacts nord et sud de l'intrusion et dans les zones de cisaillement qui la recoupe. Les veines de quartz-carbonates minéralisées semblent toutefois mises en place tardivement durant la déformation D_1 et sont associées à la formation de failles décrochantes et de plis P_1 . Un clivage de crénulation S_2 NE-SW recoupe la fabrique S_1 et ne semble pas avoir de lien direct avec la formation des principales veines aurifères. Le modèle des gîtes d'or orogéniques (Groves *et al.*, 2003; Goldfarb et Groves, 2015) semble le plus adapté pour expliquer la formation des veines de quartz-carbonates et les altérations du gîte Pierre et des filons associés. Toutefois, certains éléments soulèvent la question quant à la contribution au bilan aurifère de fluides magmatiques-hydrothermaux provenant de la mise en place de l'intrusion du lac Menarik, notamment l'association de l'or avec le molybdène, et possiblement quelques indices qui suggèrent la formation de veines ou d'altérations aurifères avant la déposition du conglomérat de la Formation d'Ekomiak.

Les principaux métallotectes associés à l'or dans le secteur du lac Menarik et qui pourraient se révéler utiles à l'exploration pour cette partie de la Sous-province de La Grande sont : 1) une discontinuité crustale marquée par une transition abrupte du faciès métamorphique, 2) la présence d'unités conglomératiques polygéniques molassiques issues notamment de l'érosion de roches mafiques, qui reposent en discordance sur des roches volcaniques préexistantes et 3) des roches intrusives d'affinité mantellique qui leur sont contemporaines. Les meilleurs indicateurs pour l'exploration aurifère sur la propriété Lac Ménarik et cette partie de la Sous-province de La Grande sont les suivants : 1) la présence de charnières de plis P_1 mégascopiques, 2) les zones de cisaillement à l'endroit des contrastes rhéologiques et 3) l'altération à séricite-ankérite-pyrite à proximité de veines de cisaillement en association avec des veines d'extension.

Des datations isotopiques sur minéraux métamorphiques et hydrothermaux sont nécessaires pour mieux contraindre la chronologie et le contexte de formation des veines aurifères du secteur du lac Menarik, par exemple des datations Re-Os sur molybdénite. D'autre part, une meilleure documentation de l'âge et de la stratigraphie de la Formation d'Ekomiak, ainsi que des relations stratigraphiques et structurales avec les roches volcaniques et sédimentaires du Groupe de Yasinski, sont nécessaires afin de mieux définir le contexte tectonique et métallogénique régional.

ANNEXE A

1.DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES VEINES

			17MK-032	17MK-037C	17MK-038	1404-03-587	17MK-005R2B	17MK-005R3B	17MK-005R4B
UTM Est			337440	337650	337987	338009	337963	337978	337981
UMT Nord			5918831	5918550	5918511	5918397	5918355	5918379	5918403
Élément	Unité	Analyse							
Au	ppb	INAA MULT INAA /	368	226	1070	11500	276	25900	7660
Ag	ppm	AR-ICP	0.9	1.3	2.6	26	0.4	63.4	3.4
As	ppm	INAA	< 2	< 2	2	5	2	4	3
Cd	ppm	AR-ICP	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cu	ppm	AR-ICP	15	19	1	10	64	29	10
Mn	ppm	AR-ICP	108	98	187	404	206	378	211
Mo	ppm	AR-ICP MULT INAA /	2	5	2	72	2	461	4
Ni	ppm	AR-ICP	10	13	12	25	22	15	10
Pb	ppm	AR-ICP MULT INAA /	< 2	52	4	14	9	49	4
Zn	ppm	AR-ICP MULT INAA /	12	8	11	7	20	8	4
Ba	ppm	AR-ICP	100	< 100	< 100	< 100	< 100	< 100	< 100
Bi	ppm	AR-MS	< 0.10	0.85	0.3	1.68	0.33	4.06	0.46
Ca	%	AR-ICP MULT INAA /	0.37	0.47	0.59	0.89	1.03	0.5	0.34
Cs	ppm	AR-ICP- MS	0.12	0.08	0.07	0.42	0.26	0.13	0.12
Fe	%	INAA	0.78	0.75	1.58	6.15	2.01	2.56	2.04
Ga	ppm	AR-MS	2	2	2	3	4	1	1
Ge	ppm	AR-MS	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Hg	ppm	INAA	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
K	%	AR-ICP	0.07	0.02	0.03	0.26	0.1	0.09	0.07
Na	%	INAA	0.74	0.36	0.71	0.29	0.82	0.57	1.48
Sb	ppm	INAA	0.6	0.4	0.5	1.2	1	1.3	0.7
S	%	AR-ICP MULT INAA /	0.275	0.348	1.163	6.519	1.129	1.219	1.407
Se	ppm	AR-ICP- MS	< 0.1	< 0.1	< 0.1	3.1	0.2	0.4	0.2
Te	ppm	AR-MS	0.6	0.8	1.7	20.6	0.5	39	2.3
Tl	ppm	AR-MS	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1
W	ppm	INAA	8	< 4	7	18	7	156	6

2.DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES ROCHES COMPLÈTES

			17MK- 005A	17MK- 005B	17MK- 005C	17MK- 005E	17MK- 005G	17MK- 005J	17MK- 005K	17MK- 013
UTM Est			337971	337978	337974	337980	337968	337912	337972	337992
UTM Nord			5918408	5918400	5918388	5918346	5918354	5918397	5918403	5918190
Élément	Unité	Analyse								
SiO2	%	FUS- ICP	55.15	60.14	60.15	60.49	73.24	60.86	62.41	56.96
Al2O3	%	FUS- ICP	14.55	16.79	15.48	16.37	11.39	16.04	14.18	14.61
Fe2O3(T)	%	FUS- ICP	8.9	5.3	4.36	3.73	2.64	4.14	4.31	11.22
MnO	%	FUS- ICP	0.074	0.049	0.08	0.058	0.033	0.077	0.074	0.141
MgO	%	FUS- ICP	1.78	1.39	2.27	1.36	0.19	2.53	1.84	5.03
CaO	%	FUS- ICP	2.67	2.04	3.83	3.82	2.18	3.51	3.06	1.64
Na2O	%	FUS- ICP	4.27	5.44	4.49	4.81	3.48	5.58	4.27	2.56
K2O	%	FUS- ICP	3.34	3.19	2.92	3.68	4.51	2.5	3.44	2.46
TiO2	%	FUS- ICP	0.336	0.365	0.362	0.37	0.046	0.389	0.329	0.525
P2O5	%	FUS- ICP	0.15	0.14	0.16	0.16	< 0.01	0.19	0.14	0.27
LOI	%	FUS- ICP	7.56	4.98	4.41	3.86	2.3	4.4	4.8	4.4
Total	%	FUS- ICP	98.78	99.84	98.51	98.7	99.97	100.2	98.85	99.81
CO2	%	CO2	3.49	2.44	2.7	2.61		2.52	3.37	
S	%	TD-ICP	5.17	2.38	0.017	0.055	0.781	0.008	0.202	0.264
Au	ppb	INAA	1750	945	18	16	618	17	13	22
Cu	ppm	TD-ICP	28	4	5	8	24	2	29	51
Ag	ppm	TD-ICP	1.1	1.4	< 0.3	< 0.3	0.6	< 0.3	< 0.3	0.9
Pb	ppm	TD-ICP	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	53
Te	ppm	TD-ICP	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	4	10
Bi	ppm	FUS- MS	0.5	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Mo	ppm	FUS- MS	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ni	ppm	TD-ICP	65	44	52	50	15	55	51	166
Cr	ppm	FUS- MS	120	130	140	130	30	150	130	430
Zn	ppm	TD-ICP	37	35	55	49	4	66	44	88
As	ppm	FUS- MS	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	17
W	ppm	FUS- MS	20	19	5	14	5	130	11	5
Sr	ppm	FUS- ICP	599	725	905	881	205	805	743	216
Ba	ppm	FUS- ICP	1011	1225	1170	1448	650	895	1680	657
Y	ppm	FUS- ICP	6	6	4	6	5	5	8	11
Zr	ppm	FUS- ICP	92	103	89	89	55	99	79	92

Élément	Unité	Analyse	17MK-005A	17MK-005B	17MK-005C	17MK-005E	17MK-005G	17MK-005J	17MK-005K	17MK-013
Be	ppm	FUS-ICP	2	2	1	2	< 1	2	2	1
Cd	ppm	TD-ICP	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ce	ppm	FUS-MS	45.4	44.4	42.5	51.7	15.2	51.8	44.1	48.1
Co	ppm	FUS-MS	25	12	11	9	12	8	10	24
Cs	ppm	FUS-MS	2.1	2.2	1	1.5	1	1.6	1.9	0.8
Dy	ppm	FUS-MS	1.3	1.2	1	1.3	0.9	1.3	1.5	2.4
Er	ppm	FUS-MS	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	0.8	1.3
Eu	ppm	FUS-MS	0.79	0.72	0.87	0.88	0.31	0.92	0.85	1.07
Ga	ppm	FUS-MS	20	24	21	21	15	25	21	18
Gd	ppm	FUS-MS	2	1.9	2	2.2	0.8	2.1	2.1	2.9
Ge	ppm	FUS-MS	< 1	1	< 1	1	1	1	1	2
Hf	ppm	FUS-MS	2.5	2.7	2.3	2.4	3.1	2.6	2.1	2.3
Ho	ppm	FUS-MS	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5
La	ppm	FUS-MS	23.1	23.3	20.3	26.5	8.4	26.6	22.6	23.8
Lu	ppm	FUS-MS	0.09	0.09	0.08	0.09	0.1	0.1	0.12	0.18
Nb	ppm	FUS-MS	2	2	2	2	1	2	1	3
Nd	ppm	FUS-MS	19.6	17.8	19	22.2	5.3	22.6	19.2	21
Pr	ppm	FUS-MS	5.15	4.85	4.93	5.71	1.61	5.84	5	5.51
Rb	ppm	FUS-MS	96	91	61	99	74	62	89	69
Sb	ppm	FUS-MS	0.8	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	0.7	0.6	0.9
Sc	ppm	FUS-ICP	8	8	8	8	1	8	8	18
Sm	ppm	FUS-MS	3.2	3	3.3	3.7	1	3.9	3.4	3.8
Ta	ppm	FUS-MS	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3
Tb	ppm	FUS-MS	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.3	0.3	0.4
Th	ppm	FUS-MS	4.1	5.1	4.4	4.8	17.4	4.4	4.4	4.3
Tl	ppm	FUS-MS	0.4	0.3	0.2	0.4	1.1	0.1	0.3	0.4
Tm	ppm	FUS-MS	0.1	0.09	0.07	0.08	0.09	0.1	0.12	0.19
U	ppm	FUS-MS	1.4	1.8	1.1	1.3	4	1.6	1.5	1.2
V	ppm	FUS-ICP	55	50	68	65	13	66	63	120
Yb	ppm	FUS-MS	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.8	1.2

			17MK-015B	17MK-020	17MK-021	17MK-030B	17MK-031	17MK-034	17MK-040	17MK-102
UTM Est			338064	336585	336667	337244	337405	337285	338121	336917
UTM Nord			5918370	5918671	5918679	5918820	5918799	5918765	5918576	5918738
Élément	Unité	Analyse								
SiO2	%	FUS-ICP	63.43	62.91	57.08	62.94	69.95	61.12	74.31	61.98
Al2O3	%	FUS-ICP	14.61	14.8	14.2	14.03	11.89	14.17	13.22	15.32
Fe2O3(T)	%	FUS-ICP	3.77	4.04	9.36	4.17	3.95	4.41	0.57	4.47
MnO	%	FUS-ICP	0.061	0.057	0.097	0.072	0.037	0.07	0.02	0.058
MgO	%	FUS-ICP	1.95	2.18	5.85	2.37	0.77	2.43	0.04	2.7
CaO	%	FUS-ICP	3.58	3.52	3.82	3.48	2.19	3.69	1.23	3.1
Na2O	%	FUS-ICP	4.95	5.25	4.14	3.77	5.35	4.71	7.53	5.22
K2O	%	FUS-ICP	3.09	2.51	2.32	4.58	1.21	2.87	0.64	3.05
TiO2	%	FUS-ICP	0.329	0.364	0.528	0.339	0.266	0.365	0.065	0.363
P2O5	%	FUS-ICP	0.14	0.14	0.21	0.14	0.09	0.15	< 0.01	0.16
LOI	%	FUS-ICP	2.93	3.71	2.4	3.57	3.28	4.89	1.15	3.74
Total	%	FUS-ICP	98.84	99.49	100	99.48	98.98	98.88	98.79	100.2
CO2	%	CO2	1.69	2.36		2.33	1.49	3.76		2.17
S	%	TD-ICP	0.22	0.132	0.211	0.25	2.12	0.004	0.148	0.006
Au	ppb	INAA	< 2	< 2	5	29	745	4	27	6
Cu	ppm	TD-ICP	23	14	39	208	21	3	24	3
Ag	ppm	TD-ICP	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.3	2	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Pb	ppm	TD-ICP	5	6	< 5	43	< 5	7	16	9
Te	ppm	TD-ICP	< 2	< 2	< 2	6	< 2	< 2	< 2	7
Bi	ppm	FUS-MS	< 0.4	< 0.4	< 0.4	4.6	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Mo	ppm	FUS-MS	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ni	ppm	TD-ICP	48	51	115	47	42	54	2	53
Cr	ppm	FUS-MS	110	140	310	130	110	150	30	140
Zn	ppm	TD-ICP	36	46	83	61	23	61	7	58
As	ppm	FUS-MS	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
W	ppm	FUS-MS	< 1	7	2	7	32	1	6	1
Sr	ppm	FUS-ICP	479	890	420	429	263	854	126	964
Ba	ppm	FUS-ICP	987	1043	739	1330	281	1160	340	1225
Y	ppm	FUS-ICP	8	5	12	6	4	7	3	6
Zr	ppm	FUS-ICP	74	76	94	75	78	100	37	88

Élément	Unité	Analyse	17MK-015B	17MK-020	17MK-021	17MK-030B	17MK-031	17MK-034	17MK-040	17MK-102
Be	ppm	FUS-ICP	2	1	2	1	< 1	2	1	2
Cd	ppm	TD-ICP	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ce	ppm	FUS-MS	36.5	42.5	43.7	40.9	30.7	47	9	44.8
Co	ppm	FUS-MS	10	10	27	11	20	12	2	12
Cs	ppm	FUS-MS	0.9	1	0.7	1.3	0.7	0.9	< 0.5	1
Dy	ppm	FUS-MS	1.4	1.2	2.4	1.3	0.8	1.5	0.5	1.3
Er	ppm	FUS-MS	0.7	0.7	1.3	0.7	0.5	0.7	0.3	0.7
Eu	ppm	FUS-MS	0.73	0.84	1.07	0.76	0.52	0.94	0.21	0.91
Ga	ppm	FUS-MS	19	20	18	22	15	22	25	22
Gd	ppm	FUS-MS	2.1	1.9	3.1	2.1	1.4	2.4	0.6	2
Ge	ppm	FUS-MS	1	< 1	2	1	1	1	< 1	1
Hf	ppm	FUS-MS	2	2	2.4	2.1	2	2.8	2.3	2.1
Ho	ppm	FUS-MS	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2	0.3	< 0.1	0.2
La	ppm	FUS-MS	17.4	21.4	20.7	20.3	14.9	23.6	5.2	22.6
Lu	ppm	FUS-MS	0.11	0.09	0.19	0.09	0.07	0.1	< 0.01	0.1
Nb	ppm	FUS-MS	3	2	3	1	2	2	< 1	3
Nd	ppm	FUS-MS	17.1	18.1	19.9	18.5	14.5	21	3.4	19.7
Pr	ppm	FUS-MS	4.35	4.73	5.17	4.67	3.68	5.37	0.93	5.12
Rb	ppm	FUS-MS	84	47	64	86	33	64	15	52
Sb	ppm	FUS-MS	0.6	< 0.5	0.8	0.5	< 0.5	1	< 0.5	1.2
Sc	ppm	FUS-ICP	7	8	17	8	5	9	< 1	9
Sm	ppm	FUS-MS	3.2	3.2	3.8	3.2	2.5	3.8	0.6	3.5
Sn	ppm	FUS-MS	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ta	ppm	FUS-MS	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Tb	ppm	FUS-MS	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	< 0.1	0.3
Th	ppm	FUS-MS	4.4	4.9	5	4.6	3.2	4.5	13.1	4.6
Tl	ppm	FUS-MS	0.4	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.3	0.1
Tm	ppm	FUS-MS	0.1	0.09	0.19	0.1	0.07	0.1	< 0.05	0.1
U	ppm	FUS-MS	1.4	1.5	1.5	1.5	0.6	1.3	3.1	1.3
V	ppm	FUS-ICP	62	74	124	76	35	65	< 5	70
Yb	ppm	FUS-MS	0.7	0.6	1.3	0.6	0.5	0.7	0.2	0.7

			17MK- 106	17MK- 111	17HGTLMN- 133	1404- 03-055	1404- 03-120	1404- 03-270	1404- 03-402	1404- 03- 475B
UTM Est			337857	337746	336374	338009	338009	338009	338009	338009
UTM Nord			5918636	5918272	5919254	5918397	5918397	5918397	5918397	5918397
Élément	Unité	Analyse								
SiO2	%	FUS- ICP	57.56	58.55	69.06	50.4	55.02	63.18	62.07	63.79
Al2O3	%	FUS- ICP	13.97	14.26	15.2	13.35	17.14	15.63	14.56	14.31
Fe2O3(T)	%	FUS- ICP	8.78	8.54	2.44	12.64	7.86	5.38	4.58	3.65
MnO	%	FUS- ICP	0.106	0.085	0.039	0.095	0.068	0.042	0.068	0.052
MgO	%	FUS- ICP	5.34	4.64	1.25	4.89	2.56	1.66	2.25	0.77
CaO	%	FUS- ICP	4.96	3.49	1.91	2.87	2.16	1.45	2.61	3.7
Na2O	%	FUS- ICP	3.28	2.74	5.8	1.47	5.74	4.23	5.13	5.47
K2O	%	FUS- ICP	2.86	3.53	2.92	4.11	2.81	3.76	2.73	2.93
TiO2	%	FUS- ICP	0.512	0.503	0.232	0.487	0.428	0.416	0.377	0.348
P2O5	%	FUS- ICP	0.19	0.18	0.11	0.23	0.19	0.19	0.18	0.15
LOI	%	FUS- ICP	2.5	2.92	0.62	8.48	5.6	3.54	4.23	4.02
Total	%	FUS- ICP	100.1	99.42	99.58	99.02	99.57	99.47	98.79	99.18
CO2	%	CO2			0.08		2.66	1.56	2.95	2.71
S	%	TD-ICP	0.176	0.389	0.006	3.87	3.03	0.544	0.256	1.4
Au	ppb	INAA	7	12	< 2	533	913	613	17	1860
Cu	ppm	TD-ICP	49	60	1	23	14	27	33	14
Ag	ppm	TD-ICP	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.7	1.2	< 0.3	< 0.3	3.3
Pb	ppm	TD-ICP	12	6	12	7	7	< 5	5	5
Te	ppm	TD-ICP	< 2	7	6	7	< 2	4	3	< 2
Bi	ppm	FUS- MS	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.6	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Mo	ppm	FUS- MS	< 2	3	< 2	92	< 2	3	< 2	10
Ni	ppm	TD-ICP	115	111	15	182	86	72	52	42
Cr	ppm	FUS- MS	320	290	50	370	150	160	140	120
Zn	ppm	TD-ICP	68	63	67	106	67	55	66	29
As	ppm	FUS- MS	< 5	< 5	< 5	9	< 5	< 5	< 5	< 5
W	ppm	FUS- MS	< 1	< 1	< 1	19	29	21	12	23
Sr	ppm	FUS- ICP	755	519	970	468	660	433	811	421
Ba	ppm	FUS- ICP	705	954	1442	1729	1217	1512	1140	1230
Y	ppm	FUS- ICP	12	11	4	10	7	6	7	5
Zr	ppm	FUS- ICP	91	87	72	90	129	115	96	83

Élément	Unité	Analyse	17MK- 106	17MK- 111	17HGTLMN- 133	1404- 03-055	1404- 03-120	1404- 03-270	1404- 03-402	140403- 475B
Be	ppm	FUS- ICP	2	2	2	2	2	2	1	1
Cd	ppm	TD-ICP	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ce	ppm	FUS- MS	43.2	44.5	23.3	37.6	51.4	50.4	44.8	39.9
Co	ppm	FUS- MS	28	25	5	41	25	12	12	10
Cs	ppm	FUS- MS	0.9	1.1	0.7	2.6	1.7	2.5	1.3	1.1
Dy	ppm	FUS- MS	2.3	2.2	0.8	1.8	1.5	1.4	1.3	1.1
Er	ppm	FUS- MS	1.3	1.2	0.4	1.1	0.8	0.8	0.6	0.6
Eu	ppm	FUS- MS	0.95	1.03	0.55	0.9	0.88	0.86	0.88	0.76
Ga	ppm	FUS- MS	16	17	24	19	24	25	22	18
Gd	ppm	FUS- MS	2.8	2.6	1.4	2.2	2.4	2.1	2.2	1.9
Ge	ppm	FUS- MS	1	2	< 1	1	1	1	< 1	< 1
Hf	ppm	FUS- MS	2.6	2.4	1.9	2.3	3.7	3	2.4	2
Ho	ppm	FUS- MS	0.4	0.4	0.1	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2
La	ppm	FUS- MS	21.4	21.7	11.2	19.1	26.5	26.2	22.6	20.5
Lu	ppm	FUS- MS	0.2	0.18	0.05	0.17	0.12	0.11	0.11	0.09
Nb	ppm	FUS- MS	3	3	< 1	4	3	2	2	2
Nd	ppm	FUS- MS	19.9	19.8	11	16.3	22.1	22.1	19.3	17.3
Pr	ppm	FUS- MS	5.08	5.13	2.78	4.23	5.7	5.68	5.07	4.5
Rb	ppm	FUS- MS	78	112	57	121	78	107	62	60
Sb	ppm	FUS- MS	1.4	< 0.5	< 0.5	1.1	< 0.5	0.9	0.8	< 0.5
Sc	ppm	FUS- ICP	18	16	4	14	11	9	8	7
Sm	ppm	FUS- MS	3.6	3.6	2.2	3	3.7	3.8	3.5	3.1
Ta	ppm	FUS- MS	0.3	0.3	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Tb	ppm	FUS- MS	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
Th	ppm	FUS- MS	4.2	4.6	2.5	4.6	5.9	4.6	4.1	3.8
Tl	ppm	FUS- MS	0.3	0.3	0.2	0.5	0.3	0.4	0.2	0.2
Tm	ppm	FUS- MS	0.19	0.17	0.05	0.16	0.12	0.11	0.1	0.08
U	ppm	FUS- MS	1.2	1.3	0.9	1.9	2.5	2	1.5	1.3
V	ppm	FUS- ICP	127	113	37	116	64	91	75	50
Yb	ppm	FUS- MS	1.2	1.2	0.3	1.1	0.8	0.7	0.7	0.5

			1404- 03-500	1404- 03-610	1404- 03-660	1404- 03-771	17MK- 005R2A	17MK- 005R3D	17MK- 005R4A
UTM Est			338009	338009	338009	338009	337963	337978	337981
UTM Nord			5918397	5918397	5918397	5918397	5918355	5918379	5918403
Élément	Unité	Analyse							
SiO2	%	FUS-ICP	61.38	60.9	76.25	65.64	61.88	61.85	64.89
Al2O3	%	FUS-ICP	15.92	14.5	11.19	13.75	14.45	14.24	15.67
Fe2O3(T)	%	FUS-ICP	5.05	2.93	1.97	3.18	4.3	3.83	4.1
MnO	%	FUS-ICP	0.063	0.058	0.037	0.058	0.058	0.102	0.035
MgO	%	FUS-ICP	2.4	0.75	0.36	0.84	1.52	1.93	1.46
CaO	%	FUS-ICP	2.42	5.81	1.09	2.34	4.06	4.05	1.37
Na2O	%	FUS-ICP	4.31	4.46	5.18	4.99	4.89	6.12	4.79
K2O	%	FUS-ICP	3.58	3.36	2.1	3.41	2.24	1.96	3.35
TiO2	%	FUS-ICP	0.397	0.346	0.031	0.261	0.363	0.336	0.375
P2O5	%	FUS-ICP	0.17	0.16	0.01	0.14	0.17	0.15	0.16
LOI	%	FUS-ICP	4.4	5.35	1.83	3.94	4.77	5.74	3.13
Total	%	FUS-ICP	100.1	98.62	100	98.56	98.69	100.3	99.32
CO2	%	CO2	2.69	4.22			2.98	5	1.47
S	%	TD-ICP	0.122	1.05	0.841	1.35	0.789	0.936	0.847
Au	ppb	INAA	29	934	386	1750	15	232	392
Cu	ppm	TD-ICP	61	20	8	3	20	8	4
Ag	ppm	TD-ICP	< 0.3	2	0.7	3.7	0.3	0.4	0.4
Pb	ppm	TD-ICP	< 5	< 5	12	< 5	< 5	< 5	< 5
Te	ppm	TD-ICP	6	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2
Bi	ppm	FUS-MS	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4	< 0.4
Mo	ppm	FUS-MS	4	11	8	< 2	< 2	2	< 2
Ni	ppm	TD-ICP	56	43	8	35	53	40	53
Cr	ppm	FUS-MS	140	120	30	100	140	120	150
Zn	ppm	TD-ICP	84	25	9	16	44	27	43
As	ppm	FUS-MS	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
W	ppm	FUS-MS	11	35	2	77	21	29	24
Sr	ppm	FUS-ICP	556	361	347	630	655	747	665
Ba	ppm	FUS-ICP	1285	1025	566	1235	863	711	1471
Y	ppm	FUS-ICP	6	7	5	4	6	6	5
Zr	ppm	FUS-ICP	117	85	31	70	103	94	110

Élément	Unité	Analyse	1404- 03-500	1404- 03-610	1404- 03-660	1404- 03-771	17MK- 005R2A	17MK- 005R3D	17MK- 005R4A
Be	ppm	FUS- ICP	2	2	< 1	1	2	1	2
Cd	ppm	TD-ICP	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ce	ppm	FUS- MS	48.1	43.3	9.4	35.4	44.9	40	46.3
Co	ppm	FUS- MS	13	11	4	9	11	10	12
Cs	ppm	FUS- MS	2.7	2.5	0.6	1.3	1.8	1.2	2.1
Dy	ppm	FUS- MS	1.3	1.3	0.4	0.8	1.3	1.2	1.1
Er	ppm	FUS- MS	0.7	0.8	0.3	0.4	0.7	0.6	0.6
Eu	ppm	FUS- MS	0.79	0.95	0.17	0.62	0.9	0.78	0.81
Ga	ppm	FUS- MS	23	21	13	15	23	18	23
Gd	ppm	FUS- MS	2.1	2.1	0.5	1.4	2	1.9	2
Ge	ppm	FUS- MS	1	1	1	< 1	1	< 1	1
Hf	ppm	FUS- MS	3.1	2.3	1.5	1.9	2.7	2.4	3
Ho	ppm	FUS- MS	0.2	0.3	< 0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
La	ppm	FUS- MS	24.2	22.1	5.3	17.9	22.7	20.2	24
Lu	ppm	FUS- MS	0.1	0.11	< 0.01	0.06	0.1	0.09	0.09
Nb	ppm	FUS- MS	3	2	< 1	1	2	2	3
Nd	ppm	FUS- MS	20.7	19.3	3.1	15	19.4	17.6	19.6
Pr	ppm	FUS- MS	5.42	4.94	0.93	4.04	5.06	4.58	5.26
Rb	ppm	FUS- MS	107	99	36	89	75	53	94
Sb	ppm	FUS- MS	1.3	0.9	< 0.5	< 0.5	1	0.6	0.7
Sc	ppm	FUS- ICP	9	8	< 1	5	9	8	8
Sm	ppm	FUS- MS	3.6	3.3	0.6	2.6	3.3	3.1	3.5
Ta	ppm	FUS- MS	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Tb	ppm	FUS- MS	0.2	0.3	< 0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Th	ppm	FUS- MS	5.3	4.6	9.2	5.5	4.3	4	5.1
Tl	ppm	FUS- MS	0.4	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.3
Tm	ppm	FUS- MS	0.09	0.11	< 0.05	0.06	0.1	0.09	0.09
U	ppm	FUS- MS	2	1.6	3.2	1.1	1.4	1.1	1.4
V	ppm	FUS- ICP	74	62	< 5	28	70	62	60
Yb	ppm	FUS- MS	0.6	0.8	0.2	0.4	0.7	0.6	0.6

ANNEXE B

DONNÉES STRUCTURALES

No. Aff.	UTMest	UTMnord	S0d	S0p	S1d	S1p	S2d	S2p	Led	Lep	Lmd	Lmp	P1d	P1p	Pol
17MK-090	338098	5918397	125	70	272	80									
17MK-091	338045	5918379	140	75	282	80									
17MK-092	336788	5918614			257	76							75	60	
17MK-093	336755	5918674	95	85	75	80							245	50	
17MK-094	336791	5918649			252	65									
17MK-095	336814	5918412	108	80	250	74									
17MK-096	336786	5918464	238	70	245	75	45	90							
17MK-097	336663	5918442	265	70	245	90									
17MK-098	336602	5918444	250	75	235	75									
17MK-099	336557	5918490	238	70	232	70									180
17MK-100	336718	5918616	158	80	243	74									
17MK-101	336738	5918631	145	75	235	85									
17MK-104	338113	5918450	288	75	265	85									
17MK-105	338047	5918098			252	85	10	90							
17MK-107	337844	5918325	285	65	265	80									
17MK-108	337834	5918297	240	70	280	75							290	70	
17MK-109	337821	5918302	275	70	300	70									
17MK-110	337773	5918300	268	80	255	75									
17MK-111	337746	5918272	273	80	268	80									
17MK-112	337784	5918375	280	85	280	85									
17MK-115	337996	5918136	283	76	263	68									
17MK-116	337995	5818179	245	90											
Greco	339531	5919191	130	55	230	90	30	68					233	62	

ANNEXE C

DESCRIPTION RAINURES GÎTE PIERRE

(Figure 5.3 pour localisation)

Quatre rainures (17-MK-005R1 à 005R4) d'un peu moins d'un mètre ont été effectuées afin de compléter les observations de surface. La première est située sur le contact entre l'intrusion et les roches sédimentaires et les trois autres sur des veines d'orientations différentes encaissées dans l'intrusion (ESE, NE et ENE respectivement). Les rainures dans les veines ainsi que leurs épontes ont été analysées par géochimie et décrites au microscope pétrographique pour caractériser l'altération et la minéralisation aurifère.

La rainure au contact sud avec les sédiments (17-MK-005R1) expose deux relations de recoupement. Premièrement, une série de veines de quartz plissées dans la portion de l'intrusion recoupe les sédiments et deuxièmement, une veine à faible pendage recoupe un amas de pyrite. De plus, il est possible d'y observer un filon d'hématitisation qui recoupe également de part et d'autre le contact entre l'intrusion et les sédiments.

La deuxième rainure (17-MK-005R2) a été effectuée dans une portion cataclasée au sud l'intrusion à l'endroit d'une veine d'épaisseur centimétrique fragmentée à orientation ESE. Les épontes sont fortement séricitisées, carbonatisées et silicifiées. La minéralisation est sous forme de pyrite sub-automorphe disséminée dans l'éponte et dans les plans de fracture. La pyrite est accompagnée de chlorite et de carbonates. Bien

que la minéralisation soit présente dans cette veine (276 ppb Au), elle est moins importante que dans les deux autres veines (R3 : 25900 ppb Au et R4 : 7600 ppb Au).

La troisième rainure (17-MK-005R3) est située dans la section cisailée de l'intrusion. Le cisaillement est d'orientation NE et on peut l'observer à la fois dans les épontes et dans la veine. L'oxydation abondante de la veine a donné un RQD élevé pour la rainure et une description systématique a difficilement pu être effectuée pour celle-ci. Toutefois, l'analyse géochimique de la portion de veine montre sans l'ombre d'un doute que l'or y est présente en grande quantité (25900 ppb Au) de même que dans la portion distale de son éponte (~40 cm) (232 ppb Au).

La quatrième rainure (17-MK-005R4) recoupe une veine laminée orientée ENE d'une épaisseur d'environ 15 centimètres. La veine et les épontes ont subi de la fracturation et les épontes sont fortement séricitisées. Les phénocristaux dans les épontes sont blancs et se démarquent bien de la matrice à grain fin de couleur verte et uniforme. Des veinules de quartz d'extension y sont observables au microscope. Les concentrations en or sont beaucoup plus importantes dans la veine que dans les épontes (7660 ppb contre 392 ppb Au).

RÉFÉRENCES

- Aucoin, M., Beaudoin, G., Creaser, R.A. et Archer, P. (2012). Metallogeny of the Marco zone, Corvet Est, disseminated gold deposit, James Bay, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(10), 1154-1176.
- Bandyayera, D. et 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, 1 plan. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/RG201803>.
- Baldwin, A B. (1959). GEOLOGICAL REPORT AND 13 DDH LOGS ON YASINSKI LAKE AREA, PROJECT 286. MAIN EXPL CO LTD, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 10200, 83 pages, 15 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM10200>.
- Barr, W H., Buxbaum, R W., Farkas, M S., Rainey, K D., Lund, R J. (1974). SUMMARY REPORT ON MINERAL RESOURCE STUDIES IN THE JAMES BAY REGION. S D B J, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 34002, 294 pages. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM34002>.
- Beakhouse, G.P. (2011). The Abitibi Subprovince plutonic record: Tectonic and metallogenic implications. Ontario Geological Survey, Open File Report 6268, 161.
- Beauregard, A J. (2000). RAPPORT DE TRAVAUX D'EXPLORATION, HIVER 2000, PROPRIETE YASINSKI-NORD ET PEM 1404. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 58304, 236 pages, 9 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM58304>.
- Gaudreault, D. et Beauregard, A. J. (2001). RAPPORT DE TRAVAUX D'EXPLORATION, ETE - AUTOMNE 2000, PROPRIETES YASINSKI - NORD ET PEM 1404. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; [GM 59611](#), 296 pages, 17 plans.

- Beauregard, A J., Gaudrault, D. (2002). RAPPORT DE TRAVAUX SUR LES PROPRIETES IRON JACK, LAC HELENE ET CASTOR A LA BAIE JAMES. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 59632, 39 pages, 2 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM59632>.
- Bédard, J.H. (2013). How many arcs can dance on the head of a plume? A ‘Comment’ on: acritical assessment of Neoproterozoic ‘plume only’ geodynamics: evidence from the Superior Province, by Derek Wyman, *Precambrian Research*, 2012. *Precambrian Research* 229, 189–197.
- Bleeker, W. (2015). Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation. Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 25–47.
- Boileau, P. (2000). LEVES GEOPHYSIQUES (MAG, EMH, EM-TBF ET P.P.-RESISTIVITE) EFFECTUES SUR LE PROJET PEM 1404. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 58307, 11 pages, 17 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM58307>.
- Bogatu , A. et Huot, F. (2016). Minéralisation aurifère du gîte Orfée, Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Rapport Préliminaire, MB2016-10, 46.
- Boily, M. (2016) THE LAKE MÉNARIK GOLD PROPERTY, LA GRANDE SUBPROVINCE, JAMES BAY TERRITORY, QUEBEC, NTS 33F06. Rapport technique 43-101F1 pour Harfang Exploration Inc., 94.
- Buchan, K.L., Goutier, J., Hamilton, M.A., Ernst, R.E. et Matthews, W.A. (2007). Paleomagnetism, U–Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit and other dyke swarms, James Bay area, Quebec, and implications for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44 (5), 643–664.
- Bussièrès, Y. (2009). RAPPORT TECHNIQUE, FORAGES 2008, PROPRIETE MENARIK. RESSOURCES MINIERES PRO-OR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM

64769, 539 pages, 64 plans. Disponible
à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM64769>.

Cadéron, S. (2003). Interprétation tectonométamorphique du Nord de la Province Supérieure, Québec, Canada. (Thèse de doctorat) Université du Québec à Montréal, 343.

Canova, E. (2002a). CARTOGRAPHIE, PROSPECTION ET PROGRAMME D'ECHANTILLONNAGE, BLOC PEM 1404, IRON JACK, LAC HELENE, YASINSKI ET YASINSKI NORD. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 60815, 93 pages, 10 plans. Disponible
à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM60815>.

Canova, E. (2002b). CARTOGRAPHIE, PROSPECTION ET PROGRAMME D'ECHANTILLONNAGE DES BLOCS DU SNRC 33F PARTIE SUD. RESSOURCES DIANOR INC, CLAIMS HENRIKSON, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 59908, 174 pages, 27 plans. Disponible
à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM59908>.

Card, K. D. et Ciesielski, A. (1986). Subdivisions of the Superior province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, 13(1), 5-13.

Card, K. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48(1-2), 99-156.

Champigny, N. et Nieminen, R. (2021). NI 43-101 Technical Report for the Sakami Project Eeyou Istchee James Bay territory, Québec, Canada. Rapport technique 43-101 pour Québec Precious Metals Corporation,

Chartrand, F., Verpalest, P., Clark, T., Perreault, S., Lamother, D., Gaudreau, R. et Simard, A. (1995). Vers une meilleure connaissance du potentiel minéral du Moyen-Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO 95-02, 6.

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

Côté-Roberge, M. (2018). Contexte tectonométamorphique du nord-ouest du

Complexe de Laguiche, sous-province d'Opinaca, Eeyou Itschee Baie-James. (Mémoire de maîtrise) Université Laval, 216.

- Cox, S. F., Wall, V. J., Etheridge, M. A. et Potter, T. F. (1991). Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits—examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore geology reviews*, 6(5), 391-423.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. et Chown, E.H. (2002). Oblique Archean subduction: Accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern volcanic zone, Abitibi subprovince, Canada: *Precambrian Research*, 115, 261-290.
- David, J., Godin, L., Stevenson, R., O'Neil, J. and 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. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 150-163.
- David, J., Simard, M., Bandyayera, D., Goutier, J., Hammouche, H., Pilote, P., Leclerc, F. et Dion, C. (2012). Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2012-01, 33.
- David, J., Bandyayera, D., Hammouche, H., Leclerc, F., Goutier, J. et Talla Takam, F. (2018). Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2018-16, 24.
- Davies, J.F., Whitehead, R.E.S., Cameron, R.A et Duff, D. (1982). Regional and Local Patterns of CO₂-K-Rb-As Alteration: A Guide to Gold in the Timmins Area. Ontario Geological Survey OFR 5376, 77.
- Davies, J. F., Whitehead, R. E., Huang, J., & Nawaratne, S. (1990). A comparison of progressive hydrothermal carbonate alteration in Archean metabasalts and metaperidotites. *Mineralium Deposita*, 25(1), 65-72.
- Davies, J. F. et Whitehead, R. E. (2006). Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of altered and unaltered rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, 15(1-2), 75-88.
- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W. et 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*; 32, 113-127.

- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc F. et Dion, C. (2014). Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. MERN, GEOCHRONOLOGICAL LABORATORY; [RP 2014-05](#), 62. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/RP201405>.
- Dubé, B., et Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, in W.D. Goodfellow ed., Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, *Mineral Deposits Division*, Special Publication 5, 49-73.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Castonguay, S., McNicoll, V.J., Bleeker, W., Lawley, C.J.M., De Souza, S., Jackson, S.E., Dupuis, C., Gao, J.-F., Bécu, V., Pilote, P., Goutier, J., Beakhouse, G.P., Yergeau, D., Oswald, W., Janvier, V., Fontaine, A., Pelletier, M., Beauchamp, A.-M., Katz, L.R., Kontak, D.J., Tóth, Z., Lafrance, B., Gourcerol, B., Thurston, P.C., Creaser, R.A., Enkin, R.J., El Goumi, N., Grunsky, E.C., Schneider, D.A., Kelly, C.J. et Lauzière, K. (2015). Precambrian lode gold deposits — a summary of TGI-4 contributions to the understanding of lode gold deposits, with an emphasis on implications for exploration. *Dans Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration*, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, 1-24.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ayer, J., Pilote, J.L. et Monecke, T. (2020). Gold Deposits of the World-Class Timmins-Porcupine Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Society of Economic Geologists, Inc.* SEG Special Publications, 23, 53-80.
- Dubé, B. et Mercier-Langevin, P. (2020). Gold Deposits of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Society of Economic Geologists, Inc.* SEG Special Publications, 23, 669-708.
- Dubé, J. (2017). Technical report, resistivity and induced polarization survey, lac Ménarik project. HARFANG EXPLORATION INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 70789, 57 pages. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM70789>.

- Eade, K.E., Heywood, W.W. et Lee, H.A. (1958). Sakami Lake area, New Quebec. Geological Survey of Canada, Preliminary Map 23-1957, 1 carte.
- Eade, K.E. (1966). Fort George River and Kaniapiskau River, west half, map areas, new Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 339, 1966, 83.
- Fallara, F., Moorhead, J., Ross, P.S. et Goutier, J. (1999). Caractéristiques des centres volcaniques et de minéralisations de types sulfures massifs volcanogènes des séquences volcaniques du lac Sakami et de la rivière Eastmain, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 99-37, 130.
- Fayol, N., Jébrak, M. et Harris, L. B. (2016). The magnetic signature of Neoproterozoic alkaline intrusions and their related gold deposits: Significance and exploration implications. *Precambrian Research*, 283, 13-23.
- Fayol, N. et Jébrak, M. (2017). Archean sanukitoid gold porphyry deposits: A new understanding and genetic model from the Lac Bachelor gold deposit, Abitibi, Canada: *Economic Geology*, 112, 1913-1936.
- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., Ravenelle, J.-F., Fournier, E., McNicoll, V.J., Beausoleil, C., Prud'homme, N. et Goutier, J. (2017). The Éléonore gold mine: Exploration, Discovery and Understanding of an emerging gold district in Eeyou Istchee James Bay, Superior Province, Northern Québec, Canada. Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration, (ed.) V. Tschirhart and M.D. Thomas; Decennial Minerals Exploration Conferences, Toronto, Ontario, 601-617.
- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., Turcotte, J. et Doucet, D. (2018). Geology of the Cheechoo gold property, Eeyou Istchee James Bay, Superior Province, Northern Québec, Canada. Dossier Publique, Commission géologique du Canada, Open File 8403. <https://doi.org/10.4095/308244>.
- Fontaine, A. (2019). Géologie des minéralisations aurifères de la mine Éléonore, Eeyou Istchee Baie-James, province du Supérieur, Québec, Canada. (Thèse de doctorat) Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 468.
- Fraser, R.J. (1993). The Lac Troilus copper-gold deposit, northwestern Quebec: A possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, 88, 1685–1699.
- Gallop, A. (1975). YASINSKI LAKE PROJECT REPORT FOR PERIOD JUNE-

- SEPTEMBER 1975. S D B J, CANICO, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 57877, 20 pages, 18 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM57877>.
- Gaudrault, D., Beaugard, A J. (2001). RAPPORT DE TRAVAUX D'EXPLORATION, ETE - AUTOMNE 2000, PROPRIETES YASINSKI - NORD ET PEM 1404. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 59611, 296 pages, 17 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM59611>.
- Gauthier, M., Chartrand, F. et Larocque, M (1996). Géologie de la région du lac Sakami (SNRC 33F). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-13, 1 carte.
- Gauthier, M., Larocque, M. et Chartrand, F. (1997). Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie-James: Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 97-30, 65.
- Gauthier, M. (2000). Style et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James (Québec). *Chronique de la Recherche Minière*, 539, 17–61.
- Gauthier, M., Trépanier, S. et Gardoll, S. (2007). Metamorphic gradient: A regional-scale area selection criterion for gold in the northeastern Superior province, eastern Canadian Shield. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 69, 10-15.
- Girard, R., Tremblay, L. (2000). DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES ET MINERAGRAPHIQUES DE SIX ECHANTILLONS DE FORAGE, PROJET MENARIK. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 58305, 30 pages. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM58305>.
- Girard, T., 2016. Rapport et recommandations, programme d'exploration été 2015, projet Lac Ménarik. HARFANG EXPLORATION INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 70261, 94 pages, 2 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM70261>.
- Goldfarb, R., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. et Gosselin, P. (2005).

Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 407–450.

- Goldfarb, R.J. et Groves, D.I. (2015). Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26.
- Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C., David, J., Parent, M., et Dion, D.J. (1998a). Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-16, 50, 1 plan.
- Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C. et Dion, D.J. (1998b). Géologie de la région du lac Esprit (33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-09, 39.
- Goutier, J., Dion, C., David, J. et Dion, D.J. (1999a). Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 et 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-17, 41.
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M. et Dion, D.J. (1999b). Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold. Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 98-18, 54, 2 plans.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., David, J. et Parent, M. (2000). Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-15, 40, 2 plans.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.C., Mercier-Langevin, P. et Davis, D.W. (2001a). Géologie de la colline Masson, de la passe Awapakamich, de la baie Carbillet et de la passe Pikwahipanan (SNRC 33F/09, 33F/10, 33F/15 et 33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2000-10, 67.
- Goutier, J., Dion, C. et Ouellet, M.C. (2001b). Géologie de la région de la colline Bezier (33G/12) et du lac de la Montagne du Pin (33G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-13, 53.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.C., Davis, D.W., David, J. et Parent, M. (2002). Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-15, 53.
- Goutier, J., Ouellet, M.C., Dion, C., Houlié, M. et Boily, M. (2003). Synthèse

géologique de la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2002-12, 11-13.

- Goutier, J. (2019). Formation d'Ekomiak. (Lexique stratigraphique SIGEOM) Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, Récupéré en février 2021 de <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/formation-ekomiak/>
- Grant, J. A. (1986). The Isocon Diagram- A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- Green, T. H. (1980). Island arc and continent-building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63(1-4), 367-385.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G. et Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, 13(1-5), 7-27.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Knox-Robinson, C. M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G. Y. et Holyland, P. (2000). Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 17(1-2), 1-38.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F. et Hart, C.J. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic geology*, 98(1), 1-29.
- Groves, D. I., Santosh, M., Goldfarb, R. J. et Zhang, L. (2018). Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, 9(4), 1163-1177.
- Guérin-Tremblay, H. (2017). RAPPORT DES TRAVAUX STATUTAIRES ÉTÉ 2016, PROPRIÉTÉ DU LAC MENARIK. HARFANG EXPLORATION INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 70073, 163 pages. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM70073>.
- Hagemann S.G. et Cassidy, K.F. (2000). Archean orogenic lode gold deposits: Reviews in *Economic Geology*, 13, 9-68.
- Hart, C. J. R. et Goldfarb, R. J. (2005). Distinguishing intrusion-related from orogenic

- gold systems. New Zealand Minerals Conference Proceedings, 2005, 125-133.
- Heilimo, E., Halla, J. et Hölttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829.
- Houlé, M. (2000). Pétrologie et Métallogénie du Complexe de Menarik, Baie James, Québec, Canada. (Mémoire de maîtrise) Université Laval, Québec, 450.
- Hubert, J M., (2009). LEVE DE POLARISATION PROVOQUEE, PROPRIETE MENARIK, GRILLE NI97. RESSOURCES MINIERES PRO-OR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 64747, 17 pages, 23 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM64747>.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Creaser, R. et Hamilton, M. (2008). Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake gold belt, Ontario. *Economic Geology*, 103(6), 1309-1340.
- Katz, L. R. (2016). Geology of the Archean Côté Gold Au (-Cu) intrusion-related deposit, Swayze greenstone belt, Ontario. (Thèse de doctorat) Laurentian University of Sudbury, 328.
- Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D. et Garwin, S. (2000). The geodynamic of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins. Gold in 2000, (ed.) S.G. Hagemann, and P.E. Brown; *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 13, 501–551.
- Lang, J. R. et Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36(6), 477-489.
- Lamothe, D., Thériault, R. et Leclair, A. (2000). Géologie de la région du lac Nichequon (SNRC 23E). Ministère des Ressources Naturelles, Québec, RG 99-14, 43.
- Large, R., Thomas, H., Craw, D., Henne, A. et Henderson, S. (2012). Diagenetic pyrite as a source for metals in orogenic gold deposits, Otago Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 55(2), 137-149.

- Laurent, O., Martin, H., Doucelance, R., Moyen, J.-F. et Paquette, J.-L. (2011). Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary. *Lithos* 123, 73–91.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F. et Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga. *Lithos*, 205, 208-235. doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Lavoie, C., Plante, L. (1987). LEVES GEOPHYSIQUES, PROPRIETE MENARIK. RESSOURCES MINIERES PRO-OR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 45928, 27 pages, 30 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM45928>.
- Legouix, C., Oswald, R. (2014). RAPPORT TECHNIQUE ET RECOMMANDATIONS, PROGRAMME D'EXPLORATION ETE 2013, PROJET LAC MENARIK. MINES VIRGINIA INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 68424, 209 pages, 3 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM68424>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I. et Jarvis, K.E. (2005). The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107–128.
- Low, A.E. (1902). Sketch map of the northern portion of the Labrador Peninsula, from exploratory surveys of A. P. Low, and Eskimo sketches collected in 1899. Geological Survey of Canada. Multicoloured Geological Map 785, (ed. corrected), 1902, 1 carte
- Martel, B O., Verley, C G. (2010). RAPPORT DE TRAVAUX D'EXPLORATION AUTOMNE 2009, PROJET EKOMIAK. RESSOURCES DIANOR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 65341, 195 pages, 7 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM65341>.
- Martel, E. et Lin, S. (2006). Structural evolution of the Yellowknife greenstone belt, with emphasis on the Yellowknife River fault zone and the Jackson Lake

- Formation. Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, 95-115.
- Martin, L., Bonneau, J., Geeson, C F. (1973). RELEVÉS DE FONDS DE LACS, PROJET LA GRANDE RIVIERE 73. S D B J, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 34043, 44 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM34043>.
- Martin, H., Moyen, J.F. et Rapp, R.P. (2009). The sanukitoid series:magmatismat the Archaean–Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100 (1–2), 15–33.
- McCuaig, T.C. et Kerrich, R. (1998). P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics: *Ore Geology Reviews*, 12, 381-453.
- McNicoll, V., Dubé, B., Castonguay, S., Oswald, W., Biczok, J., Mercier-Langevin, P. et Malo, M. (2016). The world-class Musselwhite BIF-hosted gold deposit, Superior Province, Canada: New high-precision U–Pb geochronology and implications for the geological setting of the deposit and gold exploration. *Precambrian Research*, 272, 133-149.
- Mercier-Langevin, P. (2000). Les minéralisations aurifères au sein de la Tonalite de La-Grande-Sud, Baie-James, Québec. (Mémoire de maîtrise) Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 258.
- Mercier-Langevin, P., Daigneault, R., Goutier, J., Dion, C. et Archer, P. (2012). Geology of the Archean Intrusion-Hosted La-Grande-Sud Au-Cu Prospect, La Grande Subprovince, James Bay Region, Quebec. *Economic Geology*, 107(5), 935-962.
- Mills, J.P. (1973). Geology of the SAKAMI LAKE (NORTH) AREA, NOUVEAU QUEBEC. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-148, 9.
- Mills, J.P. (1975). Petrological Studies in the Sakami-Lake Greenstone Belt of Northwestern Quebec. (Thèse de Doctorat) University of Kansas, Kansas, m626 c.1, TH 0684 (EXAMINE), 209.
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B. et Frieman, B. (2017). Geology of the Abitibi greenstone belt: Reviews in *Economic Geology*, 19, 7-50.

- Moorhead, J., Bernier, L., Fallara, F., Goutier, J. et Laflèche, M. (2000). Caractéristiques des zones d'altération métamorphisées du secteur du lac Shpogan (33F/02 et 33F/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 2000-07, 129.
- Morfin, S., Sawyer, E. et Bandyayera, D. (2013). Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos*, 168, 200-218.
- Mortensen, J. K. et Ciesielski, A. (1987). U–Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. *Radiogenic age and isotopic studies, Report 1*, 87-2, 129-134.
- Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E., 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, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2002-06, 55, 1 plan.
- Mueller, W., Donaldson, J.A., Dufresne, D. et Rocheleau, M. (1991). The Duparquet Formation: Sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1394-1406.
- O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D. et Stevenson, R.K. (2008). Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust. *Science*, 321, 1828-1831.
- Oswald, R., 2018. Rapport technique et recommandations, programme d'exploration été 2017, projet lac Ménarik. HARFANG EXPLORATION INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 70825, 170 pages, 7 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM70825>.
- Oswald, R. et Huot, F. (2020). Rapport technique et recommandations, programme d'exploration été 2018, projet lac Ménarik. HARFANG EXPLORATION INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 71672, 162 pages, 31 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM71672>.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. et Siever, R. (1972). Sand and sandstone. *Springer Science & Business Media*.
- Paquette, L. et Gauthier, M. (1997). Séquences archéennes du lac Sakami, Baie-James.

Ministère des Ressources naturelles, MB 97-02, 34.

- Paquette, L. (1998). Étude stratigraphique et métallogénique de la Formation d'Apple, une séquence de plate-forme à conglomérats pyriteux et uranifères, Baie-James, Québec. (Mémoire de maîtrise) Université du Québec à Montréal, 82.
- Parent, M. (2011). COMPILATION GEOCHRONOLOGIQUE U-PB DES SOUS-PROVINCES D'ASHUANIPI, D'OPINACA, D'OPATICA ET DE LA GRANDE. MRNF; MB 2011-04, 13 pages, 1 plan. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/MB201104>.
- Phillips, G. N. et Powell, R. (2010). Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic geology*, 28(6), 689-718.
- Poulsen, K. H., Card, K. D. et Franklin, J. M. (1992). Archean tectonic and metallogenic evolution of the superior province of the canadian shield. *Precambrian Research*, 58(1-4), 25-54.
- Poulsen, K.H., Robert, F. et Dubé, B. (2000). Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 540, 106.
- Pearson, V. (2014). Field visit, Menarik, a monzonitic-associated gold showing. Mines Virginia, 51.
- Percival, J.A. (2007). Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *Dans* W.D. Goodfellow ed., Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. *Geological Association of Canada*, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 903-928.
- Percival, J. A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G. M., Leclair, A. D., Corkery, M. T. et Boily, M. (2012). Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Tectonic styles in Canada: *The Lithoprobe Perspective*, Special Paper, 49, 321-378.
- Percival, J. A., Skulski, T., Sanborn-Barrie, M., Stott, G. M., Leclair, A. D., Corkery, M. T. et Boily, M. (2012). Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Tectonic styles in Canada: *The Lithoprobe Perspective*, Special Paper, 49, 321-378.
- Pretorius, D.A. (1981). Gold and uranium in quartz-pebble conglomerates. *Dans* Skinner, B.J. (éd.): *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 117-138.

- Provost, C. (1997). LEVE DE POLARISATION PROVOQUEE, PROJET MENARIK. RESSOURCES MINIERES PRO-OR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 55973, 12 pages, 40 plans. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM55973>.
- Potter, P.E. (1978). Petrology and chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86, 423-449.
- Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L. et Simoneau, J. (2010). Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec. Geological Survey of Canada, Current Research 2010-1, 26.
- Ravenelle, J.-F. (2013). Amphibolite facies gold mineralization: an exemple from the Roberto deposit, Eleonore property, James Bay, Quebec. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 325.
- Rollinson, H. (1993). Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. *British Library Cataloguing-in-Publication Data*, 352.
- Richer-Lafèche, M., Moorhead, J., Goutier, J. et Fallara, F. (2000). Géochimie des roches volcaniques et des formations de fer du Groupe de Yasinski, sous-province de La Grande. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 2000-13, 67.
- Richer-Lafèche, M., Bergeron, M., Breton, V., Fu, W. (2002). PROSPECTION GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MINERALISATIONS CHROMIFIÈRES ET PLATINIFÈRES DANS LE COMPLEXE INTRUSIF DE MENARIK ET ÉCHANTILLONNAGE METALLURGIQUE, PROPRIÉTÉ MENARIK, BAIE JAMES. RESSOURCES MINIERES PRO OR INC, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 60574, 137 pages. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM60574>.
- Rivard, B. (1985). Petrochemistry of a layered Archean magma chamber and its relation to models of basalt evolution. (Mémoire de maîtrise) McGill University, 99, 1 carte.
- Robert, F. (2001). Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36(6), 503-516.

- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F. et Hodgson, C.J. (2005). Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Economic geology* 100, 1001-1033.
- Roscoe, S. M. et Donaldson, J. A. (1988). Uraniferous pyritic quartz pebble conglomerate and layered ultramafic intrusions in a sequence of quartzite, carbonate, iron formation and basalt of probable Archean age at Lac Sakami, Quebec. Current research part C: Canadian Shield/Recherches en cours partie C: Bouclier Canadien; by Geological Survey of Canada; Geological Survey of Canada, Paper no. 88-1C, 117-121.
- Rubin, J.N, Henry, C.D. et Price, J.G. (1993). The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, Volume 110, Issues 1–3, 29-47.
- Seeber, O A. (1960). GEOLOGICAL REPORT ON YASINSKI AND SAKAMI LAKES AREA. MAIN EXPL CO LTD, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 10509, 15 pages, 1 plan. Disponible à <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/GM10509>.
- Sharma, K.N.M. (1977). Région de la Grande Rivière. Ministère des Richesses Naturelles, RG 194, 83, 3 plans.
- Shaw, G. (1942). Eastmain Quebec. Geological Survey of Canada, 42-10, 1 carte.
- SIGEOM (2021). Complexe de Laguiche. (Lexique stratigraphique SIGEOM) Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, Récupéré en février 2021 de <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/complexe-de-laguiche/>
- Skulski, T. (1985). The tectonic and magmatic evolution of central segment of the archean La Grande Greenstone Belt, central Quebec. (Mémoire de maîtrise) McGill University, Montréal, 247, 1 carte.
- Skulski, T. et Villeneuve, M. (1999). Geochronological compilation of the Superior Province, Manitoba, Ontario, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 3715.
- Simard, M., Labbé, J.Y., Maurice, C., Lacoste, P., Leclerc, A. et Boily, M. (2008). Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, MB 2008-02, 196, 8 plans.

- Sillitoe, R.H. (1991). Intrusion-related gold deposits. Gold metallogeny and exploration, *Springer*, Boston, MA, 165-209.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Steenfelt, A., Garde, A.A. et Moyen, J.F. (2005). Mantlewedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland. *Lithos* 79, 207–228.
- Stern, R.A., Hanson, G.N. et Shirey, S.B. (1989). Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1688–1712.
- Stevenson, R., Henry, P. et Gariépy, C. (1999). Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96, 83-99.
- Taylor, S. R. et McLennan, S. M. (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 301(1461), 381-399.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J. R. et Mortensen, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34(4), 323-334.
- Turlin, F., Jébrak, M., De Souza, S. et Turcotte, J. (2019). Topological characterization of a polyphased gold-bearing vein network. *Journal of Structural Geology*, 128, 103872, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103872>
- Turlin, F., Souza, S.D., Jébrak, M., Groulier, P. et Turcotte, J. (2020). TOPOLOGICAL AND STATISTICAL INVESTIGATION OF A AU-BEARING STOCKWORK REVEALS ITS REMOBILIZATION DURING PROGRADE AMPHIBOLITE FACIES METAMORPHISM, CHEECHOO DEPOSIT, NORTHERN QUEBEC. Geological Society of America *Abstracts with Programs*. Vol 52, No. 6 doi: 10.1130/abs/2020AM-354580
- Turlin, F., De Souza, S., Jébrak, M., Groulier, P. A. et Turcotte, J. (2021). Vein topology, structures, and distribution during the prograde formation of an Archean gold stockwork. *GSA Bulletin*.

- Turner, S.J., Reynolds, G. et Hagemann, S.G. (2020). Boddington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia. *Society of Economic Geologists, Inc. SEG Special Publications*, 23, 275-288.
- Weinberg, R. F., Van der Borgh, P., Bateman, R. J. et Groves, D. I. (2005). Kinematic history of the Boulder-Lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 100(7), 1407-1426.
- Williams-Jones, A. E., Bowell, R. J. et Migdisov, A. A. (2009). Gold in solution. *Elements*, 5(5), 281-287.
- Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology. Harlow, UK: *Pearson education*, 738.
- Witt, W., Cassidy, K., Lu, Y.-J. et Hagemann, S. (2018). Syenitic Group intrusions of the Archean Kurnalpi Terrane, Yilgarn Craton: Hosts to ancient alkali porphyry gold deposits? *Ore Geology Reviews*, 96, 262-268.