Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

GÉOLOGIE DU GISEMENT D'OR MEADOWBANK ENCAISSÉ DANS DES FORMATIONS DE FER RUBANÉES, NUNAVUT, CANADA

Par

Vivien Janvier, Master

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.) en sciences de la terre

Examinateur externe :	Irvine Annesley, Ph.D.
	Université de Lorraine, département École National Supérieur en Géologie et Géoressources
Examinateur externe :	Robert Moritz, Ph.D.
	Université de Genève, département des Sciences de la Terre et de l'Environnement
Président du jury et examinateur	Benoît Dubé, Ph.D.
interne	Commission Géologique du Canada -Québec
Directeur de recherche	Sébastien Castonguay, Ph.D.
	Commission Géologique du Canada -Québec
Codirecteur de recherche	Michel Malo, Ph.D.
	INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Patrick Mercier-Langevin, Ph.D.
	Commission Géologique du Canada -Québec

Jury d'évaluation

© Droits réservés de Vivien Janvier, 2016.

REMERCIEMENTS

Cette présente étude a été accomplie avec succès grâce à l'accompagnement dévoué de mes superviseurs. Je souhaite tout particulièrement exprimer ma gratitude envers mon superviseur Sébastien Castonguay, et mes co-superviseurs, Patrick Mercier-Langevin et Michel Malo ainsi qu'à Benoît Dubé pour m'avoir fait confiance et donner l'opportunité d'étudier le grand gisement d'or Meadowbank.

Sébastien, un grand merci pour le temps et les efforts apportés dans ce projet, pour le temps passé avec moi sur le terrain, le partage de ton expérience et ton savoir dans les domaines de la cartographie géologique ainsi que la géologie structurale. Un grand merci, pour ta disponibilité en tout temps et les longues discussions constructives sur ce gisement complexe. Dans un contexte externe au projet, je te remercie pour ton aide à ma bonne intégration au Québec, aux invitations au restaurant, barbecue.

Patrick, merci pour l'énergie inépuisable que tu dégages, pour le partage de ton expérience dans l'étude de gisements d'or. Je te remercie aussi du temps accordé pour discuter et m'aider dans les problèmes que j'ai pu rencontrer durant l'étude du gisement Meadowbank. Un grand merci pour l'organisation de l'excursion géologique au Japon, cette expérience fut extrêmement enrichissante sur le plan de la géologie, mais aussi sur le plan culturel et gastronomique. Je te remercie d'avoir échangé avec moi sur la photographie, une passion que nous partageons.

Michel, merci aussi pour ta disponibilité et de ton grand intérêt pour le projet. Ton œil a permis de clarifier de nombreux aspects de cette étude. Je te remercie pour ton encadrement et ton suivi dans mon cursus académique à l'INRS. Ce fut pour moi un réel plaisir d'échanger avec toi durant ces quatre années.

Benoît, merci pour ta disponibilité en tout temps et pour le partage de ta connaissance et de ta passion pour les gisements d'or. Tu as su me faire réaliser encore plus l'importance de bonnes observations de terrains qui sont indispensables en géologie afin de proposer de solides interprétations. Un grand merci pour l'encadrement du projet Or TGI-4 et l'organisation des ateliers et événements associés. J'ai pu y rencontrer de nombreux grands chercheurs et échanger énormément avec eux sur mon projet et la géologie économique.

Je me dois de remercier toute l'équipe de la division Meadowbank, Mines Agnico Eagle pour m'avoir fourni toute la logistique nécessaire au bon déroulement de ma recherche dans un environnement sécuritaire. Bernard Waitzenegger, Lise Ragsdale, Robert Badiu, Grégoire Bastien, Jean-Francois Desmeules, Benoît De Chavigny et Benjamin Racine-Goyette et le reste de l'équipe, je vous remercie pour votre grand intérêt pour mon projet. J'espère avoir pu vous aider dans la compréhension de la géométrie de ce gisement compliqué et difficile à exploiter. Grâce à vous, je comprends mieux le fonctionnement d'une mine d'or et les différentes étapes menant à la coulée du fameux lingot.

Un grand merci, à toute l'équipe de la division exploration, Mines Agnico Eagle, pour son apport logistique complémentaire et son grand intérêt pour mon projet. Guy Gosselin, Denis Vaillancourt et Olivier Côté-Mantha, je vous remercie pour vos invitations au bureau d'exploration, les discussions sur le projet Meadowbank furent très enrichissantes et vos encouragements furent très appréciés. J'espère que mes travaux de doctorat, mais aussi ceux de l'équipe de la CGC-Québec et l'INRS auront atteint les exigences et attentes souhaitées.

J'aimerais remercier l'équipe du laboratoire de cartographie numérique et photographique de la Commission géologique du Canada, et particulièrement Kathleen Lauzière, Gabriel Huot-Vezina, Marco Boutin et Annick Morin qui m'ont été d'une grande aide logistique pour mes travaux à l'INRS.

Je remercie les chercheurs de la CGC, Sally Pehrsson, Vicky McNicoll, Christopher Lawley, Valérie Bécu, Louise Corriveau, Jean Bédard, Michel Houlé, Nicolas Pinet, Léopold Nadeau et les professeurs de l'INRS, Marc Richer-Laflèche et Lyal Harris pour leur grande disponibilité et les échanges que nous avons pu avoir sur mon projet de doctorat.

Je remercie mes amis et collègues étudiants de l'INRS pour les bons moments passés et leur bonne humeur. Je terminerai par remercier ma famille pour son soutien et son encouragement malgré la distance.

RÉSUMÉ

Le gisement Meadowbank forme un dépôt de classe mondiale contenant environ 4,2 millions d'onces d'or (119 t), situé à 70 km au nord de la communauté de Baker Lake, dans le territoire du Nunavut au Canada. Le gisement est principalement encaissé dans des formations de fer archéennes rubanées à chert et magnétite, interstratifiées avec une succession de roches volcanoclastiques. Peu étudiés comparativement à d'autres grands types de dépôts aurifères, les gisements d'or encaissés dans les formations de fer rubanées (FFR) sont, de façon générale, encore mal compris, notamment en ce qui concerne les processus génétiques. Bien que peu communs, ils forment ponctuellement d'immenses mines tel le gisement Homestake (Dakota du Sud, É.U.A.) avec ses 40 millions d'onces d'or (1134 t). Le présent projet vise à améliorer la compréhension de ce type de gisement en étudiant la géologie et la genèse du gisement Meadowbank.

Le gisement Meadowbank est situé dans la ceinture de roches vertes archéennes du groupe de Woodburn Lake au sein du craton de Rae de la Province du Churchill occidental. Les successions volcano-sédimentaires archéennes du secteur de Meadowbank ont été fortement affectés par plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme (faciès schiste vert à amphibolite) d'âges archéen et protérozoïque, associés respectivement aux orogènes Arrowsmith et Trans-Hudsonien. Malgré cette complexité géologique, l'étude de la géologie structurale, du métamorphisme, de la minéralisation et de l'altération ainsi que leur relations spatiales et temporelles a permis d'apporter des éléments de réponse solides expliquant la formation du gisement Meadowbank.

Les deux facteurs principaux contrôlant la mise en place du gisement Meadowbank sont : 1) la présence de la formation de fer rubanée qui joue le rôle de pièges chimique et lithologique due à sa forte abondance en magnétite et de par sa rhéologie distincte et son anisotropie intrinsèque et 2) la présence d'une zone de faille ayant permis la circulation de fluides hydrothermaux et agi comme piège structural contrôlant la distribution de l'or. La minéralisation aurifère est principalement encaissée dans la FFR et est associée à la présence de pyrrhotite et pyrite. Elle est stratoïde, en remplacement des bandes de magnétite et/ou parallèle à la schistosité principale et/ou sous la forme de stockwerks transposés dans la schistosité principale et/ou le long de zone de fortes déformations prenant racine dans les flancs de plis. Une part moindre mais tout de même significative de la minéralisation est présente sous la forme de veines de quartz aurifères parallèles à la schistosité principale communément observées dans les roches volcanoclastiques. L'altération hydrothermale associée s'exprime par la forte abondance de sulfures dans la FFR et la présence de muscovite, biotite et chlorite dans les roches volcanoclastiques encaissantes.

À l'échelle régionale, le gisement Meadowbank est localisé le long d'un contact tectonique entre deux successions volcano-sédimentaires datées à ~2717 Ma et ~2711 Ma, marquant potentiellement une zone de faille de premier ordre ayant connu une histoire polyphasée. Ce type de contact représenterait un nouveau métallotecte important pour l'exploration pour l'or dans la ceinture de Woodburn Lake.

Suite à une cartographie géologique détaillée, à la description et l'interprétation de sections de forages, couplées avec l'intégration d'une diversité de jeux de données

multidisciplinaires recueillies à différentes échelles, cette étude a permis : 1) d'améliorer les modèles d'exploration pour l'or dans la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake et 2) d'élaborer un modèle génétique et métallogénique du gisement Meadowbank contribuant ainsi à une meilleure compréhension de ce type de gisement. Les métallotectes définis lors de la présente étude incitent à persévérer dans l'exploration pour l'or dans cette région à fort potentiel.

Mots clés : Archéen ; orogenèse protérozoïque Trans-Hudsonienne ; groupe de Woodburn Lake ; gisement d'or encaissé dans formation de fer rubanée ; or épigénétique ; gradient métamorphique ; Nunavut.

ABSTRACT

The Meadowbank deposit represents a world-class gold deposit containing approximately 4.2 Moz of gold (119 t), located 70 km north of the hamlet of Baker Lake in Nunavut, Canada. The deposit is mainly hosted in Archean chert-magnetite banded iron formation (BIF) interstratified with volcaniclastic units. Less studied relative to other types of gold deposits, especially in terms of genetic processes, BIF-hosted gold deposits are not well understood. Although not so common in the rock record, they can form huge mines such as the Homestake deposit (South Dakota, U.S.A.) with its 40 Moz of gold (1134 t). The current project aims at improving the understanding of this type of deposit through the study of the geology and genesis of the Meadowbank gold deposit.

The Meadowbank mine is located in the Woodburn Lake Archean greenstone belt in the Rae craton of the western Churchill Province. The Archean volcano-sedimentary succession of the Meadowbank area has been affected by several deformation and metamorphic (greenschist to amphibolite facies) phases during Archean and Proterozoic times, associated with the Arrowsmith and Trans-Hudson orogenies, respectively. Despite the geological complexity of the area, the study of the structure, metamorphism and alteration, as well as their spatial relationships provides key new information helping better understand the formation of the Meadowbank deposit.

The two main factors controlling the Meadowbank deposit formation are : 1) the presence of the BIF acting as a chemical and lithological trap because of its high magnetite content, its distinct rheology and intrinsic anisotropy, and 2) the presence of a fault forming a conduit for hydrothermal fluid and a structural trap controlling the gold distribution. The ore is mainly BIF-hosted and mainly associated with pyrrhotite and pyrite. The ore is stratabound, replacing magnetite layers and/or parallel to the main fabric and/or in transposed stockwork zones parallel to the main fabric and/or along high strain zones rooted in fold limbs. A smaller but still significant amount of gold at Meadowbank is hosted in quartz veins that are parallel to the main fabric in volcaniclastic rocks. The associated hydrothermal alteration consists of abundant sulphides in the BIF and muscovite, biotite and chlorite in volcaniclastic rocks.

The Meadowbank deposit is located along a tectonic contact between two volcanosedimentary successions dated at ~2717 Ma and ~2711 Ma, which may mark a first order fault with a protracted, polyphased history. Such a contact represents an important metallotect for gold exploration in the Woodburn Lake greenstone belt.

Following detailed geological mapping, the description and interpretation of drill core sections, coupled with the integration of various multidisciplinary data collected at different scales, this study has allowed to : 1) improve gold exploration models in the Woodburn Lake greenstone belt and 2) elaborate a metallogenic and genetic model for the Meadowbank deposit contributing to a better understanding of this deposit type. The metallotects defined in this current study further justify persevering in gold exploration in this region with strong potential.

Keywords: Archean; Proterozoic Trans-Hudson orogeny; Woodburn Lake Group; BIF-hosted gold deposit; epigenetic gold; metamorphic gradient; Nunavut.

TABLES DES MATIÈRES

REMERC	'IEMENTS	III
RÉSUMÉ		V
ABSTRA	CT	VII
TABLES	DES MATIÈRES	IX
LISTE DE	ES TABLEAUX	XV
LISTE DE	ES FIGURES	XVII
LISTE DE	ES ANNEXES	XXIX
LISTE DE	ES ABRÉVIATIONS	XXXI
1	CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1	ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES GISEMENTS D'OR ENCAISSES DANS DES FO	RMATIONS DE FER
	RUBANEES	2
1.1.1	Généralités sur les formations de fer rubanées	2
1.1.2	L'or dans les formations de fer rubanées	5
1.2	Problematique	7
1.3	OBJECTIFS ET INCIDENCES	8
1.3.1	Structurale	9
1.3.2	Métamorphisme	9
1.3.3	Minéralisation	
1.3.4	Altération	
1.3.5	Comparaison avec d'autres gisements d'or encaissés dans des FFR	
1.3.6	Incidences	
1.4	Methodologie	
1.4.1	Cartographie géologique et structurale du gisement	
1.4.2	Minéralisation aurifère et altérations associées	
1.4.3	Géochronologie	
2	CHAPITRE 2 : CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE	
2.1	PROVINCE DU CHURCHILL ET CRATON DE RAE	25
2.2	GEOLOGIE DE LA REGION DU GISEMENT MEADOWBANK	
2.2.1	Contexte tectono-stratigraphique	
2.2.2	Successions volcano-sédimentaires du groupe de Woodburn Lake	
2.2.3	Successions volcano-sédimentaires du groupe de Ketyet River	

	2.2.4	Cadre tectonique et principaux éléments structuraux	30
	2.2.5	Métamorphisme	34
	2.2.6	Métallogénie de la région du gisement Meadowbank	
3		CHAPITRE 3 : CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQU	JE DES
UN	NITÉS E	IÔTES DU GISEMENT MEADOWBANK	47
	3.1	INTRODUCTION	47
	3.2	PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES UNITES PRINCIPALES	49
	3.2.1	Unité 1a : volcanoclastite mafique à intermédiaire	49
	3.2.2	Unités 2a et 2b : volcanoclastite intermédiaire	50
	3.2.3	Unité 1c : volcanoclastite mafique à intermédiaire	51
	3.2.4	Unité 2c : volcanoclastite intermédiaire	51
	3.2.5	Unité 3 : volcanoclastite felsique	52
	3.2.6	Unités 5a, 5b, 5c et 5d : volcanites mafiques à ultramafiques	52
	3.2.7	Unité 4 : volcanique mafique	53
	3.2.8	Unité 6, roche mafique interstratifiée/intercalée dans le quartzite	54
	3.2.9	Unité 7, roche mafique à intermédiaire interstratifiée/intercalée dans le quartzite	54
	3.2.1	0 Unité 1b, roche volcanoclastique mafique à intermédiaire	55
	3.3	PETROGRAPHIE DES UNITES SECONDAIRES	55
	3.3.1	Unité 8, dyke de composition intermédiaire	55
	3.3.2	Quartzite	56
	3.3.3	Roches intrusives felsiques	56
	3.4	COMPARAISON DE LA GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES/VOLCANOCLASTIQUES	56
	3.5	LA FORMATION DE FER RUBANEE	58
4		CHAPITRE 4 : GÉOLOGIE STRUCTURALE DU GISEMENT MEADOWBANE	S 109
	4.1	INTRODUCTION	109
	4.2	DISTRIBUTION DES UNITES HOTES DU GISEMENT MEADOWBANK	110
	4.3	ÉLEMENTS STRUCTURAUX ET INCREMENTS DE DEFORMATION	113
	4.3.1	Déformation D1 ou anté-D2A	113
	4.3.2	Déformation D2A	113
	4.3.3	Déformation D2B	117
	4.3.4	Déformation D3	120
	4.3.5	Déformation D4	121
	4.3.6	Failles tardives	121
5		CHADITDE 5 • MÉTAMODDUISME DANS I 2ENVIDONNEMENT DAMÉDIA	יוחי
з GI	SEMEN	T MEADOWBANK	

	5.1	INTRODUCTION	183
	5.2	METAMORPHISME M1	184
	5.3	METAMORPHISME M2A	184
	5.3.1	Roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires, intermédiaires et felsiques	184
	5.3.2	Roches volcaniques mafiques et ultramafiques	186
	5.3.3	<i>FFR</i>	186
	5.3.4	Réactions métamorphiques et conditions de pression et température	186
	5.3.5	Âge du métamorphisme M2A	188
	5.4	METAMORPHISME M3	189
	5.4.1	Roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires, intermédiaire et felsiques	189
	5.4.2	Roches volcaniques mafiques et ultramafiques	189
	5.4.3	<i>FFR</i>	189
	5.4.4	Réactions métamorphiques et conditions P-T	190
	5.4.5	Métamorphisme rétrograde post-M3	190
	5.5	EFFETS DU METAMORPHISME SUR LA MINERALISATION	191
	5.6	RECAPITULATIF DU METAMORPHISME M2A ET M3	191
6		CHAPITRE 6 : TYPOLOGIE ET DISTRIBUTION DE LA MINÉRALISATION	
ĂI	JRIFÈR	E DU GISMENT MEADOWBANK	229
	<i>c</i> 1	T	220
	6.1	INTRODUCTION	229
	6.2	TYPOLOGIE DE LA MINERALISATION	229
	6.2.1	Minéralisation dans la FFR	229
	6.2.2	Minéralisation dans les roches volcanoclastiques	232
	6.2.3	Veines d'extension à quartz-or-galène syn- à tardi-D2A	233
	6.2.4	Autres types de minéralisation	234
	6.2.5	Chimie des sulfures	234
	6.2.6	Cartographie des sulfures	238
	6.2.7	L'or natif et sulfures associés	240
	6.2.8	Age absolu de la minéralisation	241
	6.3	DISTRIBUTION SPATIALE ET CONTROLES STRUCTURAUX DES ZONES AURIFERES	241
	6.3.1	Minéralisation et déformation D2A	241
	6.3.2	Minéralisation de la fosse Portage E2	242
	6.3.3	Roches hôtes de la minéralisation	243
7		CHAPITRE 7 : TYPOLOGIE ET DISTRIBUTION DE L'ALTÉRATION DU	
GI	SEMEN	T MEADOWBANK	331
	7.1	INTRODUCTION	331
	7.2	DESCRIPTION ET CHIMIE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	332

	7.2.1	<i>FFR</i>	. 332
	7.2.2	Roches volcanoclastiques	. 333
	7.3	ÉTUDE GEOCHIMIQUE DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	336
	7.3.1	<i>FFR</i>	. 336
	7.3.2	Roches volcanoclastiques	. 336
	7.4 - D	ISTRIBUTION SPATIALE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE	. 338
8		CHAPITRE 8 : NOUVEAUX APPORTS À LA COMPRÉHENSION DE LA	
GÉ	OLOG	IE DE LA RÉGION DE LA MINE MEADOWBANK : IMPLICATIONS POUR	
L']	EXPLO	RATION	. 379
	81	Introduction	379
	8.2	GEOLOGIE STRUCTURALE DU SECTEUR DE LA MINE MEADOWBANK	379
	8.3	ÂGE. PETROGRAPHIE ET LITHOGEOCHIMIE DE LA SUCCESSION VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU	,
		SECTEUR DU GISEMENT MEADOWBANK	. 381
	8.4	CADRE LITHOTECTONIQUE DU GISEMENT VAULT	384
	8.5	REINTERPRETATION DE LA GEOLOGIE REGIONALE	385
0		CHADEDEA, CUNTRESE, DISCOLON ET CONCLUSION	415
9		CHAPITRE 9 : SYNTHESE, DISCSSION ET CONCLUSION	. 415
	9.1	CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	. 415
	9.2	CARACTERISATION PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES LITHOLOGIES HOTES ET LEUR	
		DISTRIBUTION	. 416
	9.2.1	Synthèse	. 416
	9.2.2	Interprétations et discussions	. 417
	9.3	DEFORMATION	. 418
	9.3.1	Introduction	. 418
	9.3.2	Synthèse	. 418
	9.3.3	Interprétations et discussions : corrélation entre les déformations locales et le cadre	
	struct	ural régional	. 419
	9.4	METAMORPHISME	. 423
	9.4.1	Synthèse	. 423
	9.4.2	Interprétations et discussions	. 423
	9.5	MINERALISATION ET ALTERATION	. 425
	9.5.1	Synthèse	. 425
	9.5.2	Interprétations et discussions	. 426
	9.5.3	Modèle syngénétique ou épigénétique	. 431
	9.5.4	Effets et rôles du métamorphisme sur la minéralisation	. 433
	9.6	ÂGE ABSOLU DE LA MINERALISATION, DE LA DEFORMATION ET DU METAMORPHISME	436

BII	BLIOG	RAPHIE	. 459
	9.11.	3 Perspectives	. 448
	9.11.2	2 Recommandations	. 448
	9.11.	1 Conclusion	. 446
	9.11	CONCLUSIONS, RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES	. 446
		IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION	. 444
	9.10	PARAMETRES CLES DE LA MISE EN PLACE DE L'OR DANS LE SECTEUR MEADOWBANK ET	
	9.9	MODELE STRUCTURAL ET GENETIQUE DU GISEMENT MEADOWBANK	. 441
		PARTICULARITES DE MEADOWBANK	. 440
	9.8	Les gisements d'or encaisses dans des FFR en Amerique du Nord et les	
		SECTEUR DE LA MINE	. 437
	9.7	$FFR\ Centrale$ hote du gisement Meadowbank : seul niveau de $FFR\ Aurifere\ Dans$	LE

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Limites de détection (LD) des éléments selon les techniques	
	analytiques des analyses lithogéochimiques.	23
Tableau 2.1	Chronologie des événements de déformation paléoprotérozoïques et	
	des événements intrusifs affectant le craton de Rae dont les groupes	
	de Woodburn Lake et Ketyet River (modifié de Pehrsson et al.,	
	2013).	43
Tableau 3.1	Caractéristiques principales des lithologies hôtes du gisement	
	Meadowbank.	60
Tableau 3.2	Compositions géochimiques des lithologies majeures et mineures	
	considérées comme les moins altérées.	63
Tableau 3.3	Compositions géochimiques d'échantillon de FFR faiblement altérés.	65
Tableau 6.1	Classification visuelle des pyrites de la section 6175.	325
Tableau 6.2	Classification visuelle des pyrrhotites de la section 6175.	327
Tableau 6.3	Classification visuelle des arsénopyrites de la section 6175.	328
Tableau 6.4	Composition moyenne par tranche de teneur des différentes classes	
	de pyrite.	329
Tableau 6.5	Composition moyenne par tranche de teneur des différentes classes	
	de pyrrhotite.	330
Tableau 7.1	Composition modale des unités volcaniques aux différentes sections	
	étudiées et composition modale de l'unité précurseur utilisé pour les	
	calculs de bilan de masse.	376
Tableau 9.1	Comparaison des principales caractéristiques du gisement	
	Meadowbank avec celles desgisements d'or encaissés dans des FFR.	457

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Localisation géographique de la mine Meadowbank, tiré de Google Maps (2015)
Figure 1.2	Les types de formation de fer et leur environnement de dépôt (traduite de Gross, 1980)
Figure 1.3	Stabilité relative des minéraux dans les FFR métamorphisées, en fonction de l'intensité du métamorphisme (modifiée de Klein, 2005)
Figure 1.4	Modèle de déposition des formations de fer dans un bassin en association avec des eaux superficielles et profondes de plateforme carbonatée (traduite de Bekker et al., 2010)
Figure 1.5	Les deux principaux types de gisement d'or contenu dans les FFR (traduite de Kerswill, 1993)20
Figure 1.6	Modèles génétiques alternatifs d'un gisement d'or encaissé dans des FFR (traduit de Phillips et Groves, 1984)
Figure 1.7	Section géologique interprétée selon Sherlock et al. (2004) réalisée grâce à la géologie de surface et des carottes de forage (section proche de la section 6175)22
Figure 1.8	Vue tridimensionnelle des deux fosses en exploitation (Goose et Portage) de la mine Meadowbank dont la surface est à l'élévation 5140 m (en transparence, carte géologique du niveau 5100 m) 22.
Figure 2.1	Géologie simplifiée de la partie nord du Bouclier canadien (Modifiée d'après Berman et al, 2005; Pehrsson et al., 2013)
Figure 2.2	Géologie et principaux éléments structuraux de la ceinture de roches vertes Woodburn Lake (Modifiée de Zaleski et al. 1999a; 1999b; 2003; Pehrsson et al., 2013)
Figure 2.3	Séquence stratigraphique de la1) ceinture de roches vertes Woodburn Lake (tirée de Rainbird et al., 2010; Pehrsson et al., 2010)
Figure 2.4	Géologie et principaux éléments structuraux du secteur de la mine Meadowbank (tirée de Pehrsson et al., 2004, 2013)42
Figure 2.5	Localisation des isogrades des faciès métamorphiques M _{P2} et des paragenèses M _{P3} (modifié de Pehrsson et al., 2004)45
Figure 2.6	Carte de localisation des indices minéralisés et gisements de la région du gisement Meadowbank (tiré de Kerswill et al., 1998)46
Figure 3.1	Légende des différentes unités représentées en carte, en section et dans des diagrammes
Figure 3.2	Photographies de forage de l'unité 1a69
Figure 3.3	Photomicrographies de l'unité 1a
Figure 3.4	Diagramme de classification géochimique Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977)71
Figure 3.5	Diagramme de classification géochimique SiO2 vs. Zr/Ti (Winchester et Floyd, 1977)72
Figure 3.6	Diagramme d'affinité magmatique Zr vs Y (Barrett et MacLean, 1999)73
Figure 3.7	Diagramme de discrimination géochimique Zr/TiO2 vs Al2O3/TiO274
Figure 3.8	Diagramme de discrimination géochimique Th/TiO ₂ vs Al ₂ O ₃ /TiO ₂ 75

Figure 3.9	Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 2a76
Figure 3.10	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 2a, les
C	cristaux d'albite sont partiellement remplacés par de la muscovite77
Figure 3.11	Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 1c
Figure 3.12	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 1c
Figure 3.13	Photographie de carotte de forage représentative de l'unité 2c
Figure 3.14	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 2c.
8	recristallisation des cristaux de feldspath plagioclase lors du
	métamorphisme 80
Figure 3.15	Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 3 81
Figure 3.16	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 3 81
Figure 3.17	Photographie de carotte de forage représentative de l'unité 5 82
Figure 3.18	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 5 82
Figure 3.19	Diagramme ternaire de classification géochimique Al_2O_2 -FeO*+TiO ₂ -
I iguie 5.17	MgO (Jensen 1976) 83
Figure 3 20	Photographie de carotte de forages représentative de l'unité 4 83
Figure 3.21	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité A
Figure 5.21	recristallisation des cristaux de feldenath plagioclase lors du
	métamorphisme 84
Eiguro 2 22	Dhotographics d'un échantillen représentatif de l'unité 6
Figure 3.22	Photographics de la la la presentation de l'unité 6
Figure 3.23	Photomicrographics d'un échantillan nonnégantatif de l'unité 7
Figure 3.24	Photographies d'un échantinon réprésentatil de l'unité 7
Figure 3.25	Photomicrographies de la fames minces représentatives de l'unité 11
Figure 3.26	Photographies de carottes de forages representatives de l'unité 15
Figure 3.27	Photomicrographies de lames minces representatives de l'unite 1b, les
E' 2.00	cristaux d'albite se font progressivement remplacer par de la muscovite. 89
Figure 3.28	Dyke intermediaire (unite 8) recoupant un niveau de formation de fer
	rubanee sur le mur ouest de la fosse Portage E1 à la fin du mois d'aout
E' 2.00	2012
Figure 3.29	Photographie de carotte de forage de l'unite 8, dyke microgrenu à
F ' 2.20	porphyroblastes de biotite
Figure 3.30	Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 8 : dyke. 91
Figure 3.31	Photographies représentatives du quartzite
Figure 3.32	Xénolite de granite/monzogranite de 21m de diamètre dans l'unité 5
	ultramafique accommodant la zone de faille D2B4 ouest
Figure 3.33	Photographies de carottes de forages du granite/monzogranite au sein de
	l'unité ultramafique 5b dans le forage NP97-177 de la section 7025
	(Annexe D)
Figure 3.34	Diagrammes de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires
	(McDonough et Sun, 1995)95
Figure 3.35	Diagrammes de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 des roches volcanoclastiques intermédiaires (McDonough et
	Sun, 1995)96
Figure 3.36	Diagrammes comparatifs des profils moyens multi-éléments normalisés
	aux valeurs de la chondrite C1 des roches volcanoclastiques mafiques à
	intermédiaires et intermédiaires (McDonough et Sun, 1995)97

Figure 3.37	Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 3 et comparés aux
	profils des unités 1a, 1b, 1c, 2a et 2c
Figure 3.38	Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) des unités mafiques et
	ultramafiques
Figure 3.39	Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 7 comparés aux profils
	des unités 1a, 1b et 1c
Figure 3.40	Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 8 (dyke intermédiaire)
	comparés aux profils des unités 2a et 2c100
Figure 3.41	Photos de carottes de forages de la formation de fer peu altérée101
Figure 3.42	Photomicrographies de lames minces représentatives de la FFR peu
	altérée102
Figure 3.43	Photomicrographies de lames minces représentatives de la FFR peu
	altérée103
Figure 3.44	Diagramme combiné de discrimination géochimique Zr/TiO ₂ vs
	Al_2O_3/TiO_2 de la FFR et des roches volcaniques104
Figure 3.45	Diagramme binaire Fe (III)tot/Ti vs Al/(Al+ Fe (III)tot+Mn) montrant la
	proportion relative de sédiments métallifères et de sédiments clastiques de
	l'ensemble des échantillons comparés aux sédiments métallifères de la
	Mer Rouge (Bäcker, 1976) ou de ceux du secteur <i>East Pacific Rise</i>
-	(Cronan, 1976)
Figure 3.46	Profils des terres rares, étendus de la FFR normalisés aux valeurs de la
	chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) et de l'échantillon MBK-13-276
D ' 0.47	(partie centrale de la fosse Portage E2)106
Figure 3.47	Profils des terres rares + Y, etendus de la FFR normalises aux valeurs du MUQ (M = 1 = 2005) + 1 = 12(1 = 1200 fm) + 12(275) (m) + 12(275
	MUQ (Kamber et al., 2005) et de l'echantilion MBK-13-276 (partie
E 2 40	centrale de la fosse Portage E2)
Figure 3.48	Profils des terres rares + Y, etendus de la FFR de Meadowbank compares
	aux profils des lits de chert de la FFR Centrale de Meadowbank (Courserel et al. 2015) normalisés aux valours du MLIO (Kember et al.
	(Gourceror et al., 2013) normanses aux valeurs du MOQ (Kamber et al., 2005) et de l'échentillen MPK 12 276
Eiguro 4 1 A	2003) et de l'echantinon MBK-15-270
Figure 4.1A	wues pioligeantes du modele numerique de terrain avec la geologie des murs quest et est de la fosse Portage, respectivement en date d'août 2012
	et d'aout 2014
Figure 1 2	Carte géologique du niveau 5100 m du gisement Meadowhank (surface à
1 Iguie 4.2	l'élevation 5140 m)
Figure 4.3	Section géologique interprétée de la fosse Goose (Section 4800) 127
Figure 4.4	Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 5775) 128
Figure 4.5	Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 5175)120
Figure 4.6	Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 6175) 130
Figure 4 7	Section géologique interprétée de la fosse Portage B (Section 7025) 131
Figure 4.8	Section géologique interprétée de la fosse Portage A (Section 7500) 132
Figure 4.9	Plis P1 intrafoliaux dans la FFR
Figure 4.10	Plis P1 intrafoliaux dans la FFR repris par pli P2A
<u> </u>	1 1 1

Figure 4.11	Schistosité S1 fortement plissée par la déformation D2A
Figure 4.12	Schistosité S1 fortement plissée par la déformation D2A
Figure 4.13	Plis P2A sur le mur est de la fosse Portage B
Figure 4.14	Schistosité S2A et plissement de la FFR associé au pli P2A décamétrique
C	sur le mur ouest de la fosse Portage B
Figure 4.15	Plissement disharmonique P2A dans la FFR140
Figure 4.16	Plis P2A isoclinaux à serrés centimétriques à métriques dans la FFR141
Figure 4.17	Photographie du mur est de la fosse portage C montrant des plis P2A
8	isoclinaux dans la FFR avec une forte transposition de la schistosité S1 (en
	vert) dans la schistosité S2A (en rouge) et boudinage des lits de chert dans
	les flancs de plis P2A
Figure 4.18	Plis P2A ouverts à serrés dans lits de FFR sur le mur ouest de la fosse
8	Portage A
Figure 4.19	Fabrique S2A dans le quartzite
Figure 4.20	Tectonite L-S dans le conglomérat du quartzite avec les fragments étirés
8	en forme de cravon
Figure 4.21	Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, marquée par la chlorite.
0	la muscovite, le carbonate, puis crénulée par un clivage S3
Figure 4.22	Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, définie par la chlorite,
0	la muscovite et la biotite puis crénulée par un clivage S3
Figure 4.23	Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, définie par la chlorite,
0	la muscovite et la biotite
Figure 4.24	Schistosité S2A, dans les roches volcaniques mafiques et ultramafique,
0	définie par la chlorite, le talc, les carbonates et la muscovite
Figure 4.25	Schistosité S2A dans les unités de composition mafique définie par la
0	chlorite
Figure 4.26	Schistosité S2A dans les unités de composition ultramafique, définie par la
C	chlorite et le talc
Figure 4.27	Schistosité S2A dans l'unité 7, définie par la muscovite
Figure 4.28	Pli P2A dans la FFR où la S0-1 est transposée dans la S2A (S1-2A)153
Figure 4.29	Relation de recoupement de la S2A par rapport au rubanement de la
C	FFR
Figure 4.30	FFR en contact de faille avec une roche volcanoclastique, mur est de la
C	fosse Portage B. La fabrique S2A devient de plus en plus marquée en
	s'approchant du contact cisaillé (connexe à la faille principale D2A155
Figure 4.31	Schistosité S2A verticale affectée par la fabrique S3 à faible pendage vers
C	le nord dans la roche volcanoclastique sur le mur nord-ouest de la fosse
	Portage A156
Figure 4.32	Relations entre la schistosité S2A (plan de cisaillement primaire C) et les
C	plans de cisaillement secondaire « C' » indiquant une cinématique
	apparente inverse vers l'est dans un échantillon de FFR orientée
Figure 4.33	Photographies illustrant l'intensité de la déformation et le réseau de veines
-	de quartz-carbonate dans l'unité ultramafique accommodant les zones de
	faille D2B, D2B2 et D2B4
Figure 4.34	Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 5925)159
Figure 4.35	Fabrique S2A affectée pas un pli P2B1 recoupé par la zone de faille
	D2B2

Figure 4.36	Panorama photographique et interprétation de la géologie du mur ouest de
Eigung 4 27	la fosse Portage E1 a la fin du mois d'aout 2012
Figure 4.57	de la fosse Portage F1
Figure 4.38	Panorama photographique et sketch interprétatif illustrant la zone de faille D2B2 accommodée par l'unité ultramafique, plissée par la phase de déformation D2B3 et recoupée par les zones de faille D2B4 sur la rampe
Figure 4.39	Zone de faille W-D2B4 comprenant un xénolite arrondi de granite de 21m. Les unités sont recoupées par des failles fragiles tardives
Figure 4.40	Photographie et sketch interprétatif de la géologie du mur nord de la fosse Goose
Figure 4.41	Lambeaux du quartzite à l'intérieur de la zone de faille W-D2B4 sur le mur nord de la fosse Portage C
Figure 4.42	Zone de faille W-D2B4 englobe un lambeau pluridécamétrique de quartzite
Figure 4.43	Zone de faille D2B4
Figure 4.44	Style de la déformation D3 dans les roches volcanoclastiques174
Figure 4.45	Style de la déformation D3 dans la FFR
Figure 4.46	Photomicrographies montrant le clivage S3 défini par la biotite dans les roches volcanoclastiques
Figure 4.47	Photomicrographies montrant le clivage S3 défini par la grunérite dans la FFR
Figure 4.48	Clivage S3 défini par la biotite dans un lit de chlorite de la FFR178
Figure 4.49	Plis ouvert P4 sur le flanc long d'un pli P3 affectant le quartzite sur le mur
	ouest de la fosse Portage A179
Figure 4.50	Faille tardive décalant la zone de faille W-D2B4 mur ouest de Portage
Elementer 5 1	B
Figure 5.1	Assemblages metamorphiques des differentes unites notes du gisement Meadowbank sur différentes sections du nord au sud en fonction de la phase de déformation D2A et D3
Figure 5.2	Chlorite, muscovite \pm biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 7025
Figure 5.3	Chlorite, muscovite, calcite ± biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1c, section 7025
Figure 5.4	Chlorite, biotite et épidote définissant la schistosité S2A dans l'unité 1b, section 4800
Figure 5.5	Muscovite et chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 2c, section 7500
Figure 5.6	Biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 6175. La biotite porphyroblastique M3 est parallèle au clivage S3
Figure 5.7	Biotite et muscovite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, forage GS12-006
Figure 5.8	Muscovite et chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 6175. La biotite porphyroblastique M2A se superpose à la schistosité S2A, mais est crénulée par le clivage S3 et localement recristallisée201

Figure 5.9	Muscovite, biotite et feldspath plagioclase ± chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 2a, section 6175202	
Figure 5.10	L'amphibole, la chlorite, l'épidote et la biotite définissant la schistosité	
Figure 5.11	S2A dans l'unité la très anterée, section 4800	
	006	
Figure 5.12	Grenat ± staurotide se superposant sur la schistosité S2A qui est crénulée par un clivage S3 dans l'unité 1a altérée. La muscovite et la biotite sont crénulées par S3; un porphyroblaste de biotite post-S2A pourrait être relié à M3 (forage GS12-006)	
Figure 5.13	Biotite, feldspath plagioclase et grenat qui se superposent sur la schistosité S2A et affectés par le clivage de crénulation S3. On retrouve quelques biotites porphyroblastiques M3, dans l'unité 7, forage GS12-006206	
Figure 5.14	Grenat-staurotide se superposant sur la schistosité S2A et affecté par un clivage de crénulation S3. Le clivage cristallographique de la biotite porphyroblastique est parallèle au S3. Unité 7, forage GS12-006207	
Figure 5.15	Hornblende et biotite parallèle à la schistosité S2A	
Figure 5.16	Chlorite \pm carbonate-épidote définissant la schistosité S2A dans l'unité 4, section 7025	
Figure 5.17	Biotite et amphibole définissant la schistosité S2A puis crénulées et réorientées dans le clivage de crénulation S3. De nouvelles amphiboles recoupent la S2A et cristallisent dans le clivage de crénulation S3, dans l'unité 4, section 4800	
Figure 5.18	Chlorite, talc et carbonate définissant la schistosité S2A dans l'unité 5, section 7025	
Figure 5.19	Actinote et magnésiohornblende définissant une schistosité S2A dans une roche volcanique ultramafique, à Goose, section 4800 212	
Figure 5.20	Chlorite et grunérite fine définissant la schistosité S2A. Grunérite porphyroblastique orientée parallèle au clivage S3. Quelques grunérites étoilées sont disséminées dans les lits de chert et sont interprétées comme cristallisant post-déformation D3 dans la FFR. section 7025	
Figure 5.21	Chlorite définissant la schistosité S2A et biotite porphyroblastique définissant le clivage de crénulation S3	
Figure 5.22	Chlorite et biotite définissant la S2A, grenat se superposant sur la S2A et biotite porphyroblastique allongé le long du clivage S3 dans la FFR, section 4800; photographie de l'échantillon MBK-12-502	
Figure 5.23	Chlorite définissant la schistosité S2A, grenat se superposant sur la schistosité S2A et amphibole recoupant une schistosité S2A crénulée217	
Figure 5.24	Diagramme de pression – température montrant les réactions métamorphiques principales du gisement Meadowbank	
Figure 5.25	Porphyroblastes de grenat se superposant à la schistosité S2A et crénulés par S3. La datation U-Pb des inclusions de monazite contenues dans ces porphyroblastes de grenat a permis de contraindre l'âge du métamorphisme M2A	

Figure 5.26	Biotite porphyroblastique M3 orienté dans le clivage de crénulation S3. La schistosité S2A est définie par la muscovite	
Figure 5.27	Biotite et amphibole concentrées en bandes définissant globalement la	
Eigung 5 29	Ionation principale S2A.	
Figure 5.28	Chlorite definissant la schistosite S2A et biotite porphyroblastique M3	
Eigung 5 20	Chlorite et tale définiesent le schisterité \$24 et empliheles	
Figure 5.29	Chiorne et laic definissant la schistostie 52A et ampliboles	
	porphyrobiastiques (magnesio-terronomolende) orientees possiblement le	
Eigung 5 20	Diotite et emplihele définissent le elivere S2	
Figure 5.30	Biotite et amplibole definissant le chvage 55	
Figure 5.31	Détremembras en chlorite d'un angien normhyrichlaste de granet sun armosé	
Figure 5.52	S2A dang l'unité 1 a section 4800	
Eigung 5 22	a SZA, dans I unite 1a, section 4800	
Figure 5.33	Photomicrographics illustrant les effets du métamorphisme	
Figure 5.54	Photomicrographies inustrant les effets du metamorphisme	
Figure 6.1	Pyrite parallele a la rabrique composite S2A dans la formation de fer,	
D ' ()	echantillon MBK-12-069	
Figure 6.2	Photomicrographies illustrant la pyrrhotite dans le rubanement de la FFR,	
T ' ()	en lumière polarisée réfléchie (LPR)	
Figure 6.3	Pyrite dans la schistosité composite S2A dans la FFR, échantillon MBK-	
	13-362	
Figure 6.4	Pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite dans la schistosité S2A dans la FFR,	
	échantillon MBK-13-344	
Figure 6.5	Pyrite parallèle au rubanement de la formation de fer aux épontes d'une	
	fracture de quartz-pyrite, échantillon MBK-12-008	
Figure 6.6	Pyrite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de	
	veinules plissées et transposées par la schistosité S2Adans la FFR249	
Figure 6.7	Pyrrhotite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de	
	veinules connectées et transposées parallèle à la schistosité S2A dans la	
	FFR	
Figure 6.8	Pyrrhotite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de	
	veinules connectées et parallèles à la schistosité S2A dans la FFR251	
Figure 6.9	Pyrite disséminée dans le chert ou sous forme de stockwerk déformé et	
	transposé parallèlement à la schistosité S2A252	
Figure 6.10	Pyrite et pyrrhotite présentes dans la fabrique S0-1 puis remobilisées dans	
	une zone de forte déformation D2A en flanc de pli P2A253	
Figure 6.11	Pyrite présente dans la fabrique S0-1 puis remobilisée dans une zone de	
	forte déformation D2A en flanc de pli P2A, échantillon MBK-12-014254	
Figure 6.12	Pyrrhotite disséminée dans la S0-1 puis remobilisée dans une zone de forte	
	déformation D2A en flanc de pli P2A (Photo P. Mercier-Langevin) 255	
Figure 6.13	Zone de forte déformation extrêmement riche en pyrite où le rubanement	
	de la FFR, transposé dans la fabrique composite S2A, est encore	
	reconnaissable, échantillon MBK-12-068256	
Figure 6.14	Zone de forte déformation extrêmement riche en pyrrhotite où le	
	rubanement, transposée dans la fabrique composite S2A, est conservé,	
	échantillon MBK-13-348257	

Figure 6.15	Plis disharmoniques P2A dans une zone de forte déformation dans la FFR. Le remplacement des lits de magnétite par la pyrrhotite est presque
Figure 6.16	total
	riche en pyrrhotite qui se concentre en charnière de plis, échantillon MBK- 11-066
Figure 6.17	Destruction du plissement disharmonique dans une zone de forte déformation D2A, les lits de chert plissés flottent dans une matrice de pyrrhotite semi massive
Figure 6.18	Veinule de quartz-pyrite-pyrrhotite recoupant le rubanement et la schistosité S1 et mis en place dans la S2A. La pyrite est très hétérogène et présente des zones uniformes et des zones riches en inclusions et/ou porosité
Figure 6.19	Veine de quartz-pyrite boudinée dans la schistosité S2A de la FFR, échantillon MBK-12-314
Figure 6.20	Photomicrographies illustrant la veine de quartz-pyrite (Figure 6.19) dans la S2A de la FFR, échantillon MBK-12-314,
Figure 6.21	Veine d'arsénopyrite recoupant le rubanement de la formation de fer et affectée par la schistosité S2A, échantillon MBK-12-001 (Photo P. Mergier Langevin)
Figure 6.22	Photomicrographie d'une veine d'arsénopyrite (Figure 6.21) recoupant le rubanement de la formation de fer et affectée par la schistosité S2A,
Figure 6.23	échantillon MBK-12-001, échantillon MBK-12-001
Figure 6.24	Veine de quartz-pyrrhotite +/- chalcopyrite dans la schistosité S2A dans l'unité 1a avec une altération à chlorite aux épontes, échantillon MBK-13- 324
Figure 6.25	Veine de quartz-pyrite dans la schistosité S2A dans l'unité 2a
Figure 6.26	Veine de quartz-or-pyrrhotite +/- pyrite dans la schistosité S2A avec un halo d'altération à chlorite-muscovite de 2-3 cm de part et d'autre de la veine dans l'unité 3, échantillon MBK-13-353
Figure 6.27	Photomicrographie de la veine de quartz-or-pyrrhotite+/- pyrite (Figure 6.26), échantillon MBK-13-353
Figure 6.28	Veine de quartz-carbonate+/- pyrrhotite boudinée dans la schistosité S2A d'une roche volcanoclastique, échantillon MBK-12-219271
Figure 6.29	Veine de quartz aurifère pauvre en pyrite dans la schistosité S2A d'une roche volcanoclastique, échantillon MBK-12-193272
Figure 6.30	Pyrite disséminée imprégnant la schistosité S2A dans les roches volcanoclastiques, échantillon MBK-13-081
Figure 6.31	Veine de quartz-or parallèle à la schistosité S2A dans une roche volcanoclastique
Figure 6.32	Veine de quartz-or-galène plissée par la schistosité S2A dans une roche volcanoclastique, veine : échantillon MBK-13-481 et encaissant : échantillon MBK-13-480
Figure 6.33	Veine de quartz-galène minéralisée à angle par rapport à la schistosité S2A dans une formation de fer, échantillon MBK-12-059A276

Figure 6.34	Xénolite de granite dans la zone de faille W-D2B4, riche en chalcopyrité échantillon MBK-12-362.	te, 277
Figure 6.35	Roche ultramafique riche en pyrite cubique porphyroblastique au conta	ct
U	de la zone minéralisée au sud de la fosse Portage E2, échantillon MBK-	-14-
	008	278
Figure 6.36	Diagramme de la classification géochimique par ascendance hiérarchiq	ue
8	des classes de pyrites basée sur leur chimie moyenne.	279
Figure 6.37	Profils multi-éléments des classes de pyrites du groupe 1	280
Figure 6.38	Photomicrographies des classes de pyrites du groupe 1 en LR.	281
Figure 6.39	Profils multi-éléments de la classe la pyrite du groupe 2.	282
Figure 6.40	Photomicrographies de la classe de pyrite du groupe 2 en LR.	282
Figure 6.41	Profils multi-éléments des classes de pyrites du groupe 3	283
Figure 6.42	Photographie et photomicrographie des classes de pyrites du groupe 3.	284
Figure 6.43	Profils multi-éléments des classes de pyrites du sous-groupe 4A.	285
Figure 6.44	Photomicrographies des classes de pyrites du groupe 4A en LR.	286
Figure 6.45	Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4A en LR	287
Figure 6.46	Profils multi-éléments des classes de pyrite du sous-groupe 4B	288
Figure 6.47	Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4B en LR.	289
Figure 6.48	Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4B en LR.	290
Figure 6.49	Photomicrographies des différentes classes de pyrrhotite.	291
Figure 6.50	Pyrrhotite 11 de la FFR-est.	292
Figure 6.51	Diagramme de classification géochimique par ascendance hiérarchique	des
8	classes de pyrrhotites basée sur leur chimie movenne	293
Figure 6.52	Photomicrographies d'arsénopyrite 1 sans inclusions	294
Figure 6.53	Photomicrographies de grains d'arsénopyrite riche en inclusions	295
Figure 6.54	Profils multi-éléments movens des classes d'arsénopyrite	296
Figure 6.55	Relation de recoupement entre PvZ zonée et la schistosité S2A	297
Figure 6.56	Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris da	ans
8	un échantillon de formation de fer (MBK-12-999)	298
Figure 6.57	Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris da	ans
8	un échantillon de formation de fer (MBK-12-999)	301
Figure 6.58	Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (Py2) compris da	ns
U	une veine de quartz d'un échantillon de roche volcanoclastique (MBK-	12-
	193)	304
Figure 6.59	Distribution d'éléments dans un grain d'arsénopyrite zonée (Aspy2)	
8	compris dans un échantillon de FFR (MBK-11-050)	307
Figure 6.60	Diagramme récapitulatif de la distribution des éléments dans les sulfure	es
8	(de leur cœur à leur bordure)	310
Figure 6.61	Photomicrographie d'un grain d'or accompagné d'arsénopyrite et de	
8	pyrrhotite dans la schistosité S2A préservée, échantillon MBK-11-	
	063	311
Figure 6.62	Photomicrographie de grains d'or en inclusion dans un grain	
0	d'arsénopyrite automorphe.	312
Figure 6.63	Photomicrographie d'un grain d'or en inclusion dans une pyrrhotite	
6	appartenant à un réseau de veinules de pyrrhotite dans la schistosité S2.	A.
	échantillon MBK-12-202.	313

Figure 6.64	Photomicrographie d'un grain d'or dans le chert affectée par la schistosité	
	S2A, échantillon MBK-11-080	
Figure 6.65	Photomicrographie d'un grain millimétrique de magnétite contenant des	
	grains d'or en inclusions et des inclusions d'or dans des fractures remplies	
	de pyrrhotite	
Figure 6.66	Carte géologique interprétée du niveau 5100 m et distribution de l'or	
	(surface à l'élevation 5140 m)	
Figure 6.67	Section géologique 7500 interprétée et distribution de l'or	
Figure 6.68	Section géologique 7025 interprétée et distribution de l'or	
Figure 6.69	Section géologique 6175 interprétée et distribution de l'or	
Figure 6.70	Section géologique 6100 interprétée et distribution de l'or	
Figure 6.71	Distribution de la minéralisation sur la section 5775	
Figure 6.72	Section longitudinale de la fosse Goose qui illustre un plongement de la	
C	minéralisation vers le Sud	
Figure 7.1	Minéraux silicatés communs dans la FFR	
Figure 7.2	Composition de l'amphibole ferrifère grunérite/cummingtonite « (Mg-	
C	Fe) ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ » dans la FFR (Leake et al., 1997) selon les tranches de	
	teneurs en or des échantillons	
Figure 7.3	Composition de la chlorite dans la FFR (Hey, 1954)	
Figure 7.4	Composition de la biotite dans la FFR (Deer et al., 1992)	
Figure 7.5	Greenalite et stilpnomélane dans la FFR	
Figure 7.6	FFR non altérée présentant des carbonates disséminés dans le chert	
Figure 7.7	Composition du carbonate dans les roches volcanoclastiques et dans la	
i iguie / i /	FFR selon la section de forage étudiée et selon l'unité 347	
Figure 7.8	Minéraux d'altération des unités volcanoclastiques 348	
Figure 7.9	Distribution de l'altération à l'échelle de l'échantillon. 349	
Figure 7.10	Remplacement de l'albite par la chlorite et la muscovite dans l'unité	
1 iguie 7.10	1b	
Figure 7.11	Amphibole et biotite dans l'unité 2c, fosse Goose, échantillon MBK-13-	
8	455B	
Figure 7.12	Grenat (spessartine), muscovite et magnétite dans l'unité 3, fosse Goose.	
8	échantillon MBK-13-420	
Figure 7.13	Composition de la chlorite dans les roches volcanoclastiques (Hev.	
1.8010 /110	1954)	
Figure 7.14	Composition de la biotite dans les roches volcanoclastiques (Deer et al.	
I iguie / I i	1992)	
Figure 7.15	Composition de la muscovite dans les roches volcanoclastiques 357	
Figure 7.16	Altération à tourmaline dans les roches volcanoclastiques	
Figure 7.17	Tourmaline pornhyroblastique avec un cœur de rutile dans l'unité	
riguic 7.17	volcanoclastique 2a	
Figure 7 18	Magnétite ilménite rutile disséminée dans l'unité volcanoclastique le 361	
Figure 7.10	Diagrammas tarnairas SiO2 Fa2O3 X ranrásantant l'abandance	
Figure 7.19	d'áláments veriás per repport à la teneur en er d'áchantillens de FED 262	
Eigura 7 20	u cientents varies par rapport à la teneur en or u conantinions de FFK 302 Disgramme « hex plot » de l'indige d'altération des reales	
Figure 7.20	volcencelestiques	
Eigura 7 01	Volcanociastiques	
Figure 7.21	Diagramme « box piot » de l'indice d'alteration des rocnes	
	voicanociastiques representees par leur teneur en or	

Figure 7.22	Diagramme binaire montrant le comportement des éléments face à	70
Eigura 7 22	Diagramma da bilana da massa (basá sur la máthada da Masi san at	70
Figure 7.25	Diagramme de blians de masse (base sur la methode de MacLean et	
	Barrett, 1995) montrant les pertes et les gains en pourcentage pour les	71
5. 7.04	elements majeurs des echantillons des unites 1a, 1c, 2a et 2c	/1
Figure 7.24	Diagramme de bilans de masse base sur la methode de MacLean et Barre	ett,
	1993) montrant les pertes et les gains en pourcentage pour les métaux de	
	base, les métaux précieux et des éléments traces des échantillons des unit	tés
	1a, 1c, 2a et 2c3	72
Figure 7.25	Zone tampon d'altération du gisement Meadowbank	73
Figure 7.26	Changement de masse absolu en Na2O en pourcentage poids des	
	échantillons de roches volcanoclastiques de la section 6175	74
Figure 7.27	Changement de masse absolu en K2O en pourcentage poids des	
C	échantillons de roches volcanoclastiques de la section 6175	74
Figure 7.28	Diagramme composite des changements de masse absolus en pourcentag	e
0	poids des échantillons de roches volcaniques de trois forages de la sectio	n
	6175 3	75
Figure 8.1	Représentation stéréographique des mesures structurales 3	88
Figure 8.2	Déformation D2A	80
Figure 8.2	Tuf à lapilli blogs déformé en une tectonite L.S. offectée par le plisseme	0) nt
Figure 8.5	D2	ΠL 00
Eigung 9 1	D3	90
Figure 8.4	Faille Third Portage interprete comme une faille D2B	91
Figure 8.5	Zone de faille Third Portage	92
Figure 8.6	Deformation D4	93
Figure 8.7	Carte géologique de la propriété de Meadowbank réinterprétée à partir de	es
	données de forages, de la géochimie et de la carte du levé aéromagnétiqu	e
	(seconde dérivée). Les forages d'exploration régionaux étudiés	95
Figure 8.8	Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à	
	~2717 Ma. Tuf à cristaux moyens à grossiers (selon la classification de	
	White et Houghton) avec de nombreux intervalles à lits	
	compositionnelles	97
Figure 8.9	Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à	
-	~2717 Ma. Échantillon daté à 2717 Ma (âge inédit, McNicoll et al., non	
	publié), tuf lité à cristaux moyens (unité 10)	98
Figure 8.10	Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à	
8	~2717Ma. Tuf à cristaux et à petits lapilli	99
Figure 8 11	Successions volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à	
I iguie 0.11	~ 2717 Ma Tuf à blocs	.00
Figure 8 12	Succession volcano sádimentaire comprenent les áchantillons datás à	00
Figure 6.12	2717 Ma EED à lits continútriques de chart et de pélites et reres lits	
	~2/17 Ma. FFR a fills continienques de chert et de pentes et rares fils	01
E 0. 12	Granden de magnetile	01
Figure 8.13	Succession voicano-sedimentaire comprenant les echantilions dates à	00
	$\sim 2/11$ Ma. Tut a cristaux tres fins a moyens	02
Figure 8.14	Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à	o -
	~2/11 Ma	03
Figure 8.15	Minéralisation des FFR régionales4	04

Figure 8.16	Diagramme binaire Th/TiO ₂ versus Al ₂ O ₃ /TiO ₂ des unités volcano-
	sédimentaires des successions datées à 2711 Ma et 2717 Ma405
Figure 8.17	Section géologique interprétée du gisement Vault (section 4800)
Figure 8.18	Lithologies dans le toit de la zone minéralisée du gisement Vault407
Figure 8.19	Dyke de roche plutonique riche en feldspath et quartz présent
	exclusivement dans le toit du gisement Vault affecté par la déformation
	D2A408
Figure 8.20	Lithologies dans le mur de la zone minéralisée du gisement Vault409
Figure 8.21	FFR dans le toit du gisement
Figure 8.22	Diagrammes binaires Zr/TiO ₂ versus Al ₂ O ₃ /TiO ₂ et Th/TiO ₂ versus
	Al ₂ O ₃ /TiO ₂ des unités volcanoclastiques du gisement Vault comparées aux
	unités volcanoclastiques hôtes du gisement Meadowbank411
Figure 8.23	Carte du signal magnétique (seconde dérivée calculée) des successions
	volcano-sédimentaire datée à 2711 Ma et 2717 Ma utilisée pour extrapoler
	et interpréter le prolongement des unités de la succession 3 de Pipedream-
	Third Portage
Figure 9.1	Évolution structurale du gisement Meadowbank450
Figure 9.2	Contexte tectonométamorphique et âge de minéralisation du gisement
	Meadowbank de la ceinture de Woodburn Lake comparés aux ceintures de
	roches vertes de la Province du Churchill occidentale (L'axe de temps
	n'est pas à l'échelle)453
Figure 9.3	Modèle schématique de genèse du gisement Meadowbank illustrant la
	répartition de l'or principalement dans la FFR455

LISTE DES ANNEXES

Annexe A : Données structurales de la mine Meadowbank et du secteur de la mine Meadowbank

Annexe B : Carte géologique en plan du gisement Meadowbank (niveau 5100) et localisation des données structurales

Annexe C : Sections géologiques transversales interprétées

Annexe D° : Carte géologique en plan du gisement Meadowbank (niveau 5100) avec la distribution des teneurs en or

Annexe E : Sections géologiques transversales interprétées avec la distribution des teneurs en or

Annexe F : Chimie des sulfures analysés par LA-ICP-MS

Annexe G : Chimie des minéraux silicatés analysés à la microsonde électronique

Annexe H : Contexte géologique et géodynamique de la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abbreviations	Signification
amp	Amphibole
Aspy	Arsénopyrite
bo	Biotite
cal	Calcite
cb	Carbonate
chl	Chlorite
Сру	Chalcopyrite
ep	Épidote
FFR	Formation de fer rubanée
fsp	Feldspath
Gal	Galène
grt	Grenat
gru	Grunérite
LP	Lumière polarisée
LPA	Lumière polarisée analysée
LR	Lumière réfléchie
mag	Magnétite
mus	Muscovite
Ро	Pyrrhotite
Ру	Pyrite
st	Staurotide
tur	Tourmaline
MBK	Meadowbank
GSC	Geological Survey of Canada
al	Albite
rt	Rutile
ilm	Ilménite
ap	Apatite
pb	porphyroblastique
sed	sédiment
r	roche
gre	greenalite

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Le Bouclier canadien comprend 90 % de la production historique d'or du Canada, dont 82% proviennent de la Province du Supérieur (Dubé et al., 2011). Malgré un déclin de la production d'or durant les dix dernières années, on constate actuellement un nouvel essor dans l'exploration et la production en or. Les paradigmes et critères d'exploration ont évolué et changé au cours des dernières années. Les régions éloignées et difficiles d'accès deviennent des cibles d'exploration privilégiées et les gisements qu'on y retrouve contribuent à une partie significative de la production d'or au Canada, en particulier dans la Province du Supérieur, mais également dans des régions à fort potentiel comme la Province de Churchill (Dubé et al., 2011). Les gisements encaissés dans les formations de fer rubanées (FFR) (p.ex. : les mines Meadowbank et Musselwhite) représentent actuellement une des principales cibles d'exploration aurifère dans le nord du Canada puisque plusieurs séquences volcano-sédimentaires de ces secteurs contiennent d'importantes formations de fer rubanées anciennes ayant subi divers épisodes orogéniques majeurs souvent associés aux grandes époques métallogéniques (Dubé et Mercier-Langevin, 2015).

La mine Meadowbank est située dans le territoire du Nunavut et plus précisément dans le district de Kivalliq, à 300 kilomètres de la Baie d'Hudson et à 110 km de route au nord de la communauté de Baker Lake (Figure 1.1). La mine Meadowbank, exploitée par Mines Agnico Eagle Ltée, est en opération depuis le début de l'année 2010. Ce gisement de classe mondiale contient environ 4.2 millions d'onces d'or (~119 tonnes), incluant la quantité d'or produite (2010-2014), ainsi que les réserves et les ressources (Agnico Eagle, 2015). Dans les conditions économiques actuelles, l'exploitation de la mine Meadowbank devrait se prolonger jusqu'à l'année 2018.

Ce projet de recherche a pour but principal de comprendre la géologie et la genèse du gisement d'or Meadowbank encaissé dans des FFR afin de contribuer au développement d'un modèle géologique et métallogénique amélioré pour ce type de gisement. Ce projet est ancré dans le cadre d'un grand programme de recherche de la Commission géologique du Canada (Ressources naturelles Canada) : la quatrième phase de l'initiative géoscientifique ciblée (IGC-4 : 2010-2015) et plus spécifiquement dans le thème de l'or (Dubé et al., 2011). Cette initiative de recherche a été réalisée en collaboration avec des centres de recherche gouvernementaux provinciaux et territoriaux, des universités et l'industrie minière canadienne. Le programme IGC-4 s'est principalement concentré sur des camps miniers déjà établis ou émergents au Canada, et a utilisé un grand éventail de données afin d'optimiser le développement des connaissances, d'améliorer l'efficacité de l'exploration de gisements « cachés ou enfouis », et enfin de combler certaines lacunes dans les connaissances et la compréhension des gîtes minéraux majeurs présents au Canada (Dubé et Mercier-Langevin, 2015).

1.1 État des connaissances sur les gisements d'or encaissés dans des formations de fer rubanées

Cette section est divisée en deux parties, la première présente un bref résumé sur l'état des connaissances sur les formations de fer en général et, plus spécifiquement, sur les formations de fer rubanées hôtes de gisements d'or, puis la seconde présente la problématique spécifique à l'étude du gisement Meadowbank.

1.1.1 Généralités sur les formations de fer rubanées

1.1.1.1 Définition

Les FFR sont des roches sédimentaires résultant de processus sédimentaires principalement chimiques à l'origine de variations compositionnelles fréquentes et répétitives formant un rubanement. Elles contiennent généralement plus de 15 % de Fe, et sont caractérisées par un rubanement d'oxydes de fer (hématite, magnétite) et/ou de carbonates, de silicates et de sulfures (James, 1954).

1.1.1.2 Classification

Basé sur leur environnement de dépôt, Gross (1980) a subdivisé les FFR en deux types (Figure 1.2) : 1) les FFR de type « Algoma » qui sont interstratifiées avec des séquences volcaniques sous-marines, 2) les FFR de type « Lac Supérieur » qui sont encaissées dans des successions de roches sédimentaires de marge continentale passive. Le type « Algoma » est communément retrouvé en contexte orogénique, très déformé et

métamorphisé, contrairement au type « Lac Supérieur » qui est généralement associé à des séquences peu déformées et peu métamorphisées (Beukes et et Gutzmer, 2008). Étant donné leur contexte géologique particulier, les FFR de type « Rapitan » ne sont pas traitées ici (Figure 1.2).

1.1.1.3 <u>Répartition spatio-temporelle</u>

Les FFR sont associées aux cratons précambriens. Les FFR de type « Algoma », principalement d'âge archéen, sont communes et généralement d'étendue restreinte (Beukes et Gutzmer, 2008). Leur étendue et puissance peuvent néanmoins être sousestimées, car ces FFR sont en général très fortement déformées et démembrées tectoniquement (Bekker et al., 2010). Les FFR de type « Lac Supérieur », principalement d'âge néoarchéen à paléoprotérozoïque, sont moins communes mais d'étendue considérable. L'oxygénation de l'atmosphère, il y a de cela environ 2.4-2.3 milliards d'années, semble être la cause de la diminution graduelle de l'abondance de FFR dans l'histoire géologique, jusqu'à leur disparition il y a environ 1.9 Ga (Bekker et al., 2004).

1.1.1.4 <u>Minéralogie primaire, diagenèse et métamorphisme</u>

Les FFR ont longtemps été décrites selon quatre grands faciès minéralogiques (James, 1954, 1966) : les oxydes (hématite, magnétite), les silicates (greenalite, minnésotaite, stilpnomélane, chlorite, riebeckite), les carbonates (sidérite, ankérite) et les sulfures (pyrite, pyrrhotite). Ces phases minéralogiques sont supposément formées lors de la diagenèse. Le matériel précurseur serait constitué d'une boue colloïdale à composition très variable (stilpnomélane, greenalite, quartz, carbonates ; Klein, 2005) issue de la précipitation du fer ferrique (Fe³⁺) après l'oxydation du fer ferreux (Fe 2+) dissous dans les océans. Pendant la diagenèse d'enfouissement, cette boue colloïdale amorphe et hydratée s'agence pour former les premières phases minéralogiques : hématite, magnétite, chert, greenalite (Figure 1.3; Klein, 1983, 2005). Lors des stades avancés de la diagenèse et du début du métamorphisme, il y a cristallisation de minnésotaite puis de stilpnomélane, issus de la transformation de la greenalite. Enfin, le stade avancé de métamorphisme prograde entraîne l'apparition progressive d'amphiboles ferrifères (grunérite, cummingtonite), de grenat almandin, de pyroxène ferrifère (hyperstène, ferrosilite) et parfois de fayalite (Klein, 2005).

1.1.1.5 <u>Cadre tectono-sédimentaire</u>

Les FFR de type Algoma sont interstratifiées avec des roches volcaniques, des arénites, des turbidites et des roches sédimentaires ferrugineuses au sein de ceintures de roches vertes (Gross, 1980). Elles se mettent en place dans un environnement marin, le long d'arcs volcaniques, de dorsales océaniques, ou de zones de rift et grabens (Gross, 1980 ; Figure 1.2). La présence typique de mésobandes centimétriques et microbandes millimétriques indiquerait une mise en place de dépôt à des profondeurs supérieures à 200m (Klein, 2005). Les FFR de type Lac Supérieur sont typiquement associées à des roches sédimentaires de plateforme et de bassin, incluant des dolomies, des arénites quartzeuses, des arkoses, des shales noirs, et des conglomérats (Gross, 1980 ; Figure 1.3). Elles se sont formées dans un contexte de bassins profonds ouverts et de plateforme carbonatée de marge continentale. Ces dernières se sont mises en place lors de phases de transgressions marines et donc de hauts niveaux eustatiques, impliquant une composante détritique mineure (Krapež et al., 2003).

1.1.1.6 Modèle de dépôt et processus de genèse

Plusieurs hypothèses ont été proposées quant aux processus de genèse des FFR. Une de ces hypothèses invoque un océan stratifié avec une fine masse d'eau superficielle (oxygénée et pauvre en Fe(II) soluble) et une grande masse d'eau profonde (anoxique et riche en Fe(II) soluble) formant une chimiocline, le long de laquelle il y aurait oxydation puis précipitation du Fe(II) en oxyhydroxydes de Fe(III) insolubles (Clout et Simonson, 2005 ; Figure 1.4). Ce modèle de dépôt n'est cependant valable que dans le cas d'un mécanisme d'oxydation du fer par de l'oxygène, ce qui n'est pas le cas à l'Archéen (Bekker et al., 2010). L'environnement de dépôt, les études géochronologiques, les études des éléments majeurs, traces et terres rares, les études isotopiques des FFR, toutes corroborent une origine hydrothermale du fer et de la silice qui ont enrichi les fonds marins anoxiques (Gross, 1980; Clout et Simonson, 2005). Deux grands mécanismes d'oxydation du Fe (II) sont actifs dans le processus de genèse des FFR selon Bekker et al. (2010) : 1) oxydation par le dioxygène généré par l'activité de cyanobactéries, 2) oxydation par des métabolismes utilisant l'oxygène ou des métabolismes utilisant la lumière. Les conditions oxydantes étant presque inexistantes avant 2,7 Ga, seule l'oxydation du Fe(II) par des
métabolismes utilisant la lumière est considérée possible. Après 2,7 Ga, tous ces mécanismes d'oxydation étaient possibles, cependant, l'oxydation du Fe(II) produit par le dioxygène des cyanobactéries semble prédominer.

1.1.2 L'or dans les formations de fer rubanées

Les gisements d'or au sein des FFR possèdent plusieurs caractéristiques communes, mais deux grands types ont historiquement été définis : les gisements stratiformes « type Lupin » et les gisements non-stratiformes, communément stratoïdes (Kerswill, 1993 ; Figure 1.5). La plupart des gisements connus lors de cette classification montraient des caractéristiques hybrides, c'est-à-dire incluant des caractéristiques de ces deux types.

1.1.2.1 <u>Gisement d'or stratiforme dans les FFR</u>

La plupart de l'or des gisements dits stratiformes est uniformément disséminé et présent de façon continue latéralement causés par un dépôt contemporain de l'or et de la FFR : il s'agirait donc selon ce modèle de gisements d'or syngénétiques. La minéralisation en or est concentrée dans de fins niveaux continus de FFR cherteux, laminés et riches en sulfures, alors qu'il est appauvri dans des niveaux interlités de FFR formées par des lamines de silicates ou de carbonates de fer (Kerswill, 1993 ; Figure 1.5B). Les niveaux de FFR aurifère sont considérés comme riches en sulfures lorsqu'ils contiennent plus de 5 % modal de sulfures de fer (pyrite, pyrrhotite) et/ou sulfures contenant de l'As (arsénopyrite, löllingite). À noter que l'arsénopyrite et la löllingite sont, selon ce modèle généralement restreintes à la zone d'altération associée aux veines de quartz tardives par rapport à la mise en place de la minéralisation. La corrélation entre l'or et les sulfures de fer est généralement plus importante qu'entre l'or et l'arsénopyrite, car toujours selon le modèle de Kerwill (1993), la majorité de l'or apparaît dans les FFR pauvres en arsénopyrite et loin des veines de quartz tardives. L'altération à l'échelle du corps minéralisé est absente. Des assemblages riches en chlorite et pauvres en carbonates sont néanmoins présents au contact des veines de quartz.

Les corps minéralisés stratiformes sont autant, voire plus déformés que les roches encaissantes (Kerswill, 1993). Les sulfures contenus dans ces niveaux de FFR sont d'ailleurs très affectés par la déformation et le métamorphisme. Les zones de cisaillement et les veines de quartz associées sont abondantes en volume, mais leur contrôle sur la distribution de l'or reste cependant incertain.

1.1.2.2 Gisement d'or non-stratiforme dans les FFR

Dans le cas des gisements non-stratiformes, la mise en place de l'or est considérée comme tardive par rapport au dépôt de la FFR et résulterait de réactions localisées de sulfuration au sein de roches hôtes dont la chimie et l'organisation structurale étaient favorables. La minéralisation aurifère est confinée dans les structures tardives incluant les zones de cisaillement et les veines de quartz et/ou dans les niveaux de FFR riches en sulfures bordant ces structures (Kerswill, 1993 ; Figure 1.5A). Il s'agit alors, selon ce modèle, de gisements d'or épigénétiques.

L'or est confiné dans un faible volume de roches. On retrouve parfois des zones à fortes teneurs, séparées par des niveaux de FFR riches en magnétite et hématite, qui sont stériles et pauvres en sulfures. La pyrite et/ou la pyrrhotite sont abondantes et remplacent fréquemment la magnétite alors que l'arsénopyrite et la löllingite sont communes, mais pas toujours présentes. L'altération est observée à l'échelle du gisement et est typiquement associée aux veines de quartz.

Le corps minéralisé est généralement moins déformé que les roches encaissantes. La pyrite et/ou la pyrrhotite sont ordinairement non déformées et non métamorphisées.

1.1.2.3 Modèle génétique des gisements d'or dans les FFR

Deux modèles de genèses ont été proposés pour expliquer la présence d'or dans les gisements d'or dans les FFR.

Un modèle syngénétique implique le dépôt et /ou une diagénèse précoce d'une FFR aurifère au faciès sulfuré à l'interface eau de mer-sédiment dans un bassin sédimentaire dans lequel la FFR au faciès oxydé ou carbonaté est la principale à sédimenter ou précipiter (Figure 1.6A ; Fripp, 1976b). Ce modèle implique une source localisée des sulfures et/ou des conditions spécifiques de pH-Eh de précipitation des sulfures de fer plutôt que des oxydes de fer (James, 1954). Comme l'indique Phillips et Groves (1984), des limites progressives entre le faciès à sulfures et le faciès à oxyde devraient être présent, et le faciès à sulfures devraient être relativement étendu dans ce type de bassin ouvert dans lequel se dépose une grande étendue de FFR au faciès oxydé ; des limites franches de pH-Eh comme des fronts d'oxydo-réduction de gisement d'uranium de type « roll-front » ne devraient pas exister dans de tel environnement. Dans un premier modèle syngénétique, la circulation d'eau de mer à travers les successions volcaniques de la ceinture de roches vertes puis sa remontée le long de failles et la précipitation chimique de l'or issu de ces saumures à l'interface eau-sédiment sont évoquées par Fripp (1976a, b) (Figure 1.6A). Dans un second modèle génétique, Kerrich et Fryer (1979), implique plutôt la remontée le long de failles de fluides métamorphiques aurifère riche en H₂O-CO₂ et la précipitation de l'or sur le fond de l'océan (Figure 1.6B). Ces mêmes fluides auraient permis la formation de gisement d'or épigénétique en profondeur.

Le modèle épigénétique implique le remplacement sélectif de FFR au faciès carbonaté et oxydé by des fluides sulfurés tardifs responsable de la formation de plusieurs autres gisements d'or épigénétique encaissés dans les roches volcano-sédimentaires de la ceinture de roches vertes (Figure 1.6C ; Phillips et Groves, 1984). Dans ce modèle, des fluides hydrothermaux métamorphiques remontent le long de failles jusqu'à la FFR pour ensuite remplacer les lits riches en Fe.

1.2 Problématique

Les gisements d'or encaissés dans les formations de fer rubanées ont été, de façon générale, peu étudiés comparativement à d'autres grands types de dépôts aurifères, et leur genèse est encore mal comprise. Ils sont par ailleurs peu communs, mais forment ponctuellement d'immenses gisements tel le Homestake en Dakota du Sud avec ses 40 millions d'onces d'or et en production de 1876 à 2001 (Caddey et al., 1991). Les facteurs principaux qui ont permis la formation du gisement Meadowbank, dans un cadre géologique où les séquences de roches volcaniques ont été polydéformées et métamorphisées, sont mal connus et soulèvent une série d'interrogations sur : 1) le rôle des structures géologiques, telles les zones de failles sur la distribution de la minéralisation, 2) les processus de minéralisation, comme la sulfuration permettant la précipitation de l'or, 3) les processus d'altération associée aux fluides aurifères, et 4) les relations génétiques entre le métamorphisme et la concentration en or. De manière générale, l'empreinte

géologique et la genèse du gisement Meadowbank incluant les contrôles structuraux et lithologiques, l'altération, le métamorphisme du gisement et la période de mise en place de la minéralisation aurifère doivent être mieux documentés.

Les précédentes études réalisées dans le secteur du gisement Meadowbank, par de nombreux auteurs (Armitage, 1992 ; Armitage et al., 1996 ; Sherlock et al., 2001a, 2001b ; Hrabi et al., 2003 ; Sherlock et al., 2004 ; Pehrsson et al., 2013) touchaient principalement la géologie régionale, les caractéristiques hydrothermales et structurales basées sur la cartographie de surface et de tranchées, et sur l'étude de quelques forages d'exploration lors de la phase de définition et de développement du gisement (p.ex. : Figure 1.6). Ainsi, l'information tridimensionnelle sur la géométrie du gisement, la géochimie des roches hôtes et les contrôles structuraux sur la minéralisation était limitée. La mise en production de la mine a mis au jour une grande quantité d'informations et fournit une occasion exceptionnelle permettant d'aborder, sous un nouvel angle, diverses questions associées au contexte géologique et à la genèse du gisement.

Une problématique spécifique aux FFR aurifères porte sur le fait que ce type de gisement est communément isolé (Dubé et al., 2011). Dans le secteur de la mine Meadowbank, on retrouve au moins quatre niveaux de formations de fer rubanées : FFR Est, FFR Centrale, FFR Ouest et FFR Farwest (cf. chapitre 2). Ces quatre FFR sont altérées, parfois riches en pyrrhotite ± pyrite et sont toutes susceptibles de contenir de l'or. Pourtant, à ce jour, seule la FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, contient de l'or économiquement exploitable. La FFR Centrale le long de la mine Meadowbank comporte des zones stériles ainsi que des zones très enrichies en or, dont certaines s'étendent sous forme de veines de quartz dans les roches volcanoclastiques voisines. Les paramètres géologiques qui contrôlent le style et la distribution de la minéralisation aurifère ainsi que la géométrie de ce type de gisement isolé restent à élucider, d'où l'importance de la présente étude.

1.3 Objectifs et incidences

Les objectifs principaux sont liés à l'étude de la structure, du métamorphisme, de la minéralisation, et de l'altération du gisement Meadowbank. L'analyse, l'intégration et l'interprétation des données pluridisciplinaires acquises ont permis de définir l'empreinte géologique et la genèse du gisement ainsi que de répondre aux nouvelles questions mises au jour depuis sa mise en exploitation. Quatre objectifs thématiques se démarquent :

1.3.1 Structurale

Une meilleure compréhension de la géométrie et de l'évolution structurale du gisement a nécessité une analyse structurale détaillée à différentes échelles et a permis de déterminer les structures clés contrôlant la mise en place de l'or. Les déformations affectant le gisement ont été étudiées grâce à la cartographie détaillée des parois des deux fosses à ciel ouvert (Portage et Goose), à l'acquisition de données structurales et à l'observation de lames minces. Les éléments structuraux suivants ont été décrits en détail : 1) les failles et zones de cisaillement, 2) le style du plissement, 3) la longueur d'onde et l'amplitude des plis ainsi que leur orientation, et 4) les différentes générations de foliation, clivage et microstructure. La chronologie relative de ces différents éléments structuraux a été établie, ainsi que le rôle et leurs influences sur la mise en place de la minéralisation aurifère et sa géométrie actuelle. Ces éléments structuraux ont été corrélés aux phases de déformation régionale afin d'intégrer la mise en place du gisement à l'évolution géologique régionale globale. Enfin, l'interprétation de Carpenter et al. (2005) indiquant que ce type de gisements, dans le Churchill, est génétiquement relié et contrôlé par des événements orogéniques paléoprotérozoïques (ca. 1.83 Ga) affectant un socle d'âge archéen, a été testée et corroborée.

1.3.2 Métamorphisme

Une meilleure compréhension de l'évolution métamorphique du gisement et de ses roches encaissantes a nécessité une description des assemblages minéralogiques associés aux différents événements métamorphiques. Ceci a permis d'établir les relations temporelles entre la mise en place de l'or et le métamorphisme. Il a été tenté de différencier les assemblages minéralogiques reliés au métamorphisme régional par rapport aux assemblages associés à l'altération hydrothermale et à la minéralisation aurifère.

1.3.3 Minéralisation

Une meilleure compréhension de la genèse du gisement a nécessité une étude détaillée de la minéralisation aurifère, comprenant une emphase sur le style, le mode et la chronologie de mise en place de la minéralisation et sa géométrie actuelle. Ces études a permis de déterminer les processus clés permettant la précipitation de l'or. Des observations de l'échelle microscopique à l'échelle macroscopique, sur les sulfures, leurs textures, leurs relations spatiales avec la déformation et l'altération ont été nécessaire pour discerner les processus de mise en place du gisement Meadowbank et les types de sulfures directement reliés au système hydrothermal aurifère.

1.3.4 Altération

Une meilleure compréhension de l'empreinte hydrothermale du gisement a nécessité l'étude de l'altération associée à la minéralisation aurifère. La nature et la chronologie de l'altération hydrothermale et son expression proximale et distale ont ainsi été mieux définies. Un discernement de la composante primaire (c'est-à-dire minéralogie initiale des FFR et roches volcaniques) de ce qui est secondaire et associé à la minéralisation aurifère (altération hydrothermale) a été possible.

1.3.5 Comparaison avec d'autres gisements d'or encaissés dans des FFR

Enfin, les données recueillies et interprétées du gisement Meadowbank ont également été comparées à d'autres gisements d'or du même type de la Province du Churchill occidentale (p.ex. : Three Bluffs dans le Groupe de Prince Albert, et Meliadine dans le Groupe de Rankin Inlet) ou de la Province du Supérieur (p.ex. : mine Musselwhite, Ontario ; cf. chapitre 9).

1.3.6 Incidences

L'étude détaillée et pluridisciplinaire du gisement Meadowbank est une contribution scientifique majeure dans le domaine de la recherche sur les gites aurifères. Une connaissance approfondie de la géologie et de la genèse du gisement a contribué au développement d'un modèle géologique et métallogénique amélioré pour les gisements

d'or encaissé dans des FFR. L'identification des structures principales contrôlant la distribution de l'or et la compréhension des altérations associées à cette activité hydrothermale aurifère ont permis de dégager de nouveaux guides et de nouvelles cibles régionales d'exploration. L'étude comparative et les corrélations entre le gisement Meadowbank et d'autres gisements similaires a permis de définir des vecteurs d'exploration pour les gisements d'or encaissés dans les FFR (Dubé et al., 2011).

1.4 Méthodologie

Ce projet a été basé sur une étude détaillée du gisement Meadowbank et de ses roches encaissantes. Les travaux géoscientifiques antérieurs ont servi de base aux observations et à l'acquisition de données multidisciplinaires. La méthodologie employée dans le cadre de cette étude comprend deux volets : les travaux de terrain et les travaux de laboratoire. Les travaux de terrain reposent essentiellement sur la cartographie des fosses en exploitation et sur la prise de mesures structurales, la description détaillée de carottes de forages sur différentes sections, et sur la cueillette d'échantillons dans la fosse ou provenant de forages. La liste des données structurales (coordonnées GPS (Geographic Position System), type, azimut, pendage, correction, etc.) est disponible dans l'Annexe A. Les travaux de laboratoire reposent principalement sur la préparation des échantillons pour leur étude géochimique, pétrographique et structurale. Les travaux de recherche ont été réalisés en étroite collaboration avec Mines Agnico Eagle Ltée. Divisions Meadowbank et Exploration, la Commission Géologique du Canada (CGC), et l'Institut national de la recherche scientifique - centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE) tandis que les travaux de laboratoire ont été réalisés à l'INRS-ETE à Québec, à la Commission Géologique du Canada à Québec et Ottawa ainsi qu'au département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval à Québec.

1.4.1 Cartographie géologique et structurale du gisement

La cartographie des unités hôtes et des éléments structuraux du gisement Meadowbank a été réalisée dans les fosses Portage et Goose, et en périphérie, afin d'avoir une vision tridimensionnelle de la géométrie du gisement. Les règles de sécurité à la mine exigent de l'observateur de demeurer à une distance minimale de 10 mètres des parois, ce qui dans certains cas peut rendre difficile la cartographie, notamment dans le cas où les parois sont poussiéreuses. Malgré ces limitations, la reconnaissance des unités est généralement possible grâce à leur couleur dérivée de leur minéralogie intrinsèque ou encore grâce à leur cassure et/ou dureté, lesquelles dépendent de l'intensité de la déformation. La fosse Portage, au nord de la fosse Goose, est quant à elle divisée en cinq fosses secondaires, du nord au sud : Portage A, Portage B, Portage C, Portage D et Portage E (Figure 1.7). Les contacts géologiques et les structures ont été cartographiés, puis digitalisés grâce à Adobe Illustrator, logiciel de dessin vectoriel. Une carte de la fosse Portage et Goose, illustrant la géologie de la mine et les principales structures, est disponible dans l'Annexe B. L'ensemble des données de forages et de production sur la lithologie et la géochimie a été intégré pour compléter les données cartographiques provenant des fosses, mais également pour contraindre les parties déjà exploitées ou difficiles d'accès du gisement. L'interprétation géologique de l'ensemble des sections de forages espacées au 12,5 m, couplée avec les données géochimiques des unités hôtes ainsi qu'aux valeurs en or des forages de production, a permis de définir la géométrie des unités et des zones aurifères, mais aussi de mieux caractériser les structures contrôlant la formation et la géométrie actuelle de la minéralisation. L'intégration des sections a permis de générer une carte géologique du niveau 5100 (100 m au-dessus du niveau de la mer + 5000 m) couvrant l'ensemble du gisement Meadowbank. Trente sections géologiques interprétées sur lesquelles est représentée la distribution de l'or issue des forages de production sont disponibles aux annexes C et E. Les fabriques et autres éléments structuraux ont été mesurés, mis en carte et représentés dans des stéréogrammes à l'aide du logiciel Stereonet© (Allmendinger et al., 2013; Cardozo et Allmendinger, 2013). Étant donné les fortes influences locales des FFR sur le champ magnétique et le fonctionnement de la boussole, une méthode de correction a été appliquée : l'orientation de la paroi de la fosse a été mesurée à chaque site de mesures géologiques, permettant ainsi d'apporter à la mesure géologique une correction relative correspondant à la différence entre l'orientation de la paroi mesurée et l'orientation réelle, déterminée avec précision par arpentage. Les données aéromagnétiques (levés CGC et Mines Agnico Eagle Ltée.) traitées par le Dr. P. Keating (CGC, Ottawa) et l'étude de forages régionaux ainsi que des traverses de terrain ont permis l'interprétation du contexte structural du secteur de la mine Meadowbank. Chaque observation ou échantillon recueilli a été géoréférencé à l'aide d'un GPS. La nomenclature des lithologies utilisée par la compagnie Mines Agnico Eagle Ltée. a été conservée pendant la cartographie et l'étude des forages. Cependant, suite à l'étude géochimique de la composition des lithologies, une nouvelle subdivision par numéros a été utilisée (p.ex. : unité 1, unité 2, etc.).

1.4.2 Minéralisation aurifère et altérations associées

L'étude de la minéralisation aurifère et l'altération associée a été rendue possible grâce à l'observation et l'échantillonnage de carottes de forages, mais également grâce à la collecte d'échantillons dans la fosse. La minéralogie, la chimie des minéralisations et des altérations, ainsi que leur variation, ont été identifiées de manière qualitative et quantitative grâce aux observations macroscopiques et microscopiques et aux analyses lithogéochimiques des roches hôtes, et des analyses chimiques des minéraux silicatés et métalliques.

1.4.2.1 <u>Échantillonnage</u>

L'échantillonnage de carottes de forages des zones minéralisées et de leurs épontes a été réalisé sur six sections choisies, du nord au sud : les sections 7500, 7025, 6175, 6100, 6000, 5775 et 4800 (grille de référence) ont été étudiées afin de déterminer les variations latérales et longitudinales de la minéralisation aurifère et des altérations associées. Afin d'amoindrir l'effet du rubanement irrégulier des FFR mais aussi du caractère hétérogène des roches volcanoclastiques sur la signature géochimique des lithologies, les échantillons recueillis représentent chacun environ une demi-carotte de forage de 5 cm de diamètre et de 20 à 30 cm de longueur. Le sciage, la préparation pour l'analyse, la photographie des échantillons ont été réalisés à l'INRS-ETE.

1.4.2.2 <u>Représentation de la minéralisation</u>

Sur l'ensemble des sections (Annexe E) et sur la carte géologique (Annexe D), la minéralisation est présentée sous la forme de petits carrés indiquant les valeurs en or obtenues des trous de production lors de l'exploitation de la mine. Les tranches de valeurs en or de la mine ont été conservées avec les teneurs en or marginales de 0,5 à 1 g/t (en

gris), les faibles teneurs de 1 à 2 g/t, les hautes teneurs de 2 à 10 g/t et les très hautes teneurs supérieures à 10 g/t. L'information présentée issue des trous de production est restreinte aux zones exploitées du gisement à la fin du mois d'août 2013 c'est-à-dire à la fosse en exploitation en cette date. La continuité des zones minéralisées est interprétée à partir des données de forages et représentée sous la forme de petits carrés jaunes. Ces derniers ne représentent en aucun cas des valeurs en or obtenu des trous de production.

1.4.2.3 **Observations macroscopiques et microscopiques**

Les observations macroscopiques des échantillons et microscopiques des lamesminces ont permis : 1) l'étude pétrographique des lithologies, de leur paragenèses métamorphiques et celles issues de l'activité hydrothermale aurifère, 2) l'identification des éléments structuraux, et 3) de définir la chronologie relative entre les paragenèses et les éléments structuraux.

1.4.2.4 Lithogéochimie

La lithogéochimie a permis d'obtenir la composition de l'échantillon et d'établir la signature de l'altération associée à la minéralisation. Les analyses de roche totale des éléments majeurs, traces et terres rares, ont été effectuées au laboratoire Activation Laboratories Ltd à Ancaster en Ontario. Les méthodes d'analyses et limites de détection sont résumées dans le Tableau 1.1 et l'ensemble des résultats d'analyses est disponible dans une publication libre d'accès (Janvier et al., 2016). Différentes méthodes de traitement des données ont été utilisées ou testées afin de différencier les unités hôtes de la minéralisation, puis de déterminer les gains et les pertes en certains éléments (chapitre 7).

1.4.2.5 Chimie des minéraux silicatés

L'étude de la chimie des minéraux silicatés a été réalisée dans le but de déterminer et/ou dissocier la composition chimique des phases minérales associées à l'empreinte d'altération de la minéralisation de celles attribuables au métamorphisme régional. Les analyses quantitatives ont été réalisées par XRF dispersif grâce à la microsonde électronique Cameca SX-100 couplée à cinq spectromètres automatiques, sous la supervision du Dr. M. Choquette du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval, Québec. Les données brutes de rayons-X ont été converties en pourcentage poids par le programme de correction matricielle Cameca PAP (Pouchou and Pichoir model ; Pouchou et Pichoir, 1984). Une suite de minéraux et composés, synthétiques et naturels, bien caractérisés ont été utilisés pour la calibration. Toutes les phases minérales ont été analysées en utilisant une tension d'accélération de 15 kV, un faisceau d'une intensité de 2nA et d'un diamètre de 5 μ m avec un comptage de 20 secondes. Les résultats d'analyses sont présentés à l'Annexe F.

1.4.2.6 Chimie des minéraux métalliques

La chimie des minéraux métalliques a également permis de déterminer le contenu en éléments métalliques et traces des sulfures du corps minéralisé. La cartographie de sulfures zonés a également été réalisée afin de quantifier l'abondance des éléments majeurs et traces sur la surface analysée et d'établir les processus d'enrichissement et/ou d'appauvrissement et/ou de remobilisation de certains métaux dans les zonalités et/ou fractures du sulfure. Ces analyses ont été effectuées par ablation laser couplée avec un spectromètre de masse sous la supervision du Dr. S. Jackson et de la Dre. Z Yang de la Commission géologique du Canada à Ottawa. La méthode analytique pour l'analyse ponctuelle et la cartographie des sulfures est décrite dans des travaux conjoints au programme TGI4 par Lawley et al. (2015a).

1.4.3 Géochronologie

Différentes méthodes géochronologiques ont été utilisées dans la cadre du projet. La géochronologie isotopique U-Pb sur zircon (réalisée par V. McNicoll : CGC, Ottawa), selon la procédure décrite par McNicoll et al. (2016), a permis d'obtenir l'âge de cristallisation des roches encaissantes du gisement Meadowbank ainsi que celles des successions volcaniques en contact avec les trois autres FFR reconnues dans le secteur de la mine. La géochronologie isotopique Re-Os sur arsénopyrite (réalisée par le Dr. R. Creaser : Université d'Alberta), selon la procédure décrite par Lawley et al. (2015a) a aussi été utilisée afin de mieux contraindre l'âge probable de la minéralisation. La géochronologie isotopique U-Pb sur des inclusions de monazite dans le grenat (réalisée par Vicky McNicoll : CGC, Ottawa), selon la procédure décrite par Berman et al. (2010), a été utilisée pour dater l'âge du métamorphisme. Ces âges ont permis de reconstruire et contraindre la chronologie des événements de déformation et de minéralisation.



Figure 1.1 Localisation géographique de la mine Meadowbank, tiré de Google Maps (2015).



Figure 1.2 Les types de formation de fer et leur environnement de dépôt (traduite de Gross (1980).

	GRADE MÉT			AMORPHIQUE		
	BAS	МС	DYEN	HAU	JT	
DIA	GÉNÈSE	ZONE À	ZONE À GRENAT	ZONE À STAURO TIDE-KYANITE E	D- ZONE À	
Early Late		DIOTTE	UNLINAI	KYANITE	SILLINGAL	
chert ·	→ du	artz	[]			
Fe ₃ O ₄	•H ₂ 0" →	magnetite	1	1	I	
"Fe (OH	i) ₃ "	hematite		1	1	
	greenalite		!	1	1	
	stilpnomelane	•	1	1		
	ferri-a	innite	<u>,</u> – – –	1	1	
1997	taic -	minnesotaite	l	i	i	
	Fe - c	hlorite (ripido	1 lite)	1	1	
	dolor	mite - ankerit	ė	1	1	
	calc	ite	i i		i	
	side	erite - magne	site	l.	constitutione	
	riet	peckite	i		- +	
	19	cummingtonit	te - grunerite (anthophyllite)	- -	
	i i	tren	nolite - ferroad	tinolite (hornblende	e) I	
	1		alma	indine		
	i		i	I orthor	ovroxene	
	1		1			
	I.		1		yioxene	
	!		1		fayalite	

Figure 1.3Stabilité relative des minéraux dans les FFR métamorphisées, en fonction de
l'intensité du métamorphisme (traduite de Klein, 2005).



Figure 1.4 Modèle de déposition des formations de fer dans un bassin en association avec des eaux superficielles et profondes de plateforme carbonatée (traduite de Bekker et al. (2010).



Figure 1.5 Les deux principaux types de gisement d'or contenu dans les FFR (traduite de Kerswill, 1993). A) l'or est restreint aux structures tardives ou aux FFR riches en sulfures au contact de ces structures ; B) l'or est présent dans de fines, mais latéralement continues unités de FFR riches en sulfures, mais également dans les zones d'altération riche en sulfures associées aux structures tardives.



Figure 1.6 Modèles génétiques alternatifs d'un gisement d'or encaissé dans des FFR (Traduite de Phillips et Groves, 1984). A) Modèle syngénétique impliquant un lessivage de l'empilement volcanique par l'eau de mer (Fripp et al. 1976a); B) Modèle syngénétique impliquant un fluide métamorphique (Kerrich et Fryer, 1979); C) modèle épigénétique impliquant un fluide métamorphique (Phillips et Groves, 1984).



Figure 1.7 Section géologique interprétée selon Sherlock et al. (2004) réalisée grâce à la géologie de surface et des carottes de forage (section proche de la section 6175). Les FFR et les roches volcaniques intermédiaires définissent un pli antiforme couché avec un cœur de roche ultramafique. Les lignes pointillées correspondent à la trace de la fabrique SP1. La zone gris foncé correspond à la distribution de l'or (>1 g/t) superposée à la géologie. Le minerai est restreint au flanc inférieur et à la charnière du pli.



Figure 1.8 Vue tridimensionnelle des deux fosses en exploitation (Goose et Portage) de la mine Meadowbank dont la surface est à l'élévation 5140 m (en transparence, carte géologique du niveau 5100 m).

Tableau 1.1Limites de détection (LD) des éléments selon les techniques analytiques des analyses
lithogéochimiques ; (1) ICP-AES - Fusion alcaline, (2) Titrage, (3) Infrarouge, (4)
ICP-MS - Fusion alcaline, (5) ICP-MS - Dilution totale, (6) PGNAA, (7) INAA, (8)
ISE - Fusion alcaline, (9) Absorption atomique ; (10) FIMS, (11) MS-NP. Tiré du site
internet du groupe commercial Actlabs (2015).

Éléments majeurs (1)	LD (%)
SiO ₂	0,01
Al ₂ O ₃	0,01
Fe ₂ O ₃	0,01
FeO	0,01
MgO	0,01
MnO	0,001
CaO	0,01
TiO ₂	0,001
Na₂O	0,01
K ₂ O	0,01
P ₂ O ₅	0,01
PAF	0,01
CO ₂ (3)	0,01
S(3)	0,01

LFSE et HSFE (4)	LD (ppm)	
Ba(1)	3	
Rb	1	
Sr(1)	2	
Cs	0,1	
Li(5)	1	
Ga	1	
Tl	0,05	
Та	0,01	
Nb	0,2	
Hf	0,1	
Zr(1)	4	
Y	0,5	
Th	0,05	
U	0,01	

Métaux précieux et de transition (5)	LD (ppm)
Cr	1
Ni	1
Со	0,5
Sc(1)	1
Mn	2
V(4)	5
Cu	0,5
Pb	2
Zn	0,5
Ag(4)	1
Au(9)	0,02
Hg(10)	0,5

Autres éléments	LD
traces	(ppm)
As(11)	1
Sb(11)	0,02
Ge(4)	0,5
Se(4)	1
Te(11)	0,01

Granitoïdes et Halogènes	LD (ppm)
Bi(4)	0,1
Cd(5)	0,2
ln(5)	0,1
Sn(4)	1
W(4)	0,5
Mo(5)	1
B(6)	1
Be(4)	1
CI(7)	0,01%
F(8)	0,01%

Terres rares(4)	LD (ppm)	Terres rares(4)	LD (ppm)
La	0,05	Tb	0,01
Ce	0,05	Dy	0,01
Pr	0,01	Но	0,01
Nd	0,05	Er	0,01
Sm	0,01	Tm	0,005
Eu	0,005	Yb	0,01
Gd	0,01	Lu	0,02

CHAPITRE 2 : CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

Le gisement Meadowbank est encaissé dans des successions sédimentaires et volcaniques polytectonisées du groupe de Woodburn Lake au sein du craton de Rae de la partie occidentale de la Province géologique du Churchill occidentale (Figure 2.1). Ce chapitre présente un aperçu de la géologie et du contexte lithotectonique du Churchill occidentale et du craton de Rae, puis synthétise les connaissances géologiques de la région du gisement Meadowbank, incluant la stratigraphie, l'évolution tectonométamorphique, et la métallogénie. Il est a noté que plusieurs noms de groupe, de succession de roches volcano-sédimentaires ne sont pas formels et ne sont donc pas annotés par une lettre majuscule.

2.1 Province du Churchill et craton de Rae

La partie occidentale Province du Churchill occidentale s'étend de l'île de Baffin au Nunavut (nord) à la limite de la couverture paléozoïque ouest-canadienne, au sud (Figure 2.1). La province est dominée par des roches néoarchéennes, notamment des orthogneiss et des ceintures de roches vertes métamorphisées à divers degrés et recoupées par des plutons granitiques paléoprotérozoïques (Pehrsson et al., 2013 ; Sanborn-Barrie et al., 2014). La Province du Churchill occidentale est divisée en deux cratons (Hoffman, 1989) : le Rae et le Hearne. Ces deux cratons sont séparés par une suture paléoprotérozoïque (Berman et al., 2007). Le bloc de Chesterfield, au sud de la région à l'étude, forme un petit craton qui aurait été accrété au craton de Rae à la fin du Néoarchéen (Pehrsson et al., 2013).

Le craton de Rae comprend principalement des orthogneiss tonalitiques à granodioritiques et des roches volcano-sédimentaires mésoarchéennes à néoarchéennes faisant partie des ceintures de roches vertes de Woodburn Lake, de Mary River et de Prince Albert (Berman et al, 2005 ; Pehrsson et al., 2013). Ces ceintures de roches vertes s'étendent sur environ 1000 km de longueur et sont caractérisées par des quartzites et des komatiites néoarchéennes qui se seraient mis en place dans un contexte de rift intracratonique enraciné dans un socle mésoarchéen (Pehrsson et al., 2013).

25

Ces ceintures de roches vertes ont été recoupées par de volumineux plutons tonalitiques à granodioritiques de 2,68-2,65 Ga et des plutons monzogranitiques à granitiques de 2,61-2,58 Ga (Ashton, 1988; Davis et Zaleski, 1998; Zaleski et al., 2000; Skulski et al. 2003a ; 2003b ; van Breemen et al., 2005). Le craton de Rae a subi une série d'orogenèses néoarchéennes et paléoprotérozoïques en plus d'être recouvert par les séquences sédimentaires de bassins post-orogéniques protérozoïques, dont celles du groupe de Ketyet River (2,30 - 1,91 Ga) ou des groupes de Wharton et de Baker Lake (1,83 - 1,75 Ga; Rainbird et al., 2010) affleurant dans la région du gisement Meadowbank. Les deux orogenèses archéennes reconnues sont datées à 2,56-2,30 Ga (Arrowsmith) et 2,56-2,50 (MacQuoid ; Berman et al., 2010, 2013 ; Pehrsson, 2011). Les orogenèses protérozoïques comprennent : l'orogenèse Taltson (1,98-1,91 Ga) dans la partie la plus occidentale du craton de Rae (Bostock et al., 1987 ; Bostock et van Breemen, 1994 ; McDonough et al., 2000 ; Ashton et al., 2009) et l'orogenèse Trans-Hudsonienne multiphasée (1,9-1,81 Ga) affectant principalement la partie orientale du craton de Rae. L'orogenèse Trans-Hudsonienne est le résultat de : 1) accrétion du craton de Hearne au craton de Rae vers 1,9 Ga (Berman et al., 2007, 2013) et l'accrétion du microcontinent Meta Incognita-Sugluk vers 1,88-1,865 Ga (St-Onge et al., 2002; Berman et al., 2005; Corrigan et al., 2009; Figure 2.1) et 2) la collision successive du craton de Sask et du craton de la Province du Supérieur sur la partie sud du craton Hearne à 1,84 -1,81 Ga (Berman et al., 2000; Aspler et al., 2002; Davis et al., 2006 et van Breemen et al., 2007). La Province du Churchill occidentale est recoupée par des plutons des suites granitiques de Hudson (1,85-1,81 Ga) et de Nueltin (1,76-1,75 Ga ; Peterson et al., 2002). Ces roches sont recouvertes par les séquences sédimentaires du bassin intracratonique paléomésoprotérozoïque de Thelon formé entre 1,75 Ga et 1,54 Ga (Rainbird et al., 2001 ; Beyer et al., 2010; Chamberlain et al., 2010; Davis et al., 2011).

2.2 Géologie de la région du gisement Meadowbank

2.2.1 Contexte tectono-stratigraphique

Le gisement Meadowbank est encaissé dans les roches supracrustales du groupe de Woodburn Lake qui affleure dans la partie centrale du craton de Rae, entre la rivière Meadowbank, au nord, et le lac de Whitehills, au sud (Figure 2.2). La ceinture de roches vertes Woodburn Lake, comprend le groupe de Woodburn Lake qui incluent des roches néoarchéennes métamorphisées au faciès schiste vert à amphibolite (Figures 2.2 et 2.3; Heywood, 1977; Tella et Heywood, 1983; Taylor, 1985; Ashton, 1988; Fraser, 1988; Tella, 1994 ; Zaleski et al., 1999a ; 1999b ; Zaleski et al., 2000 ; Pehrsson et al., 2013). Le groupe de Woodburn Lake est recoupé et bordé par la suite plutonique de Snow Island exposée sur l'ensemble du craton de Rae (Figures 2.2 et 2.4). Cette suite plutonique comprend des granites calco-alcalins à biotite et hornblende de 2,62-2,59 Ga, des roches plutoniques porphyriques riches en quartz et feldspath à laquelle sont associés des tufs felsiques à cristaux et lapilli (Davis et Zaleski, 1998). Le groupe de Woodburn Lake est recouvert par les roches d'âge paléoprotérozoïque du groupe de Ketyet River. Ce dernier est composé des faciès détritiques interprétés comme le résultat de l'érosion principalement des ceintures de roches vertes avoisinantes (Rainbird et al., 2010; Pehrsson et al., 2013). Le groupe de Ketyet River se compose aussi de quelques roches volcaniques et intrusives mafiques et est recoupé par de nombreux plutons granitiques des suites de Hudson et de Nueltin (Peterson et al., 2002).

2.2.2 Successions volcano-sédimentaires du groupe de Woodburn Lake

Le groupe de Woodburn Lake est subdivisé en cinq successions volcaniques archéennes (As). Les différentes successions du groupe affleurent dans des régions distinctes et les relations stratigraphiques entre ces différentes successions ne sont pas formellement établies et seules les données géochronologiques permettent de positionner ces successions les unes par rapport aux autres dans un cadre stratigraphique (Pehrsson et al., 2013). Basé sur la géochimie (voir chapitre 3 et annexe H), ces successions d'unités volcaniques et sédimentaires se seraient déposée, selon Zaleski et al. (2001), dans un environnement tectonique de formation de type bassin marginal d'arrière arc intracontinental, tandis que Sherlock et al. (2004) suggèrent qu'elles se soient plutôt déposées dans un contexte de marge continentale active.

As 1

À la base du groupe de Woodburn Lake et en discordance faillée sur le socle mésoarchéen, la succession 1 est constituée majoritairement de roches volcaniques mafiques à ultramafiques sous-marines datées à 2736 Ma (Pehrsson et al., 2010 ; Figure 2.3). Les roches de cette succession affleurent du lac Amarulik jusqu'au sud du lac Whitehills (Kerswill et al., 1999 ; Zaleski et al., 2001 ; Figure 2.2).

As 2

Localisée au nord de la rivière Meadowbank, la succession 2 est dominée par des coulées felsiques datées à 2,72 Ga, des roches volcanoclastiques et des komatiites y sont intercalées.

As 3

Localisée dans la région du lac Third Portage et du lac Pipedream, la succession 3 est l'encaissant du gisement d'or Meadowbank (Kerswill et al., 1998 ; 1999 ; Pehrsson et al., 2004 ; Sherlock et al., 2004 ; Figure 2.4). Elle comprend des roches volcaniques ultramafiques, intermédiaires et felsiques datées à 2,71 Ga (Sherlock et al., 2004) ainsi que des niveaux de FFR de type Algoma et des quartzites. Elle comprend également quelques grauwacke et argilites turbiditiques plus jeunes (entre 2,71 et 2.62 Ga). Les roches ultramafiques, formées de komatiites et de basaltes komatiitiques, prennent un aspect massif et sont principalement constituées de talc, d'amphibole et de chlorite. Des caractéristiques primaires telles que des textures à spinifex sont rarement préservées (Annesley, 1990). Des roches massives et grenues riches en amphiboles et avec un peu de talc sont communément observées au contact inférieur de ces unités ultramafiques. Les roches volcaniques intermédiaires, de composition andésitique, constituent la lithologie dominante dans le secteur de la mine Meadowbank (Sherlock et al., 2004 ; Figure 2.4). Cette lithologie est divisée en plusieurs sous-types, incluant un faciès cohérent massif, des coulées ou intrusions subvolcaniques, et divers faciès volcanoclastiques. Le faciès cohérent massif affleure à l'est du secteur de la mine. Cette sous-unité contient des phénocristaux de quartz et de plagioclases dans une matrice à quartz, plagioclase et biotite.

Les FFR affleurent dans le secteur de la mine Meadowbank et incluent les FFR Est, Centrale, Ouest et « Farwest ». Les quatre FFR de ce secteur possèdent toutes les caractéristiques du type Algoma. De ces quatre FFR, seule la FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, contient des concentrations en or économiques (Janvier et al., 2015). Minéralisées ou non, les FFR du secteur de la mine Meadowbank sont formées de bandes à magnétite qui alternent avec des bandes de chert ± grunérite d'une épaisseur variant généralement entre 0,2 et 5 cm. Elles forment des niveaux d'une épaisseur maximale d'une quarantaine de mètres. Le quartzite affleure dans la portion Ouest du secteur de la mine Meadowbank. Elle comprend une alternance de lits centimétriques séparés par de la muscovite et de l'épidote qui définissent également la foliation principale. La partie inférieure de cette unité comprend un niveau conglomératique de 1 à 10 m de puissance qui est constitué de fragments étirés de quartzite, de fragments grisâtres siliceux ou riches en fuchsite ainsi que quelques fragments de roches volcaniques et de FFR.

As 4

La succession 4, localisée au sud-est de la rivière Meadowbank, forme la ceinture de Wading Lake. Cette succession est dominée par des roches mafiques intercalées avec de minces intervalles de tufs felsiques cherteux et de formations de fer.

As 5

Déposé approximativement entre 2,68 Ga et 1,83 Ga, le grauwacke d'Amarulik constitue la succession la plus jeune du groupe de Woodburn Lake. En discordance avec la succession 3, il s'agit principalement des grauwacke à quartz-feldspath, des pélites et de quelques niveaux de formations de fer (Pehrsson et al., 2010 ; Figures 2.3 et 2.4).

2.2.3 Successions volcano-sédimentaires du groupe de Ketyet River

Le groupe de Ketyet River est subdivisé en quatre successions protérozoïques (Ps ; Figure 2.3; Rainbird et al., 2010).

Ps 1

La succession paléoprotérozoïque 1, à la base du groupe de Ketyet River, est composée de grauwacke et pélites fluvio-marines, et de conglomérats polygéniques et oligomictiques à galets de quartzite. Son âge maximum est de 2,62 Ga, provenant d'un galet de granite du conglomérat de base (Pehrsson et al., 2010). Sur la base de corrélations régionales, entre autres avec le Groupe de Hurwitz, Rainbird et al. 2010 assignent un âge de déposition de 2,3-2,1 Ga pour la base du groupe de Ketyet River.

Ps 2

La succession paléoprotérozoïque 2 comprend principalement d'épaisses coulées de basaltes continentaux intercalées avec des niveaux de grauwacke plus riches en quartz et feldspath que ceux de la succession paléoprotérozoïque 1. Le socle sous-jacent est recoupé par les dykes de Tulamelu/MacQuoid de 2,19 Ga et par le réseau de dykes de diabase de Schultz daté à 2,15 Ga qui ont pu constituer les conduits nourriciers des coulées sus-jacentes (Hadlari et al., 2004 ; Rainbird et al., 2010).

Ps 3

La succession paléoprotérozoïque 3 comprend principalement des unités clastiques marines de faible profondeur incluant des grauwackes feldspathiques à ciment carbonaté, des argilites riches en sulfures et des conglomérats.

Ps 4

La succession paléoprotérozoïque 4, qui repose en discordance d'érosion sur les séquences sous-jacentes, est dominée par des roches clastiques incluant des conglomérats polygéniques contenant des clastes de quartzite. Cette séquence est interprétée comme des flyschs et des molasses syn-tectoniques (Zaleski et al., 2000 ; Pehrsson et al., 2002), déposés entre 1,91 Ga et 1,83 Ga (Rainbird et al., 2010) lors de l'orogenèse Trans-Hudsonienne (Corrigan et al., 2009).

2.2.4 Cadre tectonique et principaux éléments structuraux

Intégrant l'architecture stratigraphique révisée par Rainbird et al. (2010) et les travaux de cartographie régionale (Ashton, 1988 ; Zaleski et al. 1999a ; 1999b ; Pehrsson et al., 2004 ; Sherlock et al., 2004), Pehrsson et al. (2013) documentent sept phases distinctes de déformation enregistrées par les unités des groupes de Woodburn Lake et Ketyet River dans la région délimitée par la Rivière Meadowbank et le lac Whitehills

(Figure 2.2). Deux phases sont archéennes et sont uniquement développées dans le groupe de Woodburn Lake. Cinq phases sont paléoprotérozoïques et associées à l'orogenèse Trans-Hudsonienne. Dans les paragraphes suivants, les lettres « A » et « P » sont utilisées pour différencier les phases de déformation archéennes et paléoprotérozoïques, respectivement. La description, l'âge et les relations entre les phases de déformation et les successions volcano-sédimentaires et phases intrusives de la partie centrale du craton de Rae sont résumées ci-dessous et dans le tableau 2.1.

D_{A1}

La phase D_{A1} est définie par une foliation ancienne préservée dans des clastes de roches volcanoclastiques remaniées de la succession As3 du groupe de Woodburn Lake (Pehrsson et al., 2013).

D_{A2}

La phase D_{A2} , localement mieux préservée, s'exprime par une schistosité S_{A2} de plan axial à des plis isoclinaux méso- et microscopiques dans les unités des successions As 2 et As 4 du groupe de Woodburn Lake. Une foliation présente dans des clastes des conglomérats de base du groupe de Ketyet River est aussi interprétée comme étant associée à un second épisode de déformation archéenne (Pehrsson et al., 2013). Ces fabriques sont fortement transposées dans les structures D_{P1} . L'âge exact, l'importance et l'origine des fabriques archéennes ne sont pas bien documentées.

D_{P1}

La première déformation régionale paléoprotérozoïque est représentée par des plis isoclinaux mésoscopiques comportant des axes généralement de faibles plongées à orientations variables, car replissés par les phases de déformation ultérieures (McEwan, 2012). Les données régionales provenant de zones moins déformées indiquent une vergence globale de ces plis vers le S-SO (p.ex. : secteur de Farside Lake) ou SE (p.ex. : secteur de Quoich River ; Pehrsson et al., 2013). Dans cette zone moins déformée, ces plis isoclinaux sont déversés à couchés et associés à une schistosité S_{P1} de faible pendage formant communément la fabrique dominante, définie soit par une schistosité pénétrative, un clivage ou simplement par des clastes aplatis dans les roches supracrustales. La fabrique S_{P1} peut être crénulée ou fortement reprise par la fabrique S_{P2} formant ainsi une schistosité composite S_{P1-2} . La déformation D_{P1} est plus jeune que 1,93 Ga, l'âge maximum de la séquence paléoprotérozoïque Ps 3 du groupe de Ketyet River (Rainbird et al., 2010) qui est affectée par D_{P1} . Cette séquence Ps 3 est recoupée par un dyke de granite daté à 1835 \pm 1 Ma exempt de la fabrique S_{P1} (Roddick et al., 1992) et donne l'âge minimum de la déformation D_{P1} . Ces fabriques associées à D_{P1} ne sont pas observées dans la séquence paléoprotérozoïque Ps 4 du groupe de Ketyet River.

D_{P2}

La phase D_{P2} consiste en des plis serrés à isoclinaux d'échelles variées, mais d'amplitude généralement plus grande que celle des plis PP1. Les plis PP2 mégascopiques ont une forte influence sur le style structural régional, comme l'illustre le niveau de formation fer plissé dans le wacke d'Amarulik au SSO de Meadowbank (Figure 2.4). Ces plis ont des axes à faible plongée (10-40°) à direction bimodale, NE ou SO, causée par l'orientation des fabriques antérieures et les phases de plissement superposées. La vergence régionale des plis P_{P2} est interprétée vers le NO, compatible avec l'attitude principale de la fabrique SP2, une schistosité qui est inclinée de 40-60° vers le SE. Une linéation minérale (L_{P2}) ou de crénulation (L_{SP1-2}) est fréquemment développée parallèle aux axes de plis P_{P2}. Des failles de chevauchement majeures sont présentes le long de la rivière Meadowbank, au nord du lac Whitehills ainsi qu'au nord du lac Third Portage où la faille Portage juxtapose, sur 10 km, des roches archéennes du groupe de Woodburn Lake sur les unités paléoprotérozoïques du groupe de Ketyet River (Figures 2.2 et 2.4). Dans le secteur de la mine Meadowbank, le grain structural DP2 régional habituellement orienté NE-SO est orienté N-S. Cette réorientation est possiblement influencée par la mise en place des batholithes granitiques à 2,6 Ga créant cette forme en entonnoir (Armitage et al., 1996). La déformation D_{P2} est plus jeune que 1,91 Ga, l'âge maximum de dépôt de la séquence paléoprotérozoïque Ps 4 qui est affectée par la fabrique S_{P2} (Rainbird et al., 2010). Tout comme la déformation D_{P1} , la déformation D_{P2} a un âge minimum de 1835 ± 1 Ma, âge du dyke de granite daté par Roddick et al. (1992) qui recoupe également la séquence paléoprotérozoïque Ps 4.

 D_{P3}

Les structures de la troisième phase de déformation consistent en des plis en chevron, ouverts à fermés, généralement mésoscopiques et parfois mégascopiques. Ces plis ont une vergence vers le SE avec une surface axiale qui est inclinée faiblement à modérément vers le NO (<40°) et une plongée très faible, presque subhorizontale, d'orientation globale SO-NE. La fabrique SP3 de plan axial définit un clivage de crénulation affectant la schistosité composite S_{P1-2}. Les structures D_{P3} sont surtout reconnues au sud de la région, du sud du lac Pipedream jusqu'au lac Amarulik-Whitehills, où elles forment parfois des plis mégascopiques (Figure 2.2). Dans la région de la mine Meadowbank, les plis P_{P3} sont communs et ont une forte influence sur le pendage de la schistosité S_{P1-2}. À l'est du lac Whitehills, les structures D_{P3} affectent des intrusions syénomonzodioritiques qui sont corrélées avec les intrusions de MacQuoid Lake datées à 1.84 Ga (Sandeman et al., 2000; Pehrsson et al., 2013), suggérant que la phase de déformation D_{P3} est plus jeune que 1,84 Ga. Un âge minimum est donné par une datation isotopique ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Villeneuve et Kjarsgaard, donnée non publiée et citée dans Pehrsson et al., 2013) de 1790±12 Ma et une datation isotopique K-Ar (citée dans Armitage et al., 1996) de 1791±32 Ma de porphyroblastes de biotite M_{P3} d'échantillons recueillis dans la région du gisement Meadowbank.

D_{P4}

Les structures antérieures sont déformées par une série de plis P_{P4} d'échelle régionale. Ces plis mégascopiques ont une très faible plongée bimodale, vers le SO ou le NE, et une surface axiale à pendage variant de fort à subvertical (>60°). À l'échelle de l'affleurement, les plis D_{P4} sont droits, ouverts à serrés (Figures 2.2 et 2.4). Les plis P_{P4} déforment les granites de la suite de Hudson de 1,83 à 1,81 Ga ainsi que les intrusions syéno-monzodioritiques corrélées avec celles de MacQuoid Lake datées à 1,84 Ga (Sandeman et al., 2000). Aucune structure D_{P4} n'affecte les dykes de diabase de 1,75 Ga et les roches sédimentaires du bassin de Thelon (Pehrsson et al., 2013). Ainsi l'âge de la déformation D_{P4} est compris entre 1,84 Ga et 1,75 Ga. La dernière phase de déformation (D_{P5}) consiste en des zones de cisaillement extensionnel, fragiles-ductiles de direction globale ENE-OSO. Ces dernières sont communes au nord de la rivière Meadowbank et au sud du lac Amarulik (Figure 2.2).

2.2.5 Métamorphisme

La région du gisement Meadowbank préserve les évidences de trois événements métamorphiques distincts M_{P1}, M_{P2} et M_{P3} associés aux trois des phases de déformation protérozoïques D_{P1}, D_{P2} et D_{P3}.

M_{P1}

Le premier épisode de métamorphisme M_{P1} , moins bien contraint, est associé au développement d'une paragenèse au faciès schiste vert inférieur à moyen définissant la fabrique S_{P1} (Sherlock et al., 2004 ; Pehrsson et al., 2013). Le métamorphisme M_{P1} , dont les conditions de pression et de température ne sont pas documentées est antérieur aux structures associées à D_{P2} mais plus jeune que les batholites granitiques de la région dont l'âge varie entre 2,62 et 2,59 Ga.

M_{P2}

Dans le secteur au nord du gisement Meadowbank, le métamorphisme régional M_{P2} varie du faciès schiste vert inférieur à amphibolite supérieur. Dans la région du lac Farside comme le démontre la présence de muscovite, de chlorite, d'albite et de calcite dans les roches volcaniques, les roches supracrustales sont affectées par un métamorphisme au faciès schiste vert, qui augmente vers le nord au faciès amphibolite moyen avec la cristallisation de grenat, de staurotide et de biotite dans les pélites. Au nord de Meadowbank River, le métamorphisme culmine au faciès amphibolite supérieur avec l'apparition de feldspath potassique (orthose) et de sillimanite dans les semi-pélites (L'Heureux, 2003 ; Zaleski et Pehrsson, 2005 ; Figure 2.2).

Le gisement Meadowbank se trouve dans un secteur marquant la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite. Dans la partie nord du gisement, le métamorphisme M_{P2} est caractérisé par des assemblages au faciès schiste vert tels que la chlorite, la muscovite, la biotite, le chloritoïde et le disthène définissant ou étant enveloppés par la S_{P2} dans les roches métasédimentaires (Ashton, 1988 ; Armitage, 1992 ; Zaleski et al., 1999a ; L'Heureux, 2003; Pehrsson et al., 2004). Dans ces mêmes unités, mais dans la partie sud du gisement, les porphyroblastes de staurotide, d'andalousite et de grenat sont à la fois enveloppés et se superposent à la fabrique S_{P2}, suggérant une évolution du métamorphisme vers le faciès amphibolite avec un pic thermique tardif par rapport à la déformation D_{P2} (Pehrsson et al., 2013). La zone de transition des faciès, illustrée par les isogrades de paragenèses métamorphiques des schistes verts inférieur au nord à celui des amphibolites au sud, correspond donc à la position du gisement Meadowbank (Figure 2.5; Armitage, 1992; L'Heureux, 2003; Pehrsson et al., 2004). Les isogrades M_{P2} recoupent à fort angle le grain structural D_{P2} tel qu'illustré à la figure 2.4. Pehrsson et al. (2013) expliquent ce recoupement par une possible relaxation thermique tardi- à post-D_{P2} (Sherlock et al., 2004 ; Pehrsson et al., 2013). Dans la partie nord du secteur de la mine, les conditions P-T de la zone au faciès schiste vert moyen sont interprétées à environ 400 °C et un minimum de pression de 0,27 Gpa par la présence de disthène dans les quartzites et de grunérite-chlorite dans les formations de fer (Sherlock et al., 2004). La présence d'andalousite dans les roches pélitiques et l'absence de chlorite au profit de la biotite et des amphiboles dans les roches mafiques du secteur sud de la mine indiquent des conditions P-T minimales de 550 °C et 0,31 Gpa (Armitage, 1992). L'assemblage olivine (local)-talc ± trémolite dans les roches ultramafiques et la plage maximum de stabilité de l'assemblage disthène-chloritoïde, environ à 550 °C, sont compatibles avec les estimations des conditions P-T précédentes (Sherlock et al., 2004). À la fosse Goose (partie sud du gisement), les données quantitatives thermobarométriques sur la paire grenat-biotite dans la FFR indiquent des conditions au faciès amphibolite avec une pression-température allant respectivement de 0,28 Gpa et 570 °C à 0,5 GPa et 540 °C (Pehrsson et al., 2013), également en accord avec les estimations P-T précédentes (Miller, 1997). Enfin, les reliques de staurotide dans des roches semipélitiques dans la zone du faciès amphibolite suggèrent un chemin prograde à travers le champ de stabilité de l'assemblage grenat-staurotide suivi par une décompression dans les champs de l'andalousite (L'Heureux, 2003).

MP3

Le métamorphisme M_{P3} est caractérisé par des phases minérales néoformées dans le clivage S_{P3} telles que la biotite porphyroblastique, la chlorite, le grenat, et la cummingtonite. Ces porphyroblastes ont une distribution très éparse et suggèrent des conditions métamorphiques au faciès schiste vert inférieur à moyen (Pehrsson et al., 2013). Des conditions P-T maximales de 450 C et 0,3 Gpa ont été estimées grâce aux assemblages grenat-chlorite et grenat-biotite (Armitage, 1992). Sherlock et al. (2004) indiquent que le métamorphisme M_{P3} est reconnu régionalement et ils l'interprètent comme un métamorphisme de contact post-minéralisation relié aux intrusions paléoprotérozoïques.

2.2.6 Métallogénie de la région du gisement Meadowbank

Un grand éventail d'indices minéralisés est présent dans la région d'étude, notamment des sulfures massifs, des veines polymétalliques, des veines aurifères, des formations de fer sulfurées parfois riches en or (Figure 2.6; Kerswill et al., 1998). Plusieurs de ces découvertes ont été réalisées au cours des dernières décennies, incluant le gisement Meadowbank (anciennement gisement Third Portage découvert en 1987 par les compagnies associées Asamera Minerals et Comaplex Minerals), ce qui a engendré plusieurs campagnes d'exploration (p.ex.: Wollex Exploration, Asamera Minerals, Comaplex Minerals, Lucky Eagle et Cumberland Resources Ltd.), et la réalisation de quelques études scientifiques (p.ex. : Armitage et al., 1996; Kjarsgaard et al., 1997; Kerswill et al., 1998; Greiner, 2003). Plusieurs de ces indices ont été la cible d'un grand programme d'exploration mené par Mines Agnico Eagle Ltée entre 2007 et 2013. Leurs travaux ont permis de confirmer le potentiel minéral de la région et d'identifier deux couloirs minéralisés orientés nord-est, subparallèles au grain structural régional de la déformation D_{P2}. Le couloir nord s'étend du lac Zing au lac Hippo et le couloir sud, du lac Third Portage à l'indice aurifère Ron (Figure 2.6). Ces couloirs comprennent trois grands types de minéralisation, dont : 1) des indices aurifères pauvres en métaux de base ; 2) des indices de métaux de base pauvres en or contenant du cuivre et/ou zinc et/ou plomb et/ou nickel; et 3) des veines polymétalliques contenant des teneurs significatives d'or, plomb et/ou zinc. Plusieurs de ces indices ont été répertoriés et décrits dans Kerswill et al. (1998),

alors que plusieurs ont été mis au jour par Cumberland Resources et Mines Agnico Eagle dans le cadre de leurs travaux de prospection.

2.2.6.1 Indices aurifères pauvres en métaux de base

Ces indices aurifères sont communs et consistent majoritairement en des veines ou des formations de fer sulfurées bien que des minéralisations de style dissémination de pyrite dans des couloirs de forte déformation représentent également un style de minéralisation important dans la région (p.ex. : Vault ; Dupuis et al., 2014) (Figure 2.6). Les veines aurifères de même que les disséminations de sulfures montrent un fort contrôle structural et sont encaissées dans différents types de lithologies incluant les roches volcaniques mafiques, les roches volcaniques intermédiaires à felsiques ainsi que la FFR. Bien que la minéralisation en or dans les formations de fer sulfurées (p.ex. : gisement Meadowbank et indices Herb Lake et Moraine Lake) ait été interprétée comme étant reliée à la sulfuration synsédimentaire/diagénétique des FFR à faible profondeur (Kerswill et al., 1998), un fort contrôle structural caractérise ces gîtes d'or, suggérant un rôle prédominant de la déformation dans la genèse de ces gîtes (p.ex. : Sherlock et al., 2004). De nombreux autres types de formations de fer sulfurées ont été identifiés principalement dans la région du lac Pipedream (Kjarsgaard et al., 1997; Figure 2.6). Ils incluent : 1) des formations de fer à chert dominant riches en pyrrhotite associée spatialement aux lits riches en silicates de fer; 2) des formations de fer riches en pyrrhotite qui coexiste avec la magnétite; 3) des formations de fer à chert dominant riches en pyrite qui remplace la magnétite à proximité de veines de quartz parallèles et discordantes au litage et/ou le long de lits de chert; 4) des niveaux finement laminés et finement grenus riches en pyrite (communément appelés « exhalites »), généralement latéralement continus.

2.2.6.2 Indices de métaux de base et veines polymétalliques

Les indices de métaux de base sont plus nombreux dans la région du lac Pipedream et incluent les sulfures massifs de pyrrhotite pauvres en or associés à des roches volcaniques (Kjarsgaard et al., 1997 ; Figure 2.6). Cette pyrrhotite massive est généralement stratiforme et interlitée dans les roches volcaniques komatiitiques et felsiques. Les veines polymétalliques, quoique de nature restreinte, sont distribuées sur l'ensemble de la région du gisement Meadowbank comme les indices Sheba, Horace, Tern Lake, Criket (aujourd'hui gisement Vault), Wally et Long Root (Kerswill et al., 1998 ; Figure 2.6) et peuvent se superposer aux autres styles de minéralisation décrits précédemment. Quelques-unes de ces veines sont aussi présentes à la mine Meadowbank (discuté dans le chapitre minéralisation). Elles sont principalement développées dans des roches volcaniques felsiques et dans des roches intrusives à quartz-feldspath. La molybdénite est présente aux indices Ron et Sheba (Kerswill et al., 1998). L'indice Horace représente une large zone silicifiée longue de 50 m et fortement déformée. Cette zone est riche en pyrite \pm galène, chalcopyrite et fluorite parallèle à la foliation.

2.2.6.3 Chronologie de la minéralisation

Pehrsson et al. (2004) discutent de la chronologie relative de mise en place des minéralisations dans le secteur de la mine Meadowbank. Plusieurs styles de minéralisation sont regroupés selon les relations de recoupement avec les phases de déformation majeures. La minéralisation serait : 1) précoce ou contemporaine à la phase de déformation D_{P2}, 2) contemporaine à D_{P2} et 3) contemporaine à la phase de déformation D_{P4}. La minéralisation précoce à contemporaine à la phase de déformation D_{P2} est concentrée dans une fabrique S_{P1}-S_{P2} et comprend principalement de la pyrrhotite, parfois de la pyrite et rarement de l'arsénopyrite avec des teneurs variables en or. La minéralisation est également observée à proximité de veines de quartz déformées par la déformation D_{P1} ou D_{P2} ou des veines qui recoupent la S_{P1} et qui sont affectées par D_{P2} . Toujours selon Pehrsson et al. (2004), la minéralisation contemporaine à la déformation D_{P2} se caractérise par de la pyrrhotite \pm pyrite secondaire et l'or qui se localise dans des zones de déformation fragile-ductile parallèle à S_{P2} qui recoupent des lits de magnétite et de sulfures primaires (voir aussi Armitage et al., 1996). Régionalement, la minéralisation contemporaine à D_{P2} se caractérise aussi par un peu de pyrrhotite et pyrite concentrées dans la fabrique S_{P2} associée à des plis mésoscopiques P_{P2} dans la FFR et dans les roches volcanoclastiques. La minéralisation contemporaine à D_{P4} est constituée principalement de pyrite et pyrrhotite grossière associée à des veines de quartz-carbonate stériles en or et de plan axial à des plis P_{P4} (Pehrsson et al., 2004). La nature et l'origine des minéralisations aurifères à la mine Meadowbank, de même que les divers éléments ayant influencé la métallogenèse dans ce secteur, sont discutées en détail dans les chapitres suivants.



Figure 2.1Géologie simplifiée de la partie nord du Bouclier canadien (modifiée d'après Berman
et al., 2005 ; Pehrsson et al., 2013). La région de la mine Meadowbank est localisée
(encadré en noir) ainsi que trois autres gîtes d'or encaissés dans des FFR (Three
Bluffs, Meliadine et Musselwhite) sont également localisés. Ceintures de roches vertes
et bassins : Wg : Ceinture de Woodburn Lake ; Cbb : Ceinture de Committee Bay ;
Pb : Ceinture de Prince Albert ; Pg : Group de Penrhyn ; Amg : Groupe de Amer ;
Plg : Groupe de Piling. Crustal blocks : HP : bloc de Hall Péninsule ; MI :
microcontinent Meta Incognito ; Slug : domaine de Su Gluck ; Cb : bloc de
Chesterfield ; QM : Queens Maud.



Figure 2.2 Géologie et principaux éléments structuraux de la ceinture de roches vertes Woodburn Lake (modifiée de Zaleski et al., 1999a ; 1999b ; 2003 ; Pehrsson et al., 2013). Abréviations : UL, lac Ukulik ; AL, lac Amarulik ; FL, lac Farside ; TL, lac Tehek ; TPL, lac Third Portage ; PL, lac Pipedream ; HWHt, chevauchement Halfway Hills ; WHt, chevauchement Whitehills.


* Quartzite documented on NE shore of Pipedream Lake has fuchsitic clasts including komatiite. Also documented in drilling :

Figure 2.3 Séquence stratigraphique de la ceinture de roches vertes Woodburn Lake (tirée de Rainbird et al., 2010 ; Pehrsson et al., 2010). Acronymes : As, succession volcanosédimentaire archéenne ; Ps, succession volcano-sédimentaire protérozoïque.



Figure 2.4 Géologie et principaux éléments structuraux du secteur de la mine Meadowbank (tirée de Pehrsson et al., 2004, 2013)

Groupe		Unité	Âge	Déformation	
	Contact intrusif	Dykes de diabase	ca. 1,7 Ga		
	Contact intrusif	Dykes mafiques MacRae	1,758 Ga		
Course de Wilconter	Contact intrusif	Intrusions subvolcaniques de Nueltin	1,760 Ga		
Groupe de wharton	Discordance	Grès et roches volcaniques bimodales subaériennes	1,758 Ga		
				D _{P5}	Orientation loca
				D_{P4}	Plis droits orientés
			ca. 1,79 and 1,80 Ga Ar-Ar bt, K-Ar ages		
				D _{n2}	Suc
Groupe de Baker Lake				Dry	М
Groupe de Duker Luke	Contact intrusif	Suite Granitique de Hudson	1,83-1,81 Ga		
	Contact intrusif	Intrusion ultrapotassique subvolcanique de Martel	1,83 Ga		
	Discordance	Roches volcaniques ultrapotassiques et grès	1,84-1,835 Ga		
				D _{P2}	Plis o M _{P2} : méta
	Discordance	Succession protérozoïque 4	max déposition 1,91 Ga ¹		
				D_{P1}	Plis isoclinaux, schistosité, fa M1
groupe de Ketyet River		Succession protérozoïque 3	max déposition 1,93 Ga ¹		
	Discordance	Succession protérozoïque 2	max déposition 2,16 Ga ¹		
	Discordance	Succession protérozoïque 1	Déposition ca. 2,3 Ga ¹		
Suite de Snow Island		Débris de quartz-feldspath, tufs cristallins et grès	2,63-2,61 Ga ²		
	Contact intrusif	Monzogranite, granodiorite de Tern	2,63-2,61 Ga ²		
				D _{A2} :	plis is
	Discordance parallèle	Succession archéenne 5: Amarulik wackes	max. déposition 2,68 Ga ²		
groupe de Woodburn		Succession archéenne 4: North Meadowbank River	non-datée		
Lake		Succession archéenne 3: Pipedream-Third Portage	$2,71 \pm 3 \text{ Ma}^3$		
		Succession archéenne 2: North Meadowbank River	ca. 2,72 Ga ²		
		Succession archéenne 1: HalfWayHills	ca. 2,74 Ga ²		

Tableau 2.1 Chronologie des événements de déformation paléoprotérozoïques et des événements intrusifs affectant le craton de Rae dont les groupes de Woodburn Lake et Ketyet River (traduit de Pehrsson et al., 2013) ; *1 Rainbird et al., (2010) ; *2 Davis (données non publiées) et Zaleski et al., (2001) ; *3 Davis et Zaleski (1998) et Sherlock et al. (2004).

ale ENE, failles normales inclinées vers le S NNE et NO, clivage de crénulation, kink bands

ccession de plis de vergence SE ; I_{P3} : métamorphisme rétrograde

de vergence NO et faille inverse ;

amorphisme régional de faible pression

(schiste vert à amphibolite)

tilles chevauchantes ; M1b : métamorphisme schistes verts la : faible grade métamorphique

oclinaux à l'affleurement, inclinés.



Figure 2.5 Localisation des isogrades des faciès métamorphiques M_{P2} et des paragenèses M_{P3} (modifiée de Pehrsson et al., 2004).



Figure 2.6 Carte de localisation des indices minéralisés et gisements de la région du gisement Meadowbank (modifiée et tirée de Kerswill et al., 1998). Les indices de type FFR riches en or comme le gisement Meadowbank ont été localisés et encadrés en rouge. Cette carte ne comprend pas les nombreux nouveaux indices aurifères (données confidentielles) découverts lors des campagnes d'explorations réalisée par Mines Agnico Eagle Ltée qui confirment la présence de deux grands couloirs minéralisés nord et sud orientés nord-est.

CHAPITRE 3 : CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES UNITÉS HÔTES DU GISEMENT MEADOWBANK

3.1 Introduction

Tel qu'énoncé dans le chapitre 2, les lithologies hôtes du gisement Meadowbank appartiennent à la succession archéenne As 3 de Pipedream-Third Portage du groupe de Woodburn Lake et sont fortement déformées, altérées et métamorphisées. De l'est vers l'ouest, on retrouve: 1) deux unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires 1a et 1c, 2) la FFR interstratifiée et/ou en contact de faille avec deux unités volcanoclastiques intermédiaires 2a et 2c et une unité volcanoclastique felsique 3, 3) une unité volcanique mafique 4 et quatre unités mafiques à ultramafiques 5a,5b,5c,5d, 4) un quartzite avec des filons/couches mafiques (unité 6) et mafiques à intermédiaires (unité 7), et 5) une unité mafiques à intermédiaires 1b (Figure 3.1). Les observations de terrain, l'étude pétrographique et la lithogéochimie ont permis une meilleure caractérisation et identification des unités lithologiques. Afin de maximiser la taille des figures dans le texte, une légende générale commune à la carte, aux sections et aux diagrammes géochimiques est présentée dans la figure 3.1.

Ce chapitre est consacré à la description pétrographique, texturale et géochimique de chacune des unités encaissantes du gisement Meadowbank. Ces dernières sont décrites en fonction de leurs caractéristiques primaires dans la mesure du possible. En raison d'une évolution du métamorphisme du nord au sud, du faciès schiste vert moyen (nord) au faciès amphibolite (sud), les descriptions présentées ici sont essentiellement basées sur les observations faites sur les roches de la partie nord du gisement, bien que la distribution des unités dans la partie sud soit confirmée par la cartographie et par les corrélations géochimiques. Comme précisé dans le chapitre 2, étant donné que la stratigraphie de la succession 3 de Pipedream-Third Portage n'est pas établie de façon formelle et que la base et le sommet de cette succession ne sont pas connus à cause d'une déformation complexe, les unités volcaniques et volcanoclastiques sont d'abord présentées individuellement de l'est vers l'ouest sur la section 7025 (Figure 3.1; les unités sont très souvent répétées par des failles ainsi leur ordre d'apparition peut varier selon les sections observées), puis

comparées entre elles principalement à l'aide de diagrammes multi-éléments étendus. Il est à noter que les échantillons les moins altérés ont été sélectionnés avec soin sur la base de concentrations faibles en CO₂ (<0,5%), S (<0,2%), perte au feu (LOI <1,65%) et de concentrations « normales » de Na₂O et CaO (Le Bas et al., 1986). La FFR, unité hôte principale du gisement Meadowbank, est traitée séparément.

Les caractéristiques des unités, telles que : 1) le degré d'altération, 2) la composition chimique et modale, 3) le faciès volcanique, et 4) l'épaisseur, sont résumées dans le tableau 3.1. Lorsque possible, certains minéraux sont distingués du groupe auquel ils appartiennent, comme calcite pour le groupe carbonate ou albite pour le groupe des plagioclases. Les contrastes de texture et de couleur observés sur le terrain permettent de reconnaître plutôt aisément les grandes unités : le quartzite incluant les roches volcaniques interstratifiées et/ou intercalées (S1; nomenclature de la mine), la FFR (IF), les roches volcaniques ultramafiques (V4a), les roches volcaniques mafiques (V3), les roches volcaniques mafiques à intermédiaires (V9i) et les roches volcaniques plus intermédiaires Cependant, le manque de contraste entre les différentes (V9a). unités volcaniques/volcanoclastiques intermédiaires rend plus difficile l'identification de ces unités sur le terrain. C'est pourquoi l'utilisation de la lithogéochimie s'est avérée indispensable et complémentaire pour reconnaître certaines unités et apporter du détail, et ainsi permettre une cartographie plus précise et une compréhension améliorée de la géométrie du gisement Meadowbank.

Unités volcaniques

La composition géochimique des unités volcaniques faiblement altérées (tableau 3.2) correspond à celle des protolithes précurseurs utilisés dans de l'étude de l'altération (Chapitre 7). Comme mentionné précédemment, les unités encaissantes du gisement Meadowbank sont affectées par une forte altération hydrothermale (parfois subtile visuellement) et le caractère volcano-sédimentaire à sédimentaire de certaines de unités encaissantes induit le développement d'une hétérogénéité géochimique au sein même de certaines unités, induisant souvent un étalement des données dans les diagrammes utilisés. L'utilisation de rapports d'éléments et oxydes considérés comme peu mobiles lors de l'activité hydrothermale comme le Zr, le TiO₂ et l'Al₂O₃ a été utile pour différencier

objectivement et précisément les différentes unités et pour pallier au problème de fermeture de 100% des analyses lithogéochimiques (Gifkins et al., 2005). Néanmoins, l'utilisation d'une gamme d'éléments normalisée à la chondrite C1 (Th, Nb, Ta, Y et terres rares ; McDonough et Sun, 1995) dans un diagramme multi-éléments étendu s'est révélée la meilleure méthode pour distinguer les différentes unités.

FFR

La composition géochimique des échantillons de FFR les moins altérés est présentée dans le tableau 3.3. Les variations d'épaisseur et de composition du rubanement primaire de la FFR rendent leur caractérisation géochimique très complexe. La teneur des éléments varie principalement selon les proportions de lits de chert, de magnétite ou de composante détritique dans lesquels certains éléments sont concentrés. Ceci explique qu'aucune sous-unité de FFR n'a pu être discernée de façon objective. Des diagrammes des terres rares normalisées à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) et d'autres normalisés au MUQ (Mud de Queensland ; Kamber et al., 2005) ont été également utilisés pour la caractérisation géochimique de la FFR. L'analyse lithogéochimique séparée des fractions de chert et de magnétite n'a été possible que sur un échantillon peu déformé, peu altéré et caractérisé par des lits de chert et magnétite assez épais pour permettre leur séparation physique.

3.2 Pétrographie et géochimie des unités principales

3.2.1 Unité 1a : volcanoclastite mafique à intermédiaire

La première unité rencontrée à l'est du gisement est l'unité 1a qui correspond à une roche volcanoclastique massive d'une épaisseur qui varie de quelques mètres à une centaine de mètres (p.ex. : fosse Goose, section 4800, Annexes C et E). Elle forme l'éponte structurale inférieure du corps minéralisé du gisement. L'unité 1a correspond à un tuf à cristaux fins à moyens, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.2). L'unité montre des variations granulométriques et minéralogiques et un caractère parfois laminé. La schistosité principale S2A (cf. chapitre 4 pour la nomenclature) apparaît généralement moins marquée dans cette unité qui est compétente et qui contient, comparativement aux autres unités, relativement peu de phyllosilicates. Elle se compose de cristaux angulaires d'albite et de quartz dans une matrice fine à albite, quartz et biotite (Figure 3.3).

L'unité 1a présente une composition mafique à intermédiaire de type andésite basaltique (Figure 3.4) ou andésite à dacite (Figure 3.5) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) et une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle est caractérisée par des rapports Zr/TiO₂ variant entre 140 et 280, Al₂O₃/TiO₂ entre 18 et 27 (Figure 3.7) et Th/TiO₂ variant entre 11 et 22 (Figure 3.8).

3.2.2 Unités 2a et 2b : volcanoclastite intermédiaire

Les unités 2a et 2b sont pétrographiquement similaires, mais peuvent être distinguées par leur signature géochimique. Elles correspondent à une roche volcanoclastique massive. L'unité 2a atteint une épaisseur maximum de 20 m alors que l'unité 2b ne dépasse pas 5 m. Elles sont toutes deux interstratifiées avec la FFR. L'unité 2a est présente sur l'ensemble du gisement alors que l'unité 2b est présente au sud de la fosse Portage, au contact avec la zone minéralisée dans son éponte inférieure (p.ex. : section 6175 ; Annexes C et E). Les unités 2a et 2b correspondent à un tuf à cristaux fins à moyens, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.9). Dans cette unité, la schistosité principale apparaît pénétrative, marquée par l'abondance de muscovite. Cependant, dans le cas d'échantillons peu altérés, et donc moins riches en muscovite, la schistosité est beaucoup moins évidente (Figure 3.10). Les unités 2a et 2b se composent de grains angulaires de quartz et albite de taille très hétérogène dans une matrice fine à quartz, albite, muscovite et biotite ±chlorite (Figure 3.10).

Les unités 2a et 2b présentent une composition intermédiaire de type andésite (Figure 3.4) ou dacite (Figure 3.5) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) et possèdent une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elles sont caractérisées par des rapports Zr/TiO₂ variant entre 260 et 400, Al₂O₃/TiO₂ variant entre 24 et 38 (Figure 3.7) et Th/TiO₂ variant entre 13 et 24 (Figure 3.8). L'unique différence compositionnelle notable entre les unités 2a et 2b est leur teneur en Al. En effet, l'unité 2a a un rapport

 Al_2O_3/TiO_2 qui varie entre 29 et 38 et l'unité 2b à un rapport en Al_2O_3/TiO_2 qui varie entre 24 et 29 (Figure 3.7).

3.2.3 Unité 1c : volcanoclastite mafique à intermédiaire

L'unité 1c correspond à une roche volcanoclastique laminée à litée qui atteint une épaisseur maximale de 40 m dans la partie nord du gisement (p.ex. : fosse Portage A, Annexes C et E, section 7500) et qui s'amincit graduellement vers le sud pour n'atteindre que quelques centimètres d'épaisseur dans la partie centrale (p.ex. : section 7025, Annexes C et E) et finalement disparaître dans la partie sud du gisement. L'unité 1c correspond à un tuf à cristaux très fins à fins, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.11). Dans cette unité, la schistosité principale apparaît généralement assez marquée. L'unité 1c se compose de cristaux anguleux à arrondis qui forment des lits compositionnels. Des lits de chlorite, quartz et feldspath plagioclase alternent avec des vestiges de veinules de quartz, calcite et épidote (Figure 3.12).

L'unité 1c présente une composition mafique à intermédiaire de type andésite basaltique (Figure 3.4) ou andésite (Figure 3.5) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) (Figure 3.4) et a une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle est caractérisée par des rapports relativement faibles Zr/TiO₂ variant entre 120 et 220, Al₂O₃/TiO₂ variant entre 16 et 19 (Figure 3.7) et Th/TiO2 variant entre 5 et 8 (Figure 3.8).

3.2.4 Unité 2c : volcanoclastite intermédiaire

L'unité 2c correspond à une roche volcanoclastique massive qui atteint une épaisseur maximale de 20 m. Elle est interstratifiée avec la FFR sur l'ensemble du gisement. L'unité 2c correspond à un tuf à cristaux fins, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.13). L'unité 2c présente des cristaux de feldspath plagioclase, recristallisés et de taille homogène avec quelques grains millimétriques de quartz (possiblement des reliques de phénocristaux), dans une matrice fine à quartz, albite, muscovite biotite et chlorite (Figure 3.14). La forme arrondie des gros grains de quartz témoigne du caractère épiclastique de l'unité.

L'unité 2c présente une composition intermédiaire de type andésite (Figure 3.4) ou andésite à dacite (Figure 3.5) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) et a une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle est caractérisée par des rapports Zr/TiO_2 variant entre 250 et 380), Al₂O₃/TiO₂ variant entre 40 et 50 (Figure 3.7) et Th/TiO₂ variant entre 7 et 13 (Figure 3.8).

3.2.5 Unité 3 : volcanoclastite felsique

L'unité 3 correspond à une roche volcanoclastique massive qui peut atteindre une épaisseur de 10 m (p.ex. : section 7500, Annexes C et E). Cependant, elle a généralement une épaisseur moyenne de 2 mètres (p.ex. : section 7025, Annexes C et E) ou est parfois absente (p.ex. : section 6175, Annexes C et E). Cette unité est interstratifiée avec les unités 2a et 2c. L'unité 3 correspond à un tuf à cristaux fins, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.15). Elle se compose principalement de porphyroblastes de biotite et de rares cristaux de quartz dans une matrice fine à quartz-muscovite ±chlorite (Figure 3.16).

L'unité 3 présente une composition felsique de type trachyte (Figure 3.4) ou rhyolite-rhyodacite (Figure 3.5) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) et a une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle est caractérisée par des rapports Zr/TiO_2 et Al₂O₃/TiO₂ élevés comparée aux autres unités (Figure 3.7). Elle présente des rapports Zr/TiO_2 variant entre 550 et 750, Al₂O₃/TiO₂ variant entre 125 et 230 (Figure 3.7) et un Th/TiO₂ variant entre 60 et 80 ; Figure 3.8). Ceci s'explique par la teneur particulièrement faible en Ti de l'unité 3, laquelle est beaucoup plus faible que celle des autres unités du secteur à l'étude (Tableau 3.2).

3.2.6 Unités 5a, 5b, 5c et 5d : volcanites mafiques à ultramafiques

Quatre unités mafiques à ultramafiques sont distinguées sur la base de signatures géochimiques distinctes. Ces unités sont par contre très difficiles à différencier lors de la cartographie. Ces unités forment un package de roches ultramafiques correspondant à un schiste à talc-chlorite. Il pourrait s'agir de laves ou de filon-couches/dykes fortement affectés par la déformation et accommodant des zones de déformation (discuté dans le

chapitre 4). Globalement, les unités 5a, 5b, 5c et 5d atteignent une épaisseur maximale (individuelle ou collective) apparente de 150 m (p.ex. : section 4800 ; Annexes C et E), bien qu'en général l'épaisseur de ces unités soit d'une quarantaine de mètres (p.ex. : section 6175 ; Annexe C et E). Ces roches sont intercalées avec l'unité 4, dans la zone de faille W-D2B4 (W-D2B4 fz = zone de faille D2B4 ouest et E-D2B4 fz = zone de faille D2B4 est) et/ou au contact avec le quartzite (p.ex. : section 7025 ; Annexes C et E). Ces unités sont très foliées (Figure 3.17) et formées de grains fins de calcite, feldspath plagioclase dans une matrice fine à chlorite et talc (Figure 3.18).

Les unités 5a, 5b, 5c et 5d présentent une composition qui varie de komatiite péridotique à basalte riche en Fe, en passant par celle d'une komatiite basaltique selon la classification de Jensen (1976) (Figure 3.19). L'affinité magmatique est transitionnelle à tholéiitique (Figure 3.6). Elles sont caractérisées par un rapport Zr/TiO₂ inférieur à 100 (Figure 3.7). Le rapport Al₂O₃/TiO₂ est généralement supérieur à 17 permettant de les différencier de l'unité 4 (Figure 3.7).

3.2.7 Unité 4 : volcanique mafique

L'unité 4 est un schiste à chlorite très déformé et donc, de nature primaire incertaine (coulée ou tuf vs. Roche intrusive). L'unité 4 atteint une épaisseur maximale apparente de 85 m (p.ex. : section 4800 ; Annexes C et E), mais est généralement d'une épaisseur inférieure à 20 mètres (p.ex. : section 7025 ; Annexes C et E). On la retrouve interstratifiée avec l'unité 5 mafique à ultramafique dans la zone de faille W-D2B4 et/ou au contact avec le quartzite (p.ex. : section 7025 ; Annexes C et E). L'unité 4 est fortement foliée et rubanée (Figure 3.20). Des lits de cristaux fins de quartz, calcite, feldspath plagioclase alternent avec des lits de chlorite, quartz, muscovite et épidote (Figure 3.21).

L'unité 4 présente une composition mafique de type basalte selon la classification de Winchester et Floyd (1977) (Figure 3.4) et de type basalte riche en Fe selon la classification de Jensen (1976) (Figure 3.19). Elle a une affinité magmatique transitionnelle à tholéiitique (Figure 3.6). Elle est caractérisée par un rapport Zr/TiO₂ inférieur à 100 (Figure 3.7). L'unité 4 a un rapport Al₂O₃/TiO₂ généralement plus faible que 17 permettant de la différencier des unités 5a, 5b, 5c et 5d ultramafiques (Figure 3.7).

3.2.8 Unité 6, roche mafique interstratifiée/intercalée dans le quartzite

L'unité 6 correspond à un schiste à chlorite d'une épaisseur maximale d'environ 3 m interstratifiée ou intercalée dans le quartzite. On retrouve des niveaux à patine orangée, plus riches en carbonates, qui constituent probablement des vestiges de veines (Figure 3.22). L'unité 6 est composée de grains fins de quartz, dans une matrice de chlorite (Figure 3.22). Elle présente une texture litée avec alternance de lits à quartz, chlorite et carbonate (Figure 3.23A) et des veinules à quartz-calcite (Figure 3.23B). L'unité présente une altération d'intensité forte caractérisée par l'absence de feldspath plagioclase et une forte abondance de chlorite.

L'unité 6 présente une composition mafique de type basalte selon la classification de Winchester et Floyd (1977) (Figure 3.4) et de type basalte riche en Fe selon la classification de Jensen (1976) (Figure 3.19). Elle a une affinité magmatique tholéiitique (Figure 3.6). L'unité 6 a une composition géochimique très semblable à celle de l'unité 4. En effet, aucun diagramme binaire ou profil multi-éléments ne permet de la différencier de l'unité 4 (Figure 3.7 et Figure 3.8).

3.2.9 Unité 7, roche mafique à intermédiaire interstratifiée/intercalée dans le quartzite

L'unité 7 correspond à un schiste à muscovite. Elle a une épaisseur qui varie entre 2 et 8 m et est interstratifiée dans le quartzite. Cette unité est également présente au sein de la succession de roches volcaniques. Elle est interceptée dans un forage (GS12-006) au sud de la fosse Goose, mais sa texture primaire n'est pas conservée en raison du grade métamorphique élevé dans cette partie du secteur à l'étude. L'unité 7 est très schisteuse et pourrait correspondre à un tuf à cristaux fins à grossiers, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.24). Elle présente une texture laminée avec alternance de lamines à quartz et de lits riches en muscovite, minéraux opaques et quelques grains grossiers de feldspath (Figure 3.25). L'unité 7 présente une altération d'intensité forte avec peu de feldspath plagioclases et une forte abondance de muscovite.

L'unité 7 présente une composition mafique à intermédiaire de type andésite à andésite basaltique selon la classification de Winchester et Floyd (1977) (Figure 3.4) et a

une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle a une composition géochimique proche de celle de l'unité 1a avec des rapports Zr/TiO_2 variant entre 100 et 170, Al_2O_3/TiO_2 variant entre 26 et 29 (Figure 3.7) et Th/TiO₂ variant entre 18 et 20 (Figure 3.8) similaires.

3.2.10 Unité 1b, roche volcanoclastique mafique à intermédiaire

Le plus à l'ouest du gisement, l'unité 1b correspond à une roche volcanoclastique massive laminée d'épaisseur inférieure à 20 mètres. Elle est toujours localisée à l'ouest et structuralement au-dessus des roches ultramafiques (p.ex. : section 6175, Annexes C et E). Dans cette unité, la schistosité principale apparaît généralement assez marquée. L'unité 1b correspond à un tuf à cristaux fins à grossiers, selon la classification de White et Houghton (2006 ; Figure 3.26). Elle se compose de grains subangulaires à arrondis d'albite de tailles hétérogènes dans une matrice fine à quartz, albite, chlorite et muscovite (Figure 3.27). L'unité 1b présente une altération d'intensité moyenne avec un remplacement partiel de l'albite par la muscovite.

L'unité 1b présente une composition mafique à intermédiaire de type andésite basaltique (Figure 3.4) ou andésite (Figure 3.5) selon la classification de Winchester et Floyd (1977) et a une affinité magmatique calco-alcaline (Figure 3.6). Elle est caractérisée par des rapports Zr/TiO₂ variant entre 180 et 250, Al₂O₃/TiO₂ variant entre 22 et 31 (Figure 3.7) et Th/TiO₂ variant entre 3 et 8 (Figure 3.8).

3.3 Pétrographie des unités secondaires

3.3.1 Unité 8, dyke de composition intermédiaire

L'unité 8 correspond à un dyke intermédiaire. D'une épaisseur d'environ 8 mètres, il est observé le long du mur ouest de la fosse Portage E et recoupe très clairement le rubanement de la FFR (Figure 3.28). À l'échelle de l'échantillon, l'unité 8 présente des grains moyens de quartz et feldspath plagioclase, et à porphyroblastes de biotite (Figure 3.29) marquant la schistosité principale (Figure 3.30).

Le dyke de la fosse Portage E a une composition identique à celle de l'unité 2a, soit intermédiaire de type andésite (Figure 3.4) ou dacite (Figure 3.5) selon la classification de

Winchester et Floyd (1977). Les rapports Zr/TiO₂, Al₂O₃/TiO₂ ou Th/TiO₂ sont similaires à ceux de l'unité 2a (Figures 3.7 et 3.8).

3.3.2 Quartzite

Le quartzite forme une unité massive que l'on retrouve du nord au sud dans le toit structural du gisement et est recoupé par la zone de faille W-D2B4. On la retrouve également en profondeur dans le mur structural du gisement (p.ex. : section 7025 ; Annexes C et E). Il montre un pseudo-litage millimétrique à centimétrique séparé par de la muscovite et de l'épidote marquant la foliation (Figure 3.31A). La base du quartzite comprend parfois un conglomérat de 1 à 10 mètres de puissance, constitué majoritairement des fragments arrondis et étirés de quartzite, de roches volcaniques et de FFR (Figure 3.31B).

3.3.3 Roches intrusives felsiques

Les roches intrusives felsiques forment de larges xénolites dans l'unité 5, au sein des zones de faille D2B4 (Figure 3.32). Dans certains cas, ils représentent possiblement des dykes intensément boudinés. Ces intrusions sont principalement composées de feldspath, de quartz, biotite et hornblende (Figure 3.33), et sont similaires aux batholites granitiques à monzogranitiques qui bordent le groupe de Woodburn Lake (Figures 2.2 et 2.4).

3.4 Comparaison de la géochimie des roches volcaniques/volcanoclastiques

De manière générale, le rapport Zr/TiO_2 permet de différencier quatre grandes familles compositionnelles de roches : les roches mafiques et ultramafiques (respectivement unités 4 et 5), les roches mafiques à intermédiaires (unités 1a, 1b et 1c), les roches intermédiaires (2a, 2b et 2c) et les roches felsiques (unité 3). Les rapports d'éléments et oxydes considérés comme généralement immobiles permettent donc de distinguer les grandes familles compositionnelles. Par contre, tel que mentionné en introduction, les profils d'éléments traces et de terres rares étendus permettent de confirmer et même de raffiner la distinction entre les diverses unités rencontrées à Meadowbank.

La figure 3.34 montre un diagramme multi-éléments normalisé à la chondrite C1 permettant de comparer la signature des unités 1a, 1b et 1c. Ceci permet de constater certaines différences claires suggérant une origine distincte pour chacune de ces unités. Ainsi l'unité 1a se distingue des unités 1b et 1c par une concentration en Th généralement plus élevée (entre 200 et 400 comparativement à 200 ou moins pour 1b et 1c). L'unité 1b se distingue de l'unité 1a par un profil en terres rares lourdes légèrement moins enrichi. L'unité 1c est quant à elle nettement enrichie en terres rares légères comparativement aux unités 1a et 1b en plus d'être caractérisée par des anomalies négatives en Zr et Hf et une anomalie positive en Eu, ce qui n'est pas le cas des unités 1a et 1b.

La figure 3.35 montre un diagramme multi-éléments normalisé à la chondrite C1 permettant de comparer la signature des unités 2a, 2b et 2c et de distinguer certaines différences claires suggérant une origine distincte pour chacune de ces unités. Ainsi l'unité 2a montre globalement un profil similaire, mais moins riche en terres rares que l'unité 2b. L'unité 2c est beaucoup moins riche en terres rares que les unités 2a et 2b. Elle a une concentration en Th normalisée à la chondrite plus faible (inférieur à 170) et présente une anomalie négative en Sm.

Les unités mafiques à intermédiaires 1a, et 1c sont toutes plus riches en terres rares lourdes que les unités intermédiaires 2a, 2b et 2c avec une valeur de Lu normalisée à la chondrite (entre 7 et 10,5 ; Figure 3.36). L'unité mafique à intermédiaire 1b est plus pauvre en terres rares légères que les unités intermédiaires 2a et 2b et plus riche en terres rares lourdes que l'unité intermédiaire 2c. L'unité 3 à un profil multi-éléments qui est plus pauvre en terres rares légères que celui des unités 1a, 1b, 1c, 2a, 2b et 2c et a une anomalie négative beaucoup plus forte en Ti (Figure 3.37). Les unités mafiques 4 et les unités mafiques à ultramafiques 5a, 5b et 5c et 5d se distinguent aussi des unités 1a, 1b et 1c, et 2a, 2b et 2c par des profils multi-éléments relativement plats (Figure 3.38). Les roches mafiques à ultramafiques 5a, 5b et 5c se distinguent de l'unité 4 par de plus faibles valeurs en terres rares avec une valeur normalisée à la chondrite inférieure à 10 (Figure 3.38).

L'unité 5a est riche en terres rares légères, l'unité 5b est pauvre en terres rares légères alors que l'unité 5c montre une abondance intermédiaire en terres rares légères par rapport aux unités 5a et 5b. L'unité 5d montre un profil des terres rares semblable à l'unité 5b, mais sensiblement plus riche en terres rares légères et lourdes (Figure 3.38).

Le profil des terres rares étendu de l'unité 6 semble quant à lui identique à celui de l'unité 4 (Figure 3.38B). Les profils multi-éléments de l'unité 7 montrent une valeur en Th normalisée à la chondrite légèrement plus élevée (entre 500 et 700) que celle de l'unité 1a. L'unité 7 est aussi globalement plus riche en terres rares et montre une valeur en Th normalisée à la chondrite légèrement plus élevée (entre 500 et 700) que l'unité 1a (Figure 3.39). Les profils multi-éléments de l'unité 8 sont similaires à ceux de l'unité 2a (Figure 3.40).

3.5 La formation de fer rubanée

La FFR est l'unité hôte principale de la minéralisation aurifère du gisement Meadowbank. La FFR est de type Algoma (Gross, 1980). Elle forme des niveaux de 50 cm à 30 m de puissance qui sont interstratifiés et/ou intercalés avec les unités volcanoclastiques 1a, 1b, 1c, 2a, 2b, 2c et 3. Elle est formée d'une alternance de lits (0,1 à 2 cm d'épaisseur) de magnétite et de chert (Figures 3.41). La chlorite est généralement peu abondante dans le chert, mais forme plutôt des lits massifs uniformes, interlités avec les lits de chert et de magnétite (Figure 3.42B). La biotite accompagne parfois la chlorite (Figure 3.41B) tandis que la grunérite est disséminée dans les lits de chert (Figure 3.41C) ou forme des porphyroblastes aciculaires au contact des lits de chert et de magnétite (Figure 3.41C-D). En lame mince, les observations sont très semblables à celles que l'on peut faire à l'échelle macroscopique. Les lits de chert comprennent toujours un peu de magnétite et vice-versa (Figure 3.42 et Figure 3.43). Dans le chert, la grunérite peut être disséminée (Figure 3.42A) ou très abondante (Figure 3.43A) et former des porphyroblastes aciculaires (Figure 3.43B).

Dans un diagramme binaire Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂, la composition chimique des FFR est très variable et montre une forte superposition avec les roches volcaniques suggérant qu'elles ont incorporé une composante détritique possiblement issue de ces roches volcaniques (Figure 3.44). Le diagramme binaire Fe (III)tot/Ti vs Al/(Al+Fe (III)tot+Mn) permet d'estimer la proportion relative de sédiments ferrifères et de sédiments clastiques de l'ensemble des échantillons (Figure 3.45). Ce diagramme présuppose que l'Al et le Ti proviennent de sources détritiques tandis que le Fe et le Mn sont d'origine hydrothermale ou hydrolithique. La majeure partie des échantillons de FFR recueillis dans la cadre de cette étude ont une composante de « sédiments ferrifères » supérieure à 80% selon ce diagramme, c'est-à-dire une composition proche de celle des sédiments ferrifères de la Mer Rouge (Bäcker, 1976) ou de celle des sédiments du secteur East Pacific Rise (Cronan, 1976). Les profils des terres rares normalisés à la chondrite C1 de la FFR peu altérée sont faiblement enrichis en terres rares légères, sont plats en terres lourdes, montrent une anomalie positive en Eu et une légère anomalie positive en Y (Figure 3.46). Les profils des terres rares des lits de magnétite sont plus riches en terres rares et ont une pente plus faible que ceux des lits de chert (Figure 3.46). Les profils des terres rares normalisés au MUQ de la FFR sont faiblement enrichis en terres rares lourdes comparativement aux terres rares légères (Figure 3.47). Ils montrent également, une légère anomalie positive en La ainsi qu'une anomalie positive en Eu et Y. Les profils des terres rares normalisés à la chondrite C1 ou au MUQ des lits de magnétite et ceux du chert pour l'échantillon MBK-13-276 montrent globalement les mêmes tendances que pour ceux de la FFR faiblement altérées.

Dans leurs travaux, Gourcerol et al. (2015) ont tenté d'établir la signature géochimique primaire des FFR aurifères du secteur de la mine Meadowbank (FFR Est, Centrale, Ouest, Far West et Grizzly) par l'étude des éléments traces des lits de chert. Les profils multi-éléments en terres rares + Y obtenus du chert isolé sont similaires à ceux de la présente étude, obtenus de la roche totale (Figure 3.48). Les données géochimiques combinées des deux études indiqueraient une forte signature d'eau de mer (caractérisé par un enrichissement en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères et une anomalie positive en La et Y), avec une composante hydrothermale plus faible (anomalie en Eu ; Gourcerol et al., 2015). Gourcerol et al. (2015) identifient parfois une composante détritique, ce qui est compatible à nos interprétations qui proposent la présence d'une composante volcanoclastique dans la FFR (Figure 3.44).

Lithologie (altération)	Composition	Composition modale en %	Type de roches volcaniques et faciès (taille des cristaux en mm)	Épaisseur en m	Notes (observations macroscopiques)
Unité 1a (faible)	Andésite basaltique	qz : 58 fsp : 25 bt : 15 ms : rare chl : 1 Autres : 1	Roche volcanoclastique : tuf à cristaux fins à moyens Cristaux anguleux de fsp- qz (0,1 à 0,4) dans une matrice fine de qz-fsp Bt lamellaire pb (0,1 - 0,3)	4 à > 60	Compétence : forte Fabrique S2A peu marquée Localisée principalement dans le mur de la minéralisation.
Unité 1b (moyenne)	Andésite basaltique	qz : 55 fsp :35 bt : rare ms : 10 chl : 10 tu : rare cb : rare	Roche volcanoclastique : tuf à cristaux fins à grossiers Cristaux sub-arrondis de fsp (0,1 à 1,3) dans une matrice fine à qz-fsp-ms- chl	? à 20	Compétence : moyenne Fabrique S2A marquée Localisée principalement dans le toit de la zone de faille W- D2B4
Unité 1c (faible)	Andésite basaltique	qz : 50 fsp :15 ms : rare chl :30 cb : 5	Roche volcanoclastique à lits compositionnelles : tuf à cristaux très fins à fins Cristaux anguleux à arrondis (0,05 à 0,3) de fsp ± qz dans une matrice fine à fsp-chl-ms	0,5 à ≤ 40	Compétence : moyenne Fabrique S2A marquée Observée uniquement dans les fosses Portage A, B et C au sein de la succession volcanique minéralisée
Unité 2a - 2b (faible)	qz : 58 fsp :37 bt : 3 ms : 2 chl :rare		Roche volcanoclastique : tuf à gros cristaux fins à moyens Cristaux anguleux de fsp et qz (0,1 à 0,6) dans une matrice à qz-fsp	? à 20	Compétence : moyenne à faible Fabrique S2A très marquée Au sein de la succession volcanique, interlitée avec la FFR.
Unité 2c	Andésite	qz : 45	Roche volcanoclastique : tuf à cristaux fins et de	? à 20	Compétence : faible

Tableau 3.1 Caractéristiques principales des lithologies hôtes du gisement Meadowbank.

Lithologie (altération)	Composition	Composition modale en %	Type de roches volcaniques et faciès (taille des cristaux en mm)	Épaisseur en m	Notes (observations macroscopiques)
(moyenne)		fsp :41 bt : 5 ms : 5 chl :4 tur : 1	quelques cristaux très grossiers. Cristaux de fsp recristallisés de taille homogène (0,1 à 0,3) et quelques gros grains de qz arrondi (≤ 1 mm) dans une matrice fine à qz-ms-chl Bt pb (0,2 à 0,5)		Fabrique S2A très marquée Au sein de la succession volcanique, interlitée avec la FFR.
Unité 4 (forte)	Basalte	qz : 40 fsp :12 ms : 5 chl :30 cb : 5 ep : 3	Roche volcanique « schiste à chlorite » Texture litée : Lits de qz-cal-fsp Lits de chl-qz-ms-ep Taille des cristaux de fsp- qz (0,1 à 2)	~20m De 0 à 85m	Compétence : faible Fabrique S2A très marquée Localisée dans la partie ouest de la fosse Goose et au sein de la zone de faille W-D2B4fz
Unité 5 (forte)	Basalte ultramagnésien, basalte komatiitique, komatiite :	qz : 10 tlc : 32 chl :38 cb : 20	Roche volcanique « schiste à talc et chlorite » Grains fins de cal-fsp-qz (0,1 à 0,3) dans une matrice à chlorite et talc	De 10 à 40m Max : 150m	Compétence : très faible Fabrique S2A très marquée Localisée dans l'ensemble de la mine et accommode les zones de faille D2B1-D2B2 et W et E D2B4fz.
Unité 3 (forte)	Rhyodacite	qz : 60 fsp :10 bt : 8 ms : 25 chl :2	Roche volcanoclastique : tuf à cristaux fins Rares cristaux sub-arrondi de qz-fsp (0,1 à 0,3) dans une matrice fine à qz-ms Bt pb (0,2 à 0,5)	≤ 10	Compétence : faible Fabrique S2A marquée Localisée sur l'ensemble de la fosse Portage dans la succession volcanique minéralisée.
Unité 6 (forte)	Basalte	qz : 40 fsp : 9 chl : 38 cb : 13	Roche volcanique : schiste à chlorite Texture litée : Lits à qz-chl- cb Lits à chl-qz	?à3	Compétence : faible Fabrique S2A marquée Intercalée dans le quartzite

Lithologie (altération)	Composition	Composition modale en %	Type de roches volcaniques et faciès (taille des cristaux en mm)	Épaisseur en m	Notes (observations macroscopiques)
			Rares cristaux de fsp (0,1) dans une matrice fine		
Unité 7 (forte)	Andésite basaltique	qz : 50 fsp : 5 ms : 40 opaques : 5	Roche volcanoclastique : tuf à cristaux fins à grossiers Taille des cristaux homogènes avec quelques gros cristaux de fsp recristallisé (≤ 1 mm) Bt pb (0,2 à 0,5)	2 à 8	Compétence : faible Fabrique S2A marquée Intercalée dans le quartzite et dans la succession volcanique au sud de la fosse Goose (forage GS12-006)
Unité 8 (forte)	Andésite	qz : 60 fsp : bt : 15 ms : 25	Roche volcanique intrusive : texture microporphyroblastique. Bt pb (0,2 à 0,8)		Compétence : moyenne Fabrique S2A marquée Dyke observé uniquement dans sur le mur ouest de la fosse Portage E.

Unité géologique	Unité	LD	1a	1a	1a	1a moyenne	1b	1b	1b moyenne	1c	1c	2a	2b	2c	3	4	5c	7	6	8
Échantillon			2-254	2-454	3-137		3-430	3-432		259	2-485	3-462	1-142	3-455	3-531	3-424	3-313	2-144	2-062C	2-421
SiO2	%	0,01	66,5	65,24	66,57	66,10	61,06	63,43	62,25	58,6	55,2	71,89	63,4	66,18	67,66	49,1	45,9	62	51,85	66,9
TiO2	%	0	0,53	0,512	0,557	0,53	0,591	0,587	0,59	0,92	0,86	0,409	0,55	0,598	0,067	0,97	0,34	0,94	1,389	0,45
AI2O3	%	0,01	13,8	13,69	14,16	13,88	16,65	16,43	16,54	14,6	14,7	13,52	14,3	17,17	12,28	14,9	7,85	25,06	14,65	14,9
Fe2O3	%	0,01	0,92	0,27	0,005	0,40	0,43	0,005	0,22	2,26	2,4	0,21	1,55	0,04	0,89	0,67	0,88	0,57	1,77	0,71
FeO	%	0,01	4,7	4,9	5,5	5,03	7,8	7	7,40	5	4,1	3,9	8,1	4,1	11,2	12,7	12,1	1,4	11,6	6,8
Fe2O3(t)cal	%	0,01	6,15	5,72	6,12	6,00	9,10	7,79	8,45	7,82	6,96	4,55	10,56	4,60	13,34	14,79	14,33	2,13	14,67	8,27
FeO(t)cal	%	0,01	5,53	5,15	5,51	5,39	8,19	7,01	7,60	7,04	6,26	4,09	9,50	4,14	12,01	13,31	12,90	1,91	13,20	7,44
MnO	%	0	0,09	0,088	0,084	0,09	0,065	0,069	0,07	0,15	0,09	0,073	0,07	0,061	0,314	0,23	0,21	0,013	0,453	0,03
MgO	%	0,01	3,09	3	3,17	3,09	2,95	2,86	2,91	4,77	4,2	1,89	1,44	1,94	1,18	6,93	15	1,23	8,24	0,71
CaO	%	0,01	2,84	2,96	2,46	2,75	1,99	2,57	2,28	6,67	6,54	3,04	0,72	3,66	0,22	8,7	9,06	3,11	1,58	0,33
Na2O	%	0,01	3,05	2,63	2,97	2,88	4,76	4,64	4,70	3,86	3,8	2,46	1,06	4,81	0,07	3,32	0,67	0,9	0,02	0,15
К2О	%	0,01	1,99	2,72	2,5	2,40	2,12	1,67	1,90	1,56	1,67	2,08	4,08	1,04	2,01	0,77	1,69	2,18	2,25	5,14
P2O5	%	0,01	0,1	0,11	0,11	0,11	0,21	0,19	0,20	0,42	0,36	0,09	0,31	0,17	0,02	0,1	0,02	0,08	0,11	0,23
Total	%	0,01	99,8	98	99,59	99,11	100,5	100,9	100,70		98,7	100,7	98,3	100,8	98,28	101	97,7	101	101	98,9
LOI	%	0,01	1,65	1,32	1,19	1,39	1,02	0,77	0,90	1,09	4,35	0,69	1,82	0,58	1,13	0,69	2,69	3,34	5,75	1,8
CO2	%	0,01	0,27	0,42	0,14	0,28	0,005	0,005	0,01	0,4	2,32	0,005	0,03	0,005	0,02	0,01	0,52	0,03	0,9	0,02
S	%	0,01	0,19	0,18	0,11	0,16	0,09	0,06	0,08	0,03	0,06	0,19	0,01	0,05	0,005	0,13	0,05	0,03	0,02	0,23
Ва	ppm	3	373	456	479	436,00	628	450	539,00	460	600	319	1682	636	305	74	314	444	78	1257
Rb	ppm	1	67	90	79	78,67	116	63	89,50	36	41	92	187	56	51	83	144	83	13	200
Sr	ppm	2	334	358	246	312,67	170	170	170,00	748	968	284	1228	232	37	136	53	476	64	218
Cs	ppm	0,1	6,6	7,2	7,9	7,23	30,8	10,1	20,45	2,6	3,2	6,6	21,9	7,6	1,4	25,7	37,6	1,5	1,6	21,1
Li	ppm	1	32	44	51	42,33	70	55	62,50		31	41	34	29	42	29	59	152	79	36
Ga	ppm	1	17	16	17	16,67	22	20	21,00	19	21	18	21	21	16	18	9	32	20	21
ті	ppm	0,05	0,3	0,62	0,43	0,45	1,02	0,52	0,77	0,29	0,41	0,29	0,94	0,29	0,18	0,9	1,84	0,36	0,06	0,85
Та	ppm	0,01	0,57	0,52	0,52	0,54	0,25	0,26	0,26	0,4	0,42	0,4	0,33	0,22	0,54	0,1	0,14	1,13	0,29	0,43
Nb	ppm	0,2	4,1	4,5	4,5	4,37	4	3,5	3,75	55	2,3	4	5,7	2,9	4	2	0,1	11,5	2,5	5,1
Hf	ppm	0,1	3,1	3	2,8	2,97	2,4	2,3	2,35	3,7	3,2	3,2	3,7	2,1	1,6	1,4	0,5	3,1	1,8	3,3
Zr	ppm	4	122	106	129	119,00	113	113	113,00	169	135	143	166	108	44	56	17	125	72	154
Y	ppm	0,5	13,3	12,1	11,9	12,43	10,4	8,8	9,60	18	13,8	10	11,9	8,4	5,8	25,7	7,6	21,7	26,4	8,1
Th	ppm	0,05	8,78	8,82	8,41	8,67	2,91	2,92	2,92	6,63	6	8,76	8,76	2,37	4,12	0,09	0,09	17,1	0,43	8,01
U	ppm	0,01	2,91	2,89	2,73	2,84	0,66	0,65	0,66	1,67	1,39	3,23	2,55	0,47	1,53	0,13	0,04	5,54	0,53	2,11
Cr	ppm	1	95	126	118	113,00	45	57	51,00	188	95	77	16	36	8	97	1280	117	139	4

Tableau 3.2 Compositions géochimiques des lithologies majeures et mineures considérées comme les moins altérées. Protolithes précurseurs utilisés dans l'étude de l'altération (cf. chapitre 7 : calcul de bilan de masse). 259* Échantillon régional ayant une composition très proche de MBK-12-485, mais pauvre en CO₂.

Unité géologique	Unité	LD	1a	1a	1a	1a moyenne	1b	1b	1b moyenne	1c	1c	2a	2b	2c	3	4	5c	7	6	8
Ni	ppm	1	64	63	73	66,67	31	32	31,50	86	89	41	26	20	14	42	1250	113	81	32
Co	ppm	0,5	19,3	20	22,9	20,73	24	23	23,50	24	24,3	14,5	4	9,3	1,4	62,7	97,9	30,8	53,5	7,8
Sc	ppm	1	15	15	15	15,00	15	15	15,00	18	15	9	7	12	2	47	23	23	46	5
v	ppm	5	109	113	116	112,67	135	122	128,50	127	142	74	73	116	6	315	154	166	355	49
Cu	ppm	0,5	50,2	40,2	54	48,13	39	22,6	30,80	25	52,3	42,6	2,4	11,3	0,25	38,2	15,5	8,6	84,5	15,3
Pb	ppm	2	25	28	17	23,33	10	10	10,00		14	28	53	10	3	6	3	13	4	34
Zn	ppm	0,5	100	89	51,1	80,03	90,5	66,9	78,70	126	78,7	68,3	43,1	35,3	88,7	182	166	33,3	168	62,4
Bi	ppm	0,05	0,4	0,2	0,3	0,30	0,3	0,2	0,25		0,2	0,4	0,1	0,2	0,05	1,3	0,3	0,05	0,2	0,05
Cd	ppm	0,2	ND	ND	ND		ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	0,3	ND	0,2	ND
In	ppm	0,1	ND	ND	ND		ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Sn	ppm	0,1	2	2	0,5	1,50	2	2	2,00	1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	2	0,5	1
w	ppm	0,5	1,9	1,7	0,7	1,43	0,7	0,7	0,70		0,25	2	9,8	0,7	0,7	1,1	0,25	4,4	0,9	7
Мо	ppm	1	0,5	0,5	1	0,67	0,5	0,5	0,50		0,5	0,5	1	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	2
В	ppm	1	19	38	12	23,00	6	2	4,00		2	91	27	205	20	0,5	0,5	265	45	40
Ве	ppm	1	1	1	1	1,00	1	1	1,00	2	1	2	7	1	1	0,5	2	4	0,5	2
Ag	ppm	1	0,9	0,25	0,8	0,65	0,9	0,8	0,85		0,6	0,7	0,25	0,7	0,25	0,7	0,25	2,9	0,25	1,1
Au	ppb	5	0,04	0,003	0,003	0,01	0,003	0,003	0,00		0,01	0,003	0,23	0,003	0,003	0,01	0,01	0,003	0,006	0,74
As	ppm	1	6	2	0,6	2,87	0,8	0,6	0,70		1	0,6	43	0,5	1,8	1	0,9	134	4	1210
Sb	ppm	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	6,3	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
Ge	ppm	0,5	1	2,4	1,5	1,63	1,6	1,5	1,55		1,5	2,2	4,2	1,1	2,3	3,1	2,9	0,25	1,6	4,9
Se	ppm	1	0,5	0,5	0,05	0,35	0,05	0,05	0,05		0,5	0,05	1	0,05	0,3	0,05	0,05	0,5	0,5	0,5
Те	ppm	0,1	0,01	0,02	0,005	0,01	0,005	0,005	0,01		0,01	0,005	0,01	0,005	0,06	0,01	0,01	0,005	0,04	0,01
La	ppm	0,05	23,2	25	26,1	24,77	19,2	18,8	19,00	42,1	41,2	25,6	54,5	16,2	11,6	3,74	1,18	42,5	4,03	42,7
Ce	ppm	0,05	45,3	47,8	48,1	47,07	39,8	37,7	38,75	99	85,2	47,6	110	33,4	23,7	8,43	2,89	76,2	10,4	92,4
Pr	ppm	0,01	5,01	5,2	5,53	5,25	4,9	4,48	4,69	12,5	10,9	5,13	12,7	3,99	2,64	1,23	0,4	8,8	1,62	10,3
Nd	ppm	0,05	18,3	18,2	19,9	18,80	18,7	17,6	18,15	48,6	44,3	18,1	45,2	15,2	8,81	6,45	2,26	31,7	7,72	36,1
Sm	ppm	0,01	3,37	3,6	3,51	3,49	3,36	2,95	3,16	9,15	7,91	3,32	6,56	2,86	1,43	2,48	0,72	5,26	2,89	5,18
Eu	ppm	0,01	0,81	0,852	0,932	0,86	1,07	1,02	1,05	2,54	2,06	0,805	2,77	0,837	0,414	0,53	0,38	1,45	1,09	1,36
Gd	ppm	0,1	2,93	3,12	2,65	2,90	2,85	2,28	2,57	6,87	5,62	2,31	4,2	2,25	1,06	3,51	1,16	4,15	3,49	3,06
ТЬ	ppm	0,01	0,42	0,43	0,42	0,42	0,39	0,34	0,37	0,74	0,66	0,34	0,45	0,32	0,19	0,71	0,24	0,63	0,73	0,32
Dy	ppm	0,01	2,43	2,46	2,35	2,41	2,11	1,73	1,92	3,34	3,07	1,85	2,13	1,7	0,93	4,87	1,52	3,89	4,78	1,64
Но	ppm	0,01	0,49	0,5	0,48	0,49	0,42	0,33	0,38	0,6	0,54	0,36	0,37	0,31	0,2	1,05	0,31	0,78	1,02	0,29
Er	ppm	0,01	1,41	1,43	1,44	1,43	1,14	0,93	1,04	1,46	1,4	0,99	0,96	0,91	0,58	3,05	0,87	2,27	3,12	0,78
Tm	ppm	0,01	0,21	0,217	0,223	0,22	0,159	0,133	0,15	0,19	0,19	0,161	0,13	0,135	0,093	0,46	0,14	0,35	0,483	0,11
Yb	ppm	0,01	1,42	1,49	1,38	1,43	0,94	0,89	0,92	1,14	1,09	1,06	0,9	0,88	0,63	3,05	0,88	2,07	3,17	0,69
Lu	ppm	0	0,24	0,259	0,211	0,24	0,139	0,135	0,14	0,15	0,17	0,158	0,15	0,113	0,093	0,45	0,12	0,293	0,46	0,11

Échantillons	Unité	LD	1-097	1-149	1-150	1-151	2-092	2-098	2-133	2-162	2-281	2-284	2-299	3-118	3-122	3-322	3-416	3-468	3-474
SiO ₂	%	0,01	48,6	55,14	52,3	57	44,8	49,5	45,9	49,3	48,1	62,3	57,6	43,2	47,1	44,6	66,5	48,6	44,6
TiO₂	%	0,001	0,04	0,143	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	%	0,01	1,3	4,9	0,76	0,26	0,72	0,33	2,06	0,24	0,24	0,33	0,38	0,2	0,5	0,33	0,35	0,45	0,3
Fe ₂ O ₃	%	0,01	27,7	18,95	26,3	23,1	24,9	32,4	32,3	28,8	27,1	14,7	21,4	35,9	32	28,8	19,3	28	31,4
FeO	%	0,01	18,3	15,6	15,3	15,1	23,4	15,4	16,1	17,3	20,9	17,9	14,9	19	18,1	22,1	12,1	20,2	20,5
Fe2O₃(t)cal	%	0,01	48,08	36,30	43,33	39,92	50,93	49,47	50,24	48,00	50,37	34,58	37,93	57,00	52,16	53,33	32,75	50,42	54,21
FeO(t)cal	%	0,01	43,26	32,66	38,99	35,92	45,83	44,52	45,21	43,19	45,32	31,12	34,13	51,29	46,93	47,99	29,47	45,37	48,77
MnO	%	0,001	0,12	0,055	0,06	0,09	0,05	0,02	0,05	0,09	0,18	0,16	0,13	0,06	0,06	0,12	0,04	0,09	0,04
MgO	%	0,01	1,51	2,16	1,05	1,47	1,73	0,27	1,68	0,96	2,14	2,33	1,51	0,64	1,19	2,08	0,19	1,22	1,37
CaO	%	0,01	0,9	0,47	0,8	0,93	0,53	0,22	0,24	0,45	0,14	0,33	0,44	0,33	0,17	0,45	0,25	0,64	0,76
Na₂O	%	0,01	0,03	0,005	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
K₂O	%	0,01	0,05	0,15	0,03	0,02	0,06	0,01	0,32	0,05	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,1	0,02
P ₂ O ₅	%	0,01	0,22	0,32	0,34	0,2	0,33	0,09	0,05	0,22	0,04	0,18	0,26	0,07	0,08	0,2	0,12	0,36	0,34
Total	%	0,01	101	100,7	98,2	99,2	99,9	98,6	101	98	99,8	99,1	97,6	100	100	99,7	99,5	101	99,9
LOI	%	0,01	-0,03	1,09	-0,52	-0,68	0,74	-1,33	0,29	-1,26	-1,42	-1,14	-0,72	-1,47	-1,26	-1,45	-0,77	-1,42	-1,81
CO ₂	%	0,01	0,57	0,05	0,62	0,58	0,1	0,09	0,13	0,11	0,08	0,04	0,37	0,17	0,02	0,01	0,11	0,01	0,01
s	%	0,01	1	0,35	0,05	0,04	2,5	0,06	0,19	0,1	0,45	0,22	0,09	0,02	0,02	0,69	0,09	0,22	0,03
Ва	ppm	3	12	47	10	7	55	13	309	11	5	5	4	11	11	10	5	8	13
Rb	ppm	1	3	10	3	1	1	0,5	9	1	2	0,5	1	0,5	1	1	0,5	8	0,5
Sr	ppm	2	84	58	65	109	13	7	11	22	6	5	15	10	4	21	3	27	26
Cs	ppm	0,1	0,5	2,4	0,5	0,2	0,9	ND	1,6	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,5	0,2	ND	2,6	0,2
Li	ppm	1	0,5	6	1	0,5	0,5	0,5	2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	3	0,5	1	2	0,5
Ga	ppm	1	2	7	0,5	1	3	0,5	5	2	2	1	1	0,5	1	1	1	1	0,5
ті	ppm	0,05	ND	0,025	ND														
Та	ppm	0,01	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,14	0,1	0,01	0,04	0,08	0,13	0,07	0,11	0,07	0,06	0,09	0,06
Nb	ppm	0,2	1,9	1,9	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,9	0,5	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Hf	ppm	0,1	0,2	0,8	0,2	0,2	0,4	0,05	0,05	0,05	0,2	0,05	0,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Zr	ppm	4	11	31	12	12	22	2	5	4	9	6	6	0,5	6	5	4	5	3
Y	ppm	0,5	5,2	10,2	6,9	4,5	7,4	6	5,6	6,2	9,9	7,9	5,8	4,6	4,6	5,4	2,8	7	7,1
Th	ppm	0,05	0,94	3,41	0,43	0,26	0,33	0,06	0,21	0,09	0,2	0,25	0,21	0,07	0,56	2,57	0,2	0,27	0,11
U	ppm	0,01	0,2	0,64	0,25	0,17	0,74	0,52	0,18	0,11	0,1	0,09	0,14	0,25	0,15	0,09	0,32	0,1	0,08
Cr	ppm	1	13	26	21	8	37	9	47	5	0,5	0,5	2	32	36	4	32	19	12
Ni	ppm	1	20	32	15	12	219	35	18	22	43	21	14	5	11	21	4	7	4
Co	ppm	0,5	4,2	11,6	2,8	2,2	20,4	3,5	4,1	0,8	1,8	1,4	1,7	0,6	0,9	2	0,7	1,2	0,6

Tableau 3.3 Compositions géochimiques d'échantillon de FFR faiblement altérés.

Échantillons	Unité	LD	1-097	1-149	1-150	1-151	2-092	2-098	2-133	2-162	2-281	2-284	2-299	3-118	3-122	3-322	3-416	3-468	3-474
Sc	ppm	1	2	6	1	1	2	1	0,5	0,5	14	0,5	1	0,5	3	1	0,5	0,5	0,5
v	ppm	5	10	28	9	2,5	30	11	35	10	12	9	2,5	10	11	8	8	8	2,5
Cu	ppm	0,5	34,8	22,8	4,8	4,1	232	6,4	14,1	2,7	6,9	5,3	1,8	0,8	2,1	4,9	4,8	6,7	7,6
Pb	ppm	2	20	10	3	24	7	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Zn	ppm	0,5	54,8	59,7	29,9	59,8	21,9	8,2	25,2	25,7	114	179	63,7	9,8	10,7	56,2	17,2	61	29,4
Ві	ppm	0,05	1,7	0,1	0,05	0,3	1,3	0,1	0,4	0,1	0,2	0,05	0,05	0,05	0,05	0,2	0,3	0,2	0,2
Cd	ppm	0,2	0,4	ND	0,3	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
In	ppm	0,1	0,05	ND	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Sn	ppm	0,1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	2	2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
w	ppm	0,5	2,1	1,7	0,25	15,9	5,2	35,8	0,25	2,1	6,8	0,25	3,5	1,2	2,8	34	0,6	82,3	21,1
Мо	ppm	1	2	0,5	2	1	5	ND	1	3	ND	ND	ND	2	2	ND	2	1	ND
В	ppm	1	3	0,5	2	ND	ND	ND	8	2	3	1	ND	2	2	ND	ND	ND	ND
Ве	ppm	1	1	1	1	1	ND	1	1	1	1	1	ND	1	1	ND	ND	1	1
Ag	ppm	1	0,25	0,25	0,25	0,25	2,1	0,7	1,4	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
Au	ppb	5	0	0,018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As	ppm	1	0,5	373	3	2	14	0,5	2	42	2	1	1	2,5	8,5	2,6	1,5	2,4	1,7
Sb	ppm	0,02	0,05	0,03	0,09	0,06	ND	0,23	0,34	0,1	ND	0,04	0,06						
Ge	ppm	0,5	5,3	5,9	6,7	5,4	2,5	3,9	4,5	5,2	5,2	4,6	6,2	7,8	7,5	5,2	5,7	6,4	6,3
Se	ppm	1	ND	0,5	ND	ND	2	1	ND										
Те	ppm	0,1	0,07	0,09	0,04	0,01	0,07	0,01	0,03	ND	0,01	ND							
La	ppm	0,05	4,8	14,1	3,97	2,57	5,6	3,66	1,55	2,12	4,93	4,27	2,53	3,63	2,98	7,51	2,57	4,8	3,73
Ce	ppm	0,05	9,34	26,9	7,5	4,72	9,79	6,79	2,61	4,43	9,41	8,85	4,8	5,42	4,96	16	4,74	9,06	5,17
Pr	ppm	0,01	1,08	3,04	0,88	0,54	0,99	0,75	0,35	0,53	1,03	1,07	0,6	0,58	0,57	1,94	0,57	1,1	0,61
Nd	ppm	0,05	4,46	11,3	3,51	2,23	4,44	3,3	1,32	2,28	4,34	4,49	2,4	2,39	2,16	7,34	2,22	4,28	2,26
Sm	ppm	0,01	0,91	2,17	0,86	0,44	1,12	0,61	0,32	0,53	1,04	1,05	0,61	0,45	0,38	1,35	0,43	0,96	0,4
Eu	ppm	0,005	0,5	0,93	0,43	0,3	0,47	0,38	0,21	0,55	0,77	0,76	0,25	0,32	0,32	0,47	0,22	0,62	0,35
Gd	ppm	0,1	0,91	1,95	0,94	0,57	1,24	0,77	0,51	0,71	1,11	1,14	0,7	0,37	0,56	0,96	0,44	1,05	0,63
ть	ppm	0,01	0,13	0,31	0,17	0,1	0,2	0,12	0,1	0,14	0,18	0,18	0,13	0,07	0,1	0,13	0,07	0,17	0,1
Dy	ppm	0,01	0,82	1,82	1,09	0,63	1,17	0,76	0,61	0,92	1,05	1,18	0,9	0,51	0,59	0,71	0,4	1,02	0,65
Но	ppm	0,01	0,18	0,38	0,23	0,14	0,25	0,16	0,14	0,19	0,22	0,25	0,19	0,12	0,13	0,15	0,08	0,22	0,15
Er	ppm	0,01	0,55	1,1	0,7	0,45	0,73	0,48	0,45	0,57	0,69	0,78	0,54	0,36	0,41	0,44	0,26	0,67	0,48
Tm	ppm	0,005	0,09	0,155	0,11	0,07	0,11	0,07	0,07	0,09	0,12	0,13	0,09	0,05	0,06	0,07	0,04	0,12	0,07
Yb	ppm	0,01	0,57	1,06	0,68	0,45	0,75	0,5	0,43	0,61	0,82	0,94	0,64	0,36	0,42	0,39	0,28	0,76	0,46
Lu	ppm	0,002	0,1	0,177	0,11	0,08	0,12	0,08	0,07	0,1	0,13	0,18	0,1	0,06	0,07	0,06	0,03	0,09	0,07



Figure 3.1 Légende des différentes unités représentées en carte, en section et dans des diagrammes.

s géologiques	Nomenclature de la mine
stiques mafiques à intermédiaires	
	V9i
	V9i
	V9i
stiques intermédiaires	
eronan 🖉 ondonen (umendustennennenging sensarin sindern	V9a
	V9a
	V9a
stiques felsiques	
รแนนธรายเรเนนธร	V9a
s mafiques et ultramafiques ne mafique	
he mafique à ultramafique	V4a
fer rubanée à lits magnétite ± silicates ées dans le quartzite et présentes	
nce de roches voicaniques	
volcanique matique	V3
volcanique mafique à intermédiaire	V9i
aires	
ntermédiaire (pas cartographiable)	V9a S
que felsique : granite/monzogranite	11



Figure 3.2Photographies de forage de l'unité 1a. A) échantillon MBK-12-254 (forage TP95-
088_113,1m) faiblement altéré ; B) échantillon MBK-12-454 (forage TP98-
291_87,4m) faiblement altéré illustrant le caractère lité de l'unité 1a.



Figure 3.3 Photomicrographies de l'unité 1a. A) échantillon MBK-12-254 (forage TP95-088_113,1m) faiblement altéré en lumière polarisée (LP) à gauche et B) en lumière polarisée analysée (LPA) à droite; B) échantillon MBK-12-454 (forage TP98-291_87,4m) faiblement altéré en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.4 Diagramme de classification géochimique Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977).



Figure 3.5 Diagramme de classification géochimique SiO2 vs. Zr/Ti (Winchester et Floyd, 1977).



Figure 3.6

Diagramme d'affinité magmatique Zr vs Y (MacLean et Barrett, 1993).



Figure 3.7 Diagramme de discrimination géochimique Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂.



Figure 3.8 Diagramme de discrimination géochimique Th/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂.



Figure 3.9 Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 2a. A) échantillon MBK-12-351B (forage TP98-261_50,5m) moyennement altéré, surface sèche, et échantillon MBK-12-351C (forage TP98-261_57,4m) mouillée ; B) échantillon MBK-13-111 (forage TP98-277_90m) moyennement altéré (surface sèche et mouillée).


Figure 3.10 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 2a, les cristaux d'albite sont partiellement remplacés par de la muscovite. A) échantillon MBK-11-351 (forage TP98-261_48m) moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite); B) échantillon MBK-13-111 moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite 111 (forage TP98-277 90m).



Figure 3.11Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 1c. Échantillon MBK-
13-086 111 (forage NP05-586_52m) moyennement altéré illustrant le caractère
laminé de l'unité 1c (surface sèche et mouillée).



Figure 3.12 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 1c. A) échantillon MBK-12-485 (mur ouest de la fosse D) moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite ; B) agrandissement de l'échantillon MBK-12-485 moyennement altéré en en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.13 Photographie de carotte de forage représentative de l'unité 2c ; échantillon MBK-12-326 (forage G98-225_262m) moyennement altéré, surface sèche.



Figure 3.14 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 2c, recristallisation des cristaux de feldspath plagioclase lors du métamorphisme. A) échantillon MBK-12-326 (forage G98-225_262m) moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite ; B) agrandissement de l'échantillon MBK-12-326 moyennement altéré avec un grain de quartz arrondi de 1mm en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.15 Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 3 ; échantillon MBK-13-529 (forage TP98-269_108,8m) fortement altéré (surface sèche et surface mouillée).



Figure 3.16 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 3 ; échantillon MBK-13-529 (forage TP98-269_108,8m) fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.17 Photographie de carotte de forage représentative de l'unité 5a ; échantillon MBK-12-083 (forage NP97-176_34,1m) fortement altéré, surface sèche.



Figure 3.18 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 5a. A) échantillon MBK-12-083 (forage NP97-176_34,1m) fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.19 Diagramme ternaire de classification géochimique Al₂O₃-FeO*+TiO₂-MgO (Jensen, 1976) ; FeO* (Fe Total).



Figure 3.20 Photographie de carotte de forages représentative de l'unité 4 ; échantillon MBK-12-078 (forage NP97-176_23,8m) fortement altéré, surface sèche.



Figure 3.21Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 4, recristallisation des
cristaux de feldspath plagioclase lors du métamorphisme. Échantillon MBK-12-078
(forage NP97-176_23,8m) fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.22 Photographies d'un échantillon représentatif de l'unité 6, échantillon MBK-12-051 (mur ouest fosse Portage B) fortement altéré (surface sèche et surface mouillée).



Figure 3.23 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 6. A) échantillon MBK-12-051 (mur ouest fosse Portage B) fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite ; B) échantillon MBK-12-051 avec le vestige d'une veine de quartz-carbonate en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.24Photographies d'un échantillon représentatif de l'unité 7 ; échantillon MBK-12-459
(mur ouest fosse Portage B) fortement altéré (surface sèche et surface mouillée).



Figure 3.25 Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 7. A) échantillon MBK-12-459 (mur ouest fosse Portage B) fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite ; B) agrandissement de l'échantillon MBK-12-459 fortement altéré en LP à gauche et LPA à droite ; C) échantillon MBK-12-459 fortement altéré avec la destruction avancée de feldspaths plagioclases remplacés par de la muscovite en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.26 Photographies de carottes de forages représentatives de l'unité 1b. A) échantillon MBK-13-098 (forage TP98-277_19m) moyennement altéré à muscovite et chlorite (surface sèche et surface mouillée) illustrant le caractère laminé de l'unité 1b ; B) échantillon MBK-13-099 (forage TP98-277_26,3m) moyennement altéré à chlorite, biotite, muscovite.



Figure 3.27Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 1b, les cristaux
d'albite se font progressivement remplacer par de la muscovite. A) échantillon MBK-
13-098 (forage TP98-277_19m) moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite ;
B) échantillon MBK-13-098 moyennement altéré en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.28 Dyke intermédiaire (unité 8) recoupant un niveau de formation de fer rubanée sur le mur ouest de la fosse Portage E1 à la fin du mois d'août 2012. A) vue plongeante de la cartographie géologique sur le modèle numérique de terrain de la fosse ; B) panorama photographique du mur ouest de la fosse Portage E1. Chaque banc mesure 21m de hauteur.



Figure 3.29 Photographie de carotte de forage de l'unité 8, dyke microgrenu à porphyroblastes de biotite, échantillon MBK-12-421 (forage TP98-291 24m).



Figure 3.30Photomicrographies de lames minces représentatives de l'unité 8 : dyke, échantillon
MBK-12-421 (forage TP98-291_24m) en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 3.31 Photographies représentatives du quartzite ; A) quartzite massif avec une foliation parallèle au litage définie par de la muscovite ; B) conglomérat de base du quartzite, constitué de fragments arrondis et étirés de quartzite ainsi que des fragments de roches volcaniques et FFR (mur ouest, fosse Portage A).



Figure 3.32 Xénolite de granite/monzogranite de 21m de diamètre dans l'unité 5 ultramafique accommodant la zone de faille D2B4 ouest. A) cartographie géologique ; B) photo panoramique du mur ouest de la fosse Portage B.



Figure 3.33Photographies de carottes de forages du granite/monzogranite au sein de l'unité
ultramafique 5b dans le forage NP97-177 de la section 7025 (Annexe C).



Figure 3.34 Diagrammes de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires (McDonough et Sun, 1995). A) profils de toutes les unités 1a, 1b et 1c; B) profils moyens des unités 1a, 1b et 1c.



Figure 3.35 Diagrammes de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 des roches volcanoclastiques intermédiaires (McDonough et Sun, 1995). A) profils de toutes les unités 2a, 2b et 2c; B) profils moyens des unités 2a, 2b et 2c.



Figure 3.36 Diagrammes comparatifs des profils moyens multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires et intermédiaires (McDonough et Sun, 1995).



Figure 3.37 Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 3 et comparés aux profils des unités 1a, 1b, 1c, 2a et 2c.



Figure 3.38 Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) des unités mafiques et ultramafiques. A) profils des roches volcaniques ultramafiques ; B) profils des roches volcaniques mafiques 4 et 6.



Figure 3.39 Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 7 comparés aux profils des unités 1a, 1b et 1c.



Figure 3.40 Diagramme de profils multi-éléments normalisés aux valeurs de la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) de l'unité 8 (dyke intermédiaire) comparés aux profils des unités 2a et 2c.



Figure 3.41 Photos de carottes de forages de la formation de fer peu altérée (FFR Centrale). A) échantillon MBK-13-474 (forage G04-501B_404,2m), FFR riche en magnétite avec grunérite disséminée dans le chert ; B) échantillon MBK-11-149 (forage TP03-467_51,1m), FFR avec présence de bandes de chlorite et grunérite aciculaire ; C) échantillon MBK-12-284 (forage TP03-464_26,2m), FFR riche en chert avec grunérite disséminée ; D) échantillon MBK-13-118 (forage TP98-277_115,1m), FFR à bande de magnétite et de chert avec de la grunérite aciculaire.



Figure 3.42 Photomicrographies de lames minces représentatives de la FFR peu altérée. A) alternance de lits de magnétite et de chert avec grunérite aciculaire disséminée dans le chert ; échantillon MBK-13-474 (forage G04-501B_404,2m) avec de haut en bas photos en LP, LPA et LP réfléchie ; B) alternance de lits de magnétite, chert et chlorite ; échantillon MBK-11-149 (forage TP03-467_51,1m) avec de haut en bas photos en LP, LPA et LP réfléchie.



Figure 3.43 Photomicrographies de lames minces représentatives de la FFR peu altérée. A) alternance de lits de magnétite et de chert avec grunérite aciculaire disséminée dans le chert ; échantillon MBK-12-284 (forage TP03-464_26,2m) avec de haut en bas photos en LP, LPA et LP réfléchie ; B) alternance de lits de magnétite et de chert avec grunérite en étoile disséminée dans le chert ; échantillon MBK-13-118 (forage TP98-277_115,1) avec de haut en bas photos en LP, LPA et LP réfléchie.



Figure 3.44 Diagramme combiné de discrimination géochimique Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂ de la FFR et des roches volcaniques.



Figure 3.45 Diagramme binaire Fe (III)tot/Ti vs Al/(Al+ Fe (III)tot+Mn) montrant la proportion relative de sédiments métallifères et de sédiments clastiques de l'ensemble des échantillons comparés aux sédiments métallifères de la Mer Rouge (Bäcker, 1976) ou de ceux du secteur *East Pacific Rise* (Cronan, 1976). Ce diagramme présuppose que l'Al et le Ti proviennent de sources détritiques tandis que le Fe et le Mn sont d'origine hydrothermale/hydrolithique.



Figure 3.46Profils des terres rares, étendus de la FFR normalisés aux valeurs de la chondrite C1
(McDonough et Sun, 1995) et de l'échantillon MBK-13-276 (partie centrale de la fosse
Portage E2).



Figure 3.47 Profils des terres rares + Y, étendus de la FFR normalisés aux valeurs du MUQ (Kamber et al., 2005) et de l'échantillon MBK-13-276 (partie centrale de la fosse Portage E2).



Figure 3.48Profils des terres rares + Y, étendus de la FFR de Meadowbank comparés aux profils
des lits de chert de la FFR Centrale de Meadowbank (Gourcerol et al., 2015)
normalisés aux valeurs du MUQ (Kamber et al., 2005) et de l'échantillon MBK-13-
276.

CHAPITRE 4 : GÉOLOGIE STRUCTURALE DU GISEMENT MEADOWBANK

4.1 Introduction

La géométrie actuelle du gisement Meadowbank est le résultat d'une série de phases de déformation complexes auxquelles sont associés des épisodes métamorphiques importants (p.ex. : Pehrsson et al., 2013 ; Janvier et al., 2015). Il est nécessaire de bien étudier la nature de la déformation et du métamorphisme, de même qu'établir leur chronologie relative de façon à bien comprendre l'évolution du gisement Meadowbank. La géométrie du gisement ainsi que les principaux éléments structuraux du secteur à l'étude sont principalement documentés à l'aide de la cartographie géologique détaillée des parois des fosses Goose (sud) et Portage (nord) (Figure 4.1) ainsi que par l'interprétation géologique de l'ensemble des sections de forages espacées au 12,5 m (Annexe C) et la carte géologique du niveau 5100 (Figure 4.2). L'étude des relations de recoupement des différents éléments structuraux le long des trente sections géologiques interprétées permet de mieux comprendre l'évolution des multiples incréments de déformation. Les données lithogéochimiques ayant permis la distinction de chaque unité sont aussi utilisées de manière complémentaire à la cartographie ainsi qu'à l'interprétation des sections.

Pour des raisons de sécurité, la plupart des parois ont été observées d'une distance d'environ 10 mètres. Ainsi, la prise de mesures fut restreinte aux éléments structuraux mésoscopiques, principalement des foliations, plans de faille, axes et plans axiaux de plis. Les éléments structuraux plus subtils, telles les linéations minérales, n'ont pu être mesurés in situ que localement. Les éléments structuraux principaux sont représentés sur des diagrammes stéréographiques, subdivisés en zones définies sur la carte géologique (Appendice B).

Six phases de déformation sont reconnues à Meadowbank. Elles rendent la géométrie du gisement extrêmement complexe. Chaque structure est classée selon : 1) sa chronologie relative par rapport à une autre structure, 2) son style, 3) sa dimension (longueur d'onde, amplitude), 4) son orientation, et 5) le régime de déformation. La FFR,

qui encaisse en grande partie le minerai, a une rhéologie très hétérogène et enregistre la déformation par des plis dont les plans axiaux montrent différentes attitudes (pendage et orientation). Les mesures d'orientations structurales individuelles recueillies au sein de la FFR ne sont donc pas jugées fiables, par contre le style et les orientations générales de la déformation ont été considérés dans l'analyse de l'évolution structurale du gisement dans son ensemble. Les différentes générations de structures présentes à Meadowbank suivent une nomenclature spécifique (D1, D2A, D2B, D3, D4, D5) en comparaison à la nomenclature des études régionales (D_{P1}, D_{P2}, D_{P3}, D_{P4}, D_{P5}; la nomenclature régionale des phases est écrite sous forme d'indices pour éviter la confusion avec la nomenclature locale.). Bien que les corrélations entre les déformations de la mine et celles régionales sont présentées en détail dans le chapitre 9, par souci de continuité avec Sherlock et al. (2004) et Pehrsson et al. (2004, 2015), la déformation principale D2A de la mine est possiblement corrélée avec la déformation principale régionale D_{P2} et la déformation D3 à Meadowbank est corrélée avec la déformation D_{P3} régionale. À la mine Meadowbank, notre analyse structurale révèle qu'il existe deux groupes d'éléments structuraux distincts qui sont post-D1 (ou D_{P1}) et pré-D3 (ou D_{P3}). Cela nous amène à diviser D_{P2} en deux phases de déformation que nous nommons D2A et D2B. C'est la phase D2A qui correspondrait directement à D_{P2}, alors que D2B reconnue que sur à la mine n'est pas documentée par Sherlock et al. (2004) et Pehrsson et al. (2004, 2015).

4.2 Distribution des unités hôtes du gisement Meadowbank

Puisque la géométrie du gisement varie grandement du sud vers le nord, la distribution des unités hôtes est décrite et illustrée à l'aide des sections suivantes : 4800 (fosse Goose ; Figure 4.3), 5775 (Figure 4.4), 6100 (fosse Portage E1 ; Figure 4.5), 6175 (fosse Portage E1 ; Figure 4.6), 7025 (fosse Portage B ; Figure 4.7) et 7500 (fosse Portage A ; Figure 4.8). Cette analyse de la distribution des unités permet de mettre en contexte certaines des grandes structures affectant le gisement, ce dont il est discuté à la section 4.3. L'analyse des données lithogéochimiques recueillies sur l'ensemble de ces sections a permis de bien contraindre la distribution, la géométrie et l'épaisseur des unités. La géométrie est très complexe et certaines structures et unités sont discontinues du sud au

nord. Certaines unités sont utilisées comme horizons marqueurs des variations du sud au nord à l'échelle du gisement ; celles-ci sont décrites brièvement ici, d'est en ouest :

1) L'unité la correspond à une roche volcanoclastique et constitue l'éponte inférieure stérile du gisement Meadowbank. Le long de la section 4800, elle a une épaisseur maximale apparente de 110 m (Figure 4.3). Deux niveaux de FFR d'environ 7 m d'épaisseur chacun sont interstratifiés avec cette unité 1a. Ces niveaux de FFR sont reconnus dans la partie nord où ils ne forment parfois pas plus qu'un niveau fin biseauté dans la partie inférieure des sections 5775, 6175, 7025 et 7500 (Figure 4.3 à 4.8).

2) L'unité 2a se retrouve principalement au nord sur les sections 7025 et 7500 ou elle atteint une épaisseur maximale apparente de 23 m (Figures 4.7 et 4.8), et disparait vers le sud à la section 4800 (Figure 4.3).

3) L'unité 1c ne se retrouve qu'au nord, sur les sections 7025 et 7500, et a une épaisseur maximale apparente de 30 m (Figures 4.7 et 4.8).

4) Un premier niveau de FFR est hôte de la zone minéralisée principale et a une puissance apparente d'environ 20 m. Cette FFR est intercalée avec plusieurs couches de roches volcanoclastiques correspondant aux unités 2a, 2b et 2c qui alternent en raison du jeu des failles D2A. L'unité 2b est localisée à la base de cet ensemble et n'est présente que sur les sections 6100 et 6175 (Figures 4.5 et 4.6).

5) L'unité 5, une roche ultramafique mylonitisée, est affectée par les zones de failles D2B1 et D2B2 (décrite ici-bas dans la section 4.3.2). On retrouve ces zones de failles uniquement dans la partie sud du gisement, au niveau de la fosse Portage E (Figures 4.1 et 4.2), sections 5775, 6100 et 6175 (Figures 4.4, 4.5 et 4.6).

6) Un second niveau de FFR, structuralement au-dessus des zones de failles D2B1 et D2B2, est illustré sur les sections 5775, 6100 et 6175 (Figures 4.4, 4.5 et 4.6). Ce second niveau de FFR contient aussi des couches de roches volcanoclastiques interstratifiées (unité 2a).

7) Un troisième niveau de FRR interstratifiée avec de fines couches de roches volcanoclastiques (unités 1a, 2a, 2c et 2c) est déformé par un pli P2A d'échelle

décamétrique dont les flancs et les charnières sont recoupés par les failles D2B1 et D2B2 (Figure 4.4).

8) L'unité 5 est répétée par les zones de faille W-D2B4 et E-D2B4 qui recoupent les unités sous-jacentes sur l'ensemble du gisement. En surface, au sud de la section 5775, elles ne forment plus qu'une zone de déformation unique d'une épaisseur maximale de 100 m (Figure 4.3). En coupe, les deux zones de faille isolent un niveau de FFR interstratifié avec les unités 1a et 2a (Figures 4.5, 4.6 et 4.7). Sur les sections 7025 et 4800, la zone de faille D2B4 comprend des lambeaux métriques de granite/monzogranite, de FFR (Figures 4.5 et 4.5), de roches mafiques (unité 4) et de roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires (l'unité 1b ; section 7025 ; Figure 4.7). Au niveau de la section 4800 (Figure 4.4) de la fosse Goose, les zones de faille D2B4 isolent une écaille de roches mafiques (~ 50 m ; unité 4), incluant elles-mêmes un niveau de l'unité 1b (~ 20 m) et un fin niveau l'unité 2c (≤ 6 m).

9) Une bande de quartzite, d'une puissance moyenne de 40 m, est en contact structural sur l'unité 5 et forme le mur d'un domaine lithologique et structural distinct. On retrouve deux niveaux interstratifiés de roches volcaniques mafiques (unité 6) et mafiques à intermédiaires (unité 7) ainsi que dans la partie inférieure, un conglomérat oligomictique composé principalement de fragments de quartzite et de quelques rares fragments de FFR et roches volcaniques. Le quartzite est absent entre la fosse Portage et la fosse Goose (Figures 4.1 et 4.2) et il constitue deux bandes distinctes dans la partie ouest de la fosse Portage A et la fosse Goose (Figures 4.2 et 4.3). Sur la section 7025, le quartzite est également présent en contact de faille sous les roches volcanoclastiques (unité ; Figure 4.7).

10) Au-dessus du quartzite, on retrouve une succession volcanoclastique possiblement en contact structural.
4.3 Éléments structuraux et incréments de déformation

4.3.1 Déformation D1 ou anté-D2A

La phase de déformation D1 (ou toute fabrique ou structure antérieure à la déformation principale D2A) est fortement reprise par D2A et donc, difficilement identifiée. La déformation D1 est caractérisée par de rares plis P1 et une schistosité S1 reconnue localement et préservée uniquement dans la FFR plus compétente.

4.3.1.1 <u>Plis P1</u>

Les plis P1 sont d'échelle centimétrique et préservés uniquement dans la FFR (Figures 4.9 et 4.10). Ils forment des plis intrafoliaux fermés à isoclinaux, fréquemment asymétriques et dont les flancs sont tronqués. Si l'on prend en considération le plissement intrafolial dans la FFR, la vergence des plis P1 serait, de façon générale, vers le sud (Figure 4.9). Aucun pli P1 d'échelle métrique n'est présent (ou préservé) à Meadowbank.

4.3.1.2 *Fabrique S1*

La schistosité S1 est de plan axial aux plis P1 (Figure 4.9B). Néanmoins, en l'absence de relation angulaire claire entre le litage et la foliation S1, ou de pli P1, la schistosité S1 est interprétée comme sub-parallèle au rubanement de la FFR, formant une fabrique composite S0-1 (nommée S1 sur les figures ; Figure 4.9). Dans les lits de chert ou de magnétite de la FFR, la schistosité S1 est rarement pénétrative ; elle est localement marquée par la chlorite (Figure 4.11) ou par la grunérite (Figure 4.12). Dans les roches volcanoclastiques, la schistosité S1 n'est pas reconnue, ou du moins, n'est pas différenciée de la schistosité S2A, en raison de la forte intensité de la déformation D2A (Figure 4.13).

4.3.2 Déformation D2A

La déformation D2A constitue la déformation principale du gisement Meadowbank. Elle est caractérisée par un plissement isoclinal associé à une forte schistosité de plan, suggérant qu'elle s'est développée en régime ductile. La phase D2A d'incréments de déformation illustrés par plusieurs générations de failles et de plis.

4.3.2.1 Plis P2A

Étant donné la complexité des structures associées à la phase de déformation D2A, mais aussi de son intensité, les plis précoces (P2A) sont rarement préservés. Dans les zones de forte déformation D2A, les charnières des plis P2A sont très souvent tronquées et leurs flancs sont cisaillés par des failles D2A. Seul un pli P2A d'échelle décamétrique a été identifié sur le mur est de la fosse Portage B (Figures 4.1 et 4.13A). Le flanc inférieur de ce pli P2A est soit tronqué par une faille D2A ou soit il est très fortement accentué par le raccourcissement D2A, donc seule la charnière est clairement visible. L'axe et le plan axial de ce pli P2A sont orientés vers le sud. Ce pli se prolonge au niveau de la section 7025 (Figure 4.7). Les roches volcanoclastiques plissées sont marquées par une forte schistosité de plan axial S2A (Figures 4.13 et 4.14) et la FFR souligne des plis centimétriques à décimétriques (Figure 4.14B), généralement ouverts à serrés en zone de charnière, mais qui tendent à devenir serrés à isoclinaux le long des flancs de pli.

D'une manière plus générale, le style de plissement D2A dans la FFR est hétérogène dû à l'anisotropie et aux différences rhéologiques des alternances de lits de chert et de magnétite (Figure 4.15). Dans le détail, les plis P2A, serrés à isoclinaux et d'échelle centimétrique à métrique (Figures 4.15 et 4.16), sont caractérisés par un épaississement des lits de magnétite au niveau des charnières alors que les flancs peuvent être extrêmement longs (> 1m), boudinés et même fortement oblitérés par une forte transposition (Figure 4.17). Dans les zones où le taux de déformation est moins fort, les plis P2A forment de petits plis ouverts à serrés, centimétriques (Figure 4.18).

4.3.2.2 Fabrique S2A et linéation L2A

La phase de déformation D2A s'illustre également par une fabrique dominante S2A dans l'ensemble de la mine. Dans les flancs de plis isoclinaux P2A, cette fabrique S2A est très souvent coplanaire au rubanement S0 et forme donc une fabrique composite S0-1-2A.

Dans le quartzite, la fabrique principale S2A est espacée (centimétrique à décimétrique), elle forme un clivage parallèle au litage (Figure 4.19A). Dans les niveaux plus argileux, elle forme plutôt une schistosité définie par la muscovite (Figure 4.19B). Les fragments du conglomérat sont étirés en forme de crayons (Figure 4.20A), formant localement une tectonite L-S. La linéation L2A plonge faiblement vers le sud.

Dans les roches volcanoclastiques, la fabrique S2A forme très souvent une forte schistosité, elle est néanmoins plus ou moins marquée suivant l'abondance de phyllosilicates. Au grade métamorphique des schistes verts, la fabrique S2A est généralement définie par la muscovite, la chlorite, la biotite, et le carbonate (Figures 4.21, 4.22 et 4.23). L'abondance et la variété des minéraux définissant la schistosité sont fortement dépendantes de la composition primaire de l'unité, de l'intensité de l'altération (traité dans le chapitre 6) et du grade métamorphique (traité dans le chapitre 5).

Dans les unités volcaniques mafiques (unité 4), ultramafiques (unités 5a, 5b, 5c et 5d) et les unités volcaniques interstratifiées dans le quartzite (unité 6 : composition mafique et 7 : composition mafique à intermédiaire), la fabrique S2A constitue une schistosité pénétrative. Dans les unités 4 et 6, la schistosité S2A est définie principalement par la chlorite, et, par la biotite et l'amphibole, lorsque le métamorphisme est plus élevé (Figures 4.24A, B et 4.25). Dans l'unité 5, la schistosité S2A est définie par la chlorite, la calcite et le talc (Figures 4.24C et 4.26). Dans l'unité 7, elle est définie par de la muscovite (Figures 4.24D et 4.27), et lorsque le grade métamorphique est plus élevé, elle est définie par la recristallisation de feldspath plagioclase et la cristallisation de biotite, grenat et staurotide. Étant donné que ces unités mafiques et ultramafiques accommodent des zones de failles (voir section ici-bas ; zone de faille D2B2), la schistosité S2A est fortement reprise et crénulée par des plans de cisaillement S2B associés aux failles (Figure 4.24B et D).

Dans la FFR, la fabrique S2A peut être très subtile dans les charnières de plis ou former une schistosité très pénétrative dans les flancs de plis (Figures 4.10 et 4.28). Elle est aussi très pénétrative en présence de chlorite ou de grunérite dans le litage (Figures 4.11 et 4.29). À l'échelle de l'échantillon, le rubanement S0 et la schistosité S1 viennent se paralléliser à S2A dans les flancs de plis P2A (Figures 4.10 et 4.28). En lame mince, la schistosité S2A est parallèle à la S0-1 dans les flancs de plis D2A (Figure 4.29A et B) et à fort angle avec cette dernière en charnière de plis D2A (Figure 4.29C et D). La fabrique S2A devient progressivement plus pénétrative en s'approchant des failles D2A, et est associée à un gradient de transposition de la S0-1 (Figure 4.30). Dans les zones de forte déformation D2A, un boudinage peut affecter le rubanement de la FFR (Figure 4.17) ou l'unité de FFR elle-même (Figure 4.13).

La schistosité S2A est affectée par les phases de plissement D2B et D3 comme l'illustrent les mesures structurales des stéréogrammes (Annexe B). Généralement à faible angle par rapport aux unités à l'échelle du gisement, l'enveloppe de la schistosité S2A est orientée vers le sud et inclinée en moyenne de 25 à 50° de la fosse Portage E à la fosse Portage A. Elle est inclinée d'environ 70° le long du mur est de la fosse Goose. Dans la fosse portage E1, la schistosité S2A, coplanaire aux failles D2A, est presque subverticale au sommet et devient subhorizontale en profondeur. Ce changement progressif du pendage est provoqué par le plissement D2B3 (Figures 4.4, 4.5, 4.6). Le long du mur ouest de la fosse Portage A, l'enveloppe de la schistosité S2A est subverticale et orientée vers le nordest ou le nord-ouest (Figure 4.31B). Ce changement brusque d'orientation et de pendage est causé par un pli majeur pluridécamétrique P3.

4.3.2.3 Failles D2A

Les failles D2A prennent racine le long des flancs de pli D2A (Figures 4.7 et 4.13). Elles sont reconnues sur le mur est de la fosse Portage B (Figure 4.13). Ces failles forment des plans bien distincts dans la partie nord du gisement et tendent à converger vers le sud, jusqu'à former des zones de failles plutôt que des failles distinctes (Annexe C). Le jeu de déplacement de ces failles varie et n'est pas régulier ; certaines failles montrent un déplacement apparent important (contacts et unités ne pouvant être corrélés de part et d'autre de la faille) et d'autres montrent un déplacement de quelques mètres (Figures 4.7 et 4.8). Au nord, ces failles sont plissées par la déformation D2B3 et D3 telles qu'illustrées sur les sections 7600, 7550 et la carte géologique (Figure 4.2). Dans la partie est du gisement, ces failles sont orientées vers le sud. De la section 7600 à la section 7225, elles sont inclinées de 30 à 45° vers l'ouest et sont à fort angle par rapport à la stratigraphie (Annexe C). De la section 7125 à la section 6262, elles deviennent plus faiblement inclinées, car affectées par la déformation D2B3, recoupent les unités à faible angle et sont recoupées par la zone de faille E-D2B4. De la section 6175 à section 5775, elles sont affectées par les plissements de grande longueur d'onde D2B3 et D3, d'abord subverticales en surface, elles deviennent subhorizontales en profondeur ; elles recoupent les unités à faibles angles et sont recoupées par les zones de failles D2B1 et D2B2. De la section 5725 à section 5150, elles sont recoupées par la zone de faille D2B1. Sur la section 4800, elles sont orientées vers le sud et fortement inclinées (Annexe C).

4.3.2.4 <u>Vergence et cinématique D2A</u>

Les quelques observations et interprétations semblent indiquer une vergence structurale D2A vers le nord-est. Dans la fosse Portage B, le pli P2A montre une vergence apparente vers le nord-est (Figure 4.13B). Sur la section 7025, le flanc inférieur de ce même pli est tronqué par une faille inverse D2A (mouvement déduit à partir des sections géologiques interprétées) en accord avec une vergence vers le nord-est des plis P2A associés (Figure 4.7). Un échantillon orienté (~180/70°) montre une forte schistosité S2A (cisaillement primaire C) associée soit à des cisaillements secondaires C' qui affectent principalement les veines quartz minéralisées formant des « back-rotated boudins » avec cinématique apparente inverse vers l'est en accord avec la cinématique des failles D2A (Figure 4.32).

4.3.3 Déformation D2B

La phase D2B comporte un grand nombre d'incréments de déformation illustrés par plusieurs générations de failles et de plis post-déformation D2A. L'absence de fabrique pénétrative de plan axial au plissement suggère un régime de déformation beaucoup moins ductile que la déformation D2A à des niveaux crustaux plus élevés. La phase de déformation D2B n'a pas été documentée par les auteurs précédents et est indépendantes de la déformation D2A en raison des différences de styles de déformation (fabrique, dimension de plissement, taux de déformation) et des vergences apparentes.

Les structures D2B recoupent celles attribuées à la phase de déformation D2A. Elles sont subdivisées par leurs relations de recoupement et leur chronologie relative : 1) Les zones de faille D2B1 accommodées par les unités mafiques à ultramafiques 5a, 5b, 5c et 5d, et des plis serrés à isoclinaux associés, 2) les zones de faille D2B2 accommodées par les unités 5, 3) des plis P2B3 ouverts, puis 4) des zones de faille D2B4 (W-D2B4 fz et E-D2B4 fz) également accommodées par les unités 5 (Annexe C et Figure 4.2). Les zones de failles D2B4 présentent une fabrique S2A qui est elle-même affectée par des plans de cisaillement S2B permettant de déterminer leur cinématique. Les observations n'ont pas permis de déterminer avec certitude la cinématique des zones de faille D2B1 et D2B2, mais leur chronologie apparente, leur orientation avec la zone D2B4 laisse à croire qu'elles font partie d'une même phase incrémentale de déformation D2B.

4.3.3.1 Zones de failles D2B1 et plissement P2B1

Les zones de failles D2B1 sont accommodées par les roches ultramafiques déformées. Les roches ultramafiques sont cisaillées et forment des mylonites à chlorite et talc fortement affectée par un réseau de veinules de quartz et carbonate (Figure 4.33). Ces zones de faille ne sont pas visibles sur les murs de la fosse Portage, mais elles sont interprétées entre la section 5250 et la section 6175 (Figures 4.4 et 4.34). Contemporain aux zones de faille D2B1, le pli P2B1 d'échelle pluridécamétrique est visible sur le mur sud de la fosse Portage E2 (Figure 4.35) et affecte principalement la FFR qui ne montre pas de fabrique S2A pénétrative. La continuité de ce pli P2B1 en profondeur est basée sur les distinctions lithogéochimiques des unités de la section 5775 (Figure 4.4). D'après l'interprétation géologique des sections (Section 5550 à section 5837 ; Annexe C), le plan axial de ce pli P2B1 est incliné vers l'ouest. Son axe est à double plongement (206/34 et 34/28 ; Figure 4.35B). La charnière du pli P2B1 est tronqué par la zone de faille D2B2 (Figure 4.34).

4.3.3.2 Zone de faille D2B2

La zone de faille D2B2 a les mêmes caractéristiques que les zones de failles D2B1. Elle recoupe la zone de faille D2B1 et les structures géologiques qui la précèdent. Elle est localisée entre la section 5675 et la section 6175 et est visible sur le mur ouest et sud de la fosse Portage E1 ainsi que sur le mur nord de la fosse Portage D (Figure 4.36, Figure 4.37 et Figure 4.38).

4.3.3.3 Plissement D2B3

L'incrément de déformation D2B3 correspond à des plis pluridécamétriques ouverts qui sont reconnus dans la fosse Portage A (section 7500 à 7600 ; Annexe C), et dans la fosse Portage E (section 5725 à 6175 ; Annexe C). Dans la fosse Portage E, le plissement P2B3 a un axe subhorizontal faiblement plissé par la déformation D3, un plan axial orienté nord et fortement incliné vers l'est et ne montre aucune fabrique de plan axial (Figures 4.2 et 4.4). Dans la fosse Portage A, un pli pluridécamétrique ouvert P2B3 a un plan axial incliné fortement vers l'est et un axe qui plonge fortement vers le sud. L'inversion de l'orientation de l'axe est causée par le pli pluridécamétrique P3 (Figure 4.2). La déformation D2B3 consiste également en des ondulations des unités le long de la rampe sud de la fosse Portage D (Figure 4.38) ou encore interprétées sur les sections 6900 à 7125. Sur l'ensemble des sections interprétées, ces plis et ondulations P2B3 affectent toutes les précédentes structures incluant, les failles D2A, les zones de failles D2B1, le plissement isoclinal P2B1 et la zone de faille D2B2.

4.3.3.4 Zones de faille D2B4

Les zones de failles W-D2B4 et E-D2B4 sont les structures les plus tardives de la phase D2B. Elles sont reconnues de la fosse Goose à la fosse Portage A (Annexe C, Figures 4.1 et 4.2). Au niveau de la rampe sud de la fosse Portage D, elles recoupent toutes les unités et la zone de faille D2B2 (Figure 4.38). Elles recoupent également les éléments structuraux préalablement plissés par P2B3 (Figures 4.2 et 4.4). Ces zones de faille comprennent des fragments granitiques sub-arrondis d'apparence similaire aux batholites environnants (Figures 4.39 et 4.40). Elles comprennent également des lambeaux métriques à pluridécamétriques du quartzite (Figures 4.41 et 4.42). La cartographie des fabriques et des cisaillements de faille W-D2B4 et E-D2B4 sur le mur nord de la fosse Goose ainsi que l'interprétation géologique des sections 4800 à 5725 indiquent que la zone de faille E-D2B4 recoupe la zone de faille W-D2B4 (Figure 4.40). Entre les fosses Goose et Portage E2, ces zones de failles sont anastomosées, isolant des lentilles dont l'axe long plonge environ de 30° vers le sud (Figure 4.2 et section 5250 à 5675, Annexe C). À Goose, on note une ondulation tardive est présente dont l'axe, déduit d'un plongement d'un ore « ore shoot », plongerait également de 30° vers le sud (cf. chapitre 6, section 6.3.1, Figure 6.72; O. Côté-Mantha, communication personnelle, 2014).

4.3.3.5 Cinématique D2B4

Les indicateurs cinématiques observés dans les zones de faille D2B4 suggèrent que les blocs ouest se sont affaissées par rapport aux blocs est, par un mouvement apparent normal (Figures 4.38, 4.40, 4.41 et4.43).

4.3.4 Déformation D3

La déformation D3 s'exprime par un plissement P3 reconnu à toutes les échelles. Le style des plis est influencé par les variations rhéologiques des roches hôtes. Un clivage de crénulation de plan axial aux plis P3, caractéristique de la déformation D3, est également présent sur l'ensemble du gisement.

4.3.4.1 <u>Pli P3</u>

Un pli pluridécamétrique souligné par le quartzite est présent au niveau de la fosse Portage A (Figure 4.42). Ce pli majeur P3 est déversé avec un plan axial incliné d'environ 40° vers le NNO, avec un axe faiblement plongeant vers l'ouest. Les mesures de la S2A dans le quartzite et les roches volcanoclastiques permettent de calculer un axe P3 moyen vers l'ouest (269/16 ; figure 4.42B). Ce pli P3 affecte toute la succession volcanosédimentaire de la mine et les structures préexistantes comme la schistosité S2A, les failles D2A et les zones de faille D2B4 (Figures 4.2 et 4.42). Il forme un grand pli asymétrique en S avec : 1) un flanc long ondulé qui s'étend de la fosse Goose à la fosse Portage A sur lequel on retrouve des plis à plus petite échelle, 2) un flanc court qui correspond au mur nord-ouest de la fosse portage A, et 3) un flanc long ondulé en surface au nord-ouest de la fosse Portage A (Figure 2.4). Ce pli est interprété comme de génération D_{P4} par Pehrsson et al. (2004 ; 2013) ; cette divergence d'interprétation sera discutée dans le chapitre 8. La phase de déformation D3 est aussi caractérisée par des plis P3 déversés, de petites longueurs d'onde (10 cm à 1 m) avec des plans axiaux inclinés entre 15° et 45° vers le NNO qui sont observés dans les roches volcanoclastiques sur l'ensemble du mur est de la fosse Portage (Figure 4.13). La plongée de l'axe des plis P3 dépend du pendage initial des unités plissées par P2A et P2B3 et est donc très variable. Dans les roches volcanoclastiques riches en muscovite, les plis P3 sont serrés et de taille décimétrique (Figures 4.13 et 4.44A). Dans les roches volcanoclastiques plus compétentes (moins riche en muscovite), les plis P3 sont ouverts à serrés et de taille métrique (Figure 4.44B). Dans la FFR, les plis sont également ouverts à serrés et plutôt de taille décimétrique à décamétrique (Figure 4.45).

4.3.4.2 Vergence D3

L'ensemble des plis P3 ont une vergence globale vers le sud-sud-est.

4.3.4.3 <u>Fabrique S3</u>

La fabrique S3 prend généralement la forme d'un clivage de crénulation de plan axial aux plis P3. Sur l'ensemble du gisement, l'attitude du clivage S3 varie peu avec une moyenne de 274/35 (Annexe B). Dans les roches volcanoclastiques, le clivage S3 est communément matérialisé par des porphyroblastes de biotite (Figure 4.46) et par la réorientation des cristaux de muscovite, chlorite et de biotite marquant la S2A (Figure 4.23). Dans la FFR, le clivage S3 est très régulièrement défini par des porphyroblastes de grunérite grossière (Figure 4.47) et de biotite dans les lits chloriteux (Figure 4.48). À des grades métamorphiques plus élevés, le clivage S3 dans les roches volcanoclastiques et la formation fer est marqué par des porphyroblastes de biotite, de grenat et d'amphibole.

4.3.5 Déformation D4

La déformation D4 est caractérisée par des plis très ouverts ou ondulations de style et pendage de plan axial différents que ceux des plis P3. Des petits plis droits et très ouverts visibles dans le quartzite (flanc long) sur le mur ouest de Portage A représentent possiblement des P4 (Figure 4.49). Une ondulation de grande longueur d'onde, de plan axial orienté SO et fortement incliné est reconnue dans la fosse Portage E1 (Figure 4.1A et 4.36). Cette ondulation interfère avec le pli P2B3 pour former des structures de dômes et bassins (Figures 4.1B et 4.2).

4.3.6 Failles tardives

Les structures les plus tardives observées sont caractérisées par des failles fragiles subverticales et orientées est-ouest. Les failles ont un mouvement senestre et leur jeu ne dépasse pas 20 m. Deux failles ont été cartographiées entre les fosses Portage E et D et entre les fosses Portage C et B (Figures 4.1, 4.2, 4.39 et 4.50).



Figure 4.1A Vues plongeantes du modèle numérique de terrain avec la géologie des murs ouest et est de la fosse Portage, respectivement en date d'août 2012 et d'aout 2014. Seule la fosse Portage E a significativement changé pendant cette période. Les noms des lithologies indiquées sont ceux donnés lors de la cartographie : les roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques représentées sur la carte incluent les unités 1a, 1c, 2a, 2b et 2c décrites dans le chapitre 3. Le schiste à muscovite inclut probablement les unités 2a, 2c et 3 plus felsiques. Cette unité facilement reconnaissable dans la fosse sert d'horizon marqueur.



Vues plongeantes du modèle numérique de terrain avec la géologie des murs ouest et est de la fosse Portage, respectivement en date d'août 2013 et d'août 2014. Seule la fosse Portage E a significativement changé pendant cette période. Les Figure 4.1B noms des lithologies indiquées sont ceux donnés sur le terrain. Par exemple, les roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques représentées sur la carte incluent les unités 1a, 1c, 2a, 2b et 2c décrites dans le chapitre 3. Le schiste à muscovite inclut probablement les unités 2a, 2c et 3 plus felsiques. Cette unité facilement reconnaissable dans la fosse sert d'horizon marqueur.



Figure 4.1C Vues plongeantes du modèle numérique de terrain avec la géologie des murs ouest et est de la fosse Portage, respectivement en date d'août 2014 et d'août 2014, vue plongeante. Seule la fosse Portage E a significativement changé pendant cette période. Les noms des lithologies indiquées sont ceux donnés sur le terrain. Par exemple, les roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques représentées sur la carte inclut les unités 1a, 1c, 2a, 2b et 2c décrites dans le chapitre 3. Le schiste à muscovite inclue probablement les unités 2a, 2c et 3 plus felsiques. Cette unité facilement reconnaissable dans la fosse sert d'horizon marqueur.



Figure 4.2 Carte géologique du niveau 5100 m du gisement Meadowbank (surface à 5140 m). Les sections géologiques interprétées accessibles dans l'Annexe C sont localisées ci-dessus. Un format haute définition avec l'ensemble des données structurales est accessible dans l'Annexe B.



Figure 4.3 Section géologique interprétée de la fosse Goose (Section 4800).



Figure 4.4 Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 5775).



Figure 4.5 Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 6100).



Figure 4.6 Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 6175).



Figure 4.7 Section géologique interprétée de la fosse Portage B (Section 7025). Dans l'extrémité en haut à droite, un pli P2A aux flancs tronqués, est interprété (voir aussi figure 3.14) et en bas, l'unité 7 accommoderait la déformation D2B par l'intermédiaire de failles semblables à la zone de faille D2B2.







Figure 4.9 Plis P1 intrafoliaux dans la FFR. A) photographie prise sur un bloc dans la fosse Portage B; B) photographie prise sur le mur ouest de Portage D, le sens de cisaillement indiquerait une vergence vers le sud.



Figure 4.10 Plis P1 intrafoliaux dans la FFR repris par pli P2A A) photographie de l'échantillon MBK-12-013 et vue rapprochée B) montrant un pli P1 préservé dans un domaine de plus basse déformation D2A (charnière de pli P2A). Au sein des couloirs de forte déformation D2A (flanc de pli P2A tronqué), le litage S0 et la schistosité S1 sont transposés dans la schistosité S2A formant une fabrique composite S1-2A. Sur cette photo, l'axe de pli P1 est faiblement ondulant et parallèle à la coupe de l'échantillon expliquant l'effet miroir des charnières de ce pli.



Figure 4.11 Schistosité S1 fortement plissée par la déformation D2A. A) photographie de lame mince illustrant le plissement D2A intense avec une forte schistosité de plan axial définie par la chlorite ; B-C) photomicrographie de la schistosité S1 définie par la chlorite dans un lit de chert de la FFR (échantillon MBK-11-066).



Figure 4.12 Schistosité S1 fortement plissée par la déformation D2A. A) photographie de carotte de forage ; B) photographie de lame mince ; C) photomicrographie montrant les schistosités S1 et S2A définies par de la grunérite dans la FFR (échantillon MBK-11-042).





Figure 4.13 Plis P2A sur le mur est de la fosse Portage B. A) photographie et sketch interprétatif de la géologie du mur est de la fosse Portage B. La schistosité S1 dans la FFR est plissée pas un pli P2A au flanc inférieur tronqué par des failles D2A. Une schistosité S2A associée au pli P2A n'est observée que dans les roches volcanoclastiques intermédiaires. La schistosité S2A est affectée par des petits plis P3 déversés vers le sud ; B) sketch interprétatif de la vergence vers le NE du plissement D2A (voir la section 7025 qui recoupe la charnière du pli, Figure 4.7) ; C) stéréogrammes des mesures de fabrique S2A et S3.





Figure 4.14 Schistosité S2A et plissement de la FFR associé au pli P2A décamétrique sur le mur ouest de la fosse Portage B. A) schistosité pénétrative S2A dans les roches volcanoclastiques (trace S2A subhorizontale sur la photo) ; B) contact cisaillé entre la FFR (haut) et l'unité volcanoclastique (bas). La stratification S0 et la schistosité S1 sont déformées par des petits plis ouverts, devenant plus serrés en se rapprochant de la faille D2A. Ce rubanement est recoupé au contact cisaillé qui est connexe à la faille D2A principale.



Figure 4.15 Plissement disharmonique P2A dans la FFR. A) photographie du mur ouest de la fosse Portage E1 (août 2012) ; B) photographie du mur nord de la fosse Portage A.



Figure 4.16Plis P2A isoclinaux à serrés centimétriques à métriques dans la FFR. A) bloc de FFR
plissé par D2A de la fosse Portage E2 ; B) FFR affectée par le plissement D2A sur le
mur est de la fosse Portage E1.



Figure 4.17 Photographie du mur est de la fosse portage C montrant des plis P2A isoclinaux dans la FFR avec une forte transposition de la schistosité S1 (en vert) dans la schistosité S2A (en rouge) et boudinage des lits de chert dans les flancs de plis P2A. A) photographie non-interprétée ; B) même photographie avec délimitation de lits de chert plissés et boudinés en jaune.



Figure 4.18 Plis P2A ouverts à serrés dans lits de FFR sur le mur ouest de la fosse Portage A.



Figure 4.19 Fabrique S2A dans le quartzite. A) clivage S2A parallèle au litage dans le quartzite sur le mur ouest de la fosse Portage A ; B) schistosité S2A définie par la muscovite et crénulée par le clivage S3 dans le quartzite ; forage NP99-177_14,3 m.



Figure 4.20 Tectonite L-S dans le conglomérat du quartzite avec les fragments étirés en forme de crayon.



Figure 4.21 Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, marquée par la chlorite, la muscovite, le carbonate, puis crénulée par un clivage S3. A) échantillon MBK-12-056 (non analysée), fosse Portage A ; B) veine de calcite affectée par un pli P2A, Unité 1c, échantillon MBK-12-303, fosse portage D ; C) unité 2c, échantillon MBK-12-305, fosse Portage A.



Figure 4.22 Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, définie par la chlorite, la muscovite et la biotite puis crénulée par un clivage S3 en LP à gauche et en LPA à droite. A) unité 1a, échantillon MBK-11-029 ; B) unité 1b, échantillon MBK-13-099 ; C) unité 1c, échantillon MBK-12-188.



Figure 4.23Schistosité S2A, dans les unités volcanoclastiques, définie par la chlorite, la muscovite
et la biotite en LP à gauche et en LPA à droite. A) unité 2a, échantillon MBK-11-038 ;
B) unité 2c, échantillon MBK-12-326 ; C) unité 3, échantillon MBK-13-529B.


Figure 4.24Schistosité S2A, dans les roches volcaniques mafiques et ultramafique, définie par la
chlorite, le talc, les carbonates et la muscovite. A) unité 4, échantillon MBK-12-078 ;
B) unité 6, échantillon MBK-12-051A ; C) unité 5, échantillon MBK-12-083 ; D) unité
7, échantillon MBK-12-459.



Figure 4.25 Schistosité S2A dans les unités de composition mafique définie par la chlorite, en LP à gauche et en LPA à droite. A) unité 4, échantillon MBK-11-078 ; B) unité 4, échantillon MBK-12-080 ; C) unité 6, échantillon MBK-12-051A.



Figure 4.26 Schistosité S2A dans les unités de composition ultramafique définie par la chlorite et le talc, en LP à gauche et en LPA à droite. A) unité 5a, échantillon MBK-11-083 ; B) unité 5c, échantillon MBK-12-086 ; C) unité 5d, échantillon MBK-12-100.



Figure 4.27Schistosité S2A dans l'unité 7, définie par la muscovite, échantillon MBK-12-142 en
LP à gauche et en LPA à droite.



Figure 4.28 Pli P2A dans la FFR où la S0-1 est transposée dans la S2A (S1-2). On retrouve un domaine de faible déformation D2A avec un clivage de plan axial S2A discret dans la charnière du pli et une schistosité marquée dans les flancs du pli.



Figure 4.29 Relation de recoupement de la S2A par rapport au rubanement de la FFR. A) S2A parallèle à la S0-1, S3 définie par la grunérite grossière, échantillon MBK-11-086 ; B) lame mince de l'échantillon MBK-11-086 ; C) S2A définie par la grunérite et à angle par rapport à la S0-1, échantillon MBK-11-054 ; D) lame mince de l'échantillon MBK-11-054 ; D) lame mince de l'é



Figure 4.30 FFR en contact de faille avec une roche volcanoclastique, mur est de la fosse Portage B. La fabrique S2A devient de plus en plus marquée en s'approchant du contact cisaillé (connexe à la faille principale D2A.



Figure 4.31Schistosité S2A verticale affectée par la fabrique S3 à faible pendage vers le nord. A)
schistosité S2A observée dans la roche volcanoclastique sur le mur nord-ouest de la
fosse Portage A ; B) stéréogrammes des mesures de fabrique S2A et S3.



Figure 4.32 Relations entre la schistosité S2A (plan de cisaillement primaire C) et les plans de cisaillement secondaire « C'» qui affectent principalement la veine de quartz formant des « back-rotated boudins » indiquant une cinématique apparente inverse vers l'est dans un échantillon de FFR orientée.



Figure 4.33 Photographies illustrant l'intensité de la déformation et le réseau de veines de quartzcarbonate dans l'unité ultramafique accommodant les zones de faille D2B, D2B2 et D2B4. A) échantillon MBK-12-054 ; B) échantillon MBK-12-308 ; C) échantillon MBK-12-037.



Figure 4.34 Section géologique interprétée de la fosse Portage E (Section 5925). La charnière du pli isoclinal P2B1 contemporain aux zones de faille D2B1 est tronquée par la zone de faille D2B2.



Figure 4.35 Fabrique S2A affectée pas un pli P2B1 recoupé par la zone de faille D2B2. A) Photographie et sketch interprétatif de la géologie du mur sud de la fosse Portage E2 (août 2013); B) agrandissement illustrant la schistosité S2A plissée; C) stéréogrammes des mesures de fabrique S2A et S3.



Figure 4.36 Panorama photographique et interprétation de la géologie du mur ouest de la fosse Portage E1 à la fin du mois d'août 2012. La zone de faille D2B2 recoupe à faible angle la stratigraphie. La géologie et la zone de faille D2B2 sont ondulées par la déformation D4.



Figure 4.37Zone de faille D2B2 accommodée par l'unité ultramafique sur le mur sud de la fosse
Portage E1.



Figure 4.38 Panorama photographique et sketch interprétatif illustrant la zone de faille D2B2 accommodée par l'unité ultramafique, plissée par la phase de déformation D2B3 et recoupée par les zones de faille D2B4 sur la rampe sud de la fosse Portage D.



Zone de faille W-D2B4 comprenant un xénolite arrondi de granite de 21m. Les unités sont recoupées par des failles fragiles tardives subverticales. A) Photographie et sketch interprétatif de la géologie du mur ouest de la fosse Portage B; B) stéréogrammes des mesures de fabrique S2A et S3 prise sur le mur ouest de la fosse Portage B. Figure 4.39







Figure 4.40 Photographie et sketch interprétatif de la géologie du mur nord de la fosse Goose. On y retrouve des xénolites de granite et la FFR dans la zone de faille E-D2B4. La fabrique de la zone de faille E-D2B4 recoupée par les plans de cisaillement de la zone de faille W-D2B4, Il est possible d'interpréter un mouvement apparent normal grâce aux relations angulaires la fabrique S2A par rapport aux plans de cisaillements de faille S2B.





Figure 4.41 Lambeaux du quartzite à l'intérieur de la zone de faille W-D2B4 sur le mur nord de la fosse Portage C. Il est possible d'interpréter un mouvement apparent normal grâce aux relations angulaires la fabrique S2A par rapport aux plans de cisaillements de faille S2B.



Zone de faille W-D2B4 englobe un lambeau pluridécamétrique de quartzite. Les failles D2A, les zones de faille D2B4 sont plissées par un pli P3 pluridécamétrique. A) Photographie et interprétation de la géologie du mur ouest de la fosse Figure 4.42 Portage A ; B) stéréogrammes des mesures de fabrique S2A et S3 prise sur le mur ouest de la fosse Portage B.





Figure 4.43 Zone de faille D2B4. A) zone de faille E-D2B4 qui recoupe la schistosité S2A sur le mur nord de la fosse Portage D; B) agrandissement de A) où il est possible d'interpréter un mouvement apparent normal grâce aux relations angulaires des fabriques de failles par rapport aux plans de cisaillement de faille.



Figure 4.44 Style de la déformation D3 dans les roches volcanoclastiques. A) plis P3 serrés avec un axe de pli plongeant faiblement vers l'ouest dans la fosse portage B ; B) plis P3 ouverts à fermés avec un axe de pli plongeant fortement vers le nord dans la fosse Portage E1.



Figure 4.45 Style de la déformation D3 dans la FFR. A) plis décamétriques dans la FFR sur le mur est de la fosse Portage E ; B) plis décimétriques dans la FFR, échantillon MBK-14-024, Portage A.



Figure 4.46 Photomicrographies montrant le clivage S3 défini par la biotite dans les roches volcanoclastiques. A) unité 2b, échantillon MBK-11-062 ; B) unité 2a, échantillon MBK-11-048.



Figure 4.47Photomicrographies montrant le clivage S3 défini par la grunérite dans la FFR. A)
Échantillon MBK-11-082 en LP ; B) Échantillon MBK-11-086 en LP.



Figure 4.48 Clivage S3 défini par la biotite dans un lit de chlorite de la FFR, échantillon MBK-11-155.



Figure 4.49 Plis ouvert P4 sur le flanc long d'un pli P3 affectant le quartzite sur le mur ouest de la fosse Portage A. La zone de faille W-D2B4 est également plissée par la déformation D3.



Figure 4.50Faille tardive décalant la zone de faille W-D2B4 mur ouest de Portage B.

CHAPITRE 5: MÉTAMORPHISME DANS L'ENVIRONNEMENT IMMÉDIAT DU GISEMENT MEADOWBANK

5.1 Introduction

Le secteur de la mine Meadowbank est affecté par au moins trois événements métamorphiques (Armitage, 1992 ; Zaleski et al., 1999a ; L'heureux, 2003 ; Pehrsson et al., 2004 ; 2013). Le métamorphisme principal (M_{P2}) évolue du nord vers le sud, du faciès schiste vert à amphibolite. Tel qu'indiqué par les travaux d'Armitage (1992) et de Sherlock et al. (2004), et tel que documenté en détail dans ce chapitre, le pic du métamorphisme est postérieur à l'altération hydrothermale reliée à la minéralisation aurifère. Ainsi les paragenèses observées dans le secteur de la mine sont le produit d'un métamorphisme affectant des roches préalablement altérées. Les différentes générations d'assemblages ou paragenèses métamorphiques présentes à Meadowbank sont traitées indépendamment des phases établies au niveau régional ; la corrélation entre les éléments documentés à Meadowbank et ceux documentés à l'échelle régionale est présentée au chapitre 9.

Afin de documenter l'augmentation du faciès métamorphique du nord vers le sud observée dans la région immédiate de Meadowbank, les assemblages métamorphiques de chacune des unités volcaniques, volcanoclastiques et FFR ont été décrits systématiquement pour chaque section étudiée, du nord vers le sud (section 7500 au nord de la fosse Portage, section 7025 dans la partie centrale de la fosse Portage, section 6175 au sud de la fosse Portage, section 4800 dans la fosse Goose et le forage GS12-006 localisé sur la section 3450 au sud de la fosse Goose). Toutes les observations sont compilées dans la figure 5.1 et ce chapitre ne présente qu'une synthèse de ces observations. La plupart des photomicrographies des échantillons sont accompagnées d'une photographie de carotte de forage dans le but de faciliter la corrélation entre les observations à l'échelle microscopique des différentes fabriques à celles à l'échelle mésoscopique ou de l'échantillon. L'analyse par microsonde de certains minéraux (résultats dans l'annexe G) a permis de déterminer les phases minéralogiques par leur composition chimique. Rappelons que, hors des zones de charnière des plis P2A, les fabriques S1 et S2A forment communément une schistosité composite S1-2 (identifiée comme S2A dans le texte et les figures), alors que la fabrique

S3 prend généralement la forme d'un clivage de crénulation. Les épisodes de métamorphisme M2A et M3 sont reliés respectivement à la déformation D2A et D3.

Ce chapitre présente les paragenèses métamorphiques associées aux épisodes de métamorphisme M1, M2A et M3 dans les roches volcanoclastiques, dans les roches volcaniques mafiques et ultramafiques et dans la FFR, puis énumère les différents types de réactions ayant eu lieu lors d'un métamorphisme M2A prograde permettant de contraindre les conditions de pression et de température (P-T) et enfin expose les effets du métamorphisme sur la minéralisation.

5.2 Métamorphisme M1

La schistosité S2A est particulièrement bien développée dans les roches volcanoclastiques, rendant difficile la distinction des paragenèses M1 et M2A dans ces unités. Néanmoins, la schistosité S1 a été reconnue localement dans la FFR et permet de différencier la paragenèse M1. Cette dernière comprend la chlorite et la grunérite, définissant une fabrique S1 (Figures 4.11 et 4.12).

5.3 Métamorphisme M2A

5.3.1 Roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires, intermédiaires et felsiques

Du nord de la fosse Portage au sud de la fosse Goose, les unités volcaniques mafiques à intermédiaires (unité 1a, 1b et 1c) sont caractérisées, par ordre d'abondance, par la chlorite, la muscovite \pm le carbonate et l'épidote qui définissent la fabrique S2A (Figures 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4) alors que les roches intermédiaires (unités 2a, 2b et 2c) et felsiques (unité 3) sont plutôt caractérisées par la muscovite et chlorite (Figures 5.1 et 5.5). Ces assemblages métamorphiques sont syn-D2A. Dans ces roches volcanoclastiques, on constate l'apparition progressive de la biotite ou de feldspath plagioclase recristallisé (albite : déterminé à partir d'analyse microsonde) en allant vers le sud, devenant abondants au sud de la fosse Portage à partir de la section 6175. Cette biotite est présente dans la schistosité S2A (Figures 5.6 et 5.7) est syn-D2A. La biotite se forme au détriment de la
chlorite lors d'un métamorphisme prograde : la biotite est localisée à la bordure du cristal alors que la chlorite est plutôt localisée dans la partie centrale (Figure 5.6B et section 5.3.4). Elle forme aussi des porphyroblastes de biotite M2A (\leq 500 µm) qui présentent des inclusions de quartz parallèles à S2A, indiquant qu'ils se superposent à cette schistosité (Figures 5.8 et 5.9A). Ces porphyroblastes de biotite M2A semblent être déformés et limités par le clivage S3 et certains montrent un clivage cristallographique parallèle au clivage S3 et à angle par rapport à l'allongement du minéral. Ces observations suggèrent une recristallisation possiblement lors de la déformation D3. L'albite recristallisée forme des grains granoblastiques ou des porphyroblastes qui se superposent à la schistosité S2A et sont déformés par le clivage S3 (Figures 5.9B et C). Ces cristaux d'albite sont tardi-D2A et se développent possiblement dans des lits plus sodiques de la roche volcanoclastique. Des porphyroblastes de grenat (spessartine), d'amphibole (magnésiohornblende) et de staurotide apparaissent vers le sud, c'est-à-dire dans le secteur de la fosse Goose (forage GS12-006 ; Figures 5.10, 5.11, 5.12, 5.13, 5.14 et 5.15). Ces porphyroblastes se superposent à une schistosité S2A définie par des trains d'inclusions de quartz, et dans certains cas, orientés sub-parallèles à la S2A mais aussi, déformés par le clivage S3 (Figures 5.11 et 5.12). Ils ont probablement cristallisé pendant et tardivement par rapport à l'épisode de déformation D2A. La figure 5.13C illustre également des porphyroblastes de biotite M2A qui sont à la fois allongés dans la schistosité S2A et se superposent à celleci, indiquant une cristallisation syn à tardi D2A. Ces porphyroblastes de biotite M2A sont parfois réorientés dans le clivage de crénulation S3, et sont de tailles plus importantes (> 1mm) (Figure 5.13) que celles des porphyroblastes de biotite M2A retrouvés plus au nord (section 6175), dans la fosse Portage E. Les porphyroblastes de spessartine présentent parfois une couronne sans inclusion (Figure 5.13B) et les porphyroblastes d'amphibole se superposent et recoupent la schistosité S2A (Figure 5.10C). Ces observations suggèrent qu'une partie de la cristallisation du grenat et de l'amphibole aurait lieu tardivement dans la phase de déformation D2A (post-pic de pression), possiblement lors de la relaxation thermique M2A.

5.3.2 Roches volcaniques mafiques et ultramafiques

Dans l'unité 4 mafique, le métamorphisme M2A se caractérise au nord par la chlorite et le carbonate qui définissent la fabrique S2A (Figure 5.16) et au sud par la biotite et l'amphibole (magnésiohornblende ; Figure 5.17). Ces assemblages métamorphiques sont syn-D2A. Bien que l'amphibole définisse principalement la fabrique S2A, certaines d'entre elles semblent orientées aléatoirement indiquant une cristallisation syn- à tardi-D2A. Du nord de la fosse Portage à la fosse Goose, l'unité 5 ultramafique est composée de chlorite, talc et carbonate qui définissent une schistosité S2A (Figure 5.18). À Goose, l'unité 5 ultramafique forme des niveaux riches en actinote, magnésiohornblende et biotite définissant une fabrique S2A (Figure 5.19).

5.3.3 FFR

La paragenèse M2A de la FFR comprend de la grunérite fine, de la chlorite (Figures 5.20 et 5.21) et parfois de la biotite (Figure 5.22) qui définissent une schistosité S2A. La grunérite fine est néanmoins absente sur la section 7500 et devient plus abondante vers le sud de manière générale. À Goose, on constate l'apparition de grenat qui se superpose à la schistosité S2A dans les bandes de chlorite (Figures 5.22 et 5.23). Ces porphyroblastes de grenat sont affectés par le clivage de crénulation S3 et sont probablement tardi-D2A. Les analyses microsondes d'Armitage (1992) montrent que ces grenats ont le cœur de type spessartine et une couronne de type almandin.

5.3.4 Réactions métamorphiques et conditions de pression et température

Nos observations pétrographiques permettent d'obtenir certaines contraintes thermobarométriques pour les unités de Meadowbank ; celles-ci corroborent et complètent les données et interprétations de Armitage (1992), L'Heureux, (2003) et Pehrsson et al. (2004). L'état fortement altéré des unités complique cependant l'interprétation des données. Par exemple, l'enrichissement relative en aluminium des unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires suite au lessivage d'éléments mobiles pendant l'altération a induit la cristallisation de phases de haut grades métamorphiques typiques de roches métapélitiques, telle la staurotide. Ainsi, le métamorphisme des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires (unités 1a, 1b et 1c) préalablement fortement altérées a entrainé plusieurs réactions métamorphiques typiques des roches pélitiques et typiques des roches mafiques lors de l'événement prograde M2A.

L'apparition de biotite dans les unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires du sud de la fosse Portage (section 6175) semble être le résultat de la réaction suivante :

Muscovite+Chlorite+Quartz = Biotite (Spear, 1995) (1)

L'apparition de grenat, staurotide et hornblende à partir de la fosse Goose (section 4800) résulte des réactions suivantes :

Chlorite+Épidote = Hornblende (Spear, 1995) (2) Muscovite+Chlorite = Biotite+Grenat+H₂O (Pattison et Tracy, 1991) (3) Chlorite+Grenat = Staurotide (Spear, 1995) (4) Muscovite+Chlorite=Staurotide+Biotite+Quartz+H₂O (Pattison et Tracy, 1991)

(5)

Dans les unités mafiques (unité 4), la cristallisation d'actinote à partir de la fosse Goose (section 4800) se fait au dépend de la calcite et de la chlorite par la réaction suivante :

Chlorite+Carbonate+Oxydes = Actinote±Épidote+H2O+CO2 (Yardley, 1989) (6)

La présence de biotite dans l'unité 4 mafique s'explique possiblement par l'excès en potassium due à l'altération (Figure 5.24).

Dans les roches ultramafiques à Goose, la présence d'actinote à bordure de magnésohornblende témoigne également d'un métamorphisme prograde par la réaction :

Albite+Actinote = Hornblende+Quartz (Cooper, 1972; Figure 5.19) (7).

Dans les FFR, l'apparition de grunérite fine dans les niveaux de chert dans la partie sud de la fosse portage (section 6175) est provoquée par la réaction suivante :

Magnétite+Quartz+Fluide = Grunérite+Fluide (Klein, 1978) (8)

ou de grenat de type almandin dans les lits chloriteux dans la fosse Goose par la réaction suivante :

Quartz + Fe-Chlorite = Almandin+Fluide (Hsu, 1968) (9)

L'ensemble de ces réactions métamorphiques témoignent d'un métamorphisme M2A prograde augmentant vers le sud. Celles-ci permettent d'estimer grossièrement les conditions de pression et de température atteintes dans les différents secteurs de la mine Meadowbank et de proposer un chemin P-T possible (Figure 5.24). La présence de disthène et chloritoïde dans des roches volcaniques interstratifiées au quartzite au nord du lac Third Portage (Ashton, 1988) et corrélées à l'unité 7 (cf. section 8.3) indique des conditions P-T minimales de 0,27 Gpa et 370 °C (Figure 5.24 : point 1). L'apparition de grunérite dans les FFR, de biotite dans les roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires et de grunérite dans les FFR au sud de la fosse Portage indique des conditions de températures supérieur à 450 °C (Figure 5.24 : point 2). La présence d'hornblende et d'actinote identifiées respectivement dans les unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires et les unités volcaniques mafiques, la disparition de chlorite dans les roches volcaniques mafiques dans la fosse Goose (section 4800) et au sud de celle-ci (section 3450), combinées à la présence d'andalousite dans des roches volcanoclastiques encore plus au sud (section 2650; L'Heureux, 2003) indiquent des conditions P-T minimales de ~ 0.3 GPa pour ~550 °C (Figure 5.24 : point 3).

5.3.5 Âge du métamorphisme M2A

Des données géochronologiques ont été acquises lors de notre étude (McNicoll et al., données non-publiées) afin de contraindre l'âge du métamorphisme dans la région du gisement Meadowbank. Les analyses ont été effectuées sur une population de grains de monazite sous forme d'inclusions comprises dans des porphyroblastes de grenat. Ces grenats sont allongés dans la S2A, se superposent à la schistosité S2A et sont affectés par le clivage de crénulation S3 (Figure 5.25). Ces grenats sont ainsi syn à tardi D2A. Les résultats préliminaires donnent des âges d'environ 1853 Ma pour l'échantillon MBK-12-502 et d'environ 1825 Ma pour l'échantillon MBK-12-428 (échantillons provenant de Goose Sud). Ces âges correspondraient à l'âge minimum du pic du métamorphisme M2A à Meadowbank.

5.4 Métamorphisme M3

Dans les roches volcaniques, les assemblages métamorphiques M2A sont souvent recristallisés et réorientés dans le clivage S3. Cependant, de nouveaux assemblages caractéristiques du métamorphisme M3 se superposent à la schistosité S2A et cristallisent dans la fabrique S3.

5.4.1 Roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires, intermédiaire et felsiques

Au sud de la fosse Portage, la paragenèse M3 est représentée par des porphyroblastes de biotite définissant le clivage S3 (Figures 5.6, 5.9, 5.13C et 5.26). La cristallisation de ces biotites est syn-D3. Vers le sud, dans la fosse Goose, on constate l'apparition de rares grains de grenat (Figure 5.14C) orientés dans le clivage S3. Ce grenat a cristallisé pendant la phase M3.

5.4.2 Roches volcaniques mafiques et ultramafiques

Dans l'unité 4 mafique, la paragenèse métamorphique est caractérisée par des amphiboles (magnésiohornblende) qui sont concentrées en bandes, séparées par des cristaux de feldspaths et définissant un rubanement métamorphique parallèle à S2A. Les porphyroblastes de magnésiohornblende sont soit sous forme d'amas d'orientations variées, ou sont orientés parallèles au clivage S3 (Figure 5.27). Dans l'unité 5 ultramafique, des porphyroblastes de biotite sont orientés dans le clivage S3 et des amphiboles montrent des orientations généralement aléatoires (Figures 5.28 et 5.29). La biotite semble s'être développée pendant D3 alors que l'amphibole est interprétée comme syn-D3 à tardi-D3. La biotite et l'amphibole sont caractéristiques du métamorphisme M3 des roches mafiques et ultramafiques dans la partie sud du gisement.

5.4.3 FFR

Dans le sud du gisement (section 6175 et plus au sud), la paragenèse M3 est formée de porphyroblastes de biotite dans les lits chloriteux, dont l'axe long et le clivage cristallographique sont orientés parallèles au clivage S3 (Figures 5.21 et 5.30). Dans la

fosse Goose, des porphyroblastes de grenat se superposant sur la fabrique S2A (Figure 5.30) sont orientés dans le clivage S3. De rares amphiboles recoupent la schistosité S2A et le clivage S3 (Figure 5.23). La biotite est interprétée comme syn-D3 tandis que l'amphibole serait tardi-D3. La plupart des grenats semblent reliés au métamorphisme M2A, cependant quelques-uns semblent réorientés et recristallisés dû à la déformation D3. Dans les lits de chert, le métamorphisme M3 est caractérisé par de la grunérite porphyroblastique qui définit le clivage S3 (Figure 5.20D). Enfin, la grunérite étoilée est souvent présente dans les lits de chert au contact avec les lits de magnétite (Figure 5.31). N'étant pas affecté par le clivage S3, la grunérite semble tardive à postérieure à la déformation D3 (Figure 5.31 C et D).

5.4.4 Réactions métamorphiques et conditions P-T

Les assemblages métamorphiques caractéristiques du métamorphisme M3 semblent refléter des conditions P-T semblables à celles de l'épisode M2A (section 1.3.4). Ainsi dans l'ensemble des unités, l'apparition de la biotite au sud de la fosse Portage par la réaction métamorphique (1), puis l'apparition de grenat, amphibole dans la fosse Goose par les réactions métamorphiques (2, 3, 6, 7 et 9) témoignent de l'augmentation du facies métamorphique M3 vers le sud le long des fosses. L'absence de staurotide suggère des conditions de température du métamorphisme M3 légèrement plus faible que le métamorphisme M2A avec un pic P-T d'environ 0,3 GPa pour 540 °C.

5.4.5 Métamorphisme rétrograde post-M3

À Goose, l'unité 1a présente des porphyroblastes de chlorite possédant une forme très semblable à celle du grenat (Figure 5.32). Au sud de Goose, des porphyroblastes de biotite M3 sont remplacés par la chlorite (Figure 5.13C). Des porphyroblastes de chlorite ont une forme très semblable (Figure 5.11) à ceux de la biotite M3 (Figure 5.12). Ces observations suggèrent un rétromorphose du grenat et des porphyroblastes de biotite en chlorite suite au métamorphisme M3. Le peu d'observations sur ce type de phénomène montre que les processus de rétrogression ne semblent pas être importants à Meadowbank.

5.5 Effets du métamorphisme sur la minéralisation

À Meadowbank, plusieurs évidences texturales suggèrent que le métamorphisme s'est produit après la mise ne place de la minéralisation et affecte cette dernière. Dans la FFR, la grunérite métamorphique croît très souvent aux dépens de la minéralisation ; elle recoupe et englobe des grains d'or, la pyrrhotite ou la chalcopyrite (Figure 5.33). Le métamorphisme recristallise également l'ensemble des sulfures. Par exemple, les textures de remplacement des lits de magnétite par la pyrrhotite sont peu évidentes (Figure 5.33E). Elles ont très souvent été recristallisées formant alors des contacts francs magnétite/pyrrhotite. La présence récurrente de joints triples dans les sulfures est aussi indicateur d'une forte recristallisation de la minéralisation (Figure 5.34A et B). La chalcopyrite remplit ces joints triples. L'arsénopyrite ou la pyrite montrent souvent un cœur recristallisé uniforme et une bordure externe recristallisée témoignant possiblement l'effet des épisodes métamorphiques M2A et M3 (Figure 5.34B et E). Les amas de pyrrhotite sont communément associés à des grains de magnétite de taille supérieure à 50 μm (Figure 5.33A) et pouvant atteindre 1000 μm (Figure 5.34C et D), taille énorme par rapport à celle des grains de magnétite (< 10 μ m) présents dans les lits de FFR (Figure 5.33E). Ces gros grains de magnétite contiennent des inclusions de pyrrhotite (Figures 5.33A et 5.34D) et parfois d'or (Figure 5.34C). Il est possible que ces grains de magnétite soient recristallisés sous forme de porphyroblastes ou soient issu du remplacement de la pyrrhotite en réponse à la volatilisation du soufre présent dans la pyrrhotite lors du métamorphisme.

5.6 Récapitulatif du métamorphisme M2A et M3

La présence de minéraux définissant la fabrique S2A telles la chlorite, la muscovite, l'épidote et la calcite dans les roches volcaniques, et la grunérite et la chlorite dans la FFR, suggère des conditions typiques du faciès schiste vert lors du métamorphisme M2A (Best, 2013). L'apparition de phases telle la biotite à partir de la fosse Portage E, le grenat et l'amphibole et parfois de staurotide dans la fosse Goose sont les évidences d'un grade métamorphique M2A plus élevé vers le sud atteignant le faciès des amphibolites (Figure 5.24). La présence dans de nombreux cas, d'assemblages métamorphiques qui se

superposent à la schistosité S2A indique que le pic de température du métamorphisme M2A a possiblement été atteint après la phase de déformation D2A.

L'apparition progressive, de la fosse Portage E vers le sud de la fosse Goose, de porphyroblastes de biotite, puis d'amphibole (grunérite et ferrohornblende) et rarement de grenat qui cristallisent dans le clivage S3, témoigne également d'une augmentation des conditions P-T du métamorphisme M3 vers le sud atteignant aussi le faciès des amphibolites (Figure 5.24). La présence d'amphiboles porphyroblastiques orientées aléatoirement et de grunérite étoilée témoigne que le pic de température du métamorphisme M3 est tardi- à post-D3, possiblement dans des conditions statiques.



Figure 5.1 Assemblages métamorphiques des différentes unités hôtes du gisement Meadowbank sur différentes sections du nord au sud en fonction de la phase de déformation D2A et D3. Section 7500 : fosse Portage A ; section 7025 : fosse Portage C ; section 6175 : Portage E ; section 4800 : fosse Goose et le forage GS12-006 : au sud de la fosse Goose.





Figure 5.2 Chlorite, muscovite ± biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 7025. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-204; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-204 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.3 Chlorite, muscovite, calcite ± biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1c, section 7025. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-188 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-188 en LP à gauche et en lumière LPA à droite C) grains néoformés de calcite alignés dans la schistosité S2A mais recoupant cette dernière. La cristallisation est tardi- déformation D2A.



Figure 5.4Chlorite, biotite et épidote définissant la schistosité S2A dans l'unité 1b, section 4800.A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-436; B)
photomicrographie de l'échantillon MBK-13-436 en LP à gauche et en lumière LPA
à droite.



Figure 5.5 Muscovite et chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 2c, section 7500 A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-054; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-054 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.6 Biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 6175. La biotite porphyroblastique M3 est parallèle au clivage S3. A) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-099 en LP à gauche et en lumière LPA à droite B) agrandissement de A).



Figure 5.7Biotite et muscovite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, forage GS12-006.A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-14-037; B)
photomicrographie de l'échantillon MBK-14-037 en LP à gauche et en lumière LPA
à droite.



Figure 5.8 Muscovite et chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a, section 6175. La biotite porphyroblastique M2A se superpose à la schistosité S2A, mais est crénulée par le clivage S3 et localement recristallisée. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-11-029 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-029 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.9 Muscovite, biotite et feldspath plagioclase ± chlorite définissant la schistosité S2A dans l'unité 2a, section 6175. A) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-010 en LP à gauche et en lumière LPA à droite, les porphyroblastes de biotite M2A se superposent à la schistosité S2A ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-032 en LP à gauche et en lumière LPA à droite, la partie inférieure droite montre la cristallisation de cristaux de feldspath plagioclase (albite) qui se superposent à la schistosité S2A. Leur cristallisation est tardi-D2A et reflète la composition plus sodique d'un lit primaire de l'unité ; C) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-056 en LP à gauche et en lumière LPA à droite, on remarque la cristallisation de porphyroblastes d'albite qui se superposent sur la schistosité S2A ainsi que de la biotite porphyroblastique M3 qui définit le clivage S3.



Figure 5.10 L'amphibole, la chlorite, l'épidote et la biotite définissant la schistosité S2A dans l'unité 1a très altérée, section 4800. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-330 ; B) le grenat et l'amphibole se superposent à la schistosité S2A définie par des inclusions de quartz. Le grenat et l'amphibole ont cristallisé tardi-D2A, photomicrographie de l'échantillon MBK-13-330 en LP à gauche et en lumière LPA à droite ; C) certaines amphiboles recoupent très franchement la schistosité S2A et sont clairement tardives (tardi-D2A ou M3?), photomicrographie de l'échantillon MBK-13-330 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.11 Muscovite et grenat définissant la schistosité S2A crénulée par un clivage S3 défini par une chlorite possiblement issue de la rétrogradation de porphyroblastes de biotite M3, dans l'unité 1a altérée, forage GS12-006. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-14-036 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-036 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.12 Grenat ± staurotide se superposant sur la schistosité S2A qui est crénulée par un clivage S3 dans l'unité 1a altérée. La muscovite et la biotite sont crénulées par S3 ; un porphyroblaste de biotite post-S2A pourrait être relié à M3 (forage GS12-006). A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-14-035 ; B et C) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-035 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.13 Biotite, feldspath plagioclase et grenat qui se superposent sur la schistosité S2A et affectés par le clivage de crénulation S3. On retrouve quelques biotites porphyroblastiques M3, dans l'unité 7, forage GS12-006. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-14-043 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-043 en LP à gauche et en lumière LPA à droite ; C) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-043 en LP à gauche et en lumière LPA à droite, de rares biotites porphyroblastiques M3 néoformées.



Figure 5.14 Grenat-staurotide se superposant sur la schistosité S2A et affecté par un clivage de crénulation S3. Le clivage cristallographique de la biotite porphyroblastique est parallèle au S3. Unité 7, forage GS12-006. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-14-044 ; B et C) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-044 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.15 Hornblende (parfois sous forme de veines) et biotite parallèle à la schistosité S2A. Unité 1a, forage G98-225. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-325 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-325 en LP à gauche et en lumière LPA à droite et C) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-325.



Figure 5.16 Chlorite ± carbonate-épidote définissant la schistosité S2A dans l'unité 4, section 7025. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-078; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-078 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.17 Biotite et amphibole définissant la schistosité S2A puis crénulées et réorientées dans le clivage de crénulation S3. De nouvelles amphiboles recoupent la S2A et cristallisent dans le clivage de crénulation S3, dans l'unité 4, section 4800. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-439; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-439 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.18 Chlorite, talc et carbonate définissant la schistosité S2A dans l'unité 5, section 7025. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-083; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-083 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.19 Actinote et magnésiohornblende définissant une schistosité S2A dans une roche volcanique ultramafique, à Goose, section 4800. La magnésiohornblende de haut grade métamorphique présente parfois un cœur d'actinote de plus faible grade métamorphique, ce qui témoignerait du métamorphisme prograde. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-313 ; B) et C) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-313 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.20 Chlorite et grunérite fine définissant la schistosité S2A. Grunérite porphyroblastique orientée parallèle au clivage S3. Quelques grunérites étoilées sont disséminées dans les lits de chert et sont interprétées comme cristallisant post-déformation D3 dans la FFR, section 7025. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-179; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-179 en LP à gauche et en lumière LP réfléchie à droite; C) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-11-086 en LP à gauche et en lumière LP réfléchie à droite.



Figure 5.21 Chlorite définissant la schistosité S2A et biotite porphyroblastique définissant le clivage de crénulation S3. A) photographie de l'échantillon MBK-11-155 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-155 en LP à gauche et en lumière LPA à droite ; C) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-11-149 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-149 en LP.



Figure 5.22 Chlorite et biotite définissant la S2A, grenat se superposant sur la S2A et biotite porphyroblastique allongé le long du clivage S3 dans la FFR, section 4800 ; photographie de l'échantillon MBK-12-502.



Figure 5.23 Chlorite définissant la schistosité S2A, grenat se superposant sur la schistosité S2A et amphibole recoupant une schistosité S2A crénulée. A) photographie de l'échantillon MBK-13-329 ; B et C) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-329 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.24 Diagramme de pression – température montrant les réactions métamorphiques principales du gisement Meadowbank. Le chemin P-T approximatif des unités présentent dans la fosse Goose est représentés par la flèche. Le point (1) représente la zone au nord du Lac Third Portage (localisé sur la figure 8.7), le point (2) représente le sud de la fosse Portage (section 6175), le point (3) correspond à la fosse Goose (section 4800) et au sud de la fosse Goose (section 3450 et 2650).



Figure 5.25 Porphyroblastes de grenat se superposant à la schistosité S2A et crénulés par S3. La datation U-Pb des inclusions de monazite contenues dans ces porphyroblastes de grenat a permis de contraindre l'âge du métamorphisme M2A. A) échantillon MBK-12-502, forage GS12-006 de 603,6 à 603,9 m ; B) échantillon MBK-12-428, forage GS12-006 de 625,2 à 625,4 m.



Figure 5.26 Biotite porphyroblastique M3 orienté dans le clivage de crénulation S3 dans l'unité 2a. La schistosité S2A est définie par la muscovite. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-11-048, section 6175 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-048 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.


Figure 5.27 Biotite et amphibole concentrées en bandes définissant globalement la foliation principale S2A. Les porphyroblastes sont soit sous forme d'amas d'orientations variées ou orientées parallèles au clivage S3, dans l'unité 4, l'échantillon MBK-13-441, section 4800.



Figure 5.28 Chlorite définissant la schistosité S2A et biotite porphyroblastique M3 orientée dans le clivage S3 dans l'unité 5, section 6175. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-472 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-472 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.29 Chlorite et talc définissant la schistosité S2A et amphiboles porphyroblastiques (magnésio-ferrohornblende) orientées possiblement le long du clivage S3 dans l'unité 5, section 6175. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-12-322, section 6100 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-322, section 6100 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.30 Biotite et amphibole définissant le clivage S3. Quelques porphyroblastes d'amphibole sont orientés à fort angle par rapport au clivage S3 et semblent tardifs. Les porphyroblastes de grenat se superposent sur la S2A, quelques-uns sont parallèles au clivage S3 ; échantillon MBK-12-018.



Figure 5.31 Grunérite étoilée post-déformation D3 qui n'est pas affectée par la déformation D2A. A) photographie de l'échantillon MBK-13-118; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-118 en LP à gauche et en lumière LPA à droite; C) photographie de l'échantillon MBK-11-118; D) photomicrographie de l'échantillon MBK-11-118 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.32 Rétromorphose en chlorite d'un ancien porphyroblaste de grenat superposé à S2A, dans l'unité 1a, section 4800. A) photographie de carotte de forage de l'échantillon MBK-13-331 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-13-331 en LP à gauche et en lumière LPA à droite.



Figure 5.33Photomicrographies illustrant les effets du métamorphisme. A) et D) grunérite se
développant aux dépens de l'or et la pyrrhotite ; A et B) magnétites grossières
métamorphiques dans des amas de pyrrhotite ; B et C) grunérite se développant aux
dépens de la pyrrhotite ; D) recristallisation de la bordure externe de l'arsénopyrite ;
E) remplacement par la pyrrhotite de la bordure d'un lit de magnétite.



Figure 5.34 Photomicrographies illustrant les effets du métamorphisme. A et B) joints triples dans les sulfures recristallisés ; C et D) grains grossiers de magnétite métamorphique automorphe dans des amas de pyrrhotite ; B et E) pyrite et arsénopyrite avec un cœur et une bordure recristallisée.

CHAPITRE 6: TYPOLOGIE ET DISTRIBUTION DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DU GISMENT MEADOWBANK

6.1 Introduction

L'étude du type, du style et de la distribution de la minéralisation aurifère est essentielle afin de comprendre la genèse du gisement Meadowbank. Ce chapitre présente d'abord la typologie et les caractéristiques géochimiques de la minéralisation et ensuite les relations spatiales entre les éléments structuraux (cf. chapitre 4), la distribution et la géométrie des zones minéralisées.

6.2 Typologie de la minéralisation

La minéralisation aurifère à Meadowbank est comprise principalement dans les FFR et dans une moindre mesure dans les roches volcanoclastiques. L'or est associé principalement (par ordre d'abondance) à la pyrrhotite, à la pyrite, à l'arsénopyrite et à la chalcopyrite. L'or est très souvent sous la forme de grains libres ou présent sous la forme d'inclusions et/ou dans le réseau cristallin de la pyrite ou de l'arsénopyrite. Dans la FFR, la minéralisation est stratoïde et/ou parallèle à la fabrique S2A et/ou fortement concentrée dans des zones de forte déformation D2A. Plus rarement, elle est présente dans des veines de quartz alors que dans les roches volcanoclastiques, elle est exclusivement associée à des veines de quartz boudinées et transposées dans la fabrique S2A.

6.2.1 Minéralisation dans la FFR

6.2.1.1 Pyrrhotite/pyrite dans le rubanement S1-2A

Les sulfures sont communément distribués dans le rubanement de la formation de fer. La formation des sulfures dans le rubanement est probablement contrôlée par la sulfuration des lits de magnétite après le dépôt de la formation de fer. La minéralisation est dite stratoïde, contrairement à un système où la minéralisation se mettrait en place lors du dépôt de la FFR ou pendant la diagenèse. Souvent, les sulfures stratoïdes sont parallèles à la schistosité composite S1-2, elle-même parallèle au litage de la FFR. La pyrite est

parfois disséminée dans le chert et se retrouve communément au contact des lits de chert et de magnétite mais également dans les fractures parallèles au litage (Figure 6.1). Similairement, en lame mince, la pyrrhotite se retrouve soit 1) parallèle à une fabrique (interprétée comme S1), 2) disséminée dans le chert parallèle au rubanement, ou 3) au contact des lits de chert et de magnétite (Figure 6.2). Dans la FFR plus déformée, la pyrrhotite, la pyrite et la chalcopyrite se distribuent le long d'une fabrique interprétée comme S2A (Figures 6.3 et 6.4). Dans des cas plus rares, les sulfures stratoïdes semblent être plutôt associés à des veines de quartz-pyrite (Figure 6.5). Cette minéralisation de style stratoïde est communément observée à l'échelle de l'échantillon, mais les observations sur la distribution de la minéralisation (cf. section 6.3) indiquent que ce style n'est pas extrapolable à l'échelle de la mine.

6.2.1.2 <u>Pyrrhotite et pyrite formant un réseau de veinules associé à S2A</u>

Dans la FFR, de façon très empirique, la concentration de sulfures est proportionnelle au taux de déformation. Ainsi une FFR riche en sulfures accommodera plus facilement la déformation et vice versa. Ainsi lorsque la déformation s'intensifie, les sulfures tendent à se transposer dans la fabrique S2A et former un réseau de veines ou un stockwerk parallèle à la fabrique S2A. La pyrrhotite et/ou la pyrite +/- arsénopyrite-chalcopyrite remplacent progressivement les lits de magnétite (Figures 6.6, 6.7 et 6.8) et s'imprègnent dans les microfractures des lits de chert (Figure 6.9), jusqu'à former un réseau de veinules connectées. Dans ces stockwerks, la pyrite (Py 3a et Py 3B : nomenclature des classes de pyrites utilisées dans l'étude de la chimie des sulfures ; cf. section 6.2.5) a une texture homogène finement poreuse, et contient des inclusions d'or (Figure 6.8).

6.2.1.3 <u>Pyrrhotite et pyrite concentrée le long des zones de forte déformation D2A</u>

La pyrrhotite et la pyrite se concentrent dans des zones de forte déformation correspondant aux flancs cisaillés de plis P2A (Figures 6.10, 6.11 et 6.12). Ces zones de forte déformation sont complexes, généralement d'une épaisseur qui varie de 1 cm à 1m, et montrent des concentrations en pyrrhotite et pyrite extrêmement élevées (entre 15 et 50% de sulfures). Lorsque la composante chert-magnétite est plus importante que la composante sulfure, le rubanement, alors transposé et boudiné dans la S2A, est encore

reconnaissable (Figures 6.13 et 6.14). Lorsque la composante sulfure devient plus important et que le remplacement de la magnétite est presque total, le rubanement et la schistosité composite S2A forment des plis disharmoniques à chaotiques (Figure 6.15). Dans les cas les plus extrêmes, le rubanement plissé est complètement détruit et laisse place à des lits de chert flottant dans une matrice de pyrrhotite semi-massive à massive (Figures 6.16 et 6.17).

6.2.1.4 Veines minéralisées précoce à syn-D2A

Des veines ou veinules de quartz-sulfures sont également observées, mais globalement ne constituent pas un volume important. L'étude de la chimie des sulfures présents dans ces veines indique qu'elles ne sont pas toutes aurifères (cf. section 6.2.5). En lame mince, des veinules de quartz-pyrite-pyrrhotite sont parallèles à la fabrique S2A (Figure 6.18). La pyrite (Py 4Bd) non-aurifère a une texture très hétérogène incluant des zones riches en fines inclusions et/ou porosité et des zones très uniformes (Figure 6.18, cf. section 6.2.5). Dans la fosse Goose, une veine de quartz-pyrite est présente dans la schistosité S2A très pénétrative (Figure 6.19). La veine est boudinée et la pyrite granoblastique se situe dans les zones de pincement entre les boudins de quartz. En lame mince, cette pyrite granoblastique présente une texture automorphe (Py 4Ah) dans le cœur de la veine stérile, alors que celle (Py 1b) présentant une texture finement poreuse en bordure de veine et au contact avec la magnétite est aurifère (Figure 6.20; cf. section 6.2.5). Aux épontes de cette veine, la pyrite fine (Py 4Ae), riche en inclusions, est stérile. Dans la fosse portage E1, une veine d'arsénopyrite granoblastique recoupe le rubanement de formation de fer, mais est affectée par la schistosité S2A (Figure 6.21). En lame mince, l'arsénopyrite granoblastique forme des grains aplatis dans la schistosité S2A, marqués par des ombres de pression remplies de pyrrhotite. La teneur moyenne de cette arsénopyrite (Aspy 4) est de 42 ppm d'or et est la plus enrichie en or des arsénopyrites analysées (cf. section 6.2.5).

6.2.1.5 <u>FFR silicifiée ? et riche en pyrite : une minéralisation atypique</u>

Dans la fosse Portage A, la FFR montre localement un style de minéralisation atypique. La FFR est fortement déformée et affectée par un réseau de veines et veinules de quartz et de pyrite grossière déformée et parallèle à la S2A (Figure 6.23). Ce type de FFR minéralisée présente généralement peu de magnétite et des teneurs en or élevées (~9g/t). Il est difficile de déterminer si ce style de minéralisation et cette abondance de quartz sont le résultat d'une imprégnation en silice (« quartz flooding ») ou le résultat d'une dissolution/recristallisation d'une FFR initialement très cherteuse, sous forme de veines.

6.2.2 Minéralisation dans les roches volcanoclastiques

Le style de minéralisation dans les roches volcanoclastiques est beaucoup moins varié. Ceci comprend principalement des veines de quartz aurifères riches ou pauvres en sulfures avec parfois de la pyrite-pyrrhotite disséminée aux épontes des veines. Ces veines se retrouvent dans tous les types d'unités volcanoclastiques. Elles sont transposées et boudinées dans la schistosité S2A. Leur âge relatif est probablement précoce à syndéformation D2A

6.2.2.1 <u>Veines minéralisées riches en sulfures</u>

Dans les roches volcanoclastiques, de nombreuses veines et/ou veinules de quartz riches en sulfures sont parallèles à la fabrique principale S2A. On peut citer les exemples suivants : 1) les veinules de quartz-pyrrhotite \pm chalcopyrite (Figure 6.24) aux épontes riches en chlorite (Figure 6.24B), 2) les veines de quartz-pyrite (Figure 6.25), et 3) les veines de quartz-pyrrhotite-or +/- pyrite bordées par un halo d'altération de 2-3 cm riche en chlorite et en muscovite (Figures 6.26 et 6.27).

6.2.2.2 <u>Veines minéralisées pauvres en sulfures</u>

De nombreuse veines et/ou veinules de quartz pauvres en sulfures sont parallèles à la fabrique principale S2A dans les roches volcanoclastiques. On peut citer deux exemples : 1) des veines de quartz-carbonate boudinées probablement mises en place de manière précoce dans la schistosité S2A (Figure 6.28), 2) des veines et veinules de quartz aurifères pauvres en pyrite grossière aux épontes et riches en pyrite fine disséminée dans la matrice (Figure 6.29). Dans le premier exemple, les amas de pyrrhotite dans la veine présentent régulièrement une texture de flamme et sont associés avec de la troilite et de la pentlandite (Figure 6.28D). Dans le second exemple, la pyrite grossière (Py 1a) dans la veine de quartz et dans la matrice de la roche est zonée et aurifère (cf. section 6.2.5). Elle présente un cœur pauvre en inclusion/pore, une bordure interne très riche en inclusions de

chalcopyrite et autres sulfures non identifiés, puis une bordure externe recristallisée et uniforme sans inclusions (Figure 6.29D et E). La pyrite disséminée dans la matrice est généralement plus fine et présente peu d'inclusions/pores (Figure 6.29C). Cette veine, titrant à 20,2 g/t, fait partie d'une zone minéralisée d'une puissance apparente en forage d'environ 1,50 m qui représente la continuité non exploitée d'une zone de faille D2A (cf. section 6.3 : section géologique 7025). Enfin, dans la matrice des roches volcanoclastiques, la pyrite grossière se superpose à la schistosité S2A mais est aussi foliée et étirée dans la schistosité S2A (Figure 6.30). Cette pyrite (Py 4Ag) n'est pas aurifère et sa cristallisation semble plutôt synchrone à tardive par rapport à la phase de minéralisation principale et à la déformation D2A (cf. section 6.2.5).

6.2.2.3 <u>Veines de quartz aurifère</u>

Des veines exceptionnelles de quartz à or visible, parallèles à la schistosité S2A, boudinées et affectées par la fabrique S3 (Figure 6.31). Elles se sont probablement mises en place précocement dans la fabrique S2A (Figure 6.31). Ces veines à or ne contiennent pas ou très peu de sulfures, malgré la présence de pyrrhotite disséminée dans la matrice de l'unité hôte.

6.2.3 Veines d'extension à quartz-or-galène syn- à tardi-D2A

La minéralisation est également formée de rares veines de quartz-galène-or interprétées comme syn- à tardi-D2A que l'on retrouve aussi bien dans la FFR que dans les roches volcanoclastiques. Ces veines sont soit parallèles à la foliation ou sont crénulées et plissées par la schistosité S2A (Figure 6.32). Elles représentent probablement des veines d'extension syn-D2A mises en place à fort angle par rapport à la foliation, puis progressivement transposées par celle-ci et plissées. D'autres veines sont uniquement à angle par rapport à la fabrique S2A et représenteraient des veines d'extensions tardi-D2A (Figure 6.33).

6.2.4 Autres types de minéralisation

Même si la majorité de la minéralisation se retrouve dans la FFR et les roches volcanoclastiques, une infime partie de la minéralisation est présente dans le granite et dans les roches ultramafiques. Les xénolites de granite/monzogranite dans la zone de faille W-D2B4 comprennent parfois beaucoup de chalcopyrite disséminée (Figure 6.34). L'analyse d'un xénolite de granite (échantillon MBK-12-362) a révélé des concentrations de 4,1% de Cu et de 0,34 g/t d'or. La chalcopyrite est fortement concentrée au contact granite et roche ultramafique. Elle a possiblement été remobilisée lors du jeu de la faille W-D2B4. Un xénolite similaire, daté à 2630 ± 4 Ma (Sherlock et al., 2004), révèle des concentrations de 0,4 % de Cu et de 0,04 g/t d'or (échantillon NP98-257 du forage NP98-257 entre 203,4-212,1 m, section 6825, Annexe C). Au contact avec la zone minéralisée du sud de la fosse Portage E2, la roche ultramafique accommodant la zone de faille D2B4 est riche en pyrite cubique millimétrique (Figure 6.35). Un échantillon (MBK-12-078 ; Figure 3.20) provenant d'une lithologie semblable et présentant ce même type de minéralisation ne titre qu'à 0,01 g/t d'or ce qui n'est pas vraiment anomalique contenu de la limite de détection pour l'or à 5 ppb (0,005 g/t).

6.2.5 Chimie des sulfures

L'étude de la chimie des sulfures, par analyses ponctuelles à l'ablation laser couplée avec un spectromètre de masse de grains de pyrite, de pyrrhotite, et d'arsénopyrite a permis de préciser la nature des sulfures hôtes de l'or et de déterminer les métaux associés à l'or. Des cartes de la composition chimique des grains de sulfures complètent les analyses ponctuelles dans le but de mieux comprendre la chimie des sulfures associés à l'or, afin d'identifier les processus et contrôles de la minéralisation aurifère à l'échelle du grain, de déterminer le nombre d'événement minéralisateur et leur signature chimique, d'évaluer la remobilisation de certains éléments due au métamorphisme et à la déformation, ainsi que d'établir la chronologie de ces événements par rapport aux phases de déformation.

6.2.5.1 <u>De la classification visuelle à la classification géochimique.</u>

Une classification de la pyrite, de la pyrrhotite et de l'arsénopyrite a été réalisée lors d'observations microscopiques (microscopie en lumière réfléchie). Ces classifications sont principalement basées sur 1) la texture du sulfure (inclusion/porosité : présence ou absence ; taille ; forme : xénomorphe-automorphe), 2) la lithologie hôte (roche volcanique ou FFR), 3) le site dans l'encaissant (matrice ou veine de quartz), et 4) la fabrique hôte (S1, S2A ou S3). Dix-neuf classes de pyrite, quatorze classes de pyrrhotite, quatre classes d'arsénopyrite ont été distingués visuellement. Les principales caractéristiques des classes de pyrite, de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de chalcopyrite sont résumées dans les tableaux 6.1, 6.2 et 6.3, respectivement. Afin de simplifier la classification géochimique, des tranches de teneurs ont été attribuées pour tous les éléments analysés de chaque classe de sulfures. Par exemple, les teneurs en or de la pyrite ont été séparées par les tranches suivantes : <1 ppm, 0,1 ppm<x<1 ppm et >1 ppm. Les tranches de teneur pour chaque élément analysé des différentes classes de pyrite et pyrrhotite sont données dans les tableaux 6.4 et 6.5, respectivement. Une classification géochimique de la pyrite et de la pyrrhotite par ascendance hiérarchique de l'ensemble des éléments en se basant sur les tranches de teneur attribuée a été effectuée (Figure 6.36). La classification par ascendante hiérarchique est une méthode statistique qui vise à classer des individus (pyrite ou pyrrhotite) ayant un comportement similaire (chimie) sur un ensemble de variables (éléments analysés). En d'autres mots, la méthode statistique établit des groupes géochimiques ayant les mêmes tranches de teneur pour chaque élément. Les résultats d'analyses obtenues par ablation laser couplé à un spectromètre de masse ICP et traitées grâce au logiciel Glitter sont disponible dans l'Annexe F.

6.2.5.2 <u>La pyrite</u>

La classification par ascendance hiérarchique permet d'identifier quatre grands groupes géochimiques. Tous ces groupes de pyrite sont riches en Co et Ni et généralement riches en Cu, Zn et Pb.

Groupe 1

La pyrite du groupe 1 est riche en Au, Bi, Te, As et Ag (Figures 6.36 et 6.37). Le W est toujours absent. Cette pyrite est présente dans des veines de quartz parallèles à la S2A (Figures 6.26, 6.29 et 6.38) et est plus riche en Zn lorsque les veines recoupent les roches volcanoclastiques que celles dans la FFR.

Groupe 2

Le groupe 2 est formé d'une seule classe de pyrite, la pyrite 2. Elle est riche en Au, Te et As mais est pauvre en Bi, Ag et Zn contrairement à la pyrite du groupe 1 (Figures 6.36 et 6.39). Cette pyrite est uniforme et disséminée dans l'unité volcanoclastique (Figure 6.40).

Groupe 3

La pyrite du groupe 3 est généralement riche en Ag et Pb, et pauvre en Au, Bi, Te, As et Zn (Figures 6.36 et 6.41). L'or n'est pas dans la structure de la pyrite, mais plutôt sous forme d'inclusions (Figure 6.42A). Ce groupe de pyrite est extrêmement riche en petites inclusions (Figure 6.42) et remplace les lits de magnétite, contrairement à la pyrite du sous-groupe 4B, riche en micro-inclusions qui semble plutôt former un réseau de veinules subparallèles à la schistosité S2A.

Groupe 4

La pyrite du groupe 4 est pauvre en métaux précieux et a les mêmes teneurs en métaux de base et de transition que les autres groupes de pyrite. Le groupe 4 peut être subdivisé en deux sous-groupes : 1) le sous-groupe 4A, une pyrite parfois automorphe, à grosses inclusions et/ou porosité et riche en Cu (Figures 6.43, 6.44 et 6.45) et 2) la pyrite du sous-groupe 4B, riche en micro-inclusions et pauvre en Cu (Figures 6.46, 6.47 et 6.48). Excepté la pyrite 4Ac (Figure 6.45B) et 4Ba (Figure 6.48B), la pyrite du groupe 4 est distribuée dans la S2A.

6.2.5.3 La pyrrhotite

La pyrrhotite a été classifiée visuellement selon son association spatiale avec le chert ou la magnétite, sa taille, et son unité hôte. Elle ne montre pas de texture particulière (p.ex. : inclusions ou porosité) comme la pyrite. On retrouve ainsi : 1) la pyrrhotite 1a en petits et gros amas remplaçant des lits de magnétite (Figure 6.42C), 2) la pyrrhotite 2a disséminée dans le chert et distribuée le long de la schistosité S2A (Figure 6.49A), 3) la pyrrhotite 2b en amas dans le chert au contact avec les lits de magnétite (Figures 6.2B et

Figure 6.49B), 4) la pyrrhotite 2c qui forme des amas jointifs en stockwerk dans le chert (Figure 6.49C), 5) la pyrrhotite 3 réorientée dans le clivage S3 (Figure 6.49D), 6) la pyrrhotite 4 en petites inclusions dans la pyrite 4Ad et la pyrite 4Aa (Figures 6.44D et 6.45C), 7) la pyrrhotite 5 qui forme de petits grains dans la même matrice que la Py4Bb, mais en moindre quantité (Figure 6.48A), 8) la pyrrhotite 6 en amas et coexistant avec la chalcopyrite dans des veines de quartz parallèles à la S2A (Figure 6.38B), 9) la pyrrhotite 7 en amas dans une veine de quartz recoupant la schistosité S2A (Figure 6.49E), 10) la pyrrhotite 8 dans une veine d'arsénopyrite qui définit la schistosité S2A (Figure 6.22), 11) la pyrrhotite 9 massive accompagnant la pyrite 18 zonée (Figure 6.49F), 12) la pyrrhotite 10 est disséminée dans les roches volcanoclastiques, et 13) la pyrrhotite 11 massive de la FFR est (Figure 6.50). La classification par ascendante hiérarchique ne permet pas de faire des groupes géochimiques (Figure 6.51). Cependant, différents constats peuvent être faits. Analysées en grands nombres, la pyrrhotite du sous-groupe 1a qui remplace la magnétite est plus riche en Au, Zn et As que la pyrrhotite 2a présente dans le chert. La pyrrhotite 10 disséminée dans la roche volcanoclastique montre des teneurs exceptionnelles en Ni, Co, Pb et Bi comparé aux autres groupes de pyrrhotite. La pyrrhotite 3 distribuée dans la fabrique S3 montre très peu de différences géochimiques avec la pyrrhotite 2. Malgré le peu d'analyses, la pyrrhotite 11 de la FFR Est semble présenter les teneurs les plus élevées en Co et Ag.

6.2.5.4 L'arsénopyrite

Quatre classes d'arsénopyrite ont été reconnues visuellement grâce à leur texture. On retrouve : 1) l'arsénopyrite 1 formant de petits grains automorphes sans inclusions (Figure 6.52), 2) l'arsénopyrite 2 formant de gros grains automorphes zonées avec un cœur (2a) riche en inclusions et une bordure (2b) recristallisée uniforme (Figure 6.53A), 3) l'arsénopyrite 3 formant de petits grains, riches en inclusions (Figure 6.53B), et 4) l'arsénopyrite 4 constituant les gros grains d'une veine (Figure 6.22). Les arsénopyrites 1 et 3 ont une composition chimique semblable considérant l'écart-type 2σ (Figure 6.53). Néanmoins, il semble que l'arsénopyrite 1, pauvre en inclusion soit un peu moins riche en métaux que l'arsénopyrite 3. Le cœur (2a) de l'arsénopyrite 2 a la même composition que l'arsénopyrite 3 riche en inclusions. La bordure (2b) de l'arsénopyrite 2 est nettement appauvrie en Au, Bi, Cu, Pb, Se, V et W. L'arsénopyrite 4 est globalement plus riche en

Au et Sb et moins riche en Co, V et W que les autres classes d'arsénopyrite. Excepté l'arsénopyrite 2b, toutes ces classes d'arsénopyrite présentent un contenu en or supérieur à 1 ppm, ce qui est bien plus élevé que la pyrite des groupes 4 et 3.

6.2.5.5 Liens entre la chimie des sulfures et le style de la minéralisation

L'étude de la chimie des sulfures montre que la pyrite du groupe 1 et l'arsénopyrite riche en or sont exclusivement présentes dans des veines de quartz précoce à syn-D2A encaissées dans les roches volcanoclastiques (Figures 6.19, 6.20, 6.21, 6.22, 6.26, 6.27 et 6.29). La teneur en or de la pyrite du groupe 1 varie entre 0,1 et 1 ppm (Tableau 6.4) et l'arsénopyrite 4 comprend en moyenne 42 ppm d'or (Figure 6.54). La pyrite du groupe 2 disséminée à proximité des veines montre également des teneurs en or qui varient entre 0, 1 et 1 ppm (Tableau 6.4) Tous les classes d'arsénopyrite présentent des valeurs en or supérieures à 1 ppm (Figure 6.54). Elles sont aussi bien disséminées dans la S2A ou présentes le long de zones de forte déformation D2A. Les autres groupes de sulfures (la pyrite des groupes 3 et 4 et la pyrrhotite) sont disséminés le long du rubanement S0-2 et/ou présents sous forme de stockwerks parallèles à la S2A et/ou présents dans les zones de forte déformation D2A ; ils sont pauvres en or et métaux précieux. Ces derniers groupes de pyrite ont néanmoins une forte relation spatiale avec l'or natif (cf. 6.2.7).

6.2.6 Cartographie des sulfures

Quatre grains de sulfures zonés ont été cartographiés : 1) deux grains de pyrite zonée (PyZ) observés sur la même lame mince d'un échantillon de FFR localisé au nord de la fosse Portage (section 7350 ; Figure 6.55), 2) un grain de pyrite zonée (Py2) compris dans une veine de quartz parallèle à la fabrique S2A recoupant une roche volcanoclastique (section 7025), et 3) un grain d'arsénopyrite zonée (Aspy2) localisée dans la fabrique S2A d'une FFR (section 6175).

Le premier grain de pyrite PyZ possède un cœur (PyZa) homogène et recristallisé (joints triples) riche en Au, As, Te, Se, Pb, Sb \pm Ag, Bi et Cu (Figure 6.56). La bordure du cœur PyZa est souvent appauvrie en ces mêmes éléments. Le cœur (PyZa) est entouré d'une première auréole (PyZb) très poreuse et sans inclusion qui se superpose à la fabrique S2A (Figure 6.55). La pyrite PyZb est enrichie Au, Ag, Bi, Cu \pm As, Pb, Zn, Sb, Tl. Trois

processus pourraient expliquer cet enrichissement : 1) un changement dans la nature du fluide une seconde introduction tardi-D2A de l'or et des autres éléments associés, 2) une évolution de la chimie d'un même fluide hydrothermal, et 3) une remobilisation variable des éléments de la PyZa vers la PyZb lors du métamorphisme M2. La bordure du grain de pyrite PyZ forme une seconde auréole (PyZc) dont la périphérie montre un enrichissement en Ni et Co \pm Se et Bi. Cet enrichissement pourrait également s'expliquer par un changement dans la nature du fluide soit par une évolution de la composition chimique du fluide hydrothermal ou soit par la venue d'un nouveau fluide hydrothermal.

Le second grain de pyrite PyZ montre un cœur très poreux qui se superpose à la fabrique S2A (Figure 6.57). Ce cœur est associé à la première auréole de la pyrite PyZ et nommé PyZb étant donné qu'il présente les mêmes textures et enrichissements en métaux. Sur cette pyrite PyZb, on retrouve ensuite la pyrite PyZc plus homogène sans enrichissement particulier et une auréole externe présentant des enrichissements discrets en Au, Ag, Bi, Tl, Cu, Pb, Sb dans la partie interne et en Co et Ni sur l'ensemble de la couronne. Ces derniers enrichissements sont difficilement interprétables, mais témoignent aussi de changements dans la nature du fluide minéralisateur.

Le grain de pyrite Py2 présente un cœur (Py2a) assez uniforme, faiblement poreux et fracturé qui est enrichi en Au, Ag, Te, Se, Cu, Pb, Zn, Sb, As \pm Ge et Sn (Figure 6.58). Le grain analysé est formé ensuite d'une auréole très poreuse et riche en inclusions (Py2b) qui est souvent plus enrichie en Au, Ag, Bi, As et Cu \pm Te que le cœur Py2a, mais qui est plus pauvre en Pb et Sb. Ces variations d'enrichissement entre le cœur Py2a et l'auréole Py2b montrent une mobilité importante des éléments Au, Ag, Bi, As et Cu lors du métamorphisme M2A et s'accordent avec une possible remobilisation de ces mêmes éléments dans une phase tardive du métamorphisme M2A dans le cas de la pyrite PyZ. Tout comme la PyZ, la Py2 présente une seconde auréole homogène (Py2c) qui montre un enrichissement en Ni et Co dans la partie la plus externe reflétant une composition chimique du fluide minéralisateur d'une nature différente.

Le grain d'arsénopyrite 2 cartographié présente un cœur très poreux (Aspy2a) enrichi en Au, Ag, Bi, Te, Se Pb, Zn \pm Cu, Sb, Ni, Co, W avec un noyau plus uniforme moins enrichi en Te, Bi voir appauvri en Cu et Zn (Figure 6.59). Il est également possible

que le métamorphisme M2A ait permis la remobilisation précoce du Bi et Te. Cette arsénopyrite 2 présente une zone externe (Aspy 2b) appauvrie en métaux de base et précieux et enrichie en Co, Ni, Sb.

Malgré quelques différences dans l'enrichissement et l'appauvrissement en certains métaux, ces cartes illustrent beaucoup de variations de composition en métaux qui sont corrélables et qui pourraient s'expliquer par différents processus. Ces similitudes ou différences sont résumées sur la Figure 6.60. Les sulfures présentent : 1) généralement un cœur assez homogène, faiblement poreux, recristallisé et souvent enrichi en Au, Ag, Bi, Te, Se, Cu, Pb, As, 2) une couronne très poreuse et parfois riche en inclusion qui se superposent à la fabrique S2A (p.ex. : Py Z ; Figure 6.56) et qui montre un fort enrichissement en certains de ces éléments dépendamment du type de sulfure, et 3) une troisième auréole uniforme généralement enrichie en Co et Ni. Les processus qui contrôlent les variations de concentrations des métaux dans les sulfures sont encore mal compris, mais peuvent comprendre 1) une succession de fluides hydrothermaux de chimie différentes, 2) une évolution continuelle d'un même fluide minéralisateur et 3) une remobilisation, lors du métamorphisme M2A occasionné par la déformation D2A. La présence d'or dans le cœur des sulfures recristallisés et remobilisés dans une couronne qui se superposent à S2A laisse penser à une introduction de l'or dans un stade précoce à D2A et avant le pic du métamorphisme M2A.

6.2.7 L'or natif et sulfures associés

L'or est libre sous-forme de petits grains disséminés associés aux sulfures dans le rubanement de la formation de fer. Les grains d'or sont parfois au contact de l'arsénopyrite et la pyrrhotite dans la schistosité S2A, (Figures 6.61 et 6.62). Dans les réseaux de veinules de sulfures parallèles à la schistosité S2A, les grains d'or se retrouvent aussi en inclusions dans la pyrrhotite (Figure 6.63), dans la pyrite riche en inclusions (Figure 6.8) et dans l'arsénopyrite riche en inclusions (Figure 6.62). Dans de plus rares cas, des grains d'or libres sont présents dans le chert (Figure 6.64). Des inclusions d'or sont présentes dans un grain millimétrique de magnétite automorphe et dans des fractures remplies de pyrrhotite (Figure 6.65). Ce grain de magnétite automorphe a une taille presque dix fois plus grande que les grains de magnétite formant le litage de la FFR. Ce grain n'est probablement pas

primaire et pourrait être : 1) le résultat de la transformation d'un amas de pyrrhotite préexistante par la volatilisation du soufre lors du métamorphisme ou 2) le résultat d'une succession de réactions entre la magnétite et la pyrrhotite lors de la sulfuration de la FFR. Dans les roches volcanoclastiques, l'or est libre sous forme de petits grains dans les veines de quartz ou associé à la pyrite contenue dans celles-ci. Les grains d'or se retrouvent également dans des fractures de petits amas de pyrrhotite (l'échantillon MBK-13-353 ; Figure 6.27)

6.2.8 Âge absolu de la minéralisation

Une analyse géochronologique Re-Os d'un grain d'arsénopyrite a été réalisée afin de contraindre l'âge de mise en place de la minéralisation aurifère. L'échantillon provient d'une veine d'arsénopyrite recoupant la FFR et orientée parallèlement à la fabrique principale S2A et foliée par celle-ci (Figure 6.21). Ces observations indiquent que cette veine s'est mise en place durant la phase précoce de la déformation D2A. L'âge obtenu est d'environ 1899 Ma (Janvier et al., donnée non-publiée) et représente l'âge minimum de l'introduction de l'or. Cette donnée se situe dans la tranche la plus vieille parmi les contraintes d'âge de la déformation DP2 (<1,91 - 1,83 ; Pehrsson et al., 2013).

6.3 Distribution spatiale et contrôles structuraux des zones aurifères

6.3.1 Minéralisation et déformation D2A

Dans les fosses Portage A, B et C, la minéralisation est principalement concentrée dans une zone de forte déformation. Elle forme des zones minéralisées planaires distinctes associées à des failles D2A (Figures 6.66, 6.67 et 6.68). De la section 7125 à 7600, il est possible de suivre trois zones planaires minéralisées (Figure 6.66 et Annexe E). Ces zones ont une épaisseur individuelle qui varie entre 5 et 15 mètres et sont généralement moins riches en or que les zones des fosses Portage D et C (faible densité de valeurs aurifères > 2g/t obtenues à partir des forages de production). Ces trois zones planaires minéralisées convergent en une même zone planaire beaucoup plus riche en or, dans les fosses Portage D et E (Figures 6.66, 6.69, 6.70, 6.71, Annexes D et E). La zone minéralisée des fosses Portage D et E est caractérisée par une forte densité de valeurs aurifères de plus de 2 g/t,

obtenues à partir des forages de production. Son épaisseur varie d'une vingtaine de mètres au niveau de la section 5775 (Figure 6.71) à une soixantaine de mètres au niveau de la section 6175 (Figure 6.69). En carte, cette zone minéralisée est d'apparence plus large entre la fosse Portage D et la fosse Portage E2 mais ceci est causé par le pendage plus faible de la zone minéralisée à cette location. Cette zone présente des intervalles riches en or, comme dans le forage TP03-472, section 6175 (de 2,35 à 6, 36 m : 10.02 g/t sur 3,86 m ; de 14,5 à 30,36 m : 4,71 g/t sur 15,86 m ; de 34,53 à 44,80 m : 3,80 g/t sur 10,27 m). Dans la fosse Goose, la minéralisation aurifère forme une zone planaire qui se limite aux failles D2A ainsi qu'aux limites nord et sud de la fosse et qui s'épaissit dans la charnière d'une ondulation tardive, probablement postérieur aux phases de déformation D3 et D4 (Figure 6.66). Sur une section longitudinale l'épaississement en charnière forme une zone tabulaire riche (« ore shoot ») plongeant environ 30° vers le sud (Figure 6.72). Ces zones minéralisées sont toutes déformées par les phases ultérieures à D2A. Par exemple dans la fosse Portage E, les zones minéralisées aurifères sont plissées par la phase D2B1 et D2B3 et sont recoupées par les zones de failles D2B1, D2B2 et D2B4 (p.ex. : section 5775, Figures 6.69 et 6.70). Ces zones sont aussi affectées par la dernière phase de plissement D3 (p.ex. : section 6175 et 6100 ; Figures 6.69 et 6.70). Dans la fosse Portage A, ces zones sont également affectées par les plis pluridécamétriques P2B3 et P3 (Figure 6.66 et Annexe E : section 7600,).

6.3.2 Minéralisation de la fosse Portage E2

Dans la fosse Portage E2, structuralement au-dessus de la zone de faille D2B2, l'enveloppe apparente de la minéralisation aurifère forme une zone « lenticulaire » dont l'axe long recoupe les contacts lithologiques à fort angle (Figure 6.66 et Annexe E : sections 5775 à 6000). De plus, cette minéralisation ne semble pas être contrôlée par une faille D2A comme dans le reste du gisement. De par l'exploitation en continu de cette zone et en absence d'affleurement, aucune évidence de terrain n'a permis d'expliquer l'origine et les contrôles de cette zone minéralisée et de sa géométrie apparente. Les observations recueillies dans la fosse E2 au niveau de la section 6000 indiquent qu'une partie de la minéralisation est sous forme de veines de quartz à or et galène mises en place parallèlement à la schistosité S2A et plissées par des petits plis P2A. Ainsi, il est postulé que la minéralisation est précoce à contemporaine à la déformation D2A dans cette partie du gisement.

6.3.3 Roches hôtes de la minéralisation

À Meadowbank, la majeure partie de la minéralisation est encaissée dans la FFR (approximativement 80 % de l'or du gisement) et, dans une moindre mesure dans les roches volcanoclastiques. Au sud dans les fosses Portage D et E2, la minéralisation aurifère est localisée de manière plus systématique et concentrée dans la FFR alors qu'au nord, elle est présente de manière significative, mais moins concentrée dans les roches volcanoclastiques (Figure 6.66). Nos données d'analyses des roches totales comparées aux données de roches volcanoclastiques confirment ces observations sur la distribution et la concentration de l'or dans la FFR. Sur 313 analyses réalisées sur la FFR, 36,7% ont une teneur au-dessus de 2 g/t alors que sur 411 analyses réalisées sur les roches volcanoclastiques seulement 4,4 % ont une teneur au-dessus de 2 g/t. Sur l'ensemble des échantillons de la FFR au-dessus de 2 g/t, la teneur moyenne est de 14,3 g/t ; tandis que pour les échantillons des roches volcanoclastiques, la teneur moyenne est de 22 g/t. En résumé, l'or est à plus faible teneur, mais est réparti de manière plus condensée dans la FFR que dans les roches volcanoclastiques.



Figure 6.1 Pyrite parallèle à la fabrique composite S2A dans la formation de fer, échantillon MBK-12-069. La pyrite est disséminée dans le chert et est localisée essentiellement au contact des lits de chert et de magnétite.



Figure 6.2 Photomicrographies illustrant la pyrrhotite dans le rubanement de la FFR, en lumière polarisée réfléchie (LPR). A) Pyrrhotite disséminée dans le chert définissant une fabrique S1 parallèle au rubanement, échantillon MBK-11-051 ; B) Pyrrhotite distribuée au contact d'un lit de chert et de magnétite dans la S2A, noter le clivage de crénulation S3 sur la lame mince, échantillon MBK-11-086. Les appellations des sulfures correspondent à des classifications présentées plus bas dans l'étude de la chimie des sulfures ainsi qu'au point d'analyse ICP-MS réalisée à l'ablation laser.



Figure 6.3Pyrite dans la schistosité composite S2A dans la FFR, échantillon MBK-13-362. Il est
possible d'observer deux veinules de quartz plissées par des plis P2A. La
minéralisation est plissée par P3.



Figure 6.4Pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite dans la schistosité S2A dans la FFR, échantillon
MBK-13-344. La minéralisation est plissée par P3.



Figure 6.5 Pyrite parallèle au rubanement de la formation de fer aux épontes d'une fracture de quartz-pyrite, échantillon MBK-12-008. Les flèches rouges illustrent un exemple de la migration possible du fluide sulfuré de la fracture vers les lits plus poreux ou chimiquement réceptifs.



Figure 6.6Pyrite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de veinules plissées
et transposées par la schistosité S2A dans la FFR, échantillon MBK-13-367.



Figure 6.7 Pyrrhotite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de veinules connectées et transposées parallèle à la schistosité S2A dans la FFR, échantillon MBK-14-001.



Figure 6.8 Pyrrhotite en remplacement des lits de magnétite formant un réseau de veinules connectées et parallèles à la schistosité S2A dans la FFR, échantillon MBK-12-202. Py 3a et Py 3b : nomenclature des pyrites utilisées dans l'étude de la chimie des sulfures ; cf. section 6.2.5. A) photographie de carotte de forage illustrant un stockwerk de pyrrhotite dans la S2A ainsi que le remplacement de la magnétite ; B et C) photomicrographies illustrant les veinules de pyrrhotite-pyrite +/- chalcopyrite et le remplacement de la magnétite. D) agrandissement de B) montrant une inclusion d'or dans la pyrite.



Figure 6.9 Pyrite disséminée dans le chert ou sous forme de stockwerk déformé et transposé parallèlement à la schistosité S2A.







Figure 6.11 Pyrite présente dans la fabrique S0-1 puis remobilisée dans une zone de forte déformation D2A en flanc de pli P2A, échantillon MBK-12-014.



Figure 6.12 Pyrrhotite disséminée dans la S0-1 puis remobilisée dans une zone de forte déformation D2A en flanc de pli P2A (Photo P. Mercier-Langevin, 2011).



Figure 6.13 Zone de forte déformation extrêmement riche en pyrite où le rubanement de la FFR, transposé dans la fabrique composite S2A, est encore reconnaissable, échantillon MBK-12-068.


Figure 6.14Zone de forte déformation extrêmement riche en pyrrhotite où le rubanement,
transposée dans la fabrique composite S2A, est conservé, échantillon MBK-13-348.
L'annotation 10 g/t d'or n'est pas une analyse, mais est estimée de l'analyse de deux
échantillons recueillis sur le même m² : échantillon MBK-13-347 : 8,46 g/t d'or et
échantillon MBK-13-348 : 12,5 g/t d'or.



Figure 6.15 Plis disharmoniques P2A dans une zone de forte déformation dans la FFR. Le remplacement des lits de magnétite par la pyrrhotite est presque total.



Figure 6.16Plis disharmoniques P2A dans une zone de forte déformation dans la FFR riche en
pyrrhotite qui se concentre en charnière de plis, échantillon MBK-11-066, 0,022 g/t.
A) vestige de lits de chert plissés dans la pyrrhotite massive ; B) pyrrhotite concentrée
en charnière de pli P2A ; C) pyrrhotite et chalcopyrite dans la S2A et plissées par
D2A ; D) lame mince illustrant le plissement isoclinal P2A et la localisation des
observations A, B et C.







Figure 6.18 Veinule de quartz-pyrite-pyrrhotite recoupant le rubanement et la schistosité S1 et mis en place dans la S2A. La pyrite est très hétérogène et présente des zones uniformes et des zones riches en inclusions et/ou porosité.



Figure 6.19 Veine de quartz-pyrite boudinée dans la schistosité S2A de la FFR, échantillon MBK-12-314. La pyrite et la pyrrhotite sont disséminées dans la schistosité S2A et la pyrite granoblastique se localise dans les zones de pincement formées par les boudins de quartz.



Figure 6.20 Photomicrographies illustrant la veine de quartz-pyrite (Figure 6.19) dans la S2A de la FFR, échantillon MBK-12-314. A) la pyrite riche en inclusions est disséminée dans la schistosité S2A bien visible sur la lame mince; B) la pyrite de la veine est automorphe dans la veine et devient plus riche en micro-inclusions/pores au contact avec la magnétite. La pyrite se localise dans les ombres de pression formées par les boudins de quartz.



Figure 6.21Veine d'arsénopyrite recoupant le rubanement de la formation de fer et affectée par
la schistosité S2A, échantillon MBK-12-001 (Photo P. Mercier-Langevin, 2012).



Figure 6.22 Photomicrographie d'une veine d'arsénopyrite (Figure 6.21) recoupant le rubanement de la formation de fer et affectée par la schistosité S2A, échantillon MBK-12-001, échantillon MBK-12-001. A) pyrrhotite soulignant la schistosité S2A, localisée dans les ombres de pression des grains d'arsénopyrite B) schistosité S2A définie par la grunérite qui affecte la bordure de la veine d'arsénopyrite.



Figure 6.23 FRR cherteuse fortement déformée et affectée par un stockwerk de quartz-pyrite, échantillon MBK-13-356.



Figure 6.24 Veine de quartz-pyrrhotite +/- chalcopyrite dans la schistosité S2A dans l'unité 1a avec une altération à chlorite aux épontes, échantillon MBK-13-324. A) photographie de forage de l'échantillon ; B) photomicrographie en LPR à gauche et en LP à droite ; C) agrandissement de B.



Figure 6.25 Veine de quartz-pyrite dans la schistosité S2A dans l'unité 2a.



Figure 6.26 Veine de quartz-or-pyrrhotite +/- pyrite dans la schistosité S2A avec un halo d'altération à chlorite-muscovite de 2-3 cm de part et d'autre de la veine dans l'unité 3, échantillon MBK-13-353.



Figure 6.27 Photomicrographie de la veine de quartz-or-pyrrhotite+/- pyrite (Figure 6.26), échantillon MBK-13-353.



Figure 6.28 Veine de quartz-carbonate+/- pyrrhotite boudinée dans la schistosité S2A d'une roche volcanoclastique, échantillon MBK-12-219. A) photographie de forage illustrant les veines et l'altération associée à l'assemblage muscovite-chlorite ; B) photomicrographie en LP à droite en LPA à gauche ; C) amas de pyrrhotite dans la veine ; D) agrandissement de C, la pyrrhotite à une texture en flamme présentant de la troilite et de la pentlandite.



Figure 6.29 Veine de quartz aurifère pauvre en pyrite dans la schistosité S2A d'une roche volcanoclastique, échantillon MBK-12-193. A) photographie de forage illustrant les veines et l'altération à pyrite-muscovite-chlorite associée ; B) lame mince localisant les observations C, D et E ; C) grains de pyrite sans inclusions disséminés dans la matrice de l'unité ; D) pyrite zonée dans la matrice de l'unité, avec un cœur présentant quelques micro-inclusions, un niveau interne présentant de grosses inclusions d'or et de chalcopyrite puis une bordure uniforme recristallisée avec chalcopyrite dans des fractures ; E) même type de pyrite zonée dans une veine de quartz.



Figure 6.30 Pyrite disséminée imprégnant la schistosité S2A mais aussi, foliée et étirée dans la schistosité S2A, dans les roches volcanoclastiques, échantillon MBK-13-081. A) photographie de forage de l'échantillon ; B) photomicrographie de l'échantillon en LPR en haut et en LP en bas.



Figure 6.31 Veine de quartz-or parallèle à la schistosité S2A dans une roche volcanoclastique. A) vue d'ensemble d'une veine de quartz-or boudinée ; B) agrandissement de A, on observe l'or remobilisé dans le clivage de crénulation S3 et de la pyrrhotite disséminée dans la schistosité S2A. * la teneur en or de 6000 g/t est celle obtenue d'un forage de production sur 3 m de profondeur.



Figure 6.32 Veine de quartz-or-galène plissée par la schistosité S2A dans une roche volcanoclastique, veine : échantillon MBK-13-481 et encaissant : échantillon MBK-13-480. Il s'agit possiblement d'une une veine d'extension syn-D2A affectée par une transposition tardi-D2A.



Figure 6.33 Veine de quartz-galène minéralisée à angle par rapport à la schistosité S2A dans une formation de fer, échantillon MBK-12-059A. La schistosité composite S0-1 est plissée et transposée dans la fabrique S2A. Noter la présence de pyrrhotite disséminée dans la schistosité S0-1.



Figure 6.34 Xénolite de granite dans la zone de faille W-D2B4, riche en chalcopyrite, échantillon MBK-12-362. A) chalcopyrite disséminée dans le granite ; B) chalcopyrite concentrée au contact granite-roche ultramafique.



Figure 6.35Roche ultramafique riche en pyrite cubique porphyroblastique au contact de la zone
minéralisée au sud de la fosse Portage E2, échantillon MBK-14-008.



Figure 6.36 Diagramme de la classification géochimique par ascendance hiérarchique des classes de pyrites basée sur leur chimie moyenne. En rouge : élément très concentré, en noir : élément concentré, en vert : élément peu concentré, en jaune : élément à l'état de trace.



Figure 6.37 Profils multi-éléments des classes de pyrites du groupe 1. Chaque courbe représente la composition chimique la plus représentative d'une classe de pyrite, elle ne correspond pas à la moyenne.



Figure 6.38 Photomicrographies des classes de pyrites du groupe 1 en LR. A) pyrite 1aa-1ab et Pyrite 1ac, échantillon MBK-12-193 ; B) pyrite 1c échantillon MBK-13-353 ; C) pyrite 1b, échantillon MBK-12-314A.



Figure 6.39 Profils multi-éléments de la pyrite du groupe 2. La courbe orange représente la composition chimique la plus représentative de cette classe de pyrite, elle ne correspond pas à la moyenne.



Figure 6.40 Photomicrographies de la pyrite du groupe 2 en LR, échantillon MBK-12-193.



Figure 6.41 Profils multi-éléments des classes de pyrites du groupe 3. Chaque courbe représente la composition chimique la plus représentative d'une classe de pyrite, elle ne correspond pas à la moyenne.



Figure 6.42Photographie et photomicrographie des classes de pyrites du groupe 3. A) et B) Py3b
avec Po1a en remplacement de la magnétite, échantillon MBK-12-202 ; C) et D) Py3a
avec la Po1a en remplacement de la magnétite, échantillon MBK-12-366.



Figure 6.43 Profils multi-éléments des classes de pyrites du sous-groupe 4A. Chaque courbe représente la composition chimique la plus représentative d'une classe de pyrite, elle ne correspond pas à la moyenne.



Figure 6.44Photomicrographies des classes de pyrites du groupe 4A en LR. A) pyrite 4Ag,
échantillon MBK-12-305 ; B) pyrite 4Af, échantillon MBK-11-040 ; C) pyrite 4Ae,
échantillon MBK-12-314A ; D) pyrite 4Ad, échantillon MBK-11-080.



Figure 6.45 Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4A en LR. A) pyrite 4Ab, échantillon MBK-11-087 ; B) pyrite 4Ac, échantillon MBK-11-060 ; C) pyrite 4Aa, échantillon MBK-12-366.



Figure 6.46 Profils multi-éléments des classes de pyrite du sous-groupe 4B. Chaque courbe représente la composition chimique la plus représentative d'une classe de pyrite, elle ne correspond pas à la moyenne.



Figure 6.47Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4B en LR. A) pyrite 4Bc,
échantillon MBK-11-052 ; B) pyrite 4Bd, échantillon MBK-11-051.



Figure 6.48 Photomicrographies des classes de pyrite du groupe 4B en LR. A) pyrite 4Bb, échantillon MBK-11-080 ; B) pyrite 4Ba, échantillon MBK-11-060.



Figure 6.49Photomicrographies des différentes classes de pyrrhotite. A) pyrrhotite 2a,
échantillon MBK-11-083 ; B) Pyrrhotite 2b, échantillon MBK-11-075A ; C)
Pyrrhotite 2c, échantillon MBK-11-033 ; D) pyrrhotite 3, échantillon MBK-11-085 ;
E) pyrrhotite 7, échantillon MBK-11-060 ; F) pyrrhotite 9, échantillon MBK-11-087.



Figure 6.50Pyrrhotite 11 de la FFR Est. A) photographie de carottes de forage de l'échantillon
MBK-14-048 ; B) photomicrographie de l'échantillon MBK-14-048.


Figure 6.51 Diagramme de classification géochimique par ascendance hiérarchique des classes de pyrrhotites basée sur leur chimie moyenne. En rouge : élément très concentré, en noir : élément concentré, en vert : élément peu concentré, en jaune : élément à l'état de trace.



Figure 6.52 Photomicrographies d'arsénopyrite 1 sans inclusions. A) arsénopyrite associée à de la pyrrhotite, échantillon MBK-11-050 ; B) arsénopyrite 1 disséminée dans de la chlorite, échantillon MBK-11-089.



Figure 6.53 Photomicrographies de grains d'arsénopyrite riche en inclusions A) arsénopyrite 2 zonée avec un cœur 2a riche en inclusions et une bordure 2b recristallisée. Une veine de stilpnomélane recoupe l'arsénopyrite, échantillon MBK-11-050 ; B) arsénopyrite 3, échantillon MBK-11-083.



Figure 6.54 Profils multi-éléments moyens des classes d'arsénopyrite.



Figure 6.55Relation de recoupement entre PyZ zonée et la schistosité S2A. A) premier grain de
PyZ, cartographie élémentaire Figure 6.56 ; B) second grain de PyZ, cartographie
élémentaire Figure 6.57).



Figure 6.56A Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.56BDistribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un
échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section
7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.56C Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.57A Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.57B Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.57C Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (PyZ) compris dans un échantillon de formation de fer (MBK-12-999, forage NP98-276_236 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.58A Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (Py2) compris dans une veine de quartz d'un échantillon de roche volcanoclastique (MBK-12-193), forage NP-98-319_54,6 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.58B Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (Py2) compris dans une veine de quartz d'un échantillon de roche volcanoclastique (MBK-12-193), forage NP-98-319_54,6 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.58C Distribution d'éléments dans un grain de pyrite zonée (Py2) compris dans une veine de quartz d'un échantillon de roche volcanoclastique (MBK-12-193), forage NP-98-319_54,6 m, section 7350 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.





Figure 6.59A Distribution d'éléments dans un grain d'arsénopyrite zonée (Aspy2) compris dans un échantillon de FFR (MBK-11-050), forage TP03-472_36,8 m, section 6175 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.59B Distribution d'éléments dans un grain d'arsénopyrite zonée (Aspy2) compris dans un échantillon de FFR (MBK-11-050), forage TP03-472_36,8 m, section 6175 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.59C Distribution d'éléments dans un grain d'arsénopyrite zonée (Aspy2) compris dans un échantillon de FFR (MBK-11-050), forage TP03-472_36,8 m, section 6175 ; images réalisées par ablation laser couplée un spectromètre de masse.



Figure 6.60 Diagramme récapitulatif de la distribution des éléments dans les sulfures (de leur cœur à leur bordure). La terminologie de faiblement abondant, moyennement abondant et abondant fait référence à une quantité relative d'un élément par rapport à un autre élément pour un type de sulfure mais ne fait en aucun cas référence à une quantité relative



Figure 6.61 Photomicrographie d'un grain d'or accompagné d'arsénopyrite et de pyrrhotite dans une schistosité S2A préservée, échantillon MBK-11-063. A) amas de pyrrhotite et arsénopyrite distribuée parallèle à la foliation S2A ; B) agrandissement de A).



Figure 6.62 Photomicrographie de grains d'or en inclusion dans un grain d'arsénopyrite automorphe.



Figure 6.63Photomicrographie d'un grain d'or en inclusion dans une pyrrhotite appartenant à
un réseau de veinules de pyrrhotite dans la schistosité S2A, échantillon MBK-12-202.
A) pyrrhotite distribué parallèle à la S2A ; B) agrandissement de A).



Figure 6.64 Photomicrographie d'un grain d'or dans le chert affectée par la schistosité S2A, échantillon MBK-11-080.



Figure 6.65 Photomicrographie d'un grain millimétrique de magnétite contenant des grains d'or en inclusions et des inclusions d'or dans des fractures remplies de pyrrhotite. La taille inhabituelle du grain de magnétite laisse croire à une volatilisation du soufre lors du métamorphisme permettant la transformation d'une pyrrhotite préexistante en magnétite.



Figure 6.66 Carte géologique interprétée du niveau 5100 m et distribution de l'or (surface à l'élévation 5140 m).



Figure 6.67 Section géologique 7500 interprétée et distribution de l'or.



Figure 6.68 Section géologique 7025 interprétée et distribution de l'or.



Figure 6.69 Section géologique 6175 interprétée et distribution de l'or.



Figure 6.70 Section géologique 6100 interprétée et distribution de l'or.



Figure 6.71 Distribution de la minéralisation sur la section 5775. Sur la partie ouest, la minéralisation est erratique et se distribue le long de plans parallèles à faible angle par rapport à la stratigraphie et formant des possibles failles D2A. Ces deux plans minéralisés sont plissés par la phase de déformation D2B1. Sur la partie est, la minéralisation est concentrée le long de zone de forte déformation D2A, zone minéralisée principale du gisement.



Figure 6.72 Section longitudinale de la fosse Goose qui illustre un plongement de la minéralisation vers le Sud (modifié et provenant de Mines Agnico Eagle ; Côté-Mantha O., communication personnelle.

Tableau 6.1	Classification visuelle des pyrites de la section 6175.
-------------	---

Groupe	Pyrite	Unité	Texture Fabrique		LM
	Pv1a	V9	Py zonée (avec un cœur présentant quelques microinclusions (1aa), un niveau interne présentant de grosses inclusions d'or et de chalcopyrite (1ab)	S2A	12-193
1	1 y 1 a		puis une bordure uniforme recristallisée avec chalcopyrite dans des fractures (1ac)	0211	12 175
	Py1b	FFR	Py avec petites inclusions qui remplace la magnétite en bordure de veines de quartz. Elle est en contact avec la Py 4Ah dans la zone interne de la veine de quartz	S2A	12-314
	Py1c	V9- V2	Py petite et zonée avec un cœur uniforme, une bordure interne riche en inclusions/porosité et une bordure externe uniforme recristallisée. Texture semblable à la Py1a. Disséminée dans une veine de quartz // S2A dans une roche volcanoclastique	S2A	13-353
2	Py2	V9	Pyrite uniforme disséminée dans la volcanoclastique.	S2A	12-193
3	Py3a		Py riche en moyennes inclusions et porosité accompagnée de pyrrhotite (Pyrite avec la même texture que la pyrite 3b)	S2A	12-366
	Py3b	FFR	Py riche en moyennes inclusions et porosité accompagnée de pyrrhotite (Pyrite avec la même texture que la pyrite 3a)	S2A	12-202
4A	Py4Aa	FFR	Py presque automorphe avec des grosses inclusions (de Po4?) et porosité. Pyrite en gros amas globulaires.	S2A	12-366
	Py4A b	FFR	Py18 zonée à très grosses inclusions de sulfure au cœur et moyennes inclusions en bordure	S2A	11-087
	Py4Ac	c FFR- VQ Py granoblastique grossière, automorphe que l'on retrouve dans une veine de qz-cb qui recoupe le rubanement		Post-S2A	11-060
	Py4A d	FFR	Py avec quelques inclusions grossières qui coexiste avec un peu d'Aspy3 riche en inclusion et un peu de Po4	S2A	11-080
	Py4Ae	FFR	Py de petite taille riche en grosses inclusions de magnétite? et autres minéraux? qui définit la schistosité S2A	S2A	12-314
	Py4Af	FFR	Py avec inclusions et porosité moyennes à grossières	S2A	11- 040/11-

Groupe	Pyrite	Unité	Texture	Fabrique	LM
					052/11- 053/11- 054/11- 063/11- 083/12- 209
	Py4Ag	V9	Py très riche en grosses inclusions/porosité qui imprègne la schistosité S2A.	Tardi- S2A	12-305
	Py4A h		Py automorphe, très pauvre en inclusions dans une veine de quartz	S2A	
4B	Py4Ba	FFR- VQ	Py riche en microinclusions	Post-S2A	11-060
	Py4Bb	FFR	Py avec une texture hétérogène, riche en microinclusions/porosité et en moyennes inclusions/porosité (Pyrite semblable à Pyrite 14)	S2A	11-080
	Py4Bc	FFR	Py riche en microinclusions et/ou microporosité souvent entourée de Py1b	S2A	11- 040/11- 052/11- 053/11- 085/12- 209
	Py4Bd	FFR- VQ	Py avec une texture hétérogène, riche en microinclusions/porosité et en moyennes inclusions/porosité lui donnant une texture très "sale" (Pyrite semblable à Pyrite 14)	S2A	11-051

Pyrrhotite	Unité	Texture	Fabrique	LM	
Po1a	FFR			11-050/11-	
				053/11-	
		Po formant généralement de gros amas		054/11-	
		en remplacement de la magnétite. La	0.0	066/11-	
		magnétite présente souvent des inclusions de Po	S 2A	0/1/11-	
				0/5A/11- 082/11	
				080/11-	
				202/12-209	
D-C	EED	Po disséminée et définissant la fabrique	C 1	11.051	
P05	FFK	S1	51	11-051	
		Po en petits ou gros amas disséminés dans le chert, elle moule les grains de qz, elle forme des amas étirés et/ou		11-049/11-	
			624	050/11-	
				052/11-	
Dala	FED			054/11-	
roza	ГГК		32A	003/11-	
		des grains alignés dans la S2A		083/11-	
				086/11-	
				089/14-026	
Po2b	FFR			11-052/11-	
		au contact des bandes chert/mag	S2A	054/11-	
				075A/11-086	
Po2c	FFR	Po en stockwerk dans le chert	S2A	11-033/11-040	
	FFR- V9		S3	11-051/11-	
				052/11-	
Po3		Po orientée dans la S3		063/11-	
				060?/11-	
	FFR	Petite Po en inclusion dans la $\mathbf{P}_{\mathbf{V}}$ d et la		11_080/12_	
Po4		Pv 11	S2A	366?	
	FFR	Po qui forme de petits grains dans la		11-080	
Po5		même matrice que la Py5. En quantité	S2A		
		mineure par rapport à la Py			
	V9	Po en amas accompagnée de	S2A		
Po 6		chalcopyrite dans des veines de qz //à		13-317/13-353	
		la Sn			
Po 7	FFR	Pyrrhotite en amas dans une veine de	Post-S2A	11-060	
		qz qui recoupe la S2A	1000 0211		
Po8	FFR-	Po dans une veine d'Aspy qui définit la	Pré-S2A	12-001	
	vaspy	SZA Dumbotita maggiya gyag nombymehlasta			
Po9	FFR	rymoute massive avec porphyroblaste			
		inclusions de sulfure au cœur et	S2A	11-087	
		movenne inclusion en bordure)			
Po10	V9	Po disséminée dans le V9	S2A	13-353	
Po11	FFR	Pyrrhotite de FFR Est	S2A	14-048	

Tableau 6.2Classification visuelle des pyrrhotites de la section 6175.

Classe	Unité	Texture	Fabrique	LM
Aspy1	FFR	Aspy en petits grains automorphes sans inclusion	S2A	11-040/11- 050/11-083/11- 089
Aspy2	FFR	Aspy zonée, porphyroblastique et automorphe avec inclusions/pore au cœur (2a) et bordure uniforme (2b)	S2A	11-050/11- 053/11-071
Aspy3	FFR	Aspy automorphe riche en inclusions (pore) forme parfois des amas dans d'autres sulfures	S2A	11-049/11- 050/11-063/11- 080/11-089/14- 026
Aspy4	FFR- Vaspy	Aspy formant de gros grains automorphes et étirés, pauvre en inclusions	Pré-S2A	12-001

Tableau 6.3Classification visuelle des arsénopyrites de la section 6175.
Classe	Groupe	Au	Bi	Te	As	Ag	Zn	Cu	Со	Ni	Pb206	Sb	W	V	Se	Ge
Py1aa-1ab	1	1 <x<34< th=""><th>20<x<34< th=""><th>>10</th><th>1400<x<25 420</x<25 </th><th>55<x<363< th=""><th>600<x<175 0</x<175 </th><th>3000<x<16 000</x<16 </th><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<363<></th></x<34<></th></x<34<>	20 <x<34< th=""><th>>10</th><th>1400<x<25 420</x<25 </th><th>55<x<363< th=""><th>600<x<175 0</x<175 </th><th>3000<x<16 000</x<16 </th><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<363<></th></x<34<>	>10	1400 <x<25 420</x<25 	55 <x<363< th=""><th>600<x<175 0</x<175 </th><th>3000<x<16 000</x<16 </th><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<363<>	600 <x<175 0</x<175 	3000 <x<16 000</x<16 	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<>	>100	30 <x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<>	<2	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py1ac		1 <x<34< th=""><th>20<x<34< th=""><th>>10</th><th>30<x<300< th=""><th>55<x<363< th=""><th>58.00</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<363<></th></x<300<></th></x<34<></th></x<34<>	20 <x<34< th=""><th>>10</th><th>30<x<300< th=""><th>55<x<363< th=""><th>58.00</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<363<></th></x<300<></th></x<34<>	>10	30 <x<300< th=""><th>55<x<363< th=""><th>58.00</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<363<></th></x<300<>	55 <x<363< th=""><th>58.00</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<363<>	58.00	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<>	<2	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py1b		0,1 <x<1< th=""><th>3<x<20< th=""><th>0,3-3</th><th>10<x<30< th=""><th>4<x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<></th></x<30<></th></x<20<></th></x<1<>	3 <x<20< th=""><th>0,3-3</th><th>10<x<30< th=""><th>4<x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<></th></x<30<></th></x<20<>	0,3-3	10 <x<30< th=""><th>4<x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<></th></x<30<>	4 <x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<335<>	>100	>1000	10 <x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<100<>	<0,1	0,5 <x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<>	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py1c		0,1 <x<1< th=""><th>3<x<20< th=""><th>>10</th><th>30<x<300< th=""><th>4<x<10< th=""><th>>40</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<10<></th></x<300<></th></x<20<></th></x<1<>	3 <x<20< th=""><th>>10</th><th>30<x<300< th=""><th>4<x<10< th=""><th>>40</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<10<></th></x<300<></th></x<20<>	>10	30 <x<300< th=""><th>4<x<10< th=""><th>>40</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<10<></th></x<300<>	4 <x<10< th=""><th>>40</th><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<10<>	>40	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<>	>100	>1000	10 <x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<>	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py2	2	0,1 <x<1< th=""><th><3</th><th>0,3-3</th><th>30<x<300< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>>400</th><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<300<></th></x<1<>	<3	0,3-3	30 <x<300< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>>400</th><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<300<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>>400</th><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>>400</th><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>>400</th><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<150<>	>400	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<>	<2	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py3a	3	<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>4<x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<></th></x<10<>	4 <x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>>1000</th><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<335<>	>100	>1000	<2	1,00	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py3b		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>4<x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<></th></x<10<>	4 <x<10< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<10<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<></th></x<335<>	>100	30 <x<1000< th=""><th><2</th><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<1000<>	<2	1,00	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Aa	4A	<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<>	<2	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ab		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<5<>	<2	100-200	<0,04	0,2 <x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ac		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>30<x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<></th></x<335<>	>100	30 <x<1000< th=""><th><2</th><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<></th></x<1000<>	<2	<0,1	0,5 <x<0,9< th=""><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<0,9<>	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ad		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<>	>100	10 <x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<>	10 <x<100< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<>	<0,1	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ae		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>10<x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<></th></x<335<>	>100	10 <x<20< th=""><th>10<x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<20<>	10 <x<100< th=""><th>1,00</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<>	1,00	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Af		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10 à 20</th><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10 à 20</th><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10 à 20</th><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>10 à 20</th><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>10 à 20</th><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<335<>	>100	10 à 20	10 <x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<>	100-200	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ag		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th>10<x<335< th=""><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<335<></th></x<150<>	10 <x<335< th=""><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<335<>	10 <x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<></th></x<100<>	30 <x<1000< th=""><th>10<x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<></th></x<1000<>	10 <x<100< th=""><th><0,1</th><th>0,5<x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<></th></x<100<>	<0,1	0,5 <x<0,9< th=""><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<0,9<>	0,2 <x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ah		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th><10</th><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th><10</th><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<150<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>2<x<150< th=""><th><10</th><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<150<></th></x<22<>	2 <x<150< th=""><th><10</th><th>10<x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<></th></x<100<></th></x<150<>	<10	10 <x<100< th=""><th>30<x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<></th></x<100<>	30 <x<1000< th=""><th>2<x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<></th></x<1000<>	2 <x<10< th=""><th><0,1</th><th><0,04</th><th>0,2<x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<></th></x<10<>	<0,1	<0,04	0,2 <x<0,7< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<0,7<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Ba	4B	<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<>	0,1 <x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<>	<2	100-200	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Bb		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<>	0,1 <x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th><2</th><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<5<>	<2	100-200	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>
Py4Bc et 4Bd		<0,1	<3	<0,3	0,07 <x<10< th=""><th>0,05<x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<></th></x<10<>	0,05 <x<1,2< th=""><th>0,5<x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<></th></x<1,2<>	0,5 <x<22< th=""><th>0,1<x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<></th></x<22<>	0,1 <x<2< th=""><th>10<x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<></th></x<335<></th></x<2<>	10 <x<335< th=""><th>>100</th><th>0,1<x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<></th></x<335<>	>100	0,1 <x<5< th=""><th>10<x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<></th></x<5<>	10 <x<100< th=""><th>100-200</th><th><0,04</th><th>2<x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<></th></x<100<>	100-200	<0,04	2 <x<8< th=""><th>0,07<x<1,6< th=""></x<1,6<></th></x<8<>	0,07 <x<1,6< th=""></x<1,6<>

 Tableau 6.4
 Composition moyenne par tranche de teneur des différentes classes de pyrite.

Classe	Au	Bi	Te	As	Ag	Zn	Cu	Co	Ni	Pb206	Sb	W	V	Se	Ge
Po7	3 <x<70< th=""><th><0,35</th><th>0,03<x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>3,2<x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<></th></x<0,69<></th></x<70<>	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>3,2<x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<></th></x<0,69<>	<5	<1	3,2 <x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<>	<0,9	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<>	<0.8	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po2a	<0,03	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	<5	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<1.7<>	2 <x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<>	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po2c	<0,03	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>3,2<x<5,3< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<5,3<></th></x<0,69<>	<5	<1	3,2 <x<5,3< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<5,3<>	2 <x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<>	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po3	<0,03	0,50 <x<1.70< th=""><th>0,03<x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>3,2<x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<></th></x<0,69<></th></x<1.70<>	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>3,2<x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<></th></x<0,69<>	<5	<1	3,2 <x<5,3< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<5,3<>	<0,9	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po2b	<0,03	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	<5	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<>	<0,9	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po11	<0,03	0,50 <x<1.70< th=""><th>0,03<x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th>13<x<34< th=""><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<34<></th></x<18<></th></x<0,69<></th></x<1.70<>	0,03 <x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th>13<x<34< th=""><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<34<></th></x<18<></th></x<0,69<>	5 <x<18< th=""><th>13<x<34< th=""><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<34<></th></x<18<>	13 <x<34< th=""><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<34<>	13 <x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<></th></x<22<>	2 <x<16< th=""><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<16<>	100 <x<25 0</x<25 	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po18	0,4 <x<0,5< th=""><th><0,35</th><th>0,03<x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<></th></x<0,69<></th></x<0,5<>	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	<5	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<>	<0,9	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th><0.8</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<500<>	<0.8	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po5	<0,03	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th>>300</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	>300	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<1.7<>	<0,9	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po8	0,4 <x<0,5< th=""><th><0,35</th><th>0,03<x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>0,4</th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<></th></x<18<></th></x<0,69<></th></x<0,5<>	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>0,4</th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<></th></x<18<></th></x<0,69<>	5 <x<18< th=""><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>0,4</th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<></th></x<18<>	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th><0,9</th><th>0,4</th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<>	<0,9	0,4	1000 <x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<>	11 <x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po4	<0,03	0,50 <x<1.70< th=""><th>0,03<x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>45</th><th>56</th><th>1,3</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<1.7<></th></x<0,69<></th></x<1.70<>	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>45</th><th>56</th><th>1,3</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	<5	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>45</th><th>56</th><th>1,3</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<1.7<>	2 <x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>45</th><th>56</th><th>1,3</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<60<></th></x<16<>	18 <x<60< th=""><th>45</th><th>56</th><th>1,3</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<60<>	45	56	1,3	0 <x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<>	0,7 <x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po1a	3 <x<70< th=""><th>0,50<x<1.70< th=""><th>0,03<x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th><1</th><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<18<></th></x<0,69<></th></x<1.70<></th></x<70<>	0,50 <x<1.70< th=""><th>0,03<x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th><1</th><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<18<></th></x<0,69<></th></x<1.70<>	0,03 <x<0,69< th=""><th>5<x<18< th=""><th><1</th><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<18<></th></x<0,69<>	5 <x<18< th=""><th><1</th><th>13<x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<22<></th></x<18<>	<1	13 <x<22< th=""><th>2<x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<></th></x<22<>	2 <x<16< th=""><th>18<x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<></th></x<16<>	18 <x<60< th=""><th>200<x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<></th></x<60<>	200 <x<500< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<500<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<0,07<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po6	3 <x<70< th=""><th><0,35</th><th>0,03<x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th>160</th><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<></th></x<0,69<></th></x<70<>	<0,35	0,03 <x<0,69< th=""><th><5</th><th><1</th><th>0,3<x<1.7< th=""><th>160</th><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<></th></x<0,69<>	<5	<1	0,3 <x<1.7< th=""><th>160</th><th>100<x<25 0</x<25 </th><th>1000<x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<></th></x<1.7<>	160	100 <x<25 0</x<25 	1000 <x<1700< th=""><th>1,5<x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<8,5<></th></x<1700<>	1,5 <x<8,5< th=""><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<></th></x<8,5<>	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,7<x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<></th></x<0,2<>	0,7 <x<1,9< th=""><th>0,71<x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<></th></x<1,9<>	0,71 <x<6,53< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<6,53<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>
Po10	<0,03	90	6,19	<5	13 <x<34< th=""><th>3,2<x<5,3< th=""><th>2<x<16< th=""><th>66000</th><th>660000</th><th>342</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<16<></th></x<5,3<></th></x<34<>	3,2 <x<5,3< th=""><th>2<x<16< th=""><th>66000</th><th>660000</th><th>342</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<16<></th></x<5,3<>	2 <x<16< th=""><th>66000</th><th>660000</th><th>342</th><th><0,55</th><th>0<x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<></th></x<16<>	66000	660000	342	<0,55	0 <x<0,2< th=""><th>0,01<x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<></th></x<0,2<>	0,01 <x<0,07< th=""><th>11<x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<></th></x<0,07<>	11 <x<23< th=""><th>0,1<x<0,3< th=""></x<0,3<></th></x<23<>	0,1 <x<0,3< th=""></x<0,3<>

 Tableau 6.5
 Composition moyenne par tranche de teneur des différentes classes de pyrrhotite.

CHAPITRE 7: TYPOLOGIE ET DISTRIBUTION DE L'ALTÉRATION DU GISEMENT MEADOWBANK.

7.1 Introduction

L'étude des caractéristiques et de la distribution de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation est essentielle afin de comprendre la genèse et l'empreinte géologique du gisement Meadowbank. L'enveloppe d'altération est étendue à Meadowbank et un très large volume de roches dans le secteur à l'étude a subi une modification chimique et minéralogique en réponse à la circulation de fluides hydrothermaux. Tel qu'évoqué au chapitre 5, le pic du métamorphisme régional est interprété comme ayant eu lieu après l'événement minéralisateur et hydrothermal principal. Ainsi, les assemblages métamorphiques post-altération dans le secteur correspondant à l'empreinte hydrothermale du système aurifère du gisement Meadowbank se sont formés à partir d'une roche préalablement altérée et sont donc représentatifs de l'altération. La description et la cartographie des assemblages métamorphiques combinée avec l'utilisation de la chimie minérale et de la géochimie sur roches totales permettent ainsi de distinguer les zones d'altération hydrothermale métamorphisées.

La première partie de ce chapitre présente les caractéristiques principales de l'altération de la FFR et des unités volcanoclastiques. Cette description s'accompagne de la chimie des minéraux d'altération ; les données sont présentées à l'annexe G. La deuxième partie du chapitre traite de l'effet et de l'empreinte géochimique des altérations hydrothermales principalement par l'entremise de calculs de bilans de masse sur les unités volcanoclastiques et par l'utilisation de diagrammes ternaires pour la FFR. La troisième partie présente la distribution spatiale de l'altération. Étant donné la distribution complexe de la minéralisation et l'étendue de l'altération hydrothermale, les variations spatiales de la chimie de l'altération sont en général subtiles. La section 6175 (Figure 6.69), laquelle comporte une seule zone minéralisée, représente l'exemple type pour illustrer et décrire les relations spatiales entre les structures, la minéralisation et l'altération hydrothermale

7.2 Description et chimie des altérations hydrothermales

7.2.1 FFR

La signature de l'altération hydrothermale de la FFR est simple. Le chert ne présentant pas une forte réactivité, seul le soufre réagit avec la magnétite pour former de la pyrite ou de la pyrrhotite associée à la minéralisation aurifère. Les minéraux silicatés communs dans la FFR sont la grunérite, la chlorite et la biotite (Figure 7.1). Qu'elle soit aciculaire ou porphyroblastique, l'amphibole de la formation de fer, à quelques exceptions, a une composition plutôt ferrifère (grunérite ; Figure 7.2). La figure 7.2 montre également qu'il n'y a pas de corrélation entre la composition de la grunérite (analyses à la microsonde) et la teneur en or. La chlorite est, à quelques exceptions près, de type répidolite (Figure 7.3). La chlorite est très fine et forme des rubans millimétriques à centimétriques généralement parallèles au rubanement de la formation de fer (Figures 5.20 et 5.21). Il n'y pas de corrélation claire entre les teneurs en or de la FFR et la composition de la chlorite associée (Figure 7.2B). Il ne semble pas non plus y avoir de variations systématiques de la composition de la chlorite du nord vers le sud le long du gisement (Figure 7.2A). Le métamorphisme étant plus élevé au sud qu'au nord (voir Chapitre 5), la chlorite ne montre donc pas de variations compositionnelles reliées au métamorphisme. La biotite est communément développée dans les lits riches en chlorite. Elle est extrêmement riche en fer selon le diagramme de Deer et al. (1992 : Figure 7.4). La faible quantité de données ne permet pas d'établir de corrélation entre les variations chimiques de la biotite et les teneurs en or, bien qu'une tendance subtile à l'enrichissement en Al dans la biotite avec l'augmentation des teneurs en or soit présente (Figure 7.3A). Dans la partie sud du gisement, où le grade métamorphique augmente, des porphyroblastes de grenat sont présents dans les bandes chloriteuses (Figure 7.1C et cf. chapitre 5 : Figures 5.22 et 5.23). La greenalite, le stilpnomélane et le carbonate sont aussi localement présents (Figure 7.5). Le carbonate n'est présent que dans des échantillons de FFR non-altérés (Figure 7.6). Il s'agit dans de tels cas de calcite, et de rares exemples de ferrodolomite et de dolomite (Figure 7.7). Bien que les proportions modales de la grunérite, de la chlorite, de la biotite et du grenat soient variables dues aux variations chimiques primaires de la FFR, elles sont globalement similaires dans tous les FFR (minéralisées ou stériles) du secteur de la mine

Meadowbank. Ceci suggère que ces minéraux ne sont pas directement associés à l'altération proximale aux zones aurifères, mais peut-être plutôt soit à une altération de faible intensité affectant l'ensemble de la FFR dans le secteur étudié, ou simple métamorphisme régional, ou encore à une combinaison de ces deux phénomènes de grande étendue. Dans la FFR de Meadowbank, les sulfures apparaissent comme la seule manifestation claire de la circulation de fluides hydrothermaux associés à des modifications majeures de la chimie et de la minéralogie primaires.

7.2.2 Roches volcanoclastiques

7.2.2.1 Assemblages d'altération hydrothermale principaux

La muscovite, la biotite, la chlorite et dans une moindre mesure le carbonate sont les principaux composants des différents assemblages d'altération développés dans les roches volcanoclastiques (Figure 7.8). Ces assemblages d'altération sont communément répartis de façon homogène dans la matrice de l'unité. Parfois, la chlorite semble plus abondante à proximité des veines de quartz (Figure 7.9A) et le carbonate forme des veinules parallèles à la foliation principale (Figure 7.9B). Le carbonate est quant à lui assez peu présent dans le gisement. Il est principalement observé dans l'unité intermédiaire 1c et dans les unités ultramafiques 5. Il est généralement présent dans la matrice de la roche ou sous forme de veinules de carbonates (Figures 4.33, 5.18 et 7.9).

Les proportions de ces minéraux augmentent selon l'intensité de l'altération. La muscovite, la biotite et la chlorite représentent globalement 30% de la composition modale pour toutes les unités et sur toutes les sections géologiques étudiées (Tableau 7.1). Cette observation met en évidence une altération forte, d'intensité relativement constante et généralisée sur l'ensemble des roches volcanoclastiques du gisement. Le mécanisme principal d'altération est le remplacement progressif du feldspath plagioclase en muscovite-biotite et chlorite (Figure 7.10 ; Helgeson, 1972), bien que certains gros cristaux de feldspath soient partiellement préservés de l'altération. Dans l'unité 1a, de composition mafique à intermédiaire, les assemblages d'altération incluent la chlorite, la muscovite et la biotite (Figure 7.8A). L'échantillon le moins altéré considéré comme représentatif de l'unité 1a et utilisé pour les calculs de bilan de masse présente 15% combinée de biotite-

muscovite et 1% de chlorite, alors que l'unité 1a altérée comporte en général plus de 20% de biotite-muscovite et plus de 5% de chlorite (composition globale moyenne ; Tableau 7.1). L'augmentation du métamorphisme vers le sud cause l'apparition d'assemblages minéralogiques plus complexes permettant une meilleure différenciation de la nature et de l'intensité de l'altération. Ainsi, à Goose, où le métamorphisme est plus élevé, les roches fortement altérées sont caractérisées par la présence de grenat, d'amphibole, et de staurotide (Figures 5.10, 5.11 et 5.12) alors que les roches moins altérées sont caractérisées par la chlorite, la biotite et l'épidote. Dans l'unité 1b, de composition mafique à intermédiaire, l'altération est caractérisée par la chlorite et l'épidote (Figure 7.8B). Dans l'unité 1c, de composition mafique à intermédiaire, l'altération est marquée par la muscovite et la chlorite (Figure 7.8C). Le carbonate et, dans une moindre mesure, l'épidote sont également caractéristiques de l'assemblage d'altération développé dans l'unité 1c (Figure 7.8C). Bien qu'altéré, l'échantillon utilisé pour les calculs de bilan (échantillon le moins altéré de tous parmi l'unité 1c) de masse dans l'unité 1c présente très peu de biotite et de muscovite, mais environ 30% de chlorite et 5% de carbonate, alors que l'unité 1c altérée se compose de plus de 10 % combinée de biotite et de muscovite, généralement ~8% de chlorite et plus de 10% de carbonates (composition globale moyenne ; Tableau 7.1). Dans les unités 2a, 2c, de composition intermédiaire et 3, de composition felsique, l'altération s'exprime spécifiquement par la présence de muscovite, de biotite et de chlorite (Figures 5.5 et 5.9). L'échantillon le moins altéré et considéré comme représentatif de l'unité 2a et utilisé pour les calculs de bilan de masse, présente 5% combinée de biotitemuscovite et très peu ou pas de chlorite, alors que l'unité 2a altérée se compose de plus de 20 % combinée de biotite-muscovite et plus de 3% de chlorite (composition globale moyenne ; Tableau 7.1). L'unité 2c la moins altérée utilisée pour les calculs de bilan de masse, présente 10% combinée de biotite-muscovite et 4% de chlorite alors que l'unité 2a altérée se compose de plus de 15% combinée de biotite-muscovite et plus de 5% de chlorite (composition globale moyenne ; Tableau 7.1). Lorsque l'intensité du métamorphisme est plus élevée, les roches fortement altérées sont parfois caractérisées par la présence d'amphibole dans l'unité 2c (Figure 7.11) et de grenat (spessartine) dans l'unité 3 (Figure 7.12). Dans les unités 4 et 5, l'altération s'exprime généralement par la chlorite, le carbonate et le talc (Figures 5.16 et 5.18). Avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme, l'assemblage d'altération est également caractérisé par l'amphibole et la biotite porphyroblastique (Figure 5.17).

7.2.2.2 Chimie minérale

Dans les unités volcaniques/volcanoclastiques, la chlorite est principalement de type répidolite, et dans de plus rares cas, de type pycnochlorite, brunsvigite et pseudothuringite (Figure 7.13A-B). Comme dans le cas de la FFR, la biotite est riche en fer selon le diagramme de Deer et al. (1992 : Figure 7.14A-B). La chlorite, la biotite et la muscovite ne montrent pas de variations de composition chimique corrélables avec la teneur en or, la lithologie hôte (sauf les roches ultramafiques) et l'intensité du métamorphisme (position spatiale du nord au sud ; Figures 7.13A, 7.13B, 7.14A, 7.14B ; 7.15A et 7.15B). Dans le cas de l'unité 5, bien que la chlorite et la biotite n'aient été analysées respectivement que sur deux échantillons et un échantillon, il semble que ces assemblages d'altération soient plus magnésiens que dans les autres unités. Le carbonate analysé dans les roches volcanoclastiques est généralement de type calcite, avec de rares grains de ferrodolomite et de dolomite (Figure 7.7).

7.2.2.3 Minéraux secondaires

D'autres minéraux caractérisant les roches altérées métamorphisées sont présents, incluant la tourmaline, l'ilménite, le rutile et la magnétite. La tourmaline forme parfois une petite zone d'altération aux épontes de veines de quartz parallèle à la S1-2 (Figure 7.16). Elle forme, dans de rares cas, des porphyroblastes millimétriques avec un cœur de rutile, distribués dans des lits parallèles à la S2A (Figure 7.17). Le rutile, l'ilménite et la magnétite sont généralement disséminés dans les roches volcanoclastiques (Figures 7.12 et 7.18). La présence de rutile et d'ilménite s'expliquerait par un excès relatif de titane dû au lessivage d'éléments plus mobiles.

7.3 Étude géochimique des altérations hydrothermales

7.3.1 FFR

La caractérisation géochimique des altérations hydrothermales de la FFR est complexe en raison de la nature très hétérogène du matériel analysé, c'est-à-dire les variations d'abondance relative de lits de chert et de magnétite. De plus, la nature très mince des rubans de chert et de magnétite et les transitions parfois graduelles entre ces lits font en sorte qu'il est très difficile de séparer manuellement, de façon adéquate, les deux composantes. L'utilisation de diagrammes ternaires avec les pôles SiO₂, Fe₂O₃ et X (X : éléments majeurs, mineurs et/ou du groupe des terres rares) a permis de pallier en partie à ce problème (Figures 7.19A, 7.19B, 7.19C, 7.19D, 7.19E, 7.19F). Étant donné que la FFR est formée principalement de lits de magnétite et de chert et que la composante détritique alumineuse est plutôt faible (voir chapitre 3), les échantillons de FFR se distribuent, de façon idéalisée, sur une droite qui varie d'un pôle « chert » (SiO₂) à un pôle « magnétite » (Fe₂O₃). Le troisième pôle illustre l'enrichissement ou l'appauvrissement de certains éléments. Ainsi les échantillons de FFR riches en or sont communément enrichis en S, As, Cu, Pb, Ni, Co et Te selon ces diagrammes. Le FeO présent dans la pyrite et la pyrrhotite semble lui aussi enrichi dans les échantillons de FFR à forte teneur, mais la tendance est moins marquée (Figure 7.19C). L'As a un comportement bimodal, car certains échantillons à forte teneur en or sont pauvres en As (Figure 7.19C). Le calcium semble quant à lui avoir été lessivé (Figure 7.19B). D'autres éléments comme le MgO ou MnO présents dans la chlorite ne montrent pas de tendance notable vers un gain ou une perte (Figure 7.19A).

7.3.2 Roches volcanoclastiques

Les roches volcanoclastiques du gisement Meadowbank sont très altérées comme l'illustre le diagramme « box-plot » (Large et al., 2001) qui combine l'indice d'altération d'Ishikawa (Ishikawa et al., 1976) et l'indice d'altération Chlorite-Carbonate-Pyrite (Figure 7.20). Même si ce type de diagramme est initialement destiné à l'étude des gisements de sulfures massifs volcanogènes, il est utilisé comme outil d'analyse de premier ordre ici afin de permettre d'illustrer des tendances générales simples. Dans ce diagramme, les données des unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires ou intermédiaires sont principalement localisées à l'extérieur du champ des roches considérées comme peu altérées. Les échantillons sont distribués selon deux vecteurs d'altération : le premier vers le pôle chlorite/pyrite et le second vers le pôle muscovite (Figure 7.20). Les observations macroscopiques ne permettent pas à ce jour de clarifier les raisons de la présence de ces deux vecteurs d'altération. De plus, il ne semble pas y avoir de corrélations entre la teneur en or des échantillons et ces deux vecteurs d'altération (Figure 7.21).

La quantification de l'altération a été réalisée par le calcul de bilan de masse suivant la méthode de MacLean et Barrett (1993) qui vise à déterminer la perte ou le gain en éléments d'une roche altérée comparée à un précurseur peu altéré (protolithe idéalisé). Cette roche précurseur représente communément la composition moyenne de plusieurs échantillons considérés comme non ou très peu altérés. Cependant, dans notre cas d'étude, il n'a été possible que de sélectionner un unique échantillon précurseur considéré comme peu altéré pour chaque unité (Tableau 3.2). Le calcul de bilan de masse nécessite la présence d'un élément immobile, c'est-à-dire qui n'a pas été mobilisé lors des processus d'altération. Le Ti est l'élément semblant le moins mobile dans les roches volcanoclastiques de Meadowbank. L'immobilité du Ti lors de l'altération hydrothermale, comparé à d'autres éléments considérés comme peu mobiles, est montrée par des diagrammes binaires (Figure 7.22). L'immobilité du Ti est montrée par un coefficient de corrélation nettement supérieur à 0,83 avec le Zr, Al₂O₃ et Y (éléments également considérés comme peu mobiles) pour toutes les unités. Le gain ou la perte d'un élément est illustré en pourcentage dans des diagrammes à barre afin de pouvoir mettre en évidence les variations relatives d'un élément majeur par rapport à un élément trace (Figures 7.23 et 7.24). Plusieurs informations peuvent être tirées des diagrammes à barre des éléments majeurs (Figure 7.23) : 1) Les unités volcanoclastiques sont extrêmement altérées avec un lessivage presque complet (>80%) du Na₂O et du CaO et dans une moindre mesure du MgO et MnO. 2) Toutes les unités volcanoclastiques présentent des gains en K₂O et dans une moindre mesure en P_2O_5 . Les points (1) et (2) s'expliquent possiblement par le remplacement du plagioclase par la muscovite. 3) Malgré quelques exceptions dans le cas de l'unité 2a, les unités volcanoclastiques présentent généralement des gains en FeO. Le gain en FeO résulte possiblement de la présence de pyrite dans les roches volcanoclastiques. Ce gain en FeO associé avec un lessivage moins prononcé du MgO et du MnO par rapport au Na₂O et CaO pourrait correspondre à la présence de chlorite dans ces unités volcanoclastiques. 4) L'unité 1c présente presque toujours un gain relatif marqué en CO₂ comparativement aux autres unités volcanoclastiques. L'absence ou du moins la faible abondance de carbonates dans les unités 1a, 2a et 2c volcanoclastiques s'expliquerait par une perte simultanée et presque totale du CaO tandis que la présence de carbonate dans l'unité 1c s'expliquerait par un lessivage moins important du CaO permettant la fixation du CO₂. 5) Les unités 1a, 2a et 2c montrent un gain important en Fe₂O₃ alors que l'unité 1c montre peu de gain. Ce gain plus important pour les unités 1a, 2a et 2c reflète la présence de magnétite dans ces unités. Comparativement à l'unité 1c, la proximité ou l'intercalation des unités 1a, 2a et 2c avec les niveaux de FFR expliquerait la présence de magnétite dans ces unités grâce à une remobilisation sur de courtes distances, lors de l'activité hydrothermale, du Fe₂O₃ provenant de la FFR dans ces unités. Concernant les métaux de base, métaux précieux et éléments traces, l'ensemble des unités volcanoclastiques montrent généralement des gains en W, Mo, Au, As et Te. Ces gains semblent significatifs, car ils sont au-dessus de la variabilité intrinsèque des échantillons précurseurs. De façon non intuitive, le Cu et le Pb montrent plutôt des pertes alors que la chalcopyrite et la galène accompagne souvent la pyrite et la pyrrhotite dans les unités minéralisées et altérées. Dans les unités 2a et 2c, le B montre plutôt des pertes alors que la tourmaline a été communément observée. Ces incohérences sont liées aux choix de l'échantillon précurseur considéré comme moins altérés. Dans le cas des unités 1a, 1c, 2a et 2c, les précurseurs présentent un faible enrichissement en cuivre et plomb. Dans le cas des unités 2a et 2c, les précurseurs choisis présentent un enrichissement anormal en B.

7.4 - Distribution spatiale de l'altération hydrothermale

L'étude de carottes de forage révèle que les assemblages d'altération ne montrent pas de zonalité spatiale particulière ou ne sont pas restreints uniquement aux failles D2A qui contrôlent en grande partie la distribution des zones minéralisées à haute teneur (cf. chapitre 6). Il est, dans la plupart des cas, difficile de discerner la limite de ces zones d'altération ou de déterminer une zonalité claire de l'altération (p.ex. : proximale versus distale) reliée aux failles D2A. Il semblerait que l'altération soit plutôt pervasive dans une zone tampon contrôlée par un couloir de déformation D2 marqué par les failles D2A dans leur ensemble, contrairement à la minéralisation qui est plus directement restreinte aux failles D2A (Figure 7.25). Par exemple sur les sections 7025 (Figure 7.25A) ou 7500 (non montrée), l'altération est distribuée de manière assez hétérogène et aucune tendance n'est vraiment observée à l'échelle macroscopique ou dans les bilans de masse. La convergence des failles D2A en une seule zone de faille minéralisée plus étroite au niveau des sections 6175 (Figure 7.25B) et 6100 (non montrée) facilite l'étude de la distribution de l'altération et ses principales caractéristiques géochimiques. À proximité des failles D2A minéralisées, on observe des pertes plus importantes en Na₂O (entre -0,67 et -3,66 % poids ; Figure 7.26) et des gains plus élevés en K (entre 0,38 et 5,41 % poids ; Figure 7.27) dans les roches volcanoclastiques. Noter, que les calculs de bilan de masse n'ont pu être réalisés que sur les roches volcanoclastiques ainsi aucune perte ou gains n'est illustrée dans le cas de la FFR sur les figures 7.26, 7.27 et 7.28. La représentation d'un forage composite de la section 6175 permet d'illustrer les gains en K₂0, Ba, Rb, Tl, Ge et généralement des gains en Fe₂O₃, W, Be et As associés aux zones aurifères dans les roches volcanoclastiques (unité 1a, 1b, 2a, 2b, et 2c; Figure 7.28). On observe également des pertes importantes en MgO, CaO, Na2O et B associées aux zones aurifères. Il est également possible d'observer des différences dans les gains et pertes élémentaires entre les zones à forte teneur en or et celles à faible teneur : les gains en SiO₂, Ga, U semblent reliés aux zones à faible teneur en or alors que celles à faibles gains en Cs semblent plutôt associés à la zone de fortes teneurs aurifères. Sur ce forage composite, et contrairement à la majorité des unités volcanoclastiques présentes sur le gisement, aucun gain majeur en CO₂ et en S n'est observé. Cependant cela pourrait s'expliquer par l'absence de sulfures dans les veines de quartz aurifères mises en place dans les roches volcanoclastiques. Enfin, l'unité 1b, localisée à l'ouest des zones de faille D2B4 et éloignée des zones aurifères, ne montre pas de changement de masse significatif et est donc moins altérée. Les gains et pertes strictement associés aux zones minéralisées de faibles ou de fortes teneurs en or ne sont pas systématiques et corrélables sur d'autres forages (p. ex. : forages de la section 7025 et 7500). Comme mentionné précédemment, la zonalité dans la chimie de l'altération n'est pas établie la zone de l'étude, qui demeure dans la zone tampon d'altération hydrothermale. Seule la zone minéralisée de la section 6175, qui est plus étroite comparativement au nord,

permet de sortir de la zone tampon d'altération (Figure 7.25). De façon générale et simplifiée, l'altération à Meadowbank, caractérisée principalement par le développement d'assemblages à muscovite, biotite et chlorite, est plutôt de nature pervasive et d'intensité modérée à forte. Bien que pervasive, cette zone d'altération est particulièrement bien développée, ou du moins plus continue, dans un corridor plus ou moins bien défini correspondant grossièrement au couloir affecté par les failles D2A qui elles contrôlent de façon plus directe la distribution des zones aurifères à haute teneur. Les relations entre l'altération, la minéralisation et la déformation sont discutées en détail dans le chapitre 9 dans le développement d'un modèle génétique.



Figure 7.1Minéraux silicatés communs dans la FFR. A) grunérite disséminée dans les lits de
chert, échantillon MBK-13-321, forage G98-225_214,6 m ; B) lit de chlorite dans la
FFR, échantillon MBK-13-013, forage NP06-653_104 m ; C) biotite et grenat dans un
lit de chlorite de la FFR, échantillon MBK-12-502, forage G12-006_603,6 m.



Figure 7.2 Composition de l'amphibole ferrifère grunérite/cummingtonite « (Mg-Fe)₇Si₈O₂₂(OH)₂ » dans la FFR selon les tranches de teneurs en or des échantillons (selon le diagramme de Leake et al. (1997). Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.3 Composition de la chlorite dans la FFR selon le diagramme de Hey (1954). A) selon les teneurs en or des échantillons. B) selon la section de forages étudiée. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.4 Composition de la biotite dans la FFR selon le diagramme de Deer et al. (1992). A) selon les sections de forages étudiées ; B) selon les tranches de teneurs en or des échantillons. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.5 Greenalite et stilpnomélane dans la FFR. A) photomicrographie de greenalite dans un amas de pyrrhotite et de grunérite disséminée dans le chert en LP, échantillon MBK-12-200, forage NP97-175_21,8 m en LP; B) photomicrographie de stilpnomélane et chlorite disséminés dans le chert en LP, échantillon MBK-12-210, forage NP97-175_65,9 m.



Figure 7.6FFR non altérée présentant des carbonates disséminés dans le chert, échantillon
MBK-13-416, forage G04-501B_128 m.



Figure 7.7 Composition du carbonate dans les roches volcanoclastiques et dans la FFR selon la section de forage étudiée et selon l'unité.



Figure 7.8 Minéraux d'altération des unités volcanoclastiques. A) unité 1a altérée à muscovite, biotite et chlorite, échantillon MBK-11-067, forage TP03-472_79,3 m; B) unité 1b altérée à muscovite, chlorite et épidote, échantillon MBK-13-099, forage TP98-277_26,2 m; C) unité 1c altérée à chlorite, carbonate, muscovite, échantillon MBK-12-186, forage NP98-319_51,5 m; D) unité 2a altérée à muscovite et biotite, échantillon MBK-11-041, forage TP03-472_17,6 m; E) unité 2c altérée à muscovite MBK-11-046, forage TP03-472_30,5 m; F) unité 3 altérée à muscovite et chlorite, échantillon MBK-12-182, forage NP98-319_37,5 m.



Figure 7.9 Distribution de l'altération à l'échelle de l'échantillon. A) chlorite abondante aux épontes d'une veine de quartz-pyrrhotite, échantillon MBK-13-324, forage G98-225_247,1 m; B) veine de carbonate et carbonate disséminé dans l'unité 1c, échantillon MBK-12-188, forage NP98-319_53,6 m.



Figure 7.10 Remplacement de l'albite par la chlorite et la muscovite dans l'unité 1b.



Figure 7.11 Amphibole et biotite dans l'unité 2c, fosse Goose, échantillon MBK-13-455B, forage G04-501B_263,2 m. A) photographie de forage de l'échantillon ; B) agrandissement de A) ; C) photomicrographie de lame mince en LP à gauche et LPA à droite.



Figure 7.12 Grenat (spessartine), muscovite et magnétite dans l'unité 3, fosse Goose, échantillon MBK-13-420, forage G04-501B_39,7 m. A) photographie de carotte de forage ; B) photomicrographie du grenat en LP à gauche et LPA à droite ; C) photomicrographie d'un grain de magnétite en LP à gauche et LR à droite).



Figure 7.13A Composition de la chlorite dans les roches volcanoclastiques selon de diagramme de Hey (1954). A) selon les sections de forages étudiées et selon l'unité ; B) selon l'unité. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.13B Composition de la chlorite dans les roches volcanoclastiques selon le diagramme de Hey (1954). A) selon les sections de forages étudiées ; B) selon les tranches de teneurs en or des échantillons. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.14A Composition de la biotite dans les roches volcanoclastiques selon le diagramme de Deer et al. (1992). A) selon les sections de forages étudiées et selon l'unité ; B) selon l'unité. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.14B Composition de la biotite dans les roches volcanoclastiques selon le diagramme de Deer et al. (1992). A) selon les sections de forages étudiées ; B) selon les tranches de teneurs en or des échantillons. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.15A Composition de la muscovite dans les roches volcanoclastiques. A) selon les sections de forages étudiées et selon l'unité ; B) selon l'unité. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.15B Composition de la muscovite dans les roches volcanoclastiques. A) selon les sections de forages étudiées ; B) selon les tranches de teneurs en or des échantillons des chlorites analysées. Chaque classe comprend 14,3% des données.



Figure 7.16 Altération à tourmaline dans les roches volcanoclastiques. A) tourmaline disséminée dans la matrice de l'unité 1a ; B) tourmaline associée à des veinules de quartz parallèle à la schistosité S1-2 dans l'unité 2c.



Figure 7.17Tourmaline porphyroblastique avec un cœur de rutile dans l'unité volcanoclastique
2a. A) Photographie de forage de l'échantillon MBK-12-207 ; B) photomicrographie
de l'échantillon MBK-12-207, forage NP97-175_51,6 m, en LP à gauche et en LPA à
droite ; C) photomicrographie de l'échantillon MBK-12-207 en LR ; D)
agrandissement de A) sur les porphyroblastes de tourmaline.



Figure 7.18 Magnétite, ilménite et rutile disséminée dans l'unité volcanoclastique 1c en LP (A) en LR (B).



Figure 7.19A Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.



Figure 7.19B Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.



Figure 7.19C Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.


Figure 7.19D Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.



Figure 7.19E Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.



Figure 7.19F Diagrammes ternaires SiO₂-Fe₂O₃-X représentant l'abondance d'éléments variés par rapport à la teneur en or d'échantillons de FFR. Les diagrammes en bleu montrent : un lessivage des éléments avec l'augmentation des teneurs en or, en rouge, un gain et en noir, aucune tendance.



Figure 7.20 Diagramme « box plot » de l'indice d'altération des roches volcanoclastiques. Indice d'Ishikawa = 100(MgO+K₂O)/(MgO+K₂O+CaO+Na₂O) (Ishikawa et al., 1976) ; Indice Chlorite-Carbonate-Pyrite = 100(FeO+MgO)/(MgO+K₂O+CaO+Na₂O) modifié de Large et al. (2001). Les précurseurs utilisés pour les calculs de bilan de masse sont localisés par des aiguilles. La flèche indique les deux vecteurs d'altération discutés dans le texte.



Figure 7.21 Diagramme « box plot » de l'indice d'altération des roches volcanoclastiques représentées par leur teneur en or. Indice d'Ishikawa = 100(MgO+K₂O)/(MgO+K₂O+CaO+Na₂O) (Ishikawa et al., 1976) ; Indice Chlorite-Carbonate-Pyrite = 100(FeO+MgO)/(MgO+K₂O+CaO+Na₂O) modifié de Large et al. (2001). Les précurseurs utilisés pour les calculs de bilan de masse sont localisés par des aiguilles. La flèche indique les deux vecteurs d'altération discutés dans le texte.



Figure 7.22 Diagramme binaire montrant le comportement des éléments face à l'altération hydrothermale. Le coefficient de corrélation a été calculé pour chacune des unités. L'immobilité du Ti est montrée par un coefficient de corrélation nettement supérieur à 0,83 avec le Zr, Al₂O₃ et Y (éléments considérés comme peu mobiles) pour toutes les unités.



Figure 7.23 Diagramme de bilans de masse (basé sur la méthode de MacLean et Barrett, 1993) montrant les pertes et les gains en pourcentage pour les éléments majeurs des échantillons des unités 1a, 1c, 2a et 2c. Chaque barre représente un échantillon altéré. Dans ces diagrammes, les échantillons en noir correspondent au vecteur d'altération représenté par la flèche continue et les échantillons en couleur correspondent au vecteur d'altération représenté par la flèche gains en les échantillons en couleur correspondent au vecteur d'altération représenté par la flèche sur le « box plot » diagramme). La barre d'erreur correspond à écart-type : 2 σ).



Figure 7.24 Diagramme de bilans de masse basé sur la méthode de MacLean et Barrett, 1993) montrant les pertes et les gains en pourcentage pour les métaux de base, les métaux précieux et des éléments traces des échantillons des unités 1a, 1c, 2a et 2c. Chaque barre représente un échantillon altéré. Dans ces diagrammes, les échantillons en noir correspondent au vecteur d'altération représenté par la flèche continue et les échantillons en couleur correspondent au vecteur d'altération représenté par la flèche pointillée sur le « box plot » diagramme). La barre d'erreur correspond à écart-type : 2 σ).



Zone tampon d'altération à muscovite-biotite et chlorite

Figure 7.25 Zone tampon d'altération du gisement Meadowbank. A) section 7025 ; B) section 6175.



Figure 7.26 Changement de masse absolu en Na2O en pourcentage poids des échantillons de roches volcanoclastiques de la section 6175. Les classes ont été définies par tranches de 14% d'échantillons.



Figure 7.27 Changement de masse absolu en K2O en pourcentage poids des échantillons de roches volcanoclastiques de la section 6175. Les classes ont été définies par tranches de 14% d'échantillons.



Figure 7.28 Diagramme composite des changements de masse absolus en pourcentage poids des échantillons de roches volcaniques de trois forages de la section 6175.

Tableau 7.1 Composition modale des unités volcaniques aux différentes sections étudiées et composition modale de l'unité précurseur utilisé pour les calculs de bilan de masse. La valeur correspond à la moyenne obtenue des pourcentages modaux estimés lors de l'observation des lames minces. X : Des unités n'ont pas été observées sur certaines sections.

		Minéraux (en % modal)	Sud de Goose	Nombre		Nombre de		Nombre de		Nombre de		Nombre de	
				e de lam minces	nes Goose	lames minces observées	6175	lames minces observées	7025	lames minces observées	7500	lames minces observées	Échantillon précurseur
		Biotite	9 1 7	00301000	9 12	003017663	16 1	ODSELVEES	5 75	003014663	0	003017663	15
Intermédiaire	Unité 1a	Muscovite	5.8	-	10.65	16	11.33	-	18 7	4	18	-	15
		Chlorite	11.33	_	7.1		5.44	-	5		11		_
		Amphibole	,		2,7		- /	-					
		Grenat	12,5	6	0,8		_	9			_	3	
		Tourmalin e	_		0,1		0,2		_		_		_
		Carbonate			0,8				4		5		
		Épidote					6		5		_		
	Unité 1b	Biotite			10	2	1,5				x	0	
		Muscovite			_		6,5	2		0			
		Chlorite			8		9						
		Amphibole			15		_						
		Grenat	Х	0	_		_		Х				
		Tourmalin e			_		0,5						
		Carbonate			_		2						
		Épidote			0,25		5						
	Unité 1c	Biotite			Х	0	_	1	0,7	12,5 8,6 7 7,2 0,1		11	
		Muscovite			Х		_		22,9		12,5		_
		Chlorite			Х		31		7,3		8,6		30
		Amphibole			Х		_				_		
		Grenat	Х	0	Х				_				_
		Tourmalin e			Х		_		_		_		_
		Carbonate			Х		5		19,3		7,2		5
		Épidote			Х		2		1		0,1		2
Intermédiaire	Unité 2a	Biotite	12,3 15,67		8,2	5	15,2	_	0	0 57 7 2,7 –		3	
		Muscovite			16,2		22,6	13	24,57		18,33	3	2
		Chlorite	2	3	0,4		1,4		6,8		2,7		
		Amphibole		_			_						
		Grenat	_		_		_		_		_		_

		Minéraux (en % modal)	Sud d Goose	Nombre e de lames minces observées	Goose	Nombre de lames minces observées	6175	Nombre de lames minces observées	7025	Nombre de lames minces observées	7500	Nombre de lames minces observées	Échantillon précurseur
		Tourmalin e	_		0,2		0,3		1,7		0,06		_
		Carbonate	_	-	_	-	0,4		0	-	1		_
		Épidote											_
	Unité 2c	Biotite	x	0	11,1	6	2,5	2	0,8	6	0	8	5
		Muscovite			4,2		17		16,3		16,63		5
		Chlorite			13,2		3		3,7		2,6		4
		Amphibole			1,6								
		Grenat			_						_		
		Tourmalin			0.2		0.2						1
		e			0)2		0)2				_		
		Carbonate			_				1,7		_		
		Épidote											_
Felsique	Unité 3	Biotite	X	0	_	1	2,1	4	0,3	3		3	
		Muscovite			30		27		28,3		22,3		
		Chlorite			_		3,1		5,3		1,6		
		Amphibole			_		_		_		_		
		Grenat			0,2		_		_		_		
		Tourmalin											
		e			-		-		-		-		
		Carbonate			_						1,3		
		Épidote			-		-		-		-		

CHAPITRE 8: NOUVEAUX APPORTS À LA COMPRÉHENSION DE LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE LA MINE MEADOWBANK : IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

8.1 Introduction

En complément de l'étude approfondie des secteurs Portage et Goose du gisement Meadowbank tel que présenté dans les chapitres précédents, des travaux à incidences régionales ont été réalisés afin de mettre les éléments clés du secteur à l'étude dans un contexte régional et de discuter d'implications possibles pour l'exploration dans ce secteur à fort potentiel. Ce chapitre résume les grands résultats de ces travaux et inclut : 1) l'étude structurale du secteur de la mine Meadowbank, 2) l'étude géologique de la succession volcano-sédimentaire du secteur de la mine Meadowbank incluant la description de forages, l'analyse de données lithogéochimiques régionales compilées (S. Pehrsson, données non-publiées), et un résumé de la géochronologie de la succession de Pipedream-Third Portage, 3) l'intégration de certains éléments de l'étude du gisement Vault (Dupuis et al., 2014; Mercier-Langevin et al., 2015, non-publié) et la corrélation potentielle des unités hôtes du gisement Vault avec celles encaissant les zones Portage et Goose, et 4) une réinterprétation de la carte géologique de la propriété Meadowbank basée entre autres sur les levés géophysiques disponibles.

8.2 Géologie structurale du secteur de la mine Meadowbank

L'étude de la géologie structurale du secteur de la mine Meadowbank a permis de compléter les informations structurales recueillies au sein du gisement, c'est-à-dire dans les fosses ou leur environnement immédiat, et de peaufiner celles de la carte géologique de Pehrsson et al. (2004). Les données structurales sont présentées dans des stéréogrammes par secteur (Figure 8.1). Dans le secteur de la mine, une seule schistosité pénétrative est présente. Celle-ci est interprétée comme étant la fabrique principale S2A reconnue sur la mine. Cependant, en l'absence de pli mésoscopique associé, cette fabrique doit, en fait, être considérée comme étant une schistosité composite S1-2A tel qu'indiqué au chapitre 4. Cette fabrique composite est communément parallèle au rubanement compositionnel des

roches volcaniques et volcanoclastiques (Figure 8.2A). Les déformations D3 et D4 associées à du plissement influencent grandement l'orientation et le pendage de la schistosité S2A dont l'attitude est très variable dans le secteur de la mine (Figure 8.1). Le tuf à lapilli observé sur la rive sud du lac Second Portage forme une tectonite L-S avec des lapilli fortement étirés (Figure 8.3). Cette linéation à faible plongée est semblable à celle observées à dans le conglomérat du quartzite dans la fosse Goose ; elle suggère un étirement parallèle à l'axe de plissement P2A. La FFR Ouest est affectée par un plissement serré à isoclinal témoignant de la forte intensité de la déformation D2A (Figure 8.2B). Selon nos interprétations, la déformation D2B serait quant à elle caractérisée par des failles régionales, telle la faille Third Portage qui superpose des roches volcaniques archéennes sur du quartzite d'âge protérozoïque avec une vergence vers le nord-ouest (Figure 8.4A). Cette faille accommodée par des roches ultramafiques mylonitisée (Figure 8.5A) est relié à la déformation régionale D_{P2} (Sherlock et al., 2004 ; Pehrsson et al., 2013). Tout comme les zones de failles D2B du gisement Meadowbank, la faille Third Portage D2B recouperait la faille D2A minéralisée du gisement Vault (voir section 8.3) et est affectée par la déformation D3 (Figure 8.5B). Selon nos interprétations, à cause de sa grande longueur d'onde, le pli régional PP2 documenté dans l'Amarulik (Figure 8.1) serait également attribuable à la déformation D2B reconnue sur la mine. La déformation D3 est très bien développée sur l'ensemble du secteur de la mine (Figure 8.1). Elle forme des plis mésoscopiques en chevron dans le quartzite (Figure 8.4B) et des plis ouverts à serrés dans les roches volcanoclastiques (Figures 8.2A et 8.3B) et les roches ultramafiques (Figure 8.5B). Le clivage S3 et les plans axiaux des plis P3 sont orientés globalement vers l'ouest et sont faiblement inclinés. Les axes de plis montrent une faible double-plongée, globalement vers l'est ou l'ouest (Figure 8.1). La phase de déformation D4 correspond à des plis mésoscopiques droits particulièrement bien développés sur les rives du lac Second Portage où un clivage discret de plan axial est parfois présent (Figures 8.1 et 8.6A). Dans le quartzite, S4 forme un clivage espacé orienté sud-ouest et fortement incliné vers le nordouest dans lequel se met en place un réseau de veines de quartz non minéralisées (Figure 8.6B).

Les données structurales recueillies dans les environs du gisement (en dehors des fosses) sont compatibles avec les éléments structuraux documentés à Meadowbank et,

globalement, avec ceux décrits dans les travaux antérieurs. La nouvelle phase de déformation D2B est extrapolable régionalement et serait distinguable de la phase de déformation D2A dans le secteur de la mine. La déformation D2A, interprétée comme génétiquement reliée à la minéralisation aurifère dans les fosses Portage et Goose, s'illustre localement sous la forme d'une tectonite L-S. Ce style est à prendre en considération dans la compréhension de la distribution de la minéralisation au niveau régional. Cette linéation L2A pourrait par exemple expliquer le plongement des zones minéralisées, comme dans le cas de Goose, où la zone de haute teneur aurifère suit une plongée de 30° vers le sud (Figure 6.73).

8.3 Âge, pétrographie et lithogéochimie de la succession volcanosédimentaire du secteur du gisement Meadowbank

Les travaux régionaux réalisés ont permis de mieux définir la succession 3 (Pipedream - Third Portage) du groupe de Woodburn Lake tel qu'établie par Pehrsson et al. (2010). Sur les bases de datations U-Pb (V. McNicoll et al., données non publiées), de descriptions de carottes de forage et dans une moindre mesure des données lithogéochimiques des roches volcaniques et volcanoclastiques, il est possible de subdiviser la succession en deux « sous-successions » volcano-sédimentaires distinctes (Figure 8.7).

Les datations effectuées dans ce projet permettent de discerner deux successions volcano-sédimentaires d'âges différents. Un échantillon de tuf felsique recueilli à l'ouest de la FFR Est, un échantillon de tuf intermédiaire recueilli entre deux niveaux de la FFR Centrale du gisement Meadowbank et un échantillon de tuf intermédiaire recueilli sur le mur de la zone minéralisée du gisement Vault, donnent un même âge U-Pb d'environ 2711 Ma (Figure 8.7). Les âges de ces unités sont corrélés à celles de la succession 3 de Pipedream-Third Portage (Figures 2.2 et 2.3). Un échantillon de tuf intermédiaire (unité 10) recueilli à l'est de la FFR Ouest et un échantillon de tuf intermédiaire (unité 10) recueilli à l'est de la FFR Farwest donnent un âge U-Pb à environ 2717 Ma (Figure 8.7). Ces unités peuvent donc représenter soit la base de la succession 3 de Pipedream-Third

Portage ou la partie sommitale de la succession 2 de Meadowbank River (Figures 2.2 et 2.3).

Les contacts entre les deux successions volcano-sédimentaires n'ont pas été recoupés dans les forages étudiés. Néanmoins, il est possible de noter des différences texturales significatives entre la succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2711 Ma et la succession comprenant les échantillons datés à ~2717 Ma. La succession datée à ~ 2717 Ma est représentée principalement par : 1) des niveaux de tuf à cristaux moyens à grossiers (selon la classification de White et Houghton, 2006) avec de nombreux intervalles lités (Figure 8.8 et Figure 8.9), 2) des niveaux de tuf à grains très grossiers à lapilli fins (Figure 8.10), 3) des niveaux de tuf à lapilli grossiers et blocs (Figure 8.11), et 4) une FFR d'une épaisseur maximale de 20 m, à lits centimétriques de chert et détritiques et de rares lits millimétriques de magnétite (Figure 8.12). La succession datée à \sim 2711 Ma est représentée principalement par : 1) des niveaux de tuf à cristaux très fins à moyens (Figure 8.13) et des niveaux de FFR d'une épaisseur variant entre 20 et 60 m, à lits millimétriques à centimétriques de magnétite et de chert avec de la grunérite disséminée et quelques lits de chlorite (Figure 8.14). La FFR qui alterne avec la succession volcano-sédimentaire à ~2717 Ma diffère de celle associée à la succession à ~2711 Ma, par l'absence de grunérite, de lits centimétriques de magnétite, de lits (détritiques) et par une épaisseur moyenne plus faible (Figures 8.12 et 8.14). La FFR Farwest présente les caractéristiques pétrographiques de la FFR interstratifiée dans la succession datée à ~2717 Ma (Figure 8.12) alors que la FFR Ouest, la FFR Centrale et la FFR Est présentent des caractéristiques pétrographiques similaires et sont associées à la succession datée à ~2711 Ma (Figure 8.14). Mis à part la FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, les autres FFR ne sont pas aurifères, mais sont parfois faiblement à très localement fortement minéralisées en sulfures (Figure 8.15). Par exemple, de la pyrite granoblastique est présente dans le litage de la FFR Farwest, tandis que de la pyrrhotite parfois massive est présente dans des zones de forte déformation de la FFR Ouest dans lesquelles le litage primaire est détruit. Bien que parfois riches en sulfures, les FFR Far West et Ouest ne sont pas aurifères, avec des valeurs en or inférieures à la limite de détection (≤5 ppb Au) dans la plupart des cas.

L'étude de la géochimie des roches volcaniques de la région de la mine Meadowbank a été possible grâce à la compilation de données géochimiques provenant de différents projets, mais qui ont été obtenues par des méthodes analytiques variées (Ashton, 1988 ; Armitage, 1992 ; Kerswill et al., 1999 données non publiées ; Cumberland, 1999, données non publiées ; Zaleski et al. (1997 ; 1999a ; 1999b) ; L'Heureux, 2003). Les données sont dans certains cas peu précises, certaines analyses ne comprennent pas de données sur le Zr, le Th ou les terres rares, alors que d'autres analyses montrent clairement des erreurs analytiques sur certains éléments, ce qui rend les classifications et corrélations entre unités volcaniques difficiles. La subdivision des nombreuses unités volcaniques de la région a été possible par l'utilisation de plusieurs rapports géochimiques d'éléments considérés comme étant généralement peu mobiles (Zr/TiO₂ - Al₂O₃/TiO₂ - Th/TiO₂) et des profils multi-éléments. Les codes numériques des unités volcanoclastiques mafiques à intermédiaires décrites ici-bas (Figure 8.16) ont été choisis arbitrairement pour faciliter les classifications et les corrélations entre les unités du gisement Meadowbank, celles encaissant le gisement Vault et celles régionales. Ainsi, les unités régionales 301, 304, 308, 303 et 305 ont respectivement des compositions très semblables aux unités 1a, 1b, 1c, 2a et 2c encaissant le gisement Meadowbank. Les unités régionales 311 et 312, présentes au sein du quartzite au nord de la zone de faille Third Portage (Figure 8.7), ont des profils multi-éléments qui correspondent respectivement aux unités 7 et 6 interstratifiées dans le quartzite du gisement Meadowbank. Ce constat permet de supposer que le quartzite du mur de la zone de faille Third Portage et le quartzite présent dans le toit du gisement Meadowbank soit de même âge, bien que cela soit en contradiction avec l'interprétation proposée par Pehrsson et al. (2004). Avec les données disponibles, il semble difficile de séparer la succession volcano-sédimentaire datée à ~2717 Ma à celle datée à ~2711 Ma en deux grands groupes géochimiques distincts. Par exemple, l'unité 310 régionale datée à ~2717 Ma a un rapport Al₂O₃/TiO₂ et Th/TiO₂ très semblable à celle l'unité 360 datée à 2711 (Figure 8.16).

8.4 Cadre lithotectonique du gisement Vault

Le gisement Vault (1,4 Moz Au en réserves et ressources) est localisé à environ 7 km au N-NE du gisement d'or Meadowbank. Le gisement Vault est formé d'une zone minéralisée planaire, encaissée dans des roches volcanoclastiques fortement altérées et déformées, et associées à une zone de faille (Figure 8.17; Dupuis et al., 2014 ; Mercier-Langevin et al., 2015, non-publié). Le toit du gisement comprend principalement un tuf à cristaux fins à moyens (Figure 8.18) et des dykes/sills porphyriques felsiques à feldspath plagioclase et quartz (Figure 8.19) alors que le mur comprend un tuf lité à cristaux fins, un tuf à lapilli et un tuf à blocs (Figure 8.20). Des niveaux de formation fer à lits millimétriques de chert, magnétite \pm chlorite sont interstratifiés dans les roches volcanoclastiques et sont localisés dans le toit et le mur du gisement (Figure 8.21).

Les diagrammes binaires Zr/TiO₂ versus Al₂O₃/TiO₂ et Th/TiO₂ versus Al₂O₃/TiO₂ (Figure 8.22) indiquent que les unités volcanoclastiques hôtes du gisement Vault ont globalement les mêmes compositions géochimiques que les unités volcanoclastiques encaissant le gisement Meadowbank. Ainsi les unités 201 et 203 du toit du gisement Vault sont corrélées respectivement aux unités 1a et 2c du gisement Meadowbank et les unités 204 et 205 du mur du gisement Vault correspondraient, du moins géochimiquement, aux unités 1b et 2c, respectivement.

Les unités volcanoclastiques du mur du gisement Vault ont globalement les mêmes caractéristiques texturales que la succession volcano-sédimentaire à ~2717 Ma, c'est-àdire la présence de niveaux de tufs lités à lapilli et à blocs. Néanmoins, le tuf présente les caractéristiques géochimiques des deux successions volcano-sédimentaires. En effet, le mur du gisement présente une alternance entre l'unité 304 (de composition semblable à l'unité 1b et 204 de la succession à ~2717 Ma) et les unités 301, 303 et 305 (de composition semblable aux unités de la succession à ~2711 Ma). Les différences géochimiques entre les deux successions restent donc à étayer et confirmer par une étude plus approfondie (Mercier-Langevin et al., en préparation).

Les unités hôtes du gisement de Vault sont affectées par une faille interprétée comme D2A (synchrone aux failles D2A du gisement Meadowbank) et une forte schistosité A orientée nord-est à pendage d'environ 30° (Figures 8.17 et 8.19). Les contacts entre les unités dans le toit du gisement sont à angle par rapport à la schistosité S2A ; ils sont transposés et tendent à se paralléliser à la schistosité S2A en s'approchant de la faille D2A (Figure 8.17). Les dykes/sills porphyriques felsiques, présents uniquement dans le toit du gisement, sont fortement affectés par la schistosité S2A et localement transposés dans la schistosité S2A à proximité de la faille D2A (Figure 8.19). La schistosité S2A est crénulée par une fabrique S3 faiblement inclinée vers le SE et associée à la déformation régionale DP3.

L'âge de l'introduction de l'or est incertain, mais il est probable qu'il soit le même que celui du gisement Meadowbank. La distribution de l'or est ainsi possiblement contrôlée par une faille D2A semblable à celles observées à Meadowbank.

8.5 Réinterprétation de la géologie régionale

Une réinterprétation préliminaire de la carte géologique régionale a été réalisée sur l'ensemble de la propriété Meadowbank dans le but d'apporter un point de vue nouveau sur la géologie et potentiellement d'aider à cibler les zones à fort potentiel aurifère (Figure 8.7). Cette réinterprétation est le fruit d'une analyse approfondie des données provenant, entres autres, de : 1) l'étude de la géologie et la genèse du gisement Meadowbank, 2) l'étude de la géologie et la genèse du gisement Vault (Dupuis et al., 2015; Mercier-Langevin et al., 2015, non-publié), 3) l'étude de la géologie du secteur de la mine Meadowbank incluant l'acquisition de données structurales, la description de carottes de forage d'exploration, le traitement des données lithogéochimiques régionales, et l'intégration des données géochronologiques, et 4) l'étude du levé magnétique acquis par Mines Agnico Eagle et des cartes géologiques de Zaleski et al., (1997) et de Zaleski et Pehrsson, (2005), et de Pehrsson et al., (2004). Cette carte réinterprétée précise certains contacts géologiques, localise les deux successions lithologiques datées à ~2717 Ma et ~2711 Ma, place les différentes générations interprétées de failles cartographiés ou extrapolées dans la région, en particulier les failles D2A montrant un fort potentiel aurifère et localise également les indices aurifères à « fort et moyen potentiel » aurifère (Figure 8.7). Un potentiel aurifère « moyen » est attribuée à un indice n'ayant pas mené à ce jour

à une découverte aurifère importante et/ou n'étant pas reliée à une faille interprétée comme potentiellement de type D2A.

Les deux successions lithologiques sont différenciées par leurs caractéristiques texturales, leur signature géochimique et par leur âge. Dans le secteur de la mine Meadowbank, la densité d'information permet de distinguer les deux successions. Cellesci sont également associées à des signatures magnétiques distinctes (Figure 8.23) : la succession à ~2711 Ma comporte d'épais niveaux de FFR riche en magnétite (entre 20 et 60 m) se traduisant par des anomalies magnétiques linéaires élevées, séparées par des unités volcaniques intermédiaires caractérisées par des bas magnétiques. À l'inverse, la succession datée à ~2717 Ma contient de fins niveaux de FFR relativement pauvre en magnétite (≤20 m), associés à des anomalies magnétiques d'intensité moyenne. La corrélation de ces signatures magnétiques distinctes permet d'interpréter la présence des deux successions sur l'ensemble du levé. Quelques parties du relevé mènent à des interprétations plus ambivalentes. Par exemple, les unités du mur du gisement Vault, datées à ~2711 Ma (V. McNicoll, données non publiées), montrent un signal magnétique similaire à celui de la succession à ~2717 Ma (Figure 8.23). Dans tels cas, il est nécessaire d'utiliser d'autres données telles la géochimie, la pétrographie ou la géochronologie pour contrevérifier les interprétations basées sur le signal magnétique des successions.

Plusieurs failles préalablement non reconnues sont interprétées à l'aide de l'analyse des linéaments sur les cartes des levés magnétiques. Les générations de ces structures interprétées sont établies selon leurs relations de recoupement avec les failles ou plis régionaux cartographiés, ainsi que sur la base des observations détaillées et interprétations faites à Meadowbank (Figure 8.7). Une faille pré-D2A est ainsi interprétée entre les indices Crown et Why Wally (Figure 8.7). Préalablement non-reconnues, des failles D2A similaire à celles décrites dans les gisements Meadowbank et Vault, ainsi que des zones de failles tardi-D2A/pré-D3 ont été également interprétées. Ces dernières, généralement accommodées par des roches ultramafiques serait part de la phase de déformation D2B reconnue sur la mine et réactiverait possiblement des failles D2A préexistantes, comme cela aurait pu être le cas du gisement Meadowbank. La faille Third Portage est localement marquée par des roches ultramafiques cisaillées (Figure 8.5). Au nord-est du lac Third-Portage, cette faille recoupe le prolongement de la faille D2A reliée au gisement Vault, et

serait ainsi corrélée aux failles D2B. Les plutons felsiques de la Suite Island, datés à 2,6 Ga (Davis et al., données non publiées), qui bordent la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake sont interprétés en contact de faille avec les unités volcaniques. Les données gravimétriques de la région de Meadowbank suggèrent qu'ils forment de fines écailles superficielles plutôt que des plutons massifs enracinés (Thomas, 2012). De nouvelles failles tardives, post-D3, ont également été interprétées : une d'entre-elles, orientée N-S, forme la bordure ouest de la FFR Ouest et, vers le nord, recoupe les successions volcano-sédimentaires associées aux FFR Centrale et Est. Enfin, le tracé de failles tardives E-O déjà reconnues (Zaleski et al., 1997) a été précisé.

La réinterprétation de la carte géologique a permis de préciser et contraindre les structures ayant un potentiel aurifère important. La faille pré-D2 interprétée se situe par exemple à proximité de l'indice Grizzly qui présente de l'or visible associé à une forte silicification et prouve le potentiel aurifère intéressant de certains de ces indices malgré leur appellation « indice aurifère à moyen potentiel ». Les failles D2A interprétées contrôlent la distribution des indices aurifères à fort potentiel et juxtaposent dans certains cas deux successions lithologiques différentes le long desquelles se localisent le gisement Meadowbank et le gisement Vault (Figure 8.7). Elles constituent le métallotecte principal pour l'exploration aurifère régionale. Enfin les failles D2B et post D3, nouvellement reconnue et/ou interprétée régionalement, peuvent dans certains cas recouper la minéralisation et affecter sa géométrie. Bien que ces dernières n'aient aucun lien génétique avec l'or, elles doivent être prises en considération lors de l'exploration aurifère.



Figure 8.1 Représentation stéréographique des mesures structurales. Les mesures structurales sont regroupées par zones d'étude. La carte géologique est modifiée de Pehrsson et al. (2013).



Figure 8.2 Déformation D2A. A) vue oblique d'un affleurement de roche volcanoclastique au rubanement parallèle à la schistosité S2A pénétrative et affectés par un pli P3 au plan axial faiblement incliné, Localité carrière 23, coordonnées UTM W637849 N7214749; B) vue oblique de plis isoclinaux P2 dans la FFR Ouest, coordonnées UTM W637455 N7214379.



Figure 8.3 Tuf à lapilli-blocs déformé en une tectonite L-S, affectée par le plissement D3. Les lapilli et blocs sont fortement étirés sur la rive sud du lac Second Portage, coordonnées UTM W638593 N7214353. A) vue oblique ; B) en coupe.



Figure 8.4 Faille Third Portage interprété comme une faille D2B. A) mur (contact inférieur) de la faille Third Portage faisant chevaucher des unités volcaniques sur le quartzite, coordonnées UTM W635488 N7216481. Cette faille est localement accommodée par une roche ultramafique cisaillée. B) vue en coupe oblique montrant des plis P3 à vergence vers le SSE au plan axial faiblement incliné coordonnées UTM W635488 N7216481.



Figure 8.5 Zone de faille Third Portage. A) roche ultramafique mylonitisée ; B) vue en coupe de la roche ultramafique affectée par la schistosité pénétrative S2A (associée à la faille Third Portage) reprise par le clivage de crénulation S3, de plan axial aux plis P3, coordonnées UTM W635488 N7216481.



Figure 8.6 Déformation D4. A) vue oblique d'un tuf à lapilli fortement folié par S2A et plissé par un pli P3 faiblement incliné et un pli droit P4 au sud du lac Second Portage, coordonnées UTM W638187 N7214703 ; B) veine de quartz parallèle à un clivage de fracture S4 subvertical orienté SO dans le quartzite au nord-ouest du lac Second Portage, coordonnées UTM W638409 N7215065.



Figure 8.7 Carte géologique de la propriété de Meadowbank réinterprétée à partir des données de forages, de la géochimie et de la carte du levé aéromagnétique (seconde dérivée). Les forages d'exploration régionaux étudiés, la position des échantillons géochimiques provenant d'une base de données régionale compilée par S. Pehrsson (Commission Géologique du Canada). Les données géochronologiques sont localisées sur la carte. Le point numéro 1 représente la localité de l'observation de disthène dans l'unité 311 faite par Ashton, 1988.



Figure 8.8Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2717 Ma. Tuf
à cristaux moyens à grossiers (selon la classification de White et Houghton) avec de
nombreux intervalles à lits compositionnelles. A) forage FW10-015 ; B et C) forage
FW11-004.



Figure 8.9Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2717 Ma.
Échantillon daté à 2717 Ma (âge inédit, McNicoll et al., non publié), tuf lité à cristaux
moyens (unité 10), échantillon MBK-13-486, forage GRD-09-006, 114,4-147,5 m.



Figure 8.10Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2717Ma. Tuf
à cristaux et à petits lapilli A) forage FW10-016 ; B) forage FW09-002 ; C) forage
FW11-004 ; noter la présence d'une foliation ancienne dans le claste felsique.



Figure 8.11 Successions volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2717 Ma. Tuf à blocs.


Figure 8.12Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2717 Ma. FFR
à lits centimétriques de chert, de pélites, et de rares lits millimétriques de magnétite.
A et B) forage FW10-016 ; C) forage FW10-015.



Figure 8.13 Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2711 Ma. Tuf à cristaux très fins à moyens. A) forage EB09-007 ; B) forage TP98-277 ; C) forage TP98-261.



Figure 8.14Succession volcano-sédimentaire comprenant les échantillons datés à ~2711 Ma. FFR
à lits millimétriques de magnétite et de chert-grunérite ± lits de chlorite. A) FFR
ouest, forage WB08-808 ; B et C) FFR est, forage EB09-007



Figure 8.15 Minéralisation des FFR régionale. A et B) Pyrite granoblastique présente dans le litage de la FFR Farwest, forage FW11-004 ; C et D Pyrrhotite dans une zone de forte déformation de la FFR Ouest, forage W09-835.







Figure 8.17 Section géologique interprétée du gisement Vault (section 4800). La représentation géométrique des roches porphyriques felsiques est schématique et basée sur les observations de la fosse Vault.



Figure 8.18 Lithologies dans le toit de la zone minéralisée du gisement Vault. A) et B) unité 303 représentée par un tuf à grains fins à moyens, forage VLT-03-136 ; B) unité 301 représentée par un tuf à grains fins à moyens, forage VLT-00-023.



Figure 8.19 Dyke felsique riche en feldspath et quartz présent exclusivement dans le toit du gisement Vault affecté par la déformation D2A. A) dykes/filons couches porphyriques transposés dans la schistosité S2A, photo tirée de Mercier-Langevin et al., 2015, non-publié ; B) dykes/filons couches porphyriques à angle fort par rapport à la schistosité S2A, photo tirée de Mercier-Langevin et al., 2015, non-publié ; C) contact entre le dyke porphyrique et les roches volcanoclastiques affecté par la schistosité S2A.



Figure 8.20 Lithologies dans le mur de la zone minéralisée du gisement Vault. A) tuf lité à grains fins et moyens, forage VLT-00-023 ; B) tuf à lapilli, forage VLT-02-088 ; 3) tuf à blocs, forage VLT-03-200.



Figure 8.21 FFR dans le toit du gisement. A) FFR à lits millimétriques de chert-magnétite ± chlorite intercalée entre les niveaux de tuf, forage VLT-00-023 ; B) FFR riche en pyrite parallèle à la schistosité S2A.



Figure 8.22 Diagrammes binaires Zr/TiO₂ versus Al₂O₃/TiO₂ et Th/TiO₂ versus Al₂O₃/TiO₂ des unités volcanoclastiques du gisement Vault comparées aux unités volcanoclastiques hôtes du gisement Meadowbank.



Figure 8.23 Carte du signal magnétique (seconde dérivée calculée) des successions volcano-sédimentaire datée à 2711 Ma et 2717 Ma utilisée pour extrapoler et interpréter le prolongement des unités de la succession 3 de Pipedream-Third Portage.

CHAPITRE 9 : SYNTHÈSE, DISCSSION ET CONCLUSION

9.1 Cadre géologique régional

Le gisement Meadowbank est encaissé dans les roches archéennes du groupe de Woodburn Lake au sein du craton de Rae de la Province du Churchill occidental (Figure 2.1; Pehrsson et al., 2013). Le groupe de Woodburn Lake forme une ceinture de roches vertes informellement divisée en cinq successions volcaniques et sédimentaires, datées entre 2,74 Ga et 2,71 Ga et recoupées par de volumineux plutons granitiques datés à 2,6 Ga (Figure 2.2; Pehrsson et al., 2013). Le groupe de Woodburn Lake est recouvert, en contact érosionel, par les roches détritiques protérozoïques du groupe de Ketyet River, lequel est divisé en quatre successions sédimentaires, datées entre 2,3 Ga et 1,8 Ga (âges maximums de déposition ; Figure. 2.3). La région de la mine Meadowbank comprend plusieurs niveaux de FFR apparemment semblables, mais seul celui de la FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, contient de l'or à des teneurs économiques.

La région de la mine a subi deux phases de déformation archéennes, ainsi que cinq phases de déformation protérozoïques lors de plusieurs phases de l'orogenèse Trans-Hudsonienne (Pehrsson et al., 2013). Les deux premiers épisodes de déformation protérozoïques (D_{P1} et D_{P2}) sont représentés par des plis serrés à isoclinaux et des failles de chevauchement (Figures 2.2 et 2.4). Dans les secteurs moins affectés par les phases de déformation ultérieure, la vergence régionale des plis PP1 est S-SO ou SE tandis que celle des plis P_{P2} est NO. Dans les secteurs de forte déformation D_{P2} ou le long de flanc de plis P_{P2}, la schistosité S_{P1} devient transposée dans S_{P2} pour former une fabrique composite S_{P1}-2. Les épisodes de déformation D_{P1} et D_{P2} ont eu lieu entre 1930 Ma, l'âge maximum de la succession paléoprotérozoïque 3 du groupe de Ketyet River, et 1835 Ma, l'âge d'un dyke de granite, exempt de S_{P1-2}, qui recoupe cette succession (Roddick et al., 1992 ; Rainbird et al., 2010; Pehrsson et al., 2013). La troisième phase de déformation D_{P3} est caractérisée par un clivage modérément incliné de plan axial à des plis en chevron, ouverts à fermés, montrant une vergence vers le SSE. La phase DP3 est datée entre 1840 Ma, âge des intrusions de MacQuoid Lake corrélées à des intrusions syéno-monzodioritiques affectées par S_{P3}, et environ 1791 Ma, âge d'une biotite métamorphique définissant la fabrique S_{P3} (Armitage et al., 1996 ; Sandeman et al., 2000 ; Pehrsson et al., 2013). La quatrième phase de déformation, D_{P4} , se manifeste par des plis droits mégascopiques en chevron à faible plongée vers le SO ou le NE. Cette phase est datée entre 1,84 Ga et 1,75 Ga (Sandeman et al., 2000 ; Pehrsson et al., 2013). La dernière phase de déformation est exprimée par des failles fragiles subverticales, orientées globalement E-O.

Dans la région de la mine Meadowbank, trois événements de métamorphisme M_{P1} , M_{P2} et M_{P3} ont été documentés et sont respectivement reliés aux trois premiers épisodes de déformations protérozoïques (Pehrsson et al., 2013). Le métamorphisme M_{P1} se caractérise par des minéraux typiques du faciès schiste vert. Le métamorphisme M_{P2} est généralement caractérisé dans la région par des assemblages du faciès schiste vert supérieur. Dans la région de la mine, il évolue vers le sud au faciès amphibolite. Le métamorphisme M_{P3} est quant à lui exprimé par des paragenèses métamorphiques caractéristiques du faciès schiste vert inférieur à moyen (Pehrsson et al., 2013).

Les gisements et les indices d'or de la région de la mine Meadowbank définissent deux couloirs aurifères orientés nord-est et globalement parallèles au grain structural régional de la déformation D_{P2} (Figure 2.6; Kerwill et al., 1998). On y retrouve des indices aurifères pauvres en métaux de base, des indices de métaux de base pauvres en or contenant du cuivre et/ou zinc et/ou plomb et/ou nickel ainsi que des veines polymétalliques contenant des teneurs significatives d'or, de plomb et/ou de zinc.

9.2 Caractérisation pétrologique et géochimique des lithologies hôtes et leur distribution

9.2.1 Synthèse

Les unités hôtes du gisement Meadowbank comprennent plusieurs types de roches volcaniques, volcanoclastiques et sédimentaires qui ont été altérées, intensément déformées et métamorphisées. Avant cette étude, les lithologies hôtes étaient divisées en quatre unités volcaniques principales incluant les roches intermédiaires, les roches intermédiaires à felsiques, les roches mafiques et les roches ultramafiques. L'analyse des données lithogéochimiques dans le cadre de la présente étude a permis de distinguer plusieurs unités précisant alors la succession hôte et ainsi d'améliorer la compréhension de

la géométrie du gisement. Ainsi, la succession volcano-sédimentaire hôte du gisement consiste, d'est en ouest, en : 1) des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires de composition andésitique-basaltique (unité 1a et unité 1c), des roches volcanoclastiques intermédiaires de composition andésitique (unité 2a, unité 2c et unité 2b), une unité volcanoclastique felsique de composition trachytique (unité 3); 2) des roches volcaniques mafiques (unité 4) et des roches ultramafiques de composition variant de komatiite péridotitique à komatiite basaltique (unités 5a, 5b, 5c, 5d); 3) du quartzite comprenant deux unités intercalées, soient des roches volcaniques mafiques (unité 6) et intermédiaires (unité 7); et 4) une unité volcanoclastique intermédiaire de composition andésitique (unité 1b; Figure 3.1). Les FFR sont intercalées avec les unités 1a, 1c, 2a, 2c, 2b et 3.

9.2.2 Interprétations et discussions

Les subtiles variations géochimiques entre les différentes unités volcaniques, en considérant qu'elles ont été formées dans un contexte tectonique similaire ou unique, peuvent être dues entre autres à des processus tels que la contamination ou l'assimilation crustale, la cristallisation fractionnée et le mélange de magma (p.ex. : Sparks, 1986 ; Nicholson et al., 1991 ; Reiners et al., 1995), en plus d'avoir ensuite subi certaines modifications lors de l'altération hydrothermale. L'altération et le métamorphisme semblent avoir modifié et partiellement effacé la signature distinctive de ces processus dans les roches hôtes du gisement Meadowbank. Les profils multi-éléments illustrent de fortes anomalies en Nb, Ta et Ti, communes à toutes les roches volcanoclastiques, une signature semblable à celle de roches volcaniques formées en environnement d'arc volcanique phanérozoïque (Pearce, 2008). Une étude approfondie serait nécessaire pour avoir une meilleure idée de l'évolution pétrogénétique des roches hôtes du gisement Meadowbank ainsi que du contexte géodynamique dans lequel elles se sont mises en place. Néanmoins, un travail connexe (voir Annexe H) discute des différents contextes géologiques et géodynamiques proposés par Zaleski et al. (2001) et par Sherlock et al. (2004) pour le secteur à l'étude. Enfin, l'étude pétrographique et géochimique des unités encaissant le gisement Meadowbank montre qu'elles sont comparables à celles formant de nombreuses ceintures de roches vertes de même âge (p.ex. : Corfu et al., 1989). Plus important encore, les unités définies à l'échelle de la mine corrèlent bien avec celles définies régionalement (Zaleski et al., 1999 ; Pehrsson et al., 2013), malgré l'utilisation de différentes bases de données. Ainsi, la cartographie des protolithes à l'échelle régionale pourrait être utilisée comme outil d'exploration afin de mettre en évidence les horizons prospectifs et les structures géologiques importantes.

9.3 Déformation

9.3.1 Introduction

Les phases de déformation reconnues à Meadowbank sont globalement corrélées aux phases de déformation régionale bien qu'il demeure certaines incompatibilités. Comme précisé dans le chapitre sur la géologie structurale (cf. chapitre 4), il a été établi que la fabrique principale S2A reconnue à Meadowbank était possible associée à la phase de déformation protérozoïque D_{P2} , phase déformation principale régionale, et correspondrait à la fabrique S_{P2} régionale décrite dans le secteur de la mine par Pehrsson et al. (2004) et Sherlock et al. (2004). Une nouvelle phase de déformation D2B, n'étant pas documentée régionalement, a aussi été reconnue sur la mine et s'insère entre les phases de déformation D_{P2} et D_{P3} tel que discuté ici-bas.

9.3.2 Synthèse

Six phases de déformation sont reconnues dans le gisement Meadowbank, donc certaines renferment plusieurs incréments de déformation ou générations de structures dont les relations de recoupement ont été établies grâce à l'interprétation géologique des sections transverses de forages (Appendice C), au plan géologique en découlant (Appendice B), à la cartographie géologique des fosses (Figure 4.1), ainsi qu'à l'étude détaillée de plusieurs centaines de mètres de forages. La phase de déformation D1 est caractérisée par des microplis P1 isoclinaux et intrafoliaux dans la FFR (Figures 4.9 et 4.10) et par une fabrique S1 rarement différenciée du rubanement S0 et de la schistosité dominante S2. La phase de déformation D2A est caractérisée par des plis P2A serrés à isoclinaux, centimétriques à décamétriques (p.ex. : Figures 4.11, 4.13). Dans les flancs de pli P2A, zones où la déformation est plus forte, la fabrique de plan axial forme une schistosité S2 intense et transpose S1 pour former une schistosité composite S1-2. Bien

que la schistosité S2 soit affectée par les phases de plissement subséquentes, son orientation générale est vers le sud et inclinée d'environ 30° vers l'ouest (p.ex. : entre les fosses Portage B et D). Les flancs de plis P2A sont souvent tronqués par des failles D2A pénécontemporaines au plissement. Elles montrent un mouvement apparent inverse et les plis associés de faible plongée montrent une vergence vers le NE (Figures 4.15 et 9.1). La déformation D2B, distinct de la déformation D2A en raison de sa vergence et de son style structural contrasté, se subdivise en plusieurs phases de plissement (P2B1 et P2B3) et des zones de faille (D2B1, D2B2 et D2B4) accommodées principalement par des roches ultramafiques mylonitisées (Figure 4.2 et Figure 4.4). Ces zones de failles montrent un mouvement apparent normal où les blocs ouest du toit de faille se sont affaissées par rapport aux blocs est du mur de faille. Au nord de la fosse Portage A, la déformation D3 se caractérise par un pli pluridécamétrique, déversé vers le sud et plongeant faiblement vers le OSO. Le long du flanc sud de ce dernier, on observe des plis P3 décamétriques et des plis décimétriques serrés à ouverts, parfois en chevron, déversés vers le sud, de faible plongée vers l'ouest. L'orientation moyenne du clivage S3 de plan axial aux plis P3 est d'environ 274/35. La déformation D4 correspond à des plis droits, très ouverts, et des ondulations de grande longueur d'onde, dont l'axe plonge faiblement vers le SO. La dernière phase de déformation observée correspond à des failles fragiles orientées E-O et fortement inclinées vers le sud avec un mouvement apparent normal et décrochant senestre.

9.3.3 Interprétations et discussions : corrélation entre les déformations locales et le cadre structural régional

L'étude détaillée du gisement Meadowbank a permis de raffiner et différencier quelques aspects qui ont des incidences sur la compréhension de la géométrie et la distribution des zones minéralisées. Cette étude permet également de proposer certaines interprétations sur l'évolution structurale. Bien que certaines d'entre elles soient reliées à des phénomènes post-minéralisation aurifère et qui n'ont donc pas d'incidence directe sur la compréhension de la genèse du gisement, elles ont eu un impact majeur sur l'exploitation du gisement, l'exploration et le suivi des structures minéralisées. Enfin l'étude structurale montre aussi que les phases de déformation reconnues à l'échelle du gisement et dans la région immédiate de la mine sont, à l'exception de quelques éléments, généralement corrélables à celles décrites à l'échelle régionale (Pehrsson et al., 2013). Deux hypothèses sur les corrélations possibles entre les phases de déformation locales et les phases régionales sont proposées et discutées ici-bas (Figure 9.1) :

- Hypothèse 1 : la déformation D2A à Meadowbank est corrélable avec la phase D_{P2} régionale et constituerait une phase précoce de la déformation D_{P2}. Selon cette hypothèse la déformation D2B constituerait quant à elle une phase tardive de la déformation D_{P2} régionale.
- Hypothèse 2 : les déformations D2A et D2B à Meadowbank sont respectivement corrélable à la phase de déformation D_{P1} et D_{P2.}

9.3.3.1 <u>Déformation Pré-D1/archéenne à la mine Meadowbank</u>

Pehrsson et al. (2013) documentent deux épisodes de déformation archéens dans la région de l'étude. Par contre, due à la forte transposition structurale paléoprotérozoïque, aucune fabrique ou structure clairement attribuable à un épisode de déformation archéen n'a été observée dans le secteur de la mine Meadowbank. Le style structural, tel qu'illustré sur la carte géologique régionale (Zaleski et al., 1997 et Zaleski et Pehrsson, 2005) et celle du levé magnétique (Figure 8.25), est dominé par les plis des phases D_{P2} et D_{P3}. Peu d'évidence permettent d'interpréter des plissements antérieurs de grandes longueurs d'onde qui dupliqueraient, modifieraient l'orientation des unités lithologiques ou formeraient des patrons de plis polyphasés. Il n'est pas exclu que la déformation archéenne ne soit représentée localement que par une schistosité globalement parallèle au litage des unités.

9.3.3.2 <u>Déformation D1</u>

Au sein du gisement Meadowbank, la phase de déformation D1 est caractérisée par une schistosité S1 parallèle au rubanement, semblable aux fabriques associées aux phases de déformation régionale archéenne D_{A2} et protérozoïque D_{P1} (Pehrsson et al., 2013). Sans critère clair, la fabrique S1 peut être soit corrélable à la déformation D_{P1} , selon l'hypothèse 1, ou à la déformation archéenne régionale D_{A2} , selon l'hypothèse 2.

9.3.3.3 <u>Déformation D2A</u>

La phase de déformation D2A montre des caractéristiques structurales semblables aux phases de déformation régionale D_{P1} et D_{P2} (Pehrsson et al., 2013) : le style de plissement D2A est similaire aux plis D_{P2} qui sont également associés à des failles, ce qui favorise l'hypothèse 1 (Figure 9.1) dans laquelle la déformation D2A représente la phase précoce de la déformation D_{P2} . Néanmoins, la déformation D2A à Meadowbank, montre une vergence apparente vers le NE alors que la vergence de la déformation régionale D_{P2} est vers le NO (Pehrsson et al., 2013). Les failles D2A affectant le gisement Meadowbank pourraient avoir été basculées par le plissement ultérieur ou représenter des rétrochevauchements D_{P2} . Cette géométrie pourrait avoir été contrôlée par un héritage archéen tel que discuté plus bas dans la section 9.5.2. La phase de déformation D2A montre aussi le même style de plissement ainsi que la même longueur d'onde et vergence que les plis D_{P1} (Pehrsson et al., 2013), ce qui favorise l'hypothèse 2. Donc la schistosité S2 de la mine correspondrait à la schistosité S_{P1} régionale. En conséquence, l'hypothèse 2, qui corrèle la phase de déformation D2A locale à la phase de déformation régionale D_{P1} , est privilégiée car elle présente plus de caractéristiques semblables.

9.3.3.4 <u>Plissement P2B</u>

Les plis P2B1 et P2B3 ont une très faible plongée vers le nord et plissent la schistosité principale S2 et les failles D2A. Les plis P2B précèdent la phase de plissement D_{P3} régionale dont l'orientation des plans axiaux est presque orthogonale. Selon l'hypothèse 1 (Figure 9.1), la phase de plissement P2B à Meadowbank serait considérée comme un incrément tardif, mais non-reconnu de la déformation D_{P2} régionale. Par contre, les plis P2B montrent un style, une longueur d'onde et une vergence très semblables aux plis P_{P2} régionaux (Figure 2.4), mais sans la présence d'une forte schistosité de plan axial. Selon l'hypothèse 2 (Figure 9.1), la phase de plissement D2B correspondrait à la phase de déformation régionale D_{P2} , en accord avec la corrélation faite entre D2A et D_{P1} . L'hypothèse 1 a le désavantage de regrouper dans une même phase de déformation régionale D_{P2} , deux incréments de déformations locales (i.e., D2A et D2B) aux vergences opposées.

9.3.3.5 Zones de faille D2B

Dans la présente étude, la large bande de roches ultramafiques plissée, illustrée sur la section 6175, est interprétée comme accommodant une zone de faille D2B2 (Figure 4.6). Ceci diffère des interprétations de Sherlock et al. (2001a, 2001b et 2004) qui interprètent cette bande de roches ultramafiques comme le cœur d'un pli P_{P2} (Figure 1.6). Les travaux réalisés dans cette étude démontrent que ces bandes de roches ultramafiques recoupent les autres unités de la succession volcano-sédimentaire et les zones minéralisées. Le protolithe et l'origine de ces unités ultramafiques demeurent incertains : il pourrait éventuellement s'agir de dykes, en partie ou en totalité, expliquant partiellement le recoupement des unités, et/ou des couches de lave ultramafique dont les contacts auraient préférentiellement accommodé la déformation sous forme de décollements. La déformation ductile et la cinématique de ces failles D2B se rapprochent de ceux de la faille Third Portage associée à la phase de déformation régionale D_{P2} (Pehrsson et al., 2013) et favorise l'hypothèse 2.

9.3.3.6 <u>Pli P3 majeur de la partie nord de la fosse Portage</u>

La phase de déformation D3 est corrélée à la phase de déformation D_{P3} car elle présente les mêmes caractéristiques structurales et la même vergence. Le pli pluridécamétrique P3 de la partie nord de la fosse Portage (Figure. 4.42) est interprété comme un pli P_{P4} par Pehrsson et al. (2004 ; 2013). Selon nos observations, ce pli est plus compatible avec le plissement P_{P3} régional pour deux raisons : 1) le plan axial de ce pli est déversé vers le sud et montre un pendage modéré et un axe plongeant vers l'ouest, contrairement aux orientations SO des plis droits P_{P4} et 2) l'attitude relativement stable et le faible pendage du clivage de plan axial S3 (~274/35) observé au sein du gisement sont incompatibles avec l'attitude générale du clivage S_{P4} régional. Le gisement Meadowbank étant localisé sur le flanc sud-est du synforme P3 majeur, l'enveloppe de la fabrique principale est inclinée localement vers l'ouest, en opposition au pendage régional généralement vers l'est (Figure 9.1).

9.4 Métamorphisme

9.4.1 Synthèse

Deux événements de métamorphisme M2A et M3 sont clairement reconnues à l'échelle du gisement dans les environs du gisement Meadowbank et sont génétiquement associées aux phases de déformation D2A et D3. La paragenèse M1 est difficilement différenciée des assemblages dominants M2A étant donné le niveau élevé de transposition induit par la phase de déformation D2A le long du gisement. De plus, le métamorphisme régional M2A étant possiblement de plus haut grade que le métamorphisme M1, il est donc possible que les paragenèses métamorphiques M1 aient été complètement détruites lors du métamorphisme M2A. Sur l'ensemble du gisement, le métamorphisme M2A est caractérisé par la chlorite, la muscovite, reconnues dans la fabrique S2A des roches volcaniques, et par la chlorite et la grunérite dans la FFR. Ces assemblages sont typiques du faciès schiste vert (Best, 2013). Au niveau de la fosse Portage E, la paragenèse M2A est également caractérisée par l'apparition progressive vers le sud de biotite, puis à partir de la fosse Goose, par l'apparition de grenat et d'amphibole et parfois de staurotide, indiquant une augmentation des conditions métamorphiques dans la partie sud du gisement. La paragenèse métamorphique M3 est définie par l'apparition progressive vers le sud de porphyroblastes de biotite, d'amphibole, de grunérite et de grenat, orientés dans le clivage S3. Le métamorphisme M3 évoluerait lui aussi à des faciès plus élevés en allant vers le sud et indiquerait des conditions semblables au métamorphisme M2A.

9.4.2 Interprétations et discussions

Les observations des assemblages métamorphiques réalisées dans le cadre de la présente étude corroborent la description et la répartition des paragenèses régionales (Armitage, 1992 ; L'Heureux, 2003 ; Sherlock et al., 2004 et Pehrsson et al., 2004 ; 2013). Selon l'hypothèse 2 favorisée : 1) l'événement de métamorphisme M2A serait corrélable à un métamorphisme régional M_{P1} (où S2A serait corrélable avec S_{P1}) avec un pic thermique (cristallisation des porphyroblastes) atteint tardivement lors de la déformation D2A (tardi-D_{P1}) difficilement compatible avec les interprétations régionales dont le pic thermique serait tardi-D_{P2} et 2) l'événement métamorphisme M3 serait corrélable avec le

métamorphisme régional M_{P3}. Pehrsson et al. (2004) indiquent que le faciès métamorphique M_{P2} évolue de schiste vert moyen au nord (fosse Portage A), au faciès amphibolite au sud (fosse Goose) en passant par le faciès schiste vert supérieur dans la zone centrale (fosse Portage E). Les conditions de pression et de température sont estimées comme variant de 400 à 570 C et de 0,27 à 0,5 GPa (Sherlock et al., 2004 et Pehrsson et al., 2004 ; 2013). À Meadowbank, la présence de porphyroblastes de biotite et de grenat qui s'alignent et se superposent à la schistosité S2A suggère une cristallisation syn à tardi déformation D2A. Étant donné que la déformation D2B ait possiblement eu lieu à des niveaux crustaux supérieurs due à l'absence de schistosité pénétrative dans les volcanoclastiques, la cristallisation de ces porphyroblastes de biotite et de grenat n'a sans doute pas été permise lors de cette déformation et est donc nécessairement pré-D2B (Figure 9.1). Les assemblages métamorphiques reconnus à Meadowbank sont similaires à ceux identifiés par Pehrsson et al. (2004) suggérant des conditions P-T, pour le métamorphisme M2A, semblables. Néanmoins, selon l'hypothèse 2 retenue sur la base de notre nouvelle compréhension structurale à la mine et régionalement, nos observations suggèrent que ces conditions de pression et température soient atteintes lors de la phase de métamorphisme M_{P1} plutôt que la phase de métamorphisme M_{P2} comme proposé par Pehrsson et al. 2004. Dans la fosse Goose, la paragenèse métamorphique M3 est exprimée par le même type d'assemblage que celle du métamorphisme M2A, suggérant ainsi des conditions métamorphiques relativement semblables. La présence d'amphiboles comme la grunérite ou ferrohornblende, non orientées et recoupant le clivage M3, suggère une cristallisation tardi-déformation D3 dans un contexte tectonique peu dynamique. Sur la base de l'âge d'un porphyroblaste M3 de biotite daté à 1791 ± 32 Ma, Sherlock et al. (2004) interprètent l'événement métamorphique MP3 comme étant relié à la mise en place des plutons granitiques paléoprotérozoïque (les suites Hudson et Nueltin datées à 1,85-1,81 Ga et 1,76-1,75 Ga, respectivement).

9.5 Minéralisation et altération

9.5.1 Synthèse

La minéralisation aurifère du gisement Meadowbank est associée à des zones de failles D2A prenant racine dans les flancs cisaillés de plis P2A. L'or y est distribué de manière plus homogène et plus concentrée. Ces failles D2A forment des plans minéralisés bien distincts au nord de la fosse Portage (p.ex. : Section 7500, Figure 6.68) et tendent à converger vers le sud pour former une large zone de déformation fortement minéralisée (p.ex.: Section 6175, Figure 6.70). L'or est principalement en contact et associé à la pyrrhotite, pyrite ± arsénopyrite et chalcopyrite et est encaissé dans la FFR. Une part moindre, mais toute de même significative de l'or est plutôt contenue dans des veines de quartz riches en sulfures encaissées dans les roches volcanoclastiques. L'or est généralement sous forme d'inclusions et/ou le long de fractures dans les sulfures ou à l'état de grains libres dans les lits de chert et de magnétite des FFR. Lorsqu'il est inclus dans les sulfures, les analyses ponctuelles et les cartographies réalisées par ablation laser couplée à un spectromètre de masse montrent que l'or est localisé dans le cœur assez homogène de grains de pyrite et d'arsénopyrite, faiblement poreux et souvent riche en Ag, Bi, Te, Se, Cu, Pb, As, et qu'il est fortement reconcentré dans sa couronne externe très poreuse, parfois riche en inclusions montrant un enrichissement en Ag, Bi, Sb ± As, Cu, Pb, Zn par rapport au cœur (p.ex. : Figure 6.58).

Les assemblages silicatés comprenant la grunérite fine, la chlorite et la biotite sont présents à la fois dans la FFR aurifère et stérile (inférieur à 5 ppb). La signature métallique hydrothermale de la FFR minéralisée est caractérisée par un enrichissement en S, As, Cu, Pb, Te, Ni, Co (Figure 7.19). Bien que l'empreinte géochimique de l'altération hydrothermale soit subtile au sein des FFR en ce qui concerne les éléments majeurs, le calcium apparaît comme un des principaux marqueurs de par son lessivage important près des zones minéralisées. Au sein des roches volcanoclastiques minéralisées, les assemblages d'altérations incluent la muscovite, la biotite, la chlorite et la pyrrhotite et pyrite ainsi que localement la tourmaline, le rutile et l'ilménite. Sans être systématique, l'altération est généralement plus forte à l'approche des zones minéralisées riches en veines de quartz. Les unités volcanoclastiques altérées montrent un lessivage en Na, Ca, Mg \pm Mn et un gain en

 $K \pm Fe$ (II) et P (Figure 7.23). La signature métallique des unités volcanoclastiques altérées se caractérise parfois par des enrichissements en Mo, W, Au et Te (Figure 7.24).

9.5.2 Interprétations et discussions

Piège structural et âge relatif de la mise en place de l'or

L'or à Meadowbank est principalement distribué et très concentré le long des failles D2A suggérant qu'elles ont joué un rôle majeur et agi comme pièges structuraux et/ou comme conduits. Plusieurs relations de recoupement nous permettent d'établir l'âge relatif de l'événement minéralisateur principal. Les incréments de déformation D2B recoupent ou déforment les structures minéralisées D2A, ce qui suggère un épisode aurifère pré-D2B et associé D2A. La présence de veines de quartz minéralisées et boudinées dans la fabrique S2 laisse croire à un épisode aurifère possiblement précoce dans la déformation D2A. Dans le cas de l'hypothèse 2 favorisée, la minéralisation serait donc précoce à syn-déformation D_{P1}. Cette hypothèse invoque un âge relatif de l'introduction principale de l'or lors de la phase D_{P1}. Cette interprétation suggère donc un épisode aurifère légèrement plus ancien que préalablement considéré et donc antérieur à l'âge proposé par Pehrsson et al. (2004) qui documentent une mise en place de la minéralisation précoce à syn-déformation D_{P2} dans le secteur de la mine Meadowbank.

La présence de minéralisation dans le litage de la FFR qui semble dans certains cas définir une fabrique antérieure à la fabrique S2 (Sp1 régionalement) suggère une mise en place ou un pré-enrichissement aurifère antérieur à la phase de déformation D2A ou un remplacement préférentiel du litage. Dans ce scénario, deux processus sont possibles pour expliquer la présence d'or le long des failles D2A. Le premier invoque que l'or préalablement distribué le long du litage et la fabrique S1 de la FFR aurait été remobilisé et reconcentré le long de failles D2A. En effet, la présence exceptionnelle de veines centimétriques d'arsénopyrite (Figure 6.21) ou d'or visible (Figure 6.31) peut être vue comme de la remobilisation plutôt qu'une simple sulfuration-précipitation (cf. paragraphe : piège chimique et lithologique de cette section). Le second processus possible est que l'or

distribué le long des failles D2A est le résultat d'un second événement minéralisateur durant la phase de déformation D2A. La combinaison de ces deux processus est également possible.

Héritage tectonique des structures D2A et D2B

L'héritage tectonique et la réactivation de structures crustales contemporaine au magmatisme sont des phénomènes clés invoqués dans la création et la préservation de systèmes aurifères orogéniques (p.ex. : Poulsen et al., 1992 ; Cameron, 1993 ; Hodgson, 1993). Dans ce contexte, les failles D2A associées à la minéralisation à Meadowbank pourraient représenter des structures secondaires reliées à une structure de premier ordre potentiellement reprise par une faille D2B. Cette structure polyphasée juxtapose la succession volcano-sédimentaire datée à ~2717 Ma et le quartzite sur une succession volcano-sédimentaire datée à ~2711 Ma. Au NO de la mine Meadowbank, la faille Third Portage D_{P2} superpose une succession volcanique archéenne sur le quartzite présumément protérozoïque et constitue également une structure régionale de premier ordre. La zone de faille D2A minéralisée de Vault pourrait ainsi représenter une structure de second ou troisième ordre associée à la faille Third Portage (cf. figure 8.7 du chapitre 8). Rainbird et al. (2010) précisent que le dépôt des successions sédimentaires du Ketyet River pourrait être relié à un rifting partiel du craton de Rae. Il est possible que la faille Third Portage ou les zones de failles (D2B) de Meadowbank s'enracinent ou soient le fruit d'une réactivation de failles normales majeures formées lors du rifting paléoprotérozoïque. Ce type de relation « failles d'extension ayant rejoué en compression » est reconnue dans de nombreuses ceintures de roches vertes comme celles de l'Abitibi, Rice Lake, et de Agnew dans le craton du Yilgarn (Hodgson, 1993; Robert, 2001; Bleeker, 2015).

Piège chimique et lithologique : une interaction fluide-FFR

Tel que mentionné plus haut, l'or à Meadowbank est principalement encaissé dans la FFR et associé aux sulfures, et une part moindre, mais significative se retrouve dans des veines de quartz précoce- à syn-D2A encaissées dans des roches volcanoclastiques. Ce constat suggère que l'interaction entre le fluide hydrothermal et la FFR est facteur important dans la distribution de l'or. Ainsi, la sulfuration de la FFR et la diminution conséquente de l'activité du soufre et la réduction du fluide hydrothermal auraient probablement joué un rôle important dans la précipitation et la distribution de l'or tel que proposé ailleurs (Phillips et Groves, 1983 ; Groves et Phillips, 1987 ; Mikucki, 1998). Armitage et al. (1996) suggèrent aussi que la sulfuration dans des zones de forte déformation est le moyen le plus efficace pour précipiter l'or. La sulfuration correspond au remplacement de la magnétite par la pyrrhotite et/ou la pyrite (Vielreicher et al., 1994). Bien que les textures primaires de remplacement de la magnétite par les sulfures ne soient pas toujours préservées suite à la recristallisation métamorphique post-minéralisation, la présence commune de pyrrhotite dans les lits de magnétite et sa concentration plus importante à proximité des zones de forte déformation reflètent des phénomènes de sulfuration importants.

Les sulfures et l'or disséminés dans le chert sont communément parallèles à la fabrique S2, formant parfois un stockwerk et se retrouvant préférentiellement près d'un contact chert-magnétite (p.ex. : Figures 6.1, 6.2 et 6.9). Ceci suggère que l'anisotropie texturale de la FFR a joué un rôle dans la mise en place de la minéralisation. Ce phénomène semble également avoir joué un rôle au gisement Ajjanahalli dans lequel des veines d'extension recoupent les lits d'oxydes de fer (Pal et Mishra, 2003). L'anisotropie et les différences rhéologiques liées aux alternances de lits de chert et de magnétite de la FFR ont pu engendrer des fluctuations de pression hydrostatique lors de la fracturation de la FFR permettant ainsi la précipitation de l'or (Sibson et al., 1988). La « fracturation hydrothermale » du chert pourrait être aussi un moyen efficace pour la précipitation de l'or. Ainsi, l'anisotropie texturale de la FFR et ses différences rhéologiques internes et avec les unités volcano-sédimentaires voisines pourraient avoir accentué le piégeage lithologique de l'or à Meadowbank.

L'altération

La FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, comprend principalement une alternance de lits de magnétite, de chert, mais très peu de lits de silicates qui forment la composante détritique (riche en aluminium), restreignant ainsi la fixation du potassium à l'aluminium et, conséquemment, la cristallisation de muscovite ou de biotite, lors de l'altération hydrothermale. Les lits de chert étant peu réactifs comparativement aux lits de

magnétite, l'altération dans la FFR se résume à une interaction entre le fluide hydrothermal et les lits de magnétite, et donc du remplacement de la magnétite par la pyrrhotite et la pyrite. La grunérite disséminée dans le chert ou la chlorite et la biotite présentes dans des lits centimétriques ont souvent été interprétées comme des assemblages d'altération issus de l'activité hydrothermale aurifère (Armitage et al., 1996 ; Sherlock et al., 2004). La présente étude montre par contre que la grunérite, la chlorite et la biotite sont observées aussi bien dans la FFR stérile que dans la FFR minéralisée, et que ces phases sont présentes dans les mêmes proportions dans la FFR Centrale minéralisée que dans la FFR Ouest et Est stériles. Ce constat corrobore les observations de Kjarsgaard et al. (1997) qui documentent la présence de grunérite/cummingtonite et hornblende dans la plupart des FFR de la région et en concluent qu'aucune corrélation ne peut être faite entre l'or et ces FFR à minéraux silicatés riches en fer. De plus, tel que documenté par Sherlock et al. (2004) et plus en détail dans la présente étude, la composition chimique de la grunérite, de la chlorite et de la biotite ne montre aucune variation spatiale corrélable avec les teneurs en or. Bien qu'il ne soit pas possible à ce jour d'établir de lien direct entre la présence de grunérite, chlorite et biotite et les zones aurifères, la présence de ces minéraux pourrait représenter le résultat d'une faible altération de grande étendue et plus large que la zone principale de forte altération du gisement Meadowbank et/ou le résultat d'un métamorphisme régional. La chimie de l'altération de la FFR minéralisée s'exprime principalement par des gains en S, As, Cu, Pb, Ni, Co, Te ; éléments qui, selon les analyses sur sulfures, ont été concentrés dans le réseau cristallin de la pyrrhotite et de la pyrite et dans une moindre mesure dans l'arsénopyrite et la chalcopyrite. Les analyses de FFR montrent un lessivage plutôt systématique du Ca. Les quelques grains de carbonates observés dans la FFR sont présents uniquement dans les échantillons stériles et non altérés (Figure 7.6). Ce lessivage du Ca pourrait s'expliquer par une destruction, lors de l'altération, de carbonates primaires dans la FFR.

Les roches volcanoclastiques fortement altérées de composition intermédiaire à felsique sont très riches en muscovite, biotite et chlorite (30% combinés de la composition modale) et pauvres en feldspath plagioclase par rapport aux échantillons considérés comme étant peu altérés (<15% combiné de la composition modale en muscovite, biotite et chlorite ; Tableau 7.1). La présence de muscovite et de biotite s'explique par la destruction

simultanée : 1) de feldspath plagioclase (lessivage du Na et du Ca) et 2) le gain en K, tel qu'estimé par le calcul des bilans de masse. La présence de chlorite est expliquée principalement par la destruction de feldspath plagioclase et un possible gain en Fe (II), et par un lessivage moins important en Mg comparativement au Na et Ca. Le carbonate, minéral d'altération commun des gisements d'or orogénique (Dubé et Gosselin, 2007), est rare à Meadowbank et n'est présent que dans l'unité 1c (5 à 19% de la composition modale) ou dans les roches ultramafiques qui recoupent toujours la minéralisation. L'unité 1c, située généralement dans des zones plus distales (environ 20-50 m) des structures D2A, aurait subi un lessivage plus modéré du Ca comparativement aux autres unités permettant la fixation du CO₂ lors du passage des fluides hydrothermaux. Réciproquement, les unités volcaniques au voisinage des zones de faille (moins de 20 m, environ) auraient été fortement lessivées en Ca, ne permettant pas la fixation du CO₂ et donc la formation du carbonate. La présence de nombreuses veines et de cristaux de carbonates dans les roches ultramafiques témoigne d'une interaction avec un fluide relativement riche en CO_2 . Le lessivage du Na et du Ca des unités volcanoclastiques a conduit à l'augmentation de la concentration relative en Ti permettant la formation de minéraux titanifères comme l'ilménite ou le rutile. La présence locale de tourmaline, particulièrement à proximité des veines de quartz, est probablement associée à un gain en B, bien que cela ne soit pas visible dans les résultats de calcul de bilans de masse. Enfin, malgré la présence de veines de quartz parfois riches en sulfures dans les zones minéralisées, les roches volcanoclastiques ne montrent pas de gains significatifs en silice ou en soufre (Figures 7.24 et 7.28). Ces veines de quartz minéralisées expliquent néanmoins les gains en Mo, W, Au et Te.

L'altération et la minéralisation à Meadowbank résultent du passage de fluides hydrothermaux riches en S, K, Au, As, Cu, Pb, Ni, Co, Te, Mo, W et dans une moindre mesure CO_2 à travers les successions volcaniques et la FFR. Ce passage des fluides a engendré un fort lessivage de Na, Ca et Mg. La muscovite, la biotite et la chlorite et les sulfures sont les minéraux les plus caractéristiques de cette altération formant une zone tampon étendue et centrée sur la zone minéralisée D2A.

9.5.3 Modèle syngénétique ou épigénétique

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la concentration de l'or dans les formations de fer (Kerswill, 1996, Phillips et Groves, 1984). Fripp (1976b) propose un modèle syngénétique dans lequel un environnement exhalatif primaire serait la source de l'or et des sulfures primaires durant le dépôt de la FFR (p.ex. : Saager et al., 1987). Les sulfures stratiformes dans certains gisements sont interprétés comme les équivalents de sédiments métallifères déformés et métamorphisés (p.ex. : sulfures exhalatifs, Homestake ; Rye et Rye, 1974). La nature stratiforme de ces gisements, couplée à l'absence de relation claire entre l'or et des zones de forte déformation et/ou des veines de quartz, sont considérés comme les preuves d'une minéralisation syngénétique (Kerswill, 1993). La présence d'or dans le cœur finement grenu de grains de sulfures dont l'aspect et la taille sont similaires à la taille typique de grains d'un sédiment serait un autre argument en faveur du caractère syngénétique de ces gisements (communication personnelle Peter Thompson 2015 ; Thompson et Bardoux, 2015).

Les modèles épigénétiques invoquent plutôt que l'or soit introduit lors d'un stade tardif, après la diagenèse, dans un environnement de croûte profonde durant une phase de métamorphisme et/ou de déformation (Rye et Rye, 1974 ; Boyle, 1979). Dans ce type de modèle, la précipitation de l'or est accompagnée d'une sulfuration de la FFR à proximité de veines de quartz lors de passage de fluides associés à des zones de faille (Macdonald, 1983; Phillips et al., 1984; Lhotka et Nesbitt, 1989; Caddey et al., 1991; Bullis et al., 1994 ; Vielreicher et al., 1994 ; Pal et Mishra, 2003). La sulfuration, créée par l'association du soufre avec le fer, engendrerait la précipitation de l'or lors d'une destruction synchrone des complexes sulfurés aurifères (AuHSs ou Au(HS) $_2$) dans le fluide hydrothermal. Cette réaction expliquerait ainsi la forte association entre l'or et les sulfures. Ce modèle a évolué durant les années 90 vers un concept plus global d'or orogénique, où la FFR agit comme un piège chimique préférentiel pour l'or (Poulsen et al., 2000 ; Goldfarb et al., 2005 ; Dubé et Gosselin, 2007). Dans un modèle hybride, l'or est introduit dans des FFR durant la sédimentation chimique, clastique et la diagenèse et est ensuite remobilisé localement durant l'orogenèse (p.ex. : Boyle, 1979 ; Oberthuer et al., 1990, Thompson et Bardoux 2015).

Tel que documentée dans cette étude, la minéralisation de Meadowbank est distribuée le long de structures D2A et principalement dans la FFR, suggérant un modèle épigénétique dans lequel les failles et la FFR agissent respectivement comme conduit/piège structural et piège chimique/lithologique. En parallèle, Gourcerol et al. (2015) ne documentent aucune différence marquée dans la chimie du chert entre les FFR stériles et les FFR minéralisées du secteur de la mine Meadowbank (p.ex. : FFR Est, Central, Ouest, Farwest et Grizzly, localisées Figure 8.7. Les travaux d'exploration de Mines Agnico Eagle montrent qu'il n'y a pas d'or dans les autres niveaux de FFR de la région et qu'il n'y en a pas non plus, au sud de la FFR Centrale. Ces observations faites par Mines Agnico Eagle et Gourcerol et al. (2015) sont apparemment incompatibles avec un modèle syngénétique. Alternativement, un modèle hybride pourrait être envisagé pour les raisons suivantes : 1) une partie mineure de la minéralisation semble être distribuée de manière stratiforme dans le rubanement de la FFR, 2) la faible abondance de veines de quartz minéralisées dans la FFR, et 3) l'or est présent dans les zones finement grenues de la pyrite ou de l'arsénopyrite (zone poreuse et/ou riche en inclusions). Cependant, plusieurs observations et interprétations ne sont pas compatibles avec un tel modèle hybride. Premièrement, des mécanismes épigénétiques peuvent mener à une minéralisation parallèle au litage. Le premier mécanisme est la sulfuration par une imprégnation des lits de magnétite agissant comme « éponge » (Bullis et al., 1994). Ce phénomène ne semble pas être important à Meadowbank car aucun front de sulfuration à l'abord de veines de quartz et/ou zones de forte déformation n'a été identifié clairement. Le second mécanisme est une sulfuration par la circulation de fluides le long des plans de fabrique subparallèle au litage. Les observations de lames minces de FFR minéralisée montrent que les sulfures sont systématiquement associés à une fabrique, ce qui est compatible avec le second mécanisme de sulfuration. Il est possible que la minéralisation soit en partie reliée à une phase tectonique plus ancienne comme évoquée dans la section 9.5.2. Dans ce cas, il est donc préférable de parler de minéralisation stratoïde, plutôt que stratiforme (Kerwill, 1996). Deuxièmement, contrairement aux sulfures syn-sédimentaires montrant une répartition stratiforme homogène de l'or sur de grandes étendues (Kerwill, 1996), la minéralisation de Meadowbank est contrôlée par les failles et ne suit communément la stratification de la FFR que sur de courtes distances (<20 m). On retrouve plutôt des zones planaires riches en

or le long de failles D2A, séparées par des zones complètement stériles ou non économiques. Cette répartition de l'or, contrôlée par des structures, est bien documentée dans d'autres gisements similaires, telle la mine Lupin, où la présence de sulfures et les teneurs en or diminuent abruptement en s'éloignant des veines de quartz minéralisées associées à des failles recoupant la FFR (Bullis et al., 1994). Troisièmement, bien que la minéralisation aurifère dans la FFR ne soit pas sous la forme de veines de quartz, elle est reliée à des zones de forte déformation très riches en pyrrhotite et pyrite \pm quartz, lesquelles sont caractéristiques de gisements épigénétiques (Goldfard et al., 2005). Enfin, certains des cœurs de sulfures finement grenus et enrichis en or, considérés par certains comme les vestiges de sulfures syn-sédimentaires, se retrouvent dans des veines de quartz à Meadowbank (Figure 6.39), invalidant ainsi une origine syngénétique. Ce mode de cristallisation de la pyrite est vraisemblablement relié à des conditions très particulières (conditions chimiques, de pression-température, ou de pH ; Craig et al., 1998). En conclusion, malgré de rares observations ponctuelles potentiellement compatibles avec un modèle syngénétique ou hybride, le gisement Meadowbank montre globalement toutes les caractéristiques d'un gisement d'or épigénétique.

9.5.4 Effets et rôles du métamorphisme sur la minéralisation

Une part importante de l'or à Meadowbank est logée dans le réseau cristallin des sulfures ou visible en inclusions dans les sulfures et/ou le long de fractures dans les sulfures et/ou à l'état de grains libres dans les lits de chert et de magnétite. L'or, généralement accompagné d'Ag, Bi, Te, Se, Cu, Pb et As, est présent dans le cœur assez homogène et faiblement poreux de la pyrite et l'arsénopyrite (Figure 6. 60). L'or, l'Ag, le Bi, le Sb \pm l'As, le Cu, le Pb, et le Zn sont néanmoins plus concentrés dans les zones poreuses et riches en inclusions qui entourent ce cœur recristallisé (présentant des joints triples) et qui se superposent à la schistosité S2A (Figure 6.55). Plusieurs processus pourraient expliquer ces relations texturales et les variations de concentrations des métaux dans les sulfures. Ces processus pourraient comprendre 1) une succession de fluides hydrothermaux de chimie différentes, 2) une évolution continuelle d'un même fluide minéralisateur et 3) une remobilisation, lors du métamorphisme M2A occasionné par la déformation D2A. Les relations texturales observée sur la figure 6.58 (cœur appauvri en or par rapport à la

couronne poreuse) suggère un début de recristallisation du cœur de la pyrite permettant la libération et la remobilisation de l'or et autres métaux traces vers une zone externe plus poreuse et favorise l'hypothèse d'une remobilisation tardi-déformation D2A possiblement lors du métamorphisme principal M2A. Une remobilisation et redistribution locales de l'or ont également été observées le long des plans du clivage S3. Cette observation corrobore celles de Sherlock et al. (2004) qui soulignent que l'or libre est souvent localisé dans les bordures de sulfures, reflétant également une remobilisation de l'or durant le métamorphisme M3. Dans le cas du gisement d'or Meliadine, en partie encaissé dans des formations de fer rubanées et situé à environ 350 km au SE de Meadowbank, Lawley et al. (2015a) suggèrent des processus de remobilisation similaires à Meadowbank durant lesquels l'or, présent initialement dans le cœur poreux et riche en inclusions de grains d'arsénopyrite idioblastique, semble se reconcentrer le long de fractures internes ou en bordure de grains lors du métamorphisme principal associé à l'orogenèse Trans-Hudsonienne. Ce genre de relation est commun dans les gisements déformés et métamorphisés.

Sur la base de données géothermométriques sur chlorite et arsénopyrite, Sherlock et al. (2004) interprètent que l'événement minéralisateur aurait eu le lieu lors de la phase rétrograde du métamorphisme, c'est-à-dire après le pic métamorphique M2A. Les observations réalisées dans la cadre de la présente étude, comme la recristallisation à joints triples entre les sulfures (Figures 5.34 et 5.55) et la mise en place d'une veine d'arsénopyrite précoce dans la déformation D2A (Figure 6.21) indiquent plutôt que l'ensemble de la minéralisation a été fortement recristallisé. De plus, les contraintes sur l'âge du métamorphisme du gisement Meadowbank et sur la mise en place de la minéralisation (McNicoll et al., données non-publiées ; cf. section 9.4) supportent ces observations. Il est plutôt proposé que l'épisode minéralisateur principal à Meadowbank ait eu lieu lors de la phase prograde du métamorphisme M2A. Cette chronologie relative est corrélable avec celles d'autres gisements d'or encaissé dans des FFR (p.ex. : Musselwhite, Oswald et al., 2015 ; Meliadine : Lawley et al., 2015).

Plusieurs observations empiriques suggèrent que le transport de l'or et sa concentration sont associés à des processus métamorphiques: la composition en éléments volatils du fluide hydrothermal, une corrélation entre la diminution progressive de la

concentration des éléments enrichis dans les gisements d'or et l'augmentation du grade métamorphique dans les roches environnantes, et l'association récurrente de gisements avec des environnements métamorphiques de moyens grades (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Un modèle de dévolatilisation métamorphique « plus profonde et précoce » (p.ex., Phillips et Powell, 2010) expliquerait l'enrichissement en or et la chronologie relative entre le métamorphisme et l'événement minéralisateur. Dans ce modèle, les roches des niveaux inférieurs de la croûte atteignent leur pic métamorphique avant les roches des niveaux supérieurs. Des fluides peuvent être générés en profondeur, remonter, s'enrichir en or, et s'accumuler pour éventuellement former un gisement d'or avant que le niveau tectonométamorphique de la séquence hôte n'ait atteint son pic de température. En d'autres termes, les roches métamorphisées sont progressivement déshydratées et dévolatilisées lorsque le niveau crustal atteint la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite (Elmer et al., 2006 ; Tomkins, 2010). Ce processus génère un fluide hydrothermal métamorphique, riche en CO₂ et S, généralement de faible acidité et de faible salinité, qui capterait l'or et d'autres métaux des roches environnantes lors de sa remontée le long de zones de faille vers des niveaux crustaux plus superficiels (Phillips et Powell, 2010). Le fluide riche en métaux précieux interagit avec la FFR, lorsque présente dans la succession, pour précipiter et concentrer l'or le long de la structure principale, ou plus fréquemment dans les structures de second ordre (Goldfarb et al., 2005). Dans ce contexte, le pic de température aurait lieu plus tardivement et après la mise en place de la minéralisation.

Le gisement Meadowbank se situe à la transition entre le faciès schiste vert au nord à celui amphibolite au sud. Ce niveau tectonométamorphique est caractéristique de nombreux gisements d'or orogéniques et est utilisé comme l'un des métallotectes régionaux de l'exploration aurifère (p.ex. : Thompson, 2002 et Gauthier et Trépanier, 2007). Néanmoins, le caractère polymétamorphisé du secteur Meadowbank et les relations angulaires d'apparence orthogonale entre les isogrades métamorphiques et le grain tectonique régional complexifient grandement l'usage simple de ce métallotecte.

9.6 Âge absolu de la minéralisation, de la déformation et du métamorphisme

Quelques études portant sur des gisements et indices de la Province de Churchill occidental mettent en contexte la chronologie de mise en place d'une minéralisation aurifère par rapport aux événements de déformation et de métamorphisme. Citons, par exemple, l'indice Three Bluff, encaissé dans la ceinture de roches vertes de Committee Bay (Davies, 2009, Davies et al., 2010) et le gisement Meliadine, dans la ceinture de vertes de Rankin Inlet (Carpenter et al., 2005, Lawley et al., 2015a). La figure 9.2 intègre la majorité des résultats de ces travaux incluant les données géochronologiques des plutons et des unités supracrustales, ainsi que les contraintes d'âges et les conditions de pression et de température des événements métamorphiques et de la mise en place de la minéralisation. À Meadowbank, une contrainte sur l'âge de la minéralisation provient de la datation Re-Os d'une veine d'arsénopyrite foliée recoupant la FFR et orientée selon la fabrique principale S2A. Ces observations indiquent que cette veine s'est mise en place durant et possiblement précoce dans la déformation D2A. Le résultat de l'analyse Re-Os de l'arsénopyrite est de 1899 Ma, ce qui représente l'âge minimum de l'introduction de l'or. Considérant les incertitudes de la mesure, cet âge est situé dans une tranche d'âge recoupant et centrée à la limite de l'âge de la déformation D_{P1} (<1,93-1,83 Ga) et D_{P2} (<1,91-1,83 ; Pehrsson et al., 2013). Les relations structurales à Meadowbank montrent que cet âge caractérise l'épisode aurifère principal relié à la phase de la déformation locale D2A et par corrélation (Hypothèse 2; section 9.3.3), possiblement à la déformation régionale D_{P1} . Cette donnée est similaire à l'âge modèle Re-Os de ca. 1,90 Ga obtenu sur des cristaux d'arsénopyrite du gisement Meliadine (Figure 9.2; Lawley et al., 2015a). Lawley et al. (2015a) ont également obtenu un âge modèle Re-Os de ca. 2,27 Ga provenant de l'analyse de cœurs d'arsénopyrite et corrèlent ce dernier à la phase tardive de l'orogenèse Arrowsmith (2,56 - 2,30 Ga) qui a affecté initialement la bordure ouest du craton de Rae (Berman et al., 2013). Carpenter et al. (2005) ont obtenu un âge U-Pb de 1854 ± 6 Ma sur une monazite hydrothermale provenant d'une veine de quartz minéralisée du district de Meliadine. Carpenter et al. (2005) soulignent que cette minéralisation à ca. 1,85 Ga pourrait être l'unique épisode aurifère associé à l'orogenèse Trans-Hudsonienne. Une inclusion de xénotime comprise dans un grain d'arsénopyrite datée à 1856 ± 10 Ma (U-Pb ; Lawley et
al., 2015a) est compatible avec un épisode hydrothermal aurifère à ca. 1,86-1,85 Ga. Cependant, les contraintes d'âges provenant d'arsénopyrite obtenus à Meadowbank (ca. 1899 Ma) et Meliadine (ca. 1,90 Ga et 2,27 Ga) sont géologiquement significatifs et témoignent très probablement d'une histoire hydrothermale pré-1,86 Ga dans la Province du Churchill occidental. Dans leurs travaux à Three Bluffs, Davies et al. (2010) contraignent l'âge de la minéralisation entre 1822 ± 21 Ma (Re-Os sur arsénopyrite) et $1813,8 \pm 8,7$ Ma (U-Pb sur monazite), interprétée comme syn-déformation D_{P2} (D_{2CB} sur Figure 9.2). La minéralisation à Three Bluffs est interprétée comme étant reliée à la phase rétrograde du métamorphisme (1853-1838 Ma ; Davies et al., 2010). Bien que l'épisode hydrothermal aurifère à Meadowbank soit principalement associé à la phase D2A (D_{P1}) et daté à environ 1,90 Ga, les observations macroscopiques, telles la présence de minéralisation antérieure. Cette relation est compatible avec l'âge de la minéralisation précoce (i.e., 2,27 Ga) à Meliadine et laisse à croire à un épisode aurifère possiblement plus ancien à l'échelle de la Province du Churchill occidental.

À Meadowbank, de nouvelles contraintes géochronologiques sur l'âge du métamorphisme ont été obtenues à partir d'analyses U-Pb d'inclusions de monazite contenues dans des porphyroblastes de grenat M2A qui se superposent à la fabrique S2A, mais foliés par le clivage S3 (McNicoll et al., données non-publiées) : les deux âges obtenus, ca. 1853 Ma et ca. 1825 Ma, sont interprétés comme reflétant la cristallisation des grenats et l'âge du pic de température du métamorphisme M2A qui est tardif par rapport à la phase de la déformation D2A. Les données géochronologiques sont en accord avec les observations pétrographiques et suggèrent donc que la phase porphyroblastique du métamorphisme M2A est plus jeune que la minéralisation.

9.7 FFR Centrale hôte du gisement Meadowbank : seul niveau de FFR aurifère dans le secteur de la mine

Dans le secteur de la mine Meadowbank, quatre niveaux majeurs de FFR incluant la FFR Est, la FFR Centrale, la FFR Ouest et la FFR Farwest sont présents. Gourcerol et al. (2015) indiquent que ces niveaux de FFR se sont déposés dans un environnement semblable et qu'aucun ne montre une composante en or syngénétique. Pourtant, seule la FFR Centrale, hôte du gisement Meadowbank, contient de l'or de façon économique. Plusieurs hypothèses et éléments de réponse permettent toutefois de spéculer sur les processus, ou une combinaison de processus afin d'expliquer ce phénomène.

Les données recueillies dans le secteur de la mine Meadowbank (cf. chapitre 8), montrent que les niveaux de FFR Ouest, Centrale et Est sont beaucoup plus riches en magnétite que le niveau de FFR Farwest et donc potentiellement beaucoup plus réactifs et donc plus susceptibles de contenir l'or. Les observations régionales indiquent également que les FFR Centrale et Ouest sont fortement sulfurées comparativement à la FFR Est. Ceci suggère que des fluides sulfurés, potentiellement enrichis en or, ont été drainés par des structures majeures à proximité de ces deux niveaux majeurs de FFR. La FFR Centrale et la FFR Ouest se situent dans la partie centrale d'un amincissement de la ceinture de roches supracrustales formé par deux batholites archéens datées à ~2,6 Ga. Ces batholites granitiques archéens ont probablement eu une influence, la déformation D2A protérozoïque en la focalisant dans cette zone centrale et expliquerait le développement préférentiel de zones de faille ou encore la formation d'un gradient de déformation comme il est suggéré à Musselwhite (Oswald et al., 2015)

Deux hypothèses sont proposées pour expliquer la présence significative d'or uniquement dans la FFR Centrale :

1) Les conditions thermodynamiques et physico-chimiques entre la FFR Centrale et Ouest étaient différentes. Bien que peu d'observations aient été faites sur la FFR Ouest, elle ne semble pas contenir de pyrite ou d'arsénopyrite, contrairement à la FFR Centrale. Armitage (1992) propose que la précipitation de l'or ait été causée par la déstabilisation d'un complexe sulfuré aurifère (Au(HS)²⁻) et la baisse du pH suite à l'oxydation du fluide hydrothermal, provoquée par la formation de grunérite (7Fe₃O₄ + 24 SiO₂ + 3H₂O = $3Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 3,5 O_2$; Forbes 1977). L'oxydation du fluide hydrothermal déstabilisant le complexe, libère le S combinant avec le Fe et former la pyrrhotite. Armitage (1992) précise que tant que cette réaction d'oxydation du fluide perdure, plus la fugacité du soufre dans le fluide et la diminution du pH sera forte et donc permettra le remplacement continuel, dans des stades plus avancés de l'activité hydrothermale, de la pyrrhotite et magnétite en pyrite et surtout une plus forte précipitation de l'or. En d'autres mots, contrairement à la FFR Ouest, ce continuum dans la réduction aurait perduré au niveau de la FFR Centrale, permettant la présence de pyrite et de valeur en or plus élevé. La présence de pyrite observée uniquement dans la FFR Centrale pourrait donc témoigner de conditions physico-chimiques différentes à celles de la FFR Ouest. Néanmoins, nos observations des FFR Ouest et Centrale n'indiquent pas de différence notable dans l'abondance de grunérite qui prouveraient un niveau d'oxydation distinct du fluide hydrothermal. De plus, comme démontré dans l'étude (cf. section 9.5.2) ou documenté par Kjarsgaard et al. (1997), il ne semble pas y avoir de lien direct entre la présence de grunérite et d'or.

2) Le fluide hydrothermal traversant la FFR Centrale contenait de l'or contrairement à celui traversant la FFR Ouest. Comme discuté dans la section 9.5.2, la position du gisement Meadowbank (FFR Centrale) à la frontière entre deux successions volcaniques d'âges différents (ca. 2717 Ma et 2711 Ma) laisse supposer la présence d'une structure crustale précoce qui aurait pu rejouer plus tardivement lors de la déformation D2A et D2B. Cette frontière, représentant possiblement une structure de premier ordre, unique et proximale à la FFR Centrale, pourrait constituer une faille profonde ayant une plus grande probabilité d'échantillonner des roches sources riches en or. L'histoire archéenne de la ceinture de Woodburn Lake (Pehrsson et al., 2013) et l'épisode aurifère à environ 2,3 Ga dans la ceinture de Rankin Inlet (Lawley et al., 2015a) confortent l'hypothèse de structures plus anciennes possiblement minéralisées et réactivées au Paléoprotérozoïque. La FFR Ouest est quant à elle associée à une structure postdéformation D3-D_{P3} (cf. chapitre 8) qui aurait pu drainer des fluides riches en soufre et ainsi sulfurer la FFR. Cependant, cette structure n'a probablement pas échantillonné de roches sources aurifères ou alors les conditions de précipitation de l'or lors de la sulfuration n'étaient pas adéquates durant la phase de déformation D_{P3} expliquant le caractère stérile de la FFR Ouest.

Des observations plus détaillées sur ces différents niveaux de formation de fer sont nécessaires pour confirmer l'une de ces deux hypothèses et résoudre cette problématique spécifique au secteur de la mine Meadowbank. Néanmoins, il semblerait à prime abord que les FFR Ouest et Centrale ne soient pas affectées par le même type et génération de structures et que seule la FFR Centrale soit associée à une zone de faille possiblement héritée d'une structure plus ancienne au potentiel aurifère.

9.8 Les gisements d'or encaissés dans des FFR en Amérique du Nord et les particularités de Meadowbank

Plusieurs caractéristiques du gisement Meadowbank sont semblables à celles d'autres gisements d'or encaissés dans des FFR localisés en Amérique du Nord. Le tableau 9.1 résume les caractéristiques principales du gisement Meadowbank et de gisements d'or encaissés dans des FFR de la Province du Churchill occidental (p.ex. : zones minéralisées du secteur Amaruq ; dépôts du district de Meliadine), dans la Province des Esclaves (p.ex. : gisement Lupin), dans la Province du Supérieur (p.ex. : gisement Musselwhite et le gisement Hard Rock) et dans la Province Great Plains aux États-Unis (p. ex. gisement Homestake). Ces gisements font partie de ceintures de roches vertes archéennes et sont de tailles variant entre 3 et 10 million d'onces d'or, à l'exception du gisement Homestake (40 million d'onces d'or), qui est encaissé dans une ceinture d'âge protérozoïque. La part dominante de leur bagage aurifère est encaissée dans des FFR. Cependant des gisements comme Meadowbank, Amaruq, Meliadine, ou Beardmore-Geraldton ont une partie de la minéralisation encaissée dans les roches sédimentaires ou volcanoclastiques intercalées avec les FFR. Ces gisements sont métamorphisés à différents faciès, fréquemment dans une zone de transition entre les faciès schiste vert et amphibolite (p.ex. : Meadowbank, Three Bluffs, Lupin et Homestake). La formation de fer minéralisée de ces gisements présente généralement une alternance de lits millimétriques à centimétriques de chert, magnétite, sulfure et silicate en proportions variables. Au faciès schiste vert, les minéraux (autres que les oxydes de fer et le chert) communément observés sont la grunérite/cummingtonite, la chlorite, et le carbonate tandis qu'au faciès amphibolite, on retrouve généralement le grenat, une grande variété de types d'amphibole et parfois du pyroxène. Bien que ces assemblages minéralogiques soient fréquemment interprétés comme un produit de l'altération hydrothermale, il est probable qu'une grande partie reflète la paragenèse de la FFR métamorphisée (p.ex. : Meadowbank). Dans le cas d'une FFR riche en silicates, une altération potassique et/ou calcique est communément présente (p.ex. : Meliadine, Musselwhite, Lupin et Beardmore-Geraldton). La minéralisation des gisements d'or encaissés dans des FFR est formée par la pyrrhotite, la pyrite et l'arsénopyrite et dans de moindres proportions, la chalcopyrite et montre un contrôle structural important. La minéralisation est souvent stratoïde, disséminée aux épontes et/ou dans des veines de quartz (parfois sous la forme de silicification pervasive) mise en place dans la foliation principale et/ou des fractures d'extension et/ou des charnières de plis. Cette minéralisation semble généralement s'être mise en place avant le pic métamorphique, mais quelques gisements font exception, tels Three Bluffs ou Homestake. En résumé, ces gisements encaissés dans des FFR montrent tous des particularités typiques des gisements d'or orogéniques (Poulsen et al., 2000), telles : une minéralisation associée à des veines de quartz, l'association systématique entre l'or et les sulfures, un halo d'altération potassique, un contrôle structural de la minéralisation par des zones de forte déformation ou par des plis.

Malgré plusieurs similarités, le gisement Meadowbank montre des caractéristiques différentes de celles des autres gisements nord-américains répertoriés (tableau 9.1). La FFR de Meadowbank alterne avec des roches volcanoclastiques alors que les FFR des autres gisements alternent avec des roches sédimentaires de type arénite, pélite ou argilite. La FFR de Meadowbank n'a pas la composante détritique (faciès silicaté) caractéristique des autres FFR. Elle est plutôt particulièrement riche en magnétite et donc très réactive aux fluides hydrothermaux sulfurés. À Meadowbank, la minéralisation dans la FFR est généralement sous la forme de pyrrhotite et pyrite stratoïdes et de veines de sulfures au sein de zones de forte déformation, mais est rarement associée à des veines de quartz minéralisées ou à des zones de forte silicification, telles que décrites dans les autres gisements. Enfin, le gisement Meadowbank est associé à une altération calcique typique des autres gisements.

9.9 Modèle structural et génétique du gisement Meadowbank

Un modèle structural et génétique de la formation du gisement Meadowbank est illustré schématiquement aux figures 9.1 et 9.3. Selon l'hypothèse 2, favorisée ici (cf. section 9.3.3), le modèle est décrit par une séquence d'étapes pertinentes qui s'intègrent dans l'évolution tectonique de la ceinture de roches vertes du groupe de Woodburn Lake et de sa couverture sédimentaire protérozoïque au sein du craton Rae :

1) Volcanisme et sédimentation des différentes successions du groupe de Woodburn Lake (ca. 2,74-2,68 Ga), dont les roches volcanoclastiques et les niveaux de FFR hôtes du futur gisement vers 2711 Ma. Selon Sherlock et al. (2004), ces unités se seraient mises en place dans un contexte de marge continentale active alors que Zaleski et Pehrsson, (2005) proposent un contexte de rift continental (cf. Annexe H). Mise en place de batholites (ca. 2.6 Ga).

2) Ces unités sont affectées par deux phases orogéniques archéennes, mais seule la seconde phase D_{A2} , probablement associée à l'orogenèse Arrowsmith (ca. 2.56-2.30 Ga), affecterait les successions volcano-sédimentaires datées à 2711 Ma (Pehrsson et al., 2013). Cette phase orogénique a formé des fabriques et structures qui sont cryptiques et nondifférenciées à Meadowbank dû à la forte empreinte de la tectonique trans-hudsonienne. Comme précisé dans la section 9.5.2, peu d'évidences permettent d'interpréter des plissements archéens de grandes longueurs d'onde qui dupliqueraient, modifieraient l'orientation des unités lithologiques ou formeraient des patrons de plis polyphasés. C'est pourquoi, sur la figure 9.1, il n'est pas illustré de plissement archéen pré-D_{Pl}.

3) Érosion progressive de la ceinture menant au dépôt du groupe de Ketyet River (ca. 2,3-1,9 Ga). Ces unités sédimentaires seraient des composantes des bassins post-orogéniques mis en place lors de période d'accalmie de l'orogenèse polyphasée Trans-Hudsonienne (Rainbird et al., 2010).

4) Entre 1,93 Ga et 1,90 Ga, une première phase de déformation protérozoïque D_{P1} déforme la ceinture de roches vertes et sa couverture sédimentaire suite à l'accrétion du craton de Hearne lors de l'orogenèse Snowbird (Berman et al., 2007 ; 2013). Cette phase de déformation est associée à la formation d'une ceinture de plis-failles à vergence régionale vers le sud-est et reliée à la mise en place principale de la minéralisation aurifère (et altérations associées) le long des failles D_{P1} (D2A selon la nomenclature locale de Meadowbank ; Figure 9.3). Les failles D_{P1} ont joué le rôle de conduits permettant l'ascension du fluide hydrothermal aurifère. Probablement d'origine métamorphique, ce fluide hydrothermal a capté et transporté l'or sous la forme de complexes sulfurés dissous

tels que le AuHSs ou Au(HS)₂ et était riche en S, \pm CO₂, As, K et dans moindre mesure en Cu, Pb, Te, Bi et Se. Le fluide aurifère a interagi avec la FFR et engendré la précipitation de l'or le long de failles D2A (DP1) et surtout au contact avec la FFR. Deux mécanismes ont donc permis la concentration de l'or. Le premier mécanisme est chimique : la FFR a joué le rôle de piège chimique, qui par déstabilisation des complexes sulfurés aurifères lors de la capture du soufre par la magnétite, a permis la précipitation de l'or. Le second mécanisme est structural : les failles D2A (D_{P1}) ont joué le rôle de piège structural en juxtaposant les niveaux FFR et volcanoclastiques de rhéologies différentes et engendrant des fortes fluctuations de pression hydrostatique permettant la déstabilisation des complexes sulfurés et la précipitation simultanée de l'or. Lors de sa migration, le fluide hydrothermal a également altéré les roches encaissantes provoquant un lessivage et/ou un enrichissement en certains métaux et éléments majeurs. La FFR montre principalement une perte en Ca et des gains en Au, S, As, Cu, Pb, Ni, Co, Te alors que les roches volcanoclastiques montrent des pertes importantes en Na, Ca, Mg et Mn et des gains ponctuels en Au, Bi, Te, Se, Cu, Pb. La minéralisation aurifère s'est mise en place à des niveaux crustaux compatibles aux conditions métamorphiques des faciès schiste vert à amphibolite. Le pic de température du métamorphisme M2A est interprété comme postminéralisation et est daté entre environ 1853 et 1825 Ma.

5) Entre 1,90 Ga et 1,83 Ga, c'est la phase de la déformation D_{P2} (D2B selon la nomenclature locale établie dans cette étude) relié à l'accrétion du microcontinent Meta Incognita-terrane Sugluk (St-Onge et al., 2002; Berman et al., 2005; Corrigan et al., 2009; Figure 2.1) puis possiblement à la collision successive du craton de Sask et du craton de la Province du Supérieur sur la partie sud du craton Hearne à 1,84 -1,81 Ga (Berman et al., 2000; Aspler et al., 2002; Davis et al., 2006 et van Breemen et al., 2007). Dans la région de Meadowbank, cette phase de déformation consiste en des plis pluridécamétriques, serrés à isoclinaux, à vergence vers l'ouest (vergence régionale vers le nord-ouest) et des zones de failles D2B, accommodées principalement par des roches ultramafiques et recoupant systématiquement les zones minéralisées.

6) Entre 1,83 et 1,75 Ga, les phases de déformations D_{P3} et D_{P4} , essentiellement liées à des plis, modifient et complexifient la géométrie des zones minéralisées de Meadowbank. Une remobilisation locale de l'or est associée au clivage de crénulation S3. La phase de déformation D_{P3} serait reliée à une phase d'extension tardi à post orogenèse Trans-Hudsonienne (Pehrsson et al., 2013), tandis que la phase de déformation D_{P4} serait transpressive et possiblement reliée à l'indentation du craton Rae par le craton de Slave.

9.10 Paramètres clés de la mise en place de l'or dans le secteur Meadowbank et implications pour l'exploration

Plusieurs paramètres clés ayant mené à la mise en place de l'or ont été définis dans le cadre de cette étude. Ceux-ci peuvent représenter des métallotectes importants et avoir un impact direct sur l'exploration aurifère dans la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake et potentiellement au sein des unités corrélatives du craton de Rae et dans des contextes similaires dans d'autres cratons.

1) À Meadowbank, et possiblement de la même façon à Vault, l'or est contrôlé par des structures de failles de second ordre D_{P1} (D2A selon la nomenclature locale) formant des zones minéralisées relativement étroites (≤ 20 m). À Meadowbank, celles-ci convergent pour atteindre localement une épaisseur de 60 m. La mise en place de l'or est associée aux structures D_{P1} et est datée à environ 1,90 Ga à Meadowbank. Les failles et les plis D_{P1} constituent le principal métallotecte pour l'exploration régionale (voir point suivant).

2) Le gisement Meadowbank est situé dans une zone d'amincissement de la ceinture de roches supracrustales entre deux batholithes régionaux. Cette zone est associée à un changement localisé de l'orientation du grain tectonique régional et à un gradient de déformation apparent, lié à une concentration de la déformation (resserrement des plis et présence de plusieurs zones de faille) et à la transposition des fabriques anciennes. Ce type d'environnement est reconnu comme un métallotecte important pour l'exploration régionale.

3) Le gisement Meadowbank est situé le long d'une zone de faille probablement de premier ordre D_{P1} (réactivée par D_{P2}) qui juxtapose deux successions volcano-sédimentaires d'âges différents (succession datée à ~2717 Ma et succession datée à ~2711 Ma). Le même contexte semble se répéter à Vault ou deux successions distinctes sont en contact structural,

444

le long duquel se retrouve la minéralisation aurifère. Des corridors au potentiel aurifère important semblent donc associés à ce type de contact structural, lesquels sont cependant difficiles à repérer. Par contre, les deux successions volcano-sédimentaires (i.e. ca. 2717 et ca. 2711 Ma) peuvent être distinguées par leur pétrographie distincte et possiblement par la composition géochimique des unités qu'elles contiennent. La succession volcanosédimentaire datée à 2717 Ma est constituée de tufs distinctifs tels que des niveaux à grains moyens très bien lités, des tufs à grains grossiers et lapilli et des tufs à blocs. Les tufs à lapilli sont parfois fortement déformés (étirés et aplatis), leur donnant une apparence litée. Cette succession comprend généralement des niveaux de FFR peu épais (<20 m) comportant de nombreux lits de chert et de pélite, mais relativement peu de lits de magnétite. La succession volcano-sédimentaire datée à 2711 Ma est constituée de niveaux de tufs beaucoup plus homogènes à grains fins à moyens. Cette succession comprend deux faciès : des FFR à lits centimétriques de magnétite et de chert comme à Meadowbank, et des FFR à lits millimétriques de chert et magnétite comme dans le toit du gisement Vault. Les signatures géochimiques de l'unité 310 et de l'unité 1b (voir section 8.3), reconnue à Meadowbank à l'ouest des zones de failles D2B4, semblent être caractéristiques de la succession datée à ~2717 Ma puisqu'elles ne retrouvent pas dans la succession datée à ~2711 Ma.

4) À Meadowbank, l'or est présent principalement dans les niveaux de FFR et est associé à une forte concentration de pyrrhotite et pyrite. Néanmoins, une partie non négligeable de l'or est associée à des veines de quartz encaissées dans les roches volcanoclastiques. À Vault, l'or est spécifiquement encaissé dans les roches volcanoclastiques et associé à de la pyrite disséminée très fine. À Meadowbank, la FFR a joué un rôle de piège lithologique pour l'or ce qui en fait un métallotecte important pour l'exploration. Les niveaux de FFR de la succession datée à 2711 Ma sont certainement les plus aptes à contenir de la minéralisation, car elles sont plus riches en lits de magnétite et plus réactives que les autres niveaux de FFR de la région qui contiennent plus de chert. Les FFR à magnétite sont caractérisées par des hauts magnétiques très élevés. Quant aux roches volcanoclastiques, elles sont plus susceptibles de contenir de l'or lorsqu'affectées par des failles D_{P1}, comme le montre en partie le gisement Meadowbank, et possiblement le gisement Vault. 5) À Meadowbank et à Vault, l'enveloppe d'altération forme une zone tampon pouvant atteindre jusqu'à 40 m de part et d'autre de la zone minéralisée. L'altération diminue progressivement en intensité en s'éloignant des zones minéralisées. À Meadowbank, les assemblages d'altération associés à la minéralisation sont principalement la muscovite, la biotite et la chlorite. Ces assemblages forment jusqu'à 30% de la composition modale de l'unité volcanoclastique fortement altérée comparativement au 15% pour un équivalent métamorphisé, mais peu altéré. Les assemblages d'altération associés à la minéralisation associés à la minéralisation du gisement Vault sont principalement le carbonate et la muscovite, et dans de plus faibles proportions, la chlorite et la biotite (Dupuis et al., 2014). Ainsi, la présence dans des proportions significatives (> 15% de la composition modale de l'unité) de muscovite, biotite ou carbonate est un critère d'exploration important.

6) Enfin, les roches hôtes du gisement Meadowbank sont localisées dans une zone de transition métamorphique entre le faciès schiste vert et amphibolite. Ce gradient métamorphique pourrait représenter potentiellement un métallotecte dans l'exploration aurifère dans la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake. Néanmoins, les relations angulaires d'apparence orthogonale entre les isogrades métamorphiques et le grain tectonique régionale rendent l'usage de ce métallotecte plus complexe.

9.11 Conclusions, recommandations et perspectives

9.11.1 Conclusion

Malgré un contexte géologique complexe comprenant plusieurs phases de déformation et de métamorphisme, il a été possible d'approfondir la documentation des caractéristiques principales du gisement Meadowbank et de son contexte géologique et aussi d'améliorer la compréhension de sa genèse.

Impact géoscientifique

Cette étude propose un modèle génétique et métallogénique du gisement Meadowbank contribuant ainsi à une meilleure compréhension de ce type de gisement aurifère. La géochimie de la succession volcanoclastique hôte du gisement a été précisée et peut être utilisée comme base solide en vue de prochains travaux dans le secteur de la mine. Le type de structures contrôlant la minéralisation aurifère a été identifié et l'altération associée à la minéralisation est mieux documentée et comprise grâce à l'accès à de multiples forages, aux fosses à ciel ouvert, et aux nouvelles données d'exploration et d'exploitation du gisement. Ainsi, le gisement Meadowbank consiste en une zone de forte déformation paléoprotérozoïque formée par des failles polyphasées (D2A ou D_{P1} réactivées par Dp2), le long desquelles la minéralisation aurifère à pyrrhotite et pyrite se concentre principalement dans la formation de fer. Cette zone minéralisée à or et fortement déformée présente un halo d'altération étendu, constitué de muscovite, biotite et chlorite. Les conduits et pièges structuraux reliés aux failles D_{P1} précoce, le piège lithologique (chimique et rhéologique) formé par les FFR, et le grade métamorphique à la transition des faciès schiste vert et amphibolite apparaissent comme des paramètres clés et probablement indispensables dans la genèse de gisements d'or important tels que Meadowbank

Impact pour l'exploration de l'or

Cette étude contribue également à une meilleure compréhension de la géologie et de la métallogénie de la ceinture de Woodburn Lake. En effet, d'autres dépôts (p.ex. : Vault) et indices aurifères du secteur Meadowbank semblent également contrôlés par des structures de même génération. Cependant, les failles D_{P1} ne sont pas aisément reconnaissables, mais la compréhension améliorée des contrôles structuraux sur la nature et la distribution de l'or à la mine Meadowbank ainsi que de la géologie régionale ont permis l'extrapolation de ces structures D_{P1} à fort potentiel aurifère qui juxtaposent deux successions lithologiques d'âge et de nature distincts. Les métallotectes principaux dans la région sont les failles D_{P1} , les niveaux FFR riches en magnétite de la succession datée à 2711 Ma, l'altération forte à muscovite-biotite et/ou carbonate et le positionnement des forts gradients métamorphiques. La juxtaposition par failles D_{P1} des faciès tufacés à grains grossiers et à blocs de la succession datée à 2717 Ma à ceux des tufs à grains fins de la succession datée à 2711 Ma semble représenter un contexte structural favorable à la migration de fluides hydrothermaux aurifères lors du stade précoce du métamorphisme régional principal M_{P1} .

9.11.2 Recommandations

Les nouvelles informations recueillies permettent de bien comprendre la genèse du gisement Meadowbank et d'en déduire de nouveaux guides d'exploration à l'échelle régionale. Néanmoins, certains travaux pourraient être réalisés afin de perfectionner le modèle métallogénique du gisement Meadowbank et des gisements d'or encaissés dans les FFR de façon générale.

L'étude comparative entre les FFR Est, Ouest, Farwest, leurs roches volcaniques encaissantes et les roches hôtes du gisement Meadowbank, permettrait de mieux qualifier et quantifier l'altération des différentes unités de Meadowbank et de mieux différencier les assemblages d'altération des assemblages minéralogiques primaires. Elle permettrait ainsi de tester les hypothèses émises et d'apporter des réponses solides sur le fait que seule la FFR Centrale (gisement Meadowbank) contient de l'or de façon économique.

La magnétite étant capable d'intégrer dans son réseau cristallin un grand éventail d'éléments (Carew et al., 2006 ; Dupuis et Beaudoin, 2011), l'étude de la chimie de la magnétite de Meadowbank pourrait être envisagée afin de mieux qualifier l'altération et identifier la chimie du fluide hydrothermal.

Une étude cartographique et pétrographique détaillée, couplée avec un échantillonnage ciblé pour la géochimie devrait se concentrer sur l'identification, à l'échelle régionale, des failles D_{P1} , spécifiquement celles juxtaposant les deux successions volcano-sédimentaires, datées à 2717 Ma et 2711Ma et potentiellement plus propices à la formation de zones minéralisées aurifères.

L'analyse spatiale à l'échelle régionale des altérations à muscovite et carbonates des roches volcanoclastiques et volcaniques avec l'aide de requêtes dans la base de données de forages permettrait de mieux contraindre les zones à plus fort potentiel.

9.11.3 Perspectives

Cette étude montre l'importance de la cartographie géologique détaillée et de la description et l'interprétation de sections de forages, couplés avec l'intégration d'une diversité de jeux de données multidisciplinaires recueillies à différentes échelles permet

d'améliorer grandement la compréhension d'un gisement polytectonisé, tel Meadowbank. L'extrapolation régionale des interprétations des données obtenues à Meadowbank permet d'améliorer les modèles d'exploration pour l'or dans la ceinture de roches vertes de Woodburn Lake. Les métallotectes définis lors de la présente étude, ainsi que de nouvelles découvertes comme les gîtes de grizzly ou PDF incitent à persévérer dans l'exploration pour l'or dans cette région à fort potentiel.



Figure 9.1 Évolution structurale du gisement Meadowbank. Deux hypothèses sont proposées pour corréler les phases de déformation locales aux phases de déformation régionales. L'hypothèse 2 a été privilégiée, car les phases de déformation locales D2A et D2B montrent respectivement plus de caractéristiques structurales semblables (style, longueur d'onde et vergence de plissement) aux phases régionales D_{P1} et D_{P2} qu'uniquement avec la phase de déformation régionale DP2. L'hypothèse 1 a le désavantage de regrouper dans une même phase de déformation régionale DP2, deux incréments de déformation locale (i.e., D2A et D2B) aux vergences opposées. Ainsi selon l'hypothèse 2, le modèle structural peut être segmenté en plusieurs étapes : 1) dépôt de la succession volcanique hôte du gisement Meadowbank, possiblement affectée par une schistosité archéenne cryptique dans le secteur de la mine, 2) une phase de plissement et failles DP1 à vergence SE associée à l'introduction principale de l'or, 3) une phase de plissement et failles D_{P2} à vergence NO, et 4) une phase de plissement DP3 à vergence S. Le gisement Meadowbank étant localisé sur le flanc sudest du synforme P3 majeur, l'enveloppe de la fabrique principale est inclinée localement vers l'ouest, en opposition au pendage régional généralement vers l'est.



Figure 9.2 Contexte tectonométamorphique et âge de minéralisation du gisement Meadowbank de la ceinture de Woodburn Lake comparés aux ceintures de roches vertes de la Province du Churchill occidentale (note : l'axe de temps n'est pas à l'échelle et les nomenclatures structurales locales sont utilisées). Références : (1) Davis (données non publiées) ; (2) Sherlock et al., 2004 et Davis et Zaleski, 1998 ; (3) Rainbird et al., 2010 ; (4) Roddick et al., 1992 ; (5) Janvier et al. (données non publiées) ; (6) Villeneuve et Kjarsgaard (données non publiées) ; (7) Armitage et al., 1996 ; (8) Skulski et al., 2003a; (9) Lecheminant et Roddick, 1991 ; Zaleski et al., 2001 ; (10) Carson et al., 2004 ; (11) Berman et al., 2005 ; (12) Skulski et al., 2003b; (13) Berman et al., 2007; (14) Davies et al., 2010; (15) Sanborn-Barrie et al., 2003; (16) Sanborn-Barrie et al., 2014; (17) Pehrsson et al., 2013; (18) Berman et al., 2010; (19) L'Heureux, 2003; (20) Armitage, 1992; (21) Carpenter et Duke, 2004 ; (22) Miller et al., 1995 ; (23) Carpenter et al., 2005 ; (24) Davis et al., 2008 ; (25) Rainbird et Davis, 2006 ; (26) Lawley et al., 2015a ; (27) Richards et Noble, 1998 ; (28) Carpenter, 2003.

- Âge de la déposition, volcanisme, plutonisme
- Âge de la déformation non contraint

 - Âge absolu de l'épisode de minéralisation aurifère
- Épisode de minéralisation aurifère principale
- Épisode de minéralisation aurifère précoce ou tardif
- Âge du métamorphisme
- (*) : âge modèle Re-Os sur arsenopyrite
- (M) : âge modèle U/Pb sur monazite
- (MH) : âge U/Pb sur monazite hydrothermale dans veine de quartz aurifère



Figure 9.3 Modèle schématique de genèse du gisement Meadowbank illustrant la répartition de l'or principalement dans la FFR, le long d'une faille D2A et la zone d'altération plus étendue à muscovite, biotite, chlorite provoquée par le lessivage et le gain de certains éléments.

Tableau 9.1 Comparaison des principales caractéristiques du gisement Meadowbank avec celles des gisements d'or encaissés dans des FFR. Méthodes de datation : * Re-Os sur arsénopyrite ; M U/Pb sur monazite hydrothermale ; MH U/Pb sur monazite hydrothermale dans une veine de quartz aurifère ; xT U/Pb sur xénotime : (1) Janvier et al., 2015 ; (2) Côté-Mantha et al. 2015, Thompson, 2015 ; (3) Hyde et al., 2002, Devell et Sherlock, 2003, Davies, 2009 ; (4) Carpenter et al., 2005, De Mark, 2010, Lawley et al., 2015a, b ; (5) Lhotka et Nesbitt, 1989 ; Bullis et al., 1994) ; (6) Moran, 2008 ; Oswald et al., 2015 ; McNicoll et al., 2016 ; (7) Toth et al., 2014 ; Toth et al., 2015 ; Brusseau et al., 2015 ; (8) Caddey et al., 1991 et Hamer et Paterson, 2010).

		Meadowbank ⁽¹⁾	Amaruq (Whale Tail) (2)	Three Bluffs ⁽³⁾	Meliadine ⁽⁴⁾	Lupin ⁽⁵⁾	Musselwhite ⁽⁶⁾	Beardmore- Geraldton (Hardrock gold) ⁽⁷⁾	Homestake ⁽⁸⁾
Pays		Canada	Canada	Canada	Canada	Canada	Canada	Canada	États-Unis
Province Géologique		Churchill Occidental	Churchill Occidental	Churchill Occidental	Esclaves	Churchill Occidental	Supérieur	Supérieur	Great Plains
Réserves et ressources en or (Moz)	réserve	3,1			2,8		4 +0,7		
	ressource	1,2		0,5	5,8		0,9		
	total	4,3 (MBK + Vault)	>2,3	0,5	8,6	3,2	5,6	4,8	40
Roches encaissantes		FFR interstratifiée avec r. volcanoclastiques mafiques à felsiques ± roche volcanique ultramafique et mafique	FFR interstratifiée avec grauwacke et argilite ± roche volcanique ultramafique	formation de fer interstratifiée avec wacke/semipélite ± volcanite felsique	FFR interstratifiée avec grauwacke/pélite et roche volcanique basaltique et andésitique ±rhyolite	FFR interstratifiée avec roches sédimentaires	FFR interstratifiée avec roches volcanique mafique ± ultramafique	FFR interstratifiée avec wacke ± ultramafique	FFR interstratifiée avec pélite et semipélite
Unités hôtes		FFR ± volcanoclastique	FFR ± grauwacke	FFR	FFR et wacke	FFR	FFR	FFR et wacke	FFR
Âge des roches hôtes de la minéralisation		2711	?	2706	r. volcanique : 2660 grauwacke <2500	pré-2680	2980	<2700	1970
Faciès métamorphique		Transition schiste vert - amphibolites	amphibolite	amphibolite inférieur à supérieur	schiste vert à amphibolite	schiste vert à amphibolite	amphibolite	schiste vert	schiste vert supérieur à amphibolite inférieur
Type de FFR		lits de magnétite/chert/sulf ures	lits de chert/sédiment/sulfu res	lits de magnétite/chert/sé diment/sulfures	chert/±magnétite ±ilménite/sédiment/ sulfures	lits de chert/± magnétite/sulfures/sili cates	lits de silicates/magnétite/sulf ures	lits de magnétite/chert	fer/silicates et fer/carbonate
Assemblages minéralogiques primaires et/ou d'altération	FFR	chlorite, grunérite, biotite, grenat, ferro- hornblende)	chlorite, cummingtonite/grun érite, Fe-actinote, trémolite et stilpnomélane	actinote, grenat, biotite, hornblende	carbonate (calcite ± ankérite ± sidérite), et silicate (chlorite ± biotite ± séricite)	grunérite, chlorite, hornblende, grossulaire, sheelite	almandin, grunérite ±biotite, amphibole, rare clinopyroxène		Mg-sidérite, biotite grunérite/cummingtonite- grenat-hornblende)

			1			1		1	I Company and the second se
		Meadowbank ⁽¹⁾	Amaruq (Whale Tail) (2)	Three Bluffs ⁽³⁾	Meliadine ⁽⁴⁾	Lupin ⁽⁵⁾	Musselwhite ⁽⁶⁾	Beardmore- Geraldton (Hardrock gold) ⁽⁷⁾	Homestake ⁽⁸⁾
	Roches encaissantes	muscovite, chlorite ± calcite, épidote biotite, ferro- hornblende, grenat ± staurotide, actinote	chlorite, biotite ± muscovite	biotite, muscovite, staurotide ±cordiérite et grenat	muscovite, chlorite ± carbonate, biotite	grenat, amphibole, biotite, chlorite, (cordiérite, andalousite, staurotide)	biotite, grenat, ferro- tschermakite ±staurotide	Fe-carbonate, muscovite, tourmaline ±chlorite	muscovite-biotite ± carbonate *hornblende
Variation chimique due à l'altération	FFR	Pertes : Ca	?	?	Gains : K±Ca	Gains : Ca, Fe	Gains : Ca		?
	Roches encaissantes	Gains : K ±Fe Pertes : Na, Ca ±Mn	?	?				Gain : K	?
Sulfures		Po-Py ± Aspy±Cpy	Po-Aspy ±Py	Po-Py ± Aspy-Cpy	Aspy ± Po ± Py± Cpy ± Gal ± rare sphalerite	Po ± Aspy	Po ± Aspy-Cpy	Py ± Aspy±Po±Cpy	Po-Py-Aspy
Style de la minéralisation	FFR	*sulfures en amas et/ou stockwerk et/veinules parallèles à la Sp/S0 ou recoupant la S0 *rare veines de qz ± riche en sulfure	*sulfures parallèles à la Sp/SO ou recoupant la SO *forte silicification accompagnée d'arsénopyrite, idioblastique	*sulfures parallèles à la Sp/SO ou recoupant la SO *forte silicification et veines de qz pauvre en sulfure	* veines de qz±ankérite à aspy idioblastique grossière // et plissé par Sp avec aspy-po-	*Veine de quartz pauvre en sulfure // à Sp avec aspy et po aux épontes	*sulfures parallèles à la Sp/S0 ou recoupant la S0 *forte silicification * veine de quartz- Po±carbonate	*veine de quartz- carbonate±tourmaline avec sulfure disséminée aux épontes	*veine de quartz avec arsénopyrite et Po aux épontes
	Autre	veine de quartz Au ± riche en sulfures		_	py aux épontes				
Contrôle structurale de la minéralisation		Faille fragile/ductile	*zone de forte déformation ductile	*zone de forte déformation fragile/ductile *charnière de plis	*zone de forte déformation ductile *charnière de plis	*zone de cisaillement *charnière de pli	*zone de forte déformation ductile *charnière de plis	*veine de quartz-syn plissement	*zone de forte déformation fragile-ductile
Âge relatif de la minéralisation par rapport au métamorphisme		Pré-pic métamorphisme	Pré-pic métamorphisme	Post-pic métamorphisme	Pré-pic métamorphisme	?	Pré-pic métamorphisme	Pré-pic métamorphisme?	Post-pic métamorphisme
Âge de la minéralisation		*Pré-1899? *1899	?	*1822±21 ^m 1813,8±8,7	*2270 *2140-2060 *1900 ^{mh} 1854±6 ^{xt} 1856±10	archéen	précoce à ^m 2666	² 2694±1-2690±1 *2579±25	peu après ^m 1840
Signature métallique		Te, As, Cu ± Te, Pb, Mo, W	?	?	Au-As-Te-Bi-Sb	Au-As-Cu-W ± Ag	Au-Ag-Se-Te-Cu	As-Te-Sb-W	

BIBLIOGRAPHIE

- Actlabs (2015) Extrait de : http://www.actlabs.com/list.aspx?menu=64&app=226&cat1=549&tp=12&lk=no.
- Agnico Eagle (2015) Extrait de :http://www.agnicoeagle.com/fr/Operations/Northern-Operations/Meadowbank/Pages/default.aspx.
- Allmendinger RW, Cardozo NC & Fisher D (2013) Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England. *Cambridge University Press*: 289 p..
- Annesley IR (1990) Petrochemistry of the woodburn lake group komatiitic suite, Amer Lake, N.W.T., Canada. Ph.D. Thesis (University of Ottawa). 523 p..
- Armitage AE (1992) Geology and petrology of gold-bearing banded iron formation, Keewatin District, Nunavut. M. Sc. Thesis (Laurentian University, Sudbury, Ontario). 161 p..
- Armitage AE, James RS & Goff SP (1996) Gold mineralization in Archean banded iron formation, Third Portage Lake area, Northwest Territories, Canada. *Exploration* and Mining Geology 5: 1-15.
- Ashton KE (1988) Precambrian geology of the southeastern Amer Lake area (66H/1),near Baker Lake, N.W.T.; a study of the Woodburn Lake Group, an Archean orthoquartzite-bearing sequence in the Churchill structural province. Ph.D. Thesis (Queen's University, Kingston, ON, Canada). 335 p..
- Ashton KE, Hartlaub RP, Heaman LM, Morelli RM, Card CD, Bethune K & Hunter RC (2009) Post-Taltson sedimentary and intrusive history of the southern Rae Province along the northern margin of the Athabasca Basin, Western Canadian Shield. *Precambrian Research* 175(1): 16-34.
- Aspler LB, Chiarenzelli JR & McNicoll VJ (2002) Paleoproterozoic basement-cover infolding and thick-skinned thrusting in Hearne domain, Nunavut, Canada: intracratonic response to Trans-Hudson orogen. *Precambrian Research* 116(3): 331-354.
- Bäcker H (1976) Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfällungen aus Mineralquellen im Roten Meer. *Geol Jahrb D* 17: 151-172.
- Bekker A, Holland HD, Wang P-L, Rumble D, Stein HJ, Hannah JL, Coetzee LL & Beukes NJ (2004) Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* 427(6970): 117-120.
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapež B, Hofmann A, Konhauser KO & Rouxe IOJ (2010) Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105(3): 467-508.
- Berman RG, Davis WJ & Pehrsson SJ (2007) Collisional Snowbird tectonic zone resurrected: Growth of Laurentia during the 1.9 Ga accretionary phase of the Hudsonian orogeny. *Geology* 35(10): 911-914.

- Berman RG, Ryan JJ, Tella S, Sanborn-Barrie M, Stern R, Aspler L, Hanmer S & Davis W (2000) The case of multiple metamorphic events in the Western Churchill Province: evidence from linked thermobarometric and in-situ SHRIMP data, and jury deliberations. *Geological Association of Canada-Mineralogical Association* of Canada Annual Meeting Abstracts. p. 836.
- Berman RG, Sanborn-Barrie M, Rayner N, Carson C, Sandeman HA & Skulski T (2010) Petrological and in situ SHRIMP geochronological constraints on the tectonometamorphic evolution of the Committee Bay belt, Rae Province, Nunavut. *Precambrian Research* 181(1):1-20.
- Berman RG, Sanborn-Barrie M, Rayner N & Whalen J (2013) The tectonometamorphic evolution of Southampton Island, Nunavut: Insight from petrologic modeling and in situ SHRIMP geochronology of multiple episodes of monazite growth. *Precambrian Research* 232: 140-166.
- Berman RG, Sanborn-Barrie M, Stern RA & Carson CJ (2005) Tectonometamorphism at ca. 2.35 and 1.85 ga in the Rae domain, western Churchill Province, Nunavut, Canada: insights from structural, metamorphic and in situ geochronological analysis of the southwestern Committee Bay Belt. *The Canadian Mineralogist* 43: 409-442.
- Best MG (2013) *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell publishing John Wiley & Sons, Angleterre. 729 p..
- Beukes NJ & Gutzmer J (2008) Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. *Reviews in Economic Geology* 15: 5-47.
- Beyer SR, Kyser K, Hiatt EE & Fraser I (2010) Geological evolution and exploration geochemistry of the Boomerang Lake unconformity-type uranium prospect, Northwest Territories, Canada. Society of Economic Geologists, Special Publication 15: 675-702.
- 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, In: 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, Geology of Canada* Open File 7852: 24–47.
- Bostock HH & van Breemen O (1994) Ages of detrital and metamorphic zircons and monazites from a pre-Taltson magmatic zone basin at the western margin of Rae Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31(8): 1353-1364.
- Bostock HH, van Breemen O & Loveridge WD (1987) Proterozoic geochronology in the Taltson magmatic zone, NWT, radiogenic age and isotopic studies: report. *Geological Survey of Canada* Paper 87-2: 73-80.

Boyle RW (1979) The geochemistry of gold and its deposits. Bulletin 280: 584p..

- Brusseau K, Poirier S, Pelletier C, St-Laurent M, Barrett J, Hatton M, Fournier J & Murahwi C (2015) Technical Report on the Trans-canada property prepared for Centerra Gold Incorporation.).
- Bullis HR, Hureau RA & Penner BD (1994) Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories. *Economic Geology* 89(6): 1217-1227.
- Caddey SW, Bachman RL, Campbell TJ, Reid RR & Otto RP (1991) The Homestake Gold Mine, An Early Proterozoic Iron-Formation-Hosted Gold Deposit, Lawrence County, South Dakota. *United States Geological Survey* Bulletin 1857: 71 p..
- Cameron EM (1993) Precambrian gold: Perspective from top to bottom of shear zones;. *The Canadian Mineralogist* 31: 917-944.
- Cardozo N & Allmendinger RW (2013) Spherical projections with OSXStereonet. Computers & Geosciences 51: 193-205.
- Carew M, Mark G, Oliver N & Pearson N (2006) Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (±Cu–Au) mineralised systems: Insights into the geochemistry of ore-forming fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(18): A83.
- Carpenter R & Duke N (2004) Geological Setting of the West Meliadine Gold Deposits, Western Churchill Province, Nunavut, Canada. *Exploration and Mining Geology* 13(1-4): 49-65.
- Carpenter RL (2003) Relative and absolute timing of supracrustal deposition, tectonothermal activity and gold mineralization, West Meliadine region, Rankin Inlet greenstone belt, Nunavut, Canada. Ph.D. thesis (University of Western Ontario). 386 p..
- Carpenter RL, Duke NA, Sandeman HA & Stern R (2005) Relative and absolute timing of gold mineralization along the Meliadine Trend, Nunavut, Canada: evidence for Paleoproterozoic gold hosted in an Archean greenstone belt. *Economic Geology* 100(3): 567-576.
- Carson CJ, Berman RG, Stern RA, Sanborn-Barrie M, Skulski T & Sandeman HAI (2004) Age constraints on the Paleoproterozoic tectonometamorphic history of the Committee Bay region, western Churchill Province, Canada: evidence from zircon and in situ monazite SHRIMP geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41(9): 1049-1076.
- Chamberlain KR, Schmitt AK, Swapp SM, Harrison TM, Swoboda-Colberg N, Bleeker W, Peterson TD, Jefferson CW & Khudoley AK (2010) In situ U-Pb SIMS (IN-SIMS) micro-baddeleyite dating of mafic rocks: method with examples. *Precambrian Research* 183(3): 379-387.
- Clout JF & Simonson BM (2005) Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic geology* 100: 643-679.
- Cooper A (1972) Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist Group of southern New Zealand. *Journal of petrology* 13(3): 457-492.

- Corfu F, Krogh TE, Kwok YY & Jensen LS (1989) U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26: 1747-1763.
- Corrigan D, Pehrsson SJ, Wodicka N & De Kemp E (2009) The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. *Geological Society, London, Special Publications* 327(1): 457-479.
- Côté-Mantha O, Gosselin G, Vaillancourt D & Alain B (2015) Amaruq: A new gold discovery in Nunavut, Canada. in *New Gen Gold 2015*Perth, Australia), 41-56.
- Craig JR, Vokes FM & Solberg TN (1998) Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita* 34(1): 82-101.
- Cronan DS (1976) Basal metalliferous sediments from the eastern Pacific. *Geological* Society of America Bulletin 87(6): 928-934.
- Davies TL (2009) Gold mineralization in the Three Bluffs gold deposit, Committe Bay greenstone belt, Nunavut. M. Sc. Thesis (University of Alberta). 150 p..
- Davies Tl, Richards JP, Creaser RA, Heaman LM, Chacko T, Simonetti A, Williamson J & McDonald DW (2010) Paleoproterozoic age relationships in the Three Bluffs archean iron formation-hosted gold deposit, Committee Bay greenstone belt, Nunavut, Canada. *Exploration and Mining Geology* 19(3-4): 55-80.
- Davis WJ, Gall Q, Jefferson CW & Rainbird RH (2011) Fluorapatite in the Paleoproterozoic Thelon Basin: Structural-stratigraphic context, in situ ion microprobe U-Pb ages, and fluid-flow history. *Geological Society of America Bulletin* 123: 1056-1073.
- Davis WJ, Hanmer S, Tella S, Sandeman HA & Ryan JJ (2006) U–Pb geochronology of the MacQuoid supracrustal belt and Cross Bay plutonic complex: key components of the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Nunavut, Canada. *Precambrian Research* 145(1): 53-80.
- Davis WJ, Ryan JJ, Sandeman HA & Tella S (2008) A Paleoproterozoic detrital zircon age for a key conglomeratic horizon within the Rankin Inlet area, Kivalliq Region, Nunavut: implications for Archean and Proterozoic evolution of the area. Current Research 208-08: 8 p..
- Davis WJ & Zaleski E (1998) Geochronological investigations of the Woodburn Lake group, western Churchill Province, Northwest Territories: preliminary results in Radiogenic age and isotopic studies: Report 11. *Geological Survey of Canada* Current Research 1998 F: 89-97.
- De Mark P (2010) Comaplex Minerals Corp.: Meliadine Gold Project, Nunavut, Canada Technical Report.), 154 p..
- Deer WA, Howie RA & Zussman J (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Longman London, Essex.
- Deyell C & Sherlock RL (2003) Iron-formation-hosted gold occurrences in the Ellice Hills area, Committee Bay belt, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current research 2003-C16:13p..

- Dubé B & Gosselin P (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *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 (2015) Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration. *Geological Survey of Canada* Open File 7852: p. 297.
- Dubé B, Mercier-Langevin P, Castonguay S, McNicoll VJ, Pehrsson SJ, Bleeker W, Schetselaar EM & Jackson S (2011) Targeted Geoscience Initiative 4. Lode gold deposit in ancient, deformed and metamorphosed terranes - footprints and exploration implications: a preliminary overview of themes, objectives and targeted areas: In Summary of Field Work and Other Activities 2011. *Ontario Geological Survey* Open File Report 6270: 38.31-38.10.
- Dupuis C & Beaudoin G (2011) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46(4): 319-335.
- Dupuis C, Mercier-Langevin P, McNicoll V, Janvier V, Dubé B, Castonguay S, de Chavigny B, Pehrsson SJ & Côté-Mantha O (2014) The Vault gold deposit, Meadowbank area, Nunavut: Preliminary results on the nature and timing of mineralization. in *Geological Association of Canada – Mineralogical Association* of Canada (GAC-MAC) annual joint meeting, Abstract Volume Fredericton, NB), p. 81.
- Elmer F, White R & Powell R (2006) Devolatilization of metabasic rocks during greenschist–amphibolite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* 24(6): 497-513.
- Forbes WC (1977) Stability relations of grunerite, Fe 7 Si 8 O 22 (OH) 2. American Journal of Science 277(6): 735-749.
- Fraser T (1988) Geology of the Woodburn Lake map area, District of Keewatin. *Geological Survey of Canada* Paper 87: p. 11.
- Fripp REP (1976a) Gold metallogeny in the Archean of Rhodesia. *The early history of the Earth: New York, Wiley:* 455-466.
- Fripp REP (1976b) Stratabound gold deposits in Archean banded iron-formation, Rhodesia. *Economic Geology* 71(1): 58-75.
- Gauthier M & Trépanier S (2007) Metamorphic Gradient: A Regional-Scale Area Selection Criterion for Gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield. *SEG newletter* 69: 1-15.
- Gifkins C, Herrmann W & Large RR (2005) Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation.
- Goldfarb RJ, Baker T, Dube B, Groves DI, Hart CJ & Gosselin P (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th anniversary volume* 40.

- Google Maps (2015) Extrait de : https://www.google.ca/maps/place/North+America/@59.4172981,-102.9927536,4.25z/data=!4m2!3m1!1s0x52b30b71698e729d:0x131328839761a3 82?hl=en.
- Gourcerol B, Thurston P, Kontak D & Côté-Mantha O (2015) Interpretations and implications of LA ICP-MS analysis of chert for the origin of geochemical signatures in banded iron formations (BIFs) from the Meadowbank gold deposit, Western Churchill Province, Nunavut. *Chemical Geology* 410: 89-107.
- Greiner E (2003) A metallogenic study of gold-bearing pyritic quartz-pebble conglomerates, Woodburn Lake Group, Western Churchill Province. M. Sc. Thesis (University of western Ontario, London, Ontario). 174 p..
- Gross GA (1980) A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist* 18: 215-222.
- Groves DI & Phillips GN (1987) The genesis and tectonic control on Archaean gold deposits of the western Australian shield—a metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews* 2(4): 287-322.
- Hadlari T, Rainbird RH & Pehrsson SJ (2004) *Geology, Schultz Lake*. Geological Survey of Canada, Open File 1839, (1:50 000).
- Hamer RC & Paterson CJ (2010) Hydrothermal alteration and gold deposition in the Homestake iron-formation-hosted gold deposit, Lead, South Dakota. *Rocky Mountain - 62nd Annual Meeting*. Geological Society of America Abstracts.
- Helgeson H (1972) Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions: correction and clarification. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36(9): 1067-1070.
- Hey MH (1954) A new review of chlorites. Mineral Magazine 30: 277.
- Heywood WW (1977) Geology of the Amer Lake map area, District of Keewatin. Geological Survey of Canada - report of activities Paper 77-1A: 409-410.
- Hodgson CJ (1993) Mesothermal lode-gold deposits, In: Mineral Deposit Modelling, (ed.) R.V. Kirkham, W.D. Sinclair., R.I. Thorpe, and J.M. Duke. *Geological Association* of Canada Special Paper 40: 635–678.
- Hoffman PF (1989) Precambrian geology and tectonic history of North America. In The Geology of North America An Overview. *Geological Society of America, The Geology of North America, Part A*: 447-512.
- Hrabi RB, Barclay WA, Fleming D & Alexander RB (2003) Structural evolution of the Woodburn Lake group in the area of the Meadowbank gold deposit, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current Research 2003-C27: 10p..
- Hsu LC (1968) Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-OH: A model for garnet equilibria. *Journal of Petrology* 9(1): 40-83.
- Hyde DJ, Jenner GA & Sherlock RL (2002) Auriferous Iron Formation in the Upper Hayes River Area, Central Mainland Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current Research 2002-E7: 11p..

- Ishikawa Y, Sawaguchi T, Iwaya S-i & Horiuchi M (1976) Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology* 26: 105-117.
- James HL (1954) Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology* 49(3): 235-293.
- James HL (1966) *Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. Data of Geochemistry.* US Government Printing Office. Prof. Pap. 440-W.
- Janvier V, Castonguay S, Mercier-Langevin P, Dubé B, Malo M, Bécu V & Lauzière K (2016) Whole-rock lithogeochemistry of the BIF-hosted Meadowbank gold deposit, Nunavut, Canada. *Geological Survey of Canada* Open File 8108.
- Janvier V, Castonguay S, Mercier-Langevin P, Dubé B, Malo M, McNicoll VJ, Creaser RA, de Chavigny B & Pehrsson SJ (2015) Geology of the banded iron formationhosted Meadowbank gold deposit, Churchill Province, Nunavut, In: 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: 255-269.
- Jensen LS (1976) A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Miscelanea Paper* 66: 21p..
- Kamber BS, Greig A & Collerson KD (2005) A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(4):1 041-1058.
- Kerrich R & Fryer B (1979) Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal* of Earth Sciences 16(3): 440-458.
- Kerswill JA (1993) Models for iron-formation-hosted gold deposits. Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada* Special Paper 40: 171-199.
- Kerswill JA (1996) Iron-formation-hosted stratabound gold. in Geology of Canadian Mineral Deposit Types, (ed.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, R.I.Thorpe. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada* 8: 367-382.
- Kerswill JA, Goff SP, Wilkinson L, Jenner GA, Kjarsgaard BA, Bretzlaff R & Samaras C (1998) An update on the metallogeny of the Woodburn Lake group, western Churchill province, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada* Current Research 1998-C: 29-41.
- Kerswill JA, Kjarsgaard BA, Bretzlaff R, Jenner G & Samaras C (1999) Metallogeny and geology of the Half Way Hills area, central Churchill Province, Northwest Territories (Nunavut). *Geological Survey of Canada* Current Research 1999-C: 29-41.
- Kjarsgaard BA, Kerswill JA & Jenner GA (1997) Lithostratigraphy and metallogenic implications of komatiite-banded iron-formation-felsic volcanic rocks of the Archean Woodburn Lake group, Pipedream Lake, central Churchill Province,

Northwest Territories. *Geological Survey of Canada* Current Research 1997-C: 101-110.

- Klein C (1978) Regional metamorphism of Proterozoic iron-formation, Labrador Trough, Canada. *American Mineralogist* 63(9-10): 898-912.
- Klein C (1983) Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. Developments in Precambrian Geology 6: 417-469.
- Klein C (2005) Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist* 90(10): 1473-1499.
- Krapež B, Barley ME & Pickard AL (2003) Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formation: sedimentological evidence from the Early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. Sedimentology 50(5): 979-1011.
- L'Heureux RB (2003) *Geologic and metamorphic setting of multi-facies iron-formation in the Woodburn Lake group, western Churchill province, Nunavut.* M. Sc. Thesis (University of Western Ontario, London, Canada). 279 p..
- Large RR, Gemmell JB, Paulick H & Huston DL (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 96: 957-971.
- Lawley CJM, Creaser RA, Jackson SE, Yang Z, Davis BJ, Pehrsson SJ, Dubé B, Mercier-Langevin P & Vaillancourt D (2015a) Unraveling the Western Churchill Province Paleoproterozoic Gold Metallotect: Constraints from Re-Os Arsenopyrite and U-Pb Xenotime Geochronology and LA-ICP-MS Arsenopyrite Trace Element Chemistry at the BIF-Hosted Meliadine Gold District, Nunavut, Canada. *Economic Geology* 110(6): 1425-1454.
- Lawley CJM, Dubé B, Mercier-Langevin P, McNicoll VJ, Creaser RA, Pehrsson SJ, Castonguay S, Blais J-C, Simard M, Davis WJ & Jackson SE (2015b) Setting, age, and hydrothermal footprint of the emerging Meliadine gold district, Nunavut, In: 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: 99–111.
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher, J.C. S, D.C., Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW & Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* 82: 1019–1037.
- LeCheminant AN & Roddick JC (1991) U-Pb zircon evidence for widespread 2.6 Ga felsic magmatism in the central District of Keewatin, NWT. *Geological Survey of Canada* Paper 90-2: 91-99.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology* 27(3):745-750.
- Lhotka PG & Nesbitt BE (1989) Geology of unmineralized and gold-bearing iron formation, Contwoyto Lake-Point Lake region, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26(1): 46-64.
- Macdonald A (1983) The iron formation—gold association: evidence from Geraldton area. *The Geology of Gold in Ontario.-Ontario Geol. Surv. Misc. Paper* 110: 75-83.
- MacLean WH & Barrett TJ (1993) Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of geochemical exploration 48(2): 109-133.
- McDonough MR, McNicoll VJ, Schetselaar EM & Grover TW (2000) Geochronological and kinematic constraints on crustal shortening and escape in a two-sided obliqueslip collisional and magmatic orogen, Paleoproterozoic Taltson magmatic zone, northeastern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37(11): 1549-1573.
- McDonough WF & Sun SS (1995) The composition of the Earth. *Chemical geology* 120: 223-253.
- McEwan BJ (2012) Structural style and regional comparison of the Paleoproterozoic Ketyet River group in the region north-northwest of Baker Lake, Nunavut. Master of science (University of Regina, Saskatchewan). 160 p..
- McNicoll V, Dubé B, Castonguay S, Oswald W, Biczok J, Mercier-Langevin P, Skulski T & 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, Dupuis C, McNicoll V, Janvier V, Dubé B, Castonguay S, de Chavigny B, Pehrsson S & Côté-Mantha O (2015) Geology of the Vault shearhosted, disseminated-style gold deposit, Meadowbank area, Nunavut. in *Targeted Geoscientific Initiative 4 work shop, Kirkland Lake*).
- Mikucki EJ (1998) Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lodegold systems: a review. *Ore Geology Reviews* 13(1): 307-321.
- Miller AR (1997) The goose island sulphide iron formation-hosted gold deposit: a recrystallized syngenetic gold deposit, Woodburn Lake Group, Western Churchill Province. Internal Cumberland Resources Ltd. report.).
- Miller AR, Balog MJ & Tella S (1995) Oxide iron-formation-hosted lode gold, Meliadine trend, Rankin Inlet Group, Churchill Province, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada* Current Research 1995-C: 163-174.
- Moran PC (2008) Lithogeochemistry of the sedimentary alteration stratigraphy and metasomatic alteration in the Musselwhite gold deposit, North Caribou Lake Belt, Superior Province, Canada: Implications for deposition and mineralization. M. Sc. Thesis (Lakehead University). 411 p..

- Nicholson H, Condomines M, Fitton JG, Fallick AE, Grönvold K & Rogers G (1991) Geochemical and Isotopic Evidence for Crustal Assimilation Beneath Krafla, Iceland. *Journal of Petrology* 32: 1005-1020.
- Oberthuer T, Saager R & Tomschi HP (1990) Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean Banded Iron-Formation-hosted gold deposits: Some examples from Southern Africa. *Mineralium Deposita* 25(1): S125-S135.
- Oswald W, Castonguay S, Dubé B, McNicoll VJ, Biczok J, Malo M & Mercier-Langevin P (2015) Geological setting of the world-class Musselwhite gold mine, Superior Province, northwestern Ontario: implications for exploration, In: 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* Open File 7582: 69-84.
- Pal N & Mishra B (2003) Epigenetic nature of the BIF-hosted gold mineralization at Ajjanahalli, southern India: evidence from ore petrography and fluid inclusion studies. *Gondwana Research* 6(3): 531-540.
- Pattison DR & Tracy RJ (1991) Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 26(1): 105-206.
- Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100(1): 14-48.
- Pehrsson SJ (2011) The united plates of laurentia and beyond: the paleoproterozoic orogenic record and assembly of earth's first supercontinent. 2011 GSA Annual Meeting in Minneapolis.
- Pehrsson SJ, Berman RG & Davis WJ (2013) Paleoproterozoic orogenesis during Nuna aggregation: A case study of reworking of the Rae craton, Woodburn Lake, Nunavut. *Precambrian Research* 232: 167-188.
- Pehrsson SJ, Jefferson CW, Peterson T, Scott J, Chorlton L & Hillary B (2010) Basement to the Thelon Basin, Nunavut-Revisited. *In: Geocanada 2010, Calgary, online abstracts*.
- Pehrsson SJ, Jenner G & Kjarsgaard BA (2002) The Ketyet River group: correlation with Paleoproterozoic supracrustal sequences of northeastern Rae and implications for Proterozoic orogenesis in the western Churchill Province. *Geological Association* of Canada Annual Meeting. p. 90.
- Pehrsson SJ, Wilkinson L & Zaleski E (2004) *Geology, Meadowbank gold deposit area, Nunavut.* Geological Survey of Canada, (1: 20 000).
- Peterson TD, van Breemen O, Sandeman H & Cousens B (2002) Proterozoic (1.85–1.75 Ga) igneous suites of the Western Churchill Province: granitoid and ultrapotassic magmatism in a reworked Archean hinterland. *Precambrian Research* 119(1): 73-100.

- Phillips GN & Groves DI (1983) The nature of Archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia* 30(1-2): 25-39.
- Phillips GN, Groves DI & Martyn JE (1984) An epigenetic origin for Archean banded iron-formation-hosted gold deposits. *Economic Geology* 79(1): 162-171.
- Phillips GN & Powell R (2010) Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology* 28(6): 689-718.
- Pouchou J & Pichoir F (1984) A new model for quantitative X-ray microanalysis. I.-application to the analysis of homogeneous samples. *Recherche Aerospatiale* (3): 167-192.
- Poulsen KH, Card KD & Franklin JM (1992) Archean tectonic and metallogenic evolution of the Superior Province of the Canadian Shield. *Precambrian Research* 58: 25-54.
- Poulsen KH, Robert F & Dubé B (2000) *Geological classification of Canadian gold deposits.* Geological Survey of Canada.
- Rainbird RH & Davis WJ (2006) Detrital zircon geochronology of the western Huronian basin. *Proceedings and Abstracts, Institute on Lake Superior Geology, Meeting.* p. 55-56.
- Rainbird RH, Davis WJ, Pehrsson SJ, Wodicka N, Rayner N & Skulski T (2010) Early Paleoproterozoic supracrustal assemblages of the Rae domain, Nunavut, Canada: Intracratonic basin development during supercontinent break-up and assembly. *Precambrian Research* 181(1): 167-186.
- Rainbird RH, Hadlari TT & Donaldson JA (2001) Evolution of the Paleoproterozoic intracratonic Baker Lake and Thelon basins, Western Churchill Province, Canada. *Fourth International Archean Symposium, Perth, Australia, AGSO-Geoscience Australia Record.* p. 259.
- Reiners PW, Nelson BK & Ghiorso MS (1995) Assimilation of felsic crust by basaltic magma: Thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. *Geology* 23: 563-566.
- Richards JP & Noble SR (1998) Application of radiogenic isotope systems to the timing and origin of hydrothermal processes. *Reviews in Economic Geology* 10(1): 195-233.
- Robert F (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita* 36: 503-516.
- Roddick JC, Henderson JR & Chapman HJ (1992) U-Pb ages from the Archean Whitehills-Tehek lakes supracrustal belt, Churchill Province, District of Keewatin, Northwest Territories. Radiogenic age and isotopic studies: report 6. *Geological Survey of Canada Paper 92-2*: 31-40.
- Rye DM & Rye RO (1974) Homestake gold mine, South Dakota; I, Stable isotope studies. *Economic Geology* 69(3): 293-317.

- Saager R, Oberthuer T & Tomschi H-P (1987) Geochemistry and mineralogy of banded iron-formation-hosted gold mineralization in the Gwanda greenstone belt, Zimbabwe. *Economic Geology* 82(8): 2017-2032.
- Sanborn-Barrie M, Davis WJ, Berman RG, Rayner N, Skulski T, Sandeman H & Corfu F (2014) Neoarchean continental crust formation and Paleoproterozoic deformation of the central Rae craton, Committee Bay belt, Nunavut 1. *Canadian Journal of Earth Sciences* 51(6): 635-667.
- Sanborn-Barrie M, Sandeman H, Skulski T, Brown J, Young M, MacHattie T, Deyell C, Carson C, Panagapko D & Byrne D (2003) Structural geology of the northeastern Committee Bay belt, Ellice Hills area, central Nunavut. *Geological Survey of Canada, Paper* Current research C23.
- Sandeman HA, Lepage LD, Ryan JJ & Tella S (2000) Field evidence for commingling between ca. 1830 Ma lamprophyric, monzonitic, and monzogranitic magmas, MacQuoid–Gibson lakes area, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current Research 2000-C5: 1-9.
- Sherlock RL, Alexander B, March R & Kellner J (2001a) *Geology of the Meadowbank iron formation hosted gold deposits*. Geological Survey of Canada Open file 3149, (1:7 500).
- Sherlock RL, Alexander RB, March R, Kellner J & Barclay WA (2001b) Geological setting of the Meadowbank iron-formation-hosted gold deposits, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current Research 2001-C11: 10 p..
- Sherlock RL, Pehrsson SJ, Logan AV, Hrabi RB & Davis WJ (2004) Geological Setting of the Meadowbank Gold Deposits, Woodburn Lake Group, Nunavut. *Exploration and Mining Geology* 13: 67-107.
- Sibson RH, Robert F & Poulsen KH (1988) High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16(6): 551-555.
- Skulski T, Sanborn-Barrie M & Sandeman H (2003a) *Geology Walker Lake and Arrowsmith River Area Nunavut*. Geological Survey of Canada, (1 : 100 000).
- Skulski T, Sandeman H, Sandborn-Barrie M, MacHattie T, Young M, Carson C, Berman R, Brown N, Rayner D, Pangapko D, Byrne D & Deyell C (2003b) Bedrock geology of the Ellice Hills map area and new constraints on the regional geology of the Committee Bay area, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current research 2003-C22: 11p..
- Sparks RSJ (1986) The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth and Planetary Science Letters* 78(2–3): 211-223.
- Spear FS (1995) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Washington.
- St-Onge MR, Scott DJ & Wodicka N (2002) Review of crustal architecture and evolution in the Ungava Peninsula-Baffin Island area: connection to the Lithoprobe ECSOOT transect. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39(5): 589-610.

- Taylor FC (1985) Precambrian geology of the Half Way Hills area, District of Keewatin. *Geological Survey of Canada* Memoir 415: 19p..
- Tella S (1994) Geology, Amer Lake (66H), Deep Rose Lake (66G), and parts of Pelly Lake (66F), District of Keewatin, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, (1:250 000).
- Tella S & Heywood WW (1983) Geology of the Amer Lake (NTS 66H) map-area, District of Keewatin, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*, Open File 942.
- Thomas MD (2012) Shallow crustal structure in the Meadowbank River–Tehek Lake area: insights from gravity and magnetic modelling. *Geological Survey of Canada* Open File 7308: 42 p..
- Thompson PH (2002) Toward a new metamorphic framework for gold exploration in the Timmins area, central Abitibi greenstone belt: . *Ontario Geological Survey* Open File Report 6101: 51 p..
- Thompson PH (2015) Applied metamorphic petrology at Amaruq. Internal report by Peter H. Thompson Geological Consulting Ltd.), 42 p..
- Thompson PH & Bardoux M (2015) Gold exploration in Archean metasedimentary rocks:
 Constraints and tools derived from applied metamorphic petrology. *MERN*, 2016
 Abstracts of oral presentations and posters, Québec Mines 2015. (Québec; DV 2015-06, page 21, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.
- Tomkins AG (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74(11): 3246-3259.
- Tòth Z, Lafrance B, Dubé B, McNicoll VJ, Mercier-Langevin P & Creaser RA (2015) Banded iron formation-hosted gold mineralization in the Geraldton area, northwestern Ontario: Structural setting, mineralogical characteristics, and geochronology, In: 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: 85-97.
- Tòth Z, Lafrance B, Dubé B, Mercier-Langevin P & McNicoll V (2013) Geological setting of banded iron formation-hosted gold mineralization in the Geraldton area, Northern Ontario: preliminary results. *Geological Survey of Canada* Open File 7370: 54p..
- van Breemen O, Harper CT, Berman RG & Wodicka N (2007) Crustal evolution and Neoarchean assembly of the central–southern Hearne domains: evidence from U– Pb geochronology and Sm–Nd isotopes of the Phelps Lake area, northeastern Saskatchewan. *Precambrian Research* 159(1): 33-59.
- van Breemen O, Peterson TD & Sandeman HA (2005) U-Pb zircon geochronology and Nd isotope geochemistry of Proterozoic granitoids in the western Churchill Province: intrusive age pattern and Archean source domains. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42(3): 339-377.

- Vielreicher R, Groves D, Ridley J & McNaughton N (1994) A replacement origin for the BIF-hosted gold deposit at Mt. Morgans, Yilgarn Block, WA. *Ore Geology Reviews* 9(4): 325-347.
- White JDL & Houghton BF (2006) Primary volcaniclastic rocks. *Geological Society of America* 34(8): 677-680.
- Winchester JA & Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Yardley BWY (1989) An introduction to metamorphic petrology. New York
- Zaleski E, Davis WJ & Sandeman HA (2001) Continental extension, mantle magmas & basement/ cover relationships. in *Fourth International Archaean symposium* Perth, Australia), 374-376.
- Zaleski E, Duke N, L'Heureux R & Wilkinson L (1999a) *Geology, Woodburn Lake group, Amarulik Lake to Tehek Lake, Kivalliq Region, Nunavut.* Geological Survey of Canada, Open File 3743(1:50 000).
- Zaleski E, Henderson JR, Corrigan D, Jenner GA, Kjarsgaard BA & Kerswill JA (1997)
 Preliminary results of mapping and structural interpretation from the Woodburn project, western Churchill province, Northwest Territories. . In Goff, S., Gochnauer, K. (eds.), 1996 Exploration Overview. Northwest Territories Geo-science Office:3.43–43.44.
- Zaleski E, L'Heureux R, Duke N, Wilkinson L & Kerswill JA (1999b) *Geology, Woodburn Lake group, Meadowbank River area, Kivalliq region, Nunavut.* . Geological Survey of Canada, Open File 3709, (1 : 50 000).
- Zaleski E & Pehrsson SJ (2005) *Geology, Half Way Hills and Whitehills Lake area, Nunavut.* Geological Survey of Canada, Map 2069A, (1:50 000).
- Zaleski E, Pehrsson SJ, Duke N, Davis WJ, L'Heureux R, Greiner E & Kerswill JA (2000) Quartzite sequences and their relationships, Woodburn Lake group, western Churchill Province, Nunavut. *Geological Survey of Canada* Current Research 2000-C7:12p..

Zaleski E, Pehrsson SJ & Kerswill JA (2003) Geology, Half Way Hills and Whitehills Lake

area, Nunavut. Geological Survey of Canada, Map 2070A, (1:50 000).