Université du Québec INRS - Géoressources

ÉTUDE STRUCTURALE ET MÉTALLOGÉNIQUE DE MINÉRALISATIONS FILONIENNES DE LA RÉGION DE LASARRE, QUÉBEC : <u>G</u>ÎTES AURIFÈRE DE DUREINE ET CUPRIFÈRE DE DUVAN

Par

Sébastien Maisonneuve B. Ing.

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Examinateur externe

Examinateur interne

Directeur de recherche

Sylvain Lacroix, Ph. D. Ministère des Ressources naturelles du Québec

Michel Malo, Ph. D. INRS - Géoressources

Alain Tremblay, Ph. D. INRS - Géoressources

(11 décembre 1998)

© droits réservés de Sébastien Maisonneuve, 1998



Tout le mouvement de la vie, c'est d'apprendre. Jiddu Krishnamurti

> Personne n'éduque autrui; personne ne s'éduque seul; les hommes s'éduquent ensemble par l'intermédiaire du monde. Pablo Freire



<u>Résumé</u>

Les indices minéralisés de la région à l'ouest de LaSarre sont essentiellement représentés par les gîtes aurifère de DuReine et cuprifère de Duvan. Ces gîtes, contrastant d'un point vue minéralogique, sont d'origine filonienne.

Le socle rocheux de la région de LaSarre est compris à l'intérieur de la Zone Volcanique Nord de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Il est composé principalement de roches volcaniques appartenant aux groupes de Stoughton-Roquemaure et de Mine Hunter, intrudées par des plutons felsiques syntectoniques et synvolcaniques. Le métamorphisme régional atteint le faciès de l'amphibolite et du schiste vert. Les principales structures affectant la région sont attribuées à la seconde phase de déformation (D₂), représentée par des couloirs en décrochement dextre, tels que la faille de Macamic et ses structures subsidiaires.

Le gîte de DuReine est constitué de veines de quartz aurifères recoupant le pluton tonalitique de DuReine. En plus du quartz, les veines contiennent des quantités faibles de sulfures (pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène), de muscovite-fuchsite, de carbonate, de chlorite, de tourmaline, d'albite, de rutile, de magnétite, de scheelite et d'or natif. La galène et l'or sont communément associés et remplissent les fractures tardives comprises dans les grains de pyrite. L'altération hydrothermale, reliée à la l'emplacement des veines, est caractérisée par une carbonatation, une séricitisation et une albitisation des roches hôtes, centrées sur le contact occidental entre le pluton de DuReine et les roches métavolcaniques du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Ce contact, dont l'orientation est variable, correspond à une structure faillée qui a probablement servi de voie de canalisation aux fluides hydrothermaux. Les diverses générations de veines forment un réseau ordonné et résultent d'un remplissage de fractures d'extension et de failles au cours d'une déformation incrémentale en décrochement dextre, reliée à des stades tardifs de la déformation régionale D₂. Le développement des veines en extension s'est produit sous des conditions de pression fluide élevée à proximité du contact occidental du pluton de DuReine, durant les stades précoces d'hydrothermalisme. Les veines en remplissage de failles sont restreintes à la partie centrale du pluton et se sont mises en place lors d'épisodes hydrothermaux subséquents à pression fluide moindre. Les contraintes

-v-

tectoniques au sein du pluton de DuReine ont évolué à partir d'une déformation en cisaillement dextre, vers des incréments tardifs en compression (failles inverses), résultant d'une inversion tectonique associée probablement à une exhumation de la croûte supérieure.

Le gîte de cuivre-zinc-argent de Duvan est constitué de lentilles minéralisées décimétriques à texture bréchique de sulfures et de magnétite. La minéralisation est comprise au sein d'une zone en décrochement dextre (faille de Duvan), tributaire de la faille de Macamic (déformation D_2). Elle recoupe la schistosité métamorphique des roches métavolcaniques encaissantes appartenant au Groupe de Mine Hunter et est interprétée comme étant d'origine filonienne, associée génétiquement à une activité magmatique felsique contemporaine des stades régressifs du plutonisme syntectonique. La minéralisation a évolué au cours de processus hydrothermaux rétrogrades, définis par la précipitation précoce d'un assemblage minéralogique à fort degré de sulfuration diagnostique du faciès schiste vert élevé (à amphibolite ?), et par la précipitation tardive de minéraux stables sous des conditions de température et de sulfuration moindres (faciès du schiste vert inférieur). L'assemblage paragénétique des filons minéralisés s'établit donc comme suit (par ordre de cristallisation) : quartz, amphibole, épidote, muscovite, apatite pyrite, pyrrhotite \rightarrow chalcopyrite \rightarrow sphalérite \rightarrow magnétite \rightarrow chlorite-stilpnomélane, carbonate, hématite.

D'après les relations de terrain, les filons des gîtes de DuReine et de Duvan sont syn- à post-métamorphiques et contemporains des stades tardifs de la déformation en décrochement dextre(D_2). La minéralisation de Duvan est concomittante avec les derniers stades du magmatisme felsique syntectonique de la région de LaSarre et est probablement plus vieille que la mise en place des veines aurifères de DuReine, lesquelles recoupent le pluton syn-orogénique de DuReine.

Remerciements

La réalisation de ce présent projet de maîtrise s'est effectuée en collaboration avec divers professeurs, chercheurs, étudiants et membres de compagnies minières. J'aimerais, tout d'abord, remercier Alain Tremblay, professeur à l'Institut national de recherche scientifique du Québec (INRS-Géoressources), qui a agi à titre de directeur de recherche au cours de cette étude. D'une grande disponibilité, il m'a encouragé et suivi tout au long du projet. À ses côtés, j'ai amélioré mon sens de l'observation et de la critique. Ses commentaires et ses corrections durant la rédaction de ce mémoire m'ont fait prendre conscience de la portée de maints aspects de la géologie. Je désire également souligner la contribution appréciable de Sylvain Lacroix, géologue résident au bureau régional de Rouyn-Noranda du ministère des Ressources naturelles du Québec, qui nous a fait part, de façon ouverte, de ses idées et de ses nombreuses connaissances géologiques de la région de LaSarre. Il a été particulièrement présent lors de notre campagne de levé géologique à l'été 1995. D'autres personnes ont également participé aux travaux de terrain; je remercie Rémy Jenkins de son aide assidue, Ghislain Tourigny et Francis Chartrand pour leurs commentaires et suggestions à la suite de visites de terrain.

Je tiens à remercier d'une façon particulière Kamel Ferkous, chercheur postdoctoral à l'INRS-Géoressources, qui m'a beaucoup apporté tant sur le plan professionnel que personnel. Les nombreux échanges d'idées et les discussions que nous avons eus ont été pour moi d'un grand intérêt et une source de motivation. Spécialiste des gisements aurifères en zones de déformation, il m'a beaucoup aidé lors de mes descriptions microscopiques et au cours de ma rédaction; il s'est avéré un pédagogue de première qualité. J'estime également l'aide que m'ont apportée Michel Jébrak (professeur à l'Université du Québec à Montréal) en ce qui concerne des méthodes de détermination des contraintes tectoniques, et Marc R. Laflèche (professeur à l'INRS-Géoressources) pour l'étude géochimique des terres rares liées à la minéralisation. Mes remerciements vont aussi à Benoît Dubé (chercheur à la Commission géologique du Canada) qui, en plus d'avoir regardé mes lames minces, a su partager avec moi ses expériences et ses connaissances des divers contextes géologiques de l'Abitibi. Par ailleurs, je remercie Guy Hébert et Jean Lacasse de AltaVista inc. de même que Gino Roger de Explorations Noranda Itée de m'avoir donné accès à des documents géologiques internes. De par l'appui et l'aide qu'ils m'ont accordés, j'exprime ma reconnaissance envers Michel Malo et Yvon Héroux (professeurs à l'INRS-Géoressources), de même que Greg Lynch (Commission géologique du Canada, CGC), Lise Michard (Centre géoscientique de Québec, CGQ), Réjean Hébert (professeur à l'Université Laval), Louise Corriveau (CGC), Yvon Houde (CGQ) et Marco Boutin (CGQ).

J'ai grandement apprécié la collaboration et l'esprit d'entraide des étudiants de l'INRS-Géoressources et de l'Université Laval; que ce soit pour un petit service rendu ou pour un soutien moral. Je remercie, entre autres, Patrice Carbonneau, Nathalie Fagnan, David Morin, Alain Carier, Sébastien Castonguay, Patrice Gosselin, Jorge Ortega et James Moorhead. Finalement, j'éprouve de la gratitude envers ma famille et mes amis de Rimouski, qui ont su m'encourager et me supporter tout au long de ce projet. Particulièrement, je remercie Frédéric Gagnon pour tout le temps qu'il a consacré à corriger l'orthographe de ce présent mémoire.

Table des matières

Résumé	••••		
Remerciemen	ts		
Liste des figur	res	• • • • • • • • • •	
Liste des table	eaux .		
Liste des plan	ches ph	otographi	ques
Introduction .	••••	· · · · · · · · ·	1
Chapitre 1. G	éologie	régionale	3
1.1	Lithos	tratigraph	ie
1.2	Roche	es plutonic	ues6
1.3	Métan	norphisme	et structure
1.4	Conte	xte métall	ogénique
Chapitre 2. G	îte de E	DuReine .	
2.1	Géolo	gie du sec	cteur environnant le pluton de DuReine
	2.1.1	Descript	ion de l'intrusion de DuReine
2.2	Descri	ption des	aires d'affleurement 17
	2.2.1	Décapag	ge # 9
		2.2.1.1	Textures et géométrie des veines
	2.2.2	Décapaç	ges # 3, 4, 6 et 7 23
		2.2.2.1	Textures et géométrie des veines
	2.2.3	Décapag	ge # 1
		2.2.3.1	Textures et géométrie des veines
	2.2.4	Décapag	ge # 8
		2.2.4.1	Textures et géométrie des veines
2.3	Analys	se structu	^r ale
	2.3.1	Mode de	fracturation de l'intrusion
		2.3.1.1	Théorie de la fracturation
		2.3.1.2	Comparaison des modèles théoriques avec la
			disposition des veines

	2.3.2	Mode de	e mise en place des veines
	2.3.3	Reconst	truction des paléocontraintes affectant le pluton
		de DuRe	eine
		2.3.2.1	Considérations théoriques : description des
			méthodes de reconstruction des paléocontraintes 40
		2.3.2.2	Détermination des tenseurs de contraintes (méthodes
			INVD, R4DT et R4DS) 44
		2.3.2.3	Interprétation des tenseurs obtenus 48
2.4	Descr	iption min	éralogique des veines 49
	2.4.1	Étude m	acroscopique
	2.4.2	Étude m	icroscopique
		2.4.2.1	Décapages # 9, 1 et 8 50
		2.4.2.2	Décapages # 3, 4, 6 et 7 54
2.5	Géoch	nimie du p	Pluton de DuReine
	2.5.1	Classific	cation du pluton de DuReine 57
	2.5.2	Altératio	n hydrothermale61
2.6	Synthe	èse des ir	nterprétations 64
	2.6.1	Modèle	génétique des gîtes filoniens d'or 65
	2.6.2	Discuss	ion : implications régionales
		2.6.2.1	Association tectonique avec la faille de Macamic 67
		2.6.2.2	Comparaison avec les gisements filoniens d'or
			associés à la zone tectonique de Larder Lake-
			Cadillac en Abitibi 69
Chapitre 3.	Gîte de I	Duvan	
3.1	Aires	d'affleurei	ment
	3.1.1	Décapa	ge # 1
		3.1.1.1	Lithologies hôtes
		3.1.1.2	Structures dominantes
	3.1.2	Décapa	ge # 2
		3.1.2.1	Lithologies hôtes 79
		3.1.2.2	Structures dominantes
	3.1.3	Décapa	ge # 3

	3.1.3.1 Lithologies hôtes
	3.1.3.2 Structures dominantes
3.2	Étude macroscopique et microscopique des zones minéralisées 87
	3.2.1 Décapage # 1
	3.2.2 Décapage # 2
	3.2.3 Décapage # 3 92
	3.2.4 Synthèse des descriptions
3.3	Géochimie des roches encaissantes
3.4	Discussion : modèles génétiques et implications métallogéniques
	régionales
	3.4.1 Synthèse des observations et interprétations : liens
	entre le métamorphisme, la déformation, le magmatisme
	et l'hydrothermalisme
	3.4.2 Modèles génétiques 103
	3.4.2.1 Gisement volcanogène déformé
	3.4.2.2 Gisement filonien de cuivre associé à un
	magmatisme felsique
	3.4.3 Implications métallogéniques régionales
Chapitre 4. D	iscussion et conclusion
- 4.1	Discussion : comparaison des contextes géologiques des gîtes
	de DuReine et de Duvan
4.2	Conclusion
Liste des réfé	rences
Liste des plan	ches photographiques
Appendice A.	Répertoire des fiches de gîte du MRNQ et typologie des indices
	minéralisés de la région à l'ouest de LaSarre
Appendice B.	Liste des travaux rapportés, gîte de DuReine

Appendice C.	Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton
	de DuReine
Appendice D.	Résultats d'analyses géochimiques des métavolcanites et des
	dykes d'aplite du gîte de DuReine 181
Appendice E.	Liste des travaux rapportés, gîte de Duvan
Appendice F.	Résultats d'analyses géochimiques des roches métavolcaniques
	encaissant la minéralisation du gîte de Duvan
Appendice G.	Résultats d'analyses géochimiques des dykes du gîte de
	Duvan
Appendice H.	Limite de détection des éléments analysés 193

-xiii-

Liste des figures

Figure 1.1.	Divisions de la sous-province de l'Abitibi
Figure 1.2.	Carte géologique de la région à l'ouest de LaSarre5
Figure 2.1.	Carte géologique du secteur environnant le pluton de DuReine 15
Figure 2.2.	Carte géologique détaillée du décapage # 9, gîte de DuReine 19
Figure 2.3.	Schéma récapitulatif des principales observations recueillies sur
	le décapage # 9, gîte de DuReine24
Figure 2.4.	Carte géologique détaillée des décapages # 3 et 4, gîte de DuReine . 26
Figure 2.5.	Foliation développée dans la tonalite en bordure des veines en
	remplissage de faille, décapages # 3, 4, 6 et 7, gîte de DuReine 27
Figure 2.6.	Carte géologique détaillée du décapage # 1, gîte de DuReine 28
Figure 2.7.	Blocs diagrammes schématisant les failles tardives inverses et
	inverses-dextres, qui recoupent les veines de quartz, décapages
	# 1 et 8, gîte de DuReine
Figure 2.8.	Carte géologique du décapage # 8, gîte de DuReine
Figure 2.9.	Fluctuation de la pression fluide induite par les processus de
	pompage sismique durant les relâchements épisodiques de fluides
	hydrothermaux
Figure 2.10.	Essais en compression réalisés dans un marbre pour des
	pressions de confinement (σ_n) croissantes
Figure 2.11.	Comparaison du réseau de fracturation théorique d'une zone de
	cisaillement dextre avec les diverses familles de veines du
	décapage # 3, gîte de DuReine
Figure 2.12.	Évolution de la déformation et de l'hydrothermalisme lors de la
	mise en place des veines sur les décapages # 1, 8 et 9, gîte
	de DuReine
Figure 2.13.	Définition de l'état de contraintes41
Figure 2.14.	Comparaison des critères de minimisation pour les méthodes
	R4DT-R4DS et INVD
Figure 2.15.	Détermination de trois tenseurs de contraintes par les méthodes
	R4DT et R4DS, gîte de DuReine47
Figure 2.16.	Paragenèse des minéraux constituant les veines, gîte de DuReine 53

	•	
•	X1	v-

Figure 2.17.	Classification des roches plutoniques du gîte de DuReine
Figure 2.18.	Index de Shand des roches plutoniques du gîte de DuReine 59
Figure 2.19.	Diagramme Nb vs Y et Rb vs Y + Nb pour les roches plutoniques
	du gîte de DuReine 60
Figure 2.20.	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des roches
	intrusives du pluton de DuReine
Figure 2.21.	Diagrammes d'iso-concentration pour les roches intrusives du gîte
	de DuReine
Figure 2.22.	Solubilité de l'or dans le complexe bi-sulfuré (Au(HS) ⁻ ₂) en relation
	avec le pH et le log fO ₂ 66
Figure 2.23.	Interprétation structurale du contact ouest entre le pluton de DuReine
	et les roches métavolcaniques du Groupe de Stoughton-
	Roquemaure
Figure 3.1.	Carte géologique détaillée de la partie sud du décapage # 1, gîte de
	Duvan
Figure 3.2.	Carte géologique détaillée de la partie nord du décapage # 1, gîte de
	Duvan
Figure 3.3.	Carte géologique détaillée du décapage # 2, gîte de Duvan
Figure 3.4.	Carte géologique détaillée du décapage # 3, gîte de Duvan
Figure 3.5.	Paragenèse des lentilles minéralisées, gîte de Duvan
Figure 3.6.	Classification des dykes du gîte de Duvan
Figure 3.7.	Classification des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation
	du gîte de Duvan
Figure 3.8.	Détermination de l'affinité géochimique des roches encaissantes,
	gîte de Duvan
Figure 3.9.	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des
	roches métavolcaniques encaissantes, gîte de Duvan
Figure 3.10.	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites de la
	minéralisation des gîtes de Duvan et de Hunter
Figure 3.11.	Modèle interprétatif du gîte de Duvan
Figure 4.1.	Relations temporelles des minéralisations de DuReine et de Duvan
	avec le métamorphisme, le plutonisme et la déformation de la
	région de LaSarre

-xiv-

Liste des tableaux

Tableau 1.	Résultats des méthodes INVD, R4DT et R4DS pour la détermination
	des contraintes tectoniques au sein du pluton de DuReine 46
Tableau 2.	Teneurs en métaux de base et en or des échantillons minéralisés
	provenant des différents décapages du gîte de DuReine
Tableau 3.	Teneurs en métaux de base et en or des échantillons minéralisés
	des différents décapages du gîte de Duvan
Tableau 4.	Comparaison des contextes lithologiques et structuraux des trois
	décapages du gîte de Duvan 102

-xv-

-xvi-

Liste des planches photographiques

Planche 1 : veines d'extension du décapage # 9, gîte de DuReine 136
Planche 2 : veines rubanées des décapages # 3 et 6, gîte de DuReine 138
Planche 3 : veines d'extension et en remplissage de faille du décapage # 3,
gîte de DuReine 140
Planche 4 : minéralogie au microscope des veines d'extension du décapage # 8,
gîte de DuReine 142
Planche 5 : relations microscopiques entre la pyrite, la galène et l'or, veine en
remplissage de faille du décapage # 4, gîte de DuReine
Planche 6 : structures cohérentes avec un décrochement dextre dans le métatuf
et le dyke felsique, décapages # 1a et 2, gîte de Duvan
Planche 7 : lentilles minéralisées du décapage # 2, gîte de Duvan 148
Planche 8 : schiste à chlorite de la zone de cisaillement principal, décapage # 3,
gîte de Duvan
Planche 9 : zones de cisaillement sur le décapage # 3, gîte de Duvan 152
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a,
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles 162
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles 162 Planche 15 : relations microscopiques de minéraux associés aux lentilles 162
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles 162 Planche 15 : relations microscopiques de minéraux associés aux lentilles 164
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles 162 Planche 15 : relations microscopiques de minéraux associés aux lentilles 162 Planche 16 : relations microscopiques entre la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite 164
Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan 154 Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b, gîte de Duvan 156 Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 158 Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b, gîte de Duvan 160 Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant les lentilles 162 Planche 15 : relations microscopiques de minéraux associés aux lentilles 164 Planche 16 : relations microscopiques entre la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite 164

Introduction

Au cours des années 1991 à 1994, le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) entreprend une révision géologique du secteur à l'ouest de LaSarre (Lacroix, 1995). C'est dans le cadre de ce projet qu'une entente entre le MRNQ et le Centre géoressources de l'Institut national de la recherche scientifique (INRS - Géoressources) intervient, afin de mettre sur pied cette maîtrise. Essentiellement, elle a pour but premier de décrire les caractéristiques structurales et métallogéniques des gîtes aurifère de DuReine et cuprifère de Duvan, situés à moins de 40 km à l'ouest de LaSarre en Abitibi.

Les travaux de terrain, inhérents à cette étude de maîtrise, se sont déroulés durant l'été 1995 et ont consisté à ré-interpréter les indices minéralisés répertoriés dans les fiches de gîte du MRNQ. Parmi tous les indices visités, ceux de DuReine et de Duvan constituent, à ce jour, les deux indices d'importance de la région, comme le démontre l'intérêt qu'ils ont suscité auprès des compagnies d'exploration minière. En effet, depuis le début du siècle, ces deux gîtes ont fait l'objet d'un grand nombre de travaux de prospection, de décapage, d'échantillonnage, de géophysique et de forage. Étant donné le potentiel économique de ces gîtes et l'accessibilité à de nombreuses aires d'affleurement de qualité, ce projet de maîtrise s'est donc concentré sur la caractérisation détaillée des gîtes de DuReine et de Duvan.

Le gîte de DuReine est représenté par des veines de quartz aurifères recoupant un pluton felsique, alors que le gîte de Duvan est caractérisé par des lentilles de sulfures et de magnétite riches en cuivre, zinc et argent comprises au sein d'une zone de déformation. Les minéralisations des deux gîtes sont donc de nature contrastante et à contrôles structuraux. Les travaux de Lacroix (1995) ont démontré que la tectonique régionale, à laquelle les gîtes de DuReine et de Duvan sont à priori associés, résultent essentiellement de failles décrochantes dextres. L'une des problématiques de cette étude est de vérifier si les structural régional. Une autre problématique abordée est d'intégrer les épisodes de minéralisations des gîtes de DuReine et de Duvan dans le cadre de l'évolution plutonique, métamorphique et structurale de la région, telle que définie par Lacroix (1995).

Pour ce faire, nous avons, en ce qui a trait aux deux gîtes, décrit les contextes structuraux et proposé des modèles métallogéniques.

Ce mémoire se divise en quatre chapitres. Le chapitre 1 met en évidence le contexte géologique régional du secteur à l'étude. Les chapitres 2 et 3 présentent respectivement une description des gîtes de DuReine et de Duvan. Finalement, le chapitre 4 consiste à synthétiser et à intégrer, dans le cadre d'un modèle interprétatif global, les épisodes de plutonisme, de métamorphisme et de déformation de la région à l'ouest de LaSarre, en relation avec les minéralisations de DuReine et de Duvan.

Chapitre 1

Géologie régionale

Le socle rocheux de la région de LaSarre appartient à la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA), également dénommée sous-province de l'Abitibi, qui correspond à une séquence de roches volcaniques et sédimentaires archéennes de la Province du Supérieur. Selon Dimroth et al. (1983a), les séquences lithologiques du secteur de LaSarre appartiennent principalement à la Zone Externe, tandis que Ludden, Hubert et Gariépy (1986) incluent ces roches à l'intérieur de la Zone Volcanique Sud. Chown et al. (1992), qui ont divisé la CRVA en deux parties : la Zone Volcanique Sud et la Zone Volcanique Nord, incorporent les roches de la région de LaSarre à l'intérieur du segment monocyclique volcanique de la Zone Volcanique Nord (fig. 1.1).



Figure 1.1. Divisions de la sous-province de l'Abitibi. Abréviations des plutons : Ab, Abitibi; Be, Bernetz; Br, Brouillan; Cb, Chibougamau; Co, Colombourg; Fa, Father; Fv, Flavrien; Fr, Franquet; He, Hébert; La, Lacorne; Lp, Lapparent; Ma, Marest; Mi, Mistaouac; Mu, Muscocho; Ol, Olga; Op, Opemisca; Su, Surprise; Ta, Tachereau; Wa, Waswanipi (modifiée de Chown et al., 1992).

Du nord vers le sud, Lacroix (1995) a identifié quatre principaux assemblages lithologiques : les roches volcaniques du domaine de Normétal et les groupes de Chicobi, de Mine Hunter et de Stoughton-Roquemaure (fig. 1.2). À l'ouest de LaSarre, les roches des groupes de Mine Hunter et de Stoughton-Roquemaure sont recoupées par des intrusions felsiques. L'ensemble de la région est sillonné par des dykes de diabase d'âge Protérozoïque.

1.1 <u>Lithostratigraphie</u>

Le domaine de Normétal (Lacroix, 1995) et le Groupe de Chicobi (Hocq, 1990) affleurent dans la partie nord-est de la région, au nord de la faille Macamic (fig. 1.2). Lacroix (1995) subdivise le domaine de Normétal en deux unités informelles : les basaltes (au sud) et les basaltes-rhyolites (au nord). Les rhyolites sont datées (U-Pb sur zircon) à 2727 +2.6/-2.1 Ma (Mortensen, 1993) et à 2722 \pm 3 Ma (Zhang et al., 1993). Les volcanites du domaine de Normétal reposent en contact chevauchant sur le Groupe de Chicobi, le long de la faille de Nord-Chicobi. Le Groupe de Chicobi, constitué d'une alternance de grès, de siltstone et d'argilite, est limité au sud-est par la faille de Macamic (fig. 1.2).

Le Groupe de Mine Hunter (Dimroth et Rocheleau, 1979; Gagnon, 1981a; Gagnon, 1981b; Verpaelst et Hocq, 1991) est principalement composé de rhyolites, d'andésites massives ou porphyriques, de basaltes massifs ou coussinés et, d'une faible proportion, de tufs de composition felsique à intermédiaire et de formations de fer interstratifiées avec les rhyolites. Mortensen (1993) a daté des zircons appartenant au Groupe de Mine Hunter et a obtenu un âge U-Pb de 2729,6 \pm 1,4 Ma. Selon Bonneau (1992), le Groupe de Mine Hunter constitue une série calco-alcaline représentant les vestiges d'un volcanisme d'arc. La minéralisation du gîte de Duvan est encaissée au sein de ce groupe.

Sur la figure 1.2, le Groupe de Stoughton-Roquemaure (Jensen, 1978) affleure dans le secteur du pluton de LaReine. Il est essentiellement constitué de basaltes et de komatiites dont l'âge minimal est estimé à 2714 ± 2 Ma (U-Pb sur zircon) par Corfu et al. (1989). Ces roches affleurent autour du pluton de DuReine, qui encaisse la minéralisation du gîte de DuReine. Localement, des niveaux de jaspe rouge et de chert ferrugineux sont également présents à l'intérieur du Groupe de Stoughton-Roquemaure.

4



Figure 1.2 : Carte géologique de la région à l'ouest de LaSarre et localisation des gîtes de Duvan et de DuReine. Modifiée de Lacroix (1995).

Stratigraphiquement, Dimroth et al. (1982) situent le Groupe de Mine Hunter sous le Groupe de Stoughton-Roquemaure, alors que Hocq (1990) croit plutôt que ces deux unités sont en contact tectonique.

1.2 Roches plutoniques

Les roches intrusives constituent une importante portion du socle rocheux de la région de LaSarre (Lacroix, 1995). Dans le secteur étudié, les plutons affleurent essentiellement au sud de la faille de Macamic (fig. 1.2). Les plutons du Lac Abitibi, de LaReine, de DuReine, de Colombourg, de Palmarolle et de Dupuy représentent des masses intrusives syn-orogéniques (Lacroix, 1995) et recoupent les roches volcaniques des groupes de Mine Hunter et de Stoughton-Roquemaure. Par ailleurs, au même titre que le pluton de Poularies situé au sud-est de LaSarre, le pluton de la Rivière Calamité est relié au volcanisme du Groupe de Mine Hunter et est considéré comme synvolcanique (Lacroix, 1995). À l'extrémité nord-ouest du pluton de la Rivière Calamité, un pluton sans appellation formelle appartient probablement à la famille des plutons syn-orogéniques (fig. 1.2).

Les plutons du Lac Abitibi et de LaReine sont principalement constitués de tonalite leucocrate à biotite et de granodiorite (Lacroix, 1995). Le faciès granodioritique affleure dans les parties est de ces deux plutons. Le faciès tonalitique des plutons du Lac Abitibi et de LaReine est daté à 2696 \pm 2 Ma (U/Pb sur zircon, W. Davis, communication personnelle dans Lacroix, 1995) et à 2694,8 \pm 1,7 Ma (U/Pb sur zircon, Mortensen, 1993), respectivement. La datation U-Pb de zircons provenant d'une granodiorite à biotitehornblende du pluton du Lac Abitibi a donné un âge de 2689,8 \pm 1,2/-1,1 Ma (Mortensen, 1993). Le pluton de la Rivière Calamité est de composition dioritique, alors que les plutons de Palmarolle, Dupuy et de DuReine se composent principalement de granodiorite à biotitehornblende (Lacroix, 1995).

Les pressions de cristallisation magmatique des plutons du Lac Abitibi et de Palmarolle, calculées à l'aide du contenu en aluminium de la hornblende, varient de 1,8 à 3,5 kbar (Lacroix, Sawyer et Chown, 1998), suggérant une mise en place à une profondeur de 5-10 km. Les plutons syntectoniques de même que le pluton synvolcanique de Poularies sont d'affinité calco-alcaline (Lacroix, 1995). Les plutons de LaReine, de Palmarolle et du Lac Abitibi sont caractérisés par un appauvrissement marqué en Yb et par des teneurs élevées en Al_2O_3 , ce qui leur confère une affinité avec les trondhjémites continentales (Lacroix, 1995). De plus, ces plutons montrent des concentrations élevées en K_2O , Sr, Ba et Rb, alors que la proportion de certains éléments, tels que Yb et Ta, est faible. Selon la classification de Feng et Kerrich (1992a), les plutons de LaReine, de Palmarolle et du Lac Abitibi appartiennent à la série des tonalites-granodiorites-granites-monzonites quartzifères (TGGM). Ils sont interprétés comme le résultat de la fusion partielle de roches basaltiques sous des conditions métamorphiques de l'amphibolite ou de l'éclogite, dans le cadre d'un contexte de subduction.

Se basant sur différentes datations isotopiques disponibles des plutons synorogéniques de la région de LaSarre, Lacroix (1995) propose que la phase granodioritique de ces intrusions est légèrement plus jeune que la phase tonalitique. De plus, ce dernier suggère que le magmatisme syn-orogénique a duré environ 6 Ma, soit de 2697-2695 Ma à environ 2690 Ma (Lacroix, 1995).

1.3 <u>Métamorphisme et structure</u>

Les roches de la région étudiée sont intensément métamorphisées et déformées, contrastant fortement avec les autres secteurs de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CRVA). Le métamorphisme régional atteint le faciès de l'amphibolite (Lacroix, 1995), alors que la CRVA est généralement caractérisée par des assemblages métamorphiques du faciès du schiste vert. Le métamorphisme amphibolitique régional, fréquemment rétrogradé au faciès du schiste vert, est considéré comme contemporain d'une phase de déformation D_2 (définie ci-bas) et de la mise en place des plutons syn-orogéniques (Lacroix, 1995). Les pressions et les températures enregistrées dans des amphiboles métamorphiques de la région varient respectivement de 2,0 à 3,3 kbar et de 540 à 672 °C (Lacroix, Sawyer et Chown, 1998).

Les structures associées à la phase de déformation D_1 sont observées dans les roches affleurant au nord-est de la faille Macamic (fig. 1.2). La schistosité S_1 , orientée NO-SE avec un pendage d'environ 60° vers le NE, est particulièrement bien développée dans les basaltes de Normétal. À quelques kilomètres au sud du pluton de LaReine, l'anticlinal

7

du Lac Abitibi qui déforme les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure est également attribué à la phase D_1 (Lacroix, 1995). Selon Lacroix et Sawyer (1995), les structures D_1 , caractéristiques de toute la partie nord-ouest de la CRVA, résultent d'un épisode précoce de failles de chevauchement à vergence vers le sud et le sud-ouest.

Au sud de la faille de Macamic, les structures D₁ sont fortement transposées et souvent oblitérées par une phase de déformation subséquente (D_2) . La phase D_2 est caractérisée par la présence de zones de cisaillement ductile à ductile-fragile orientées approximativement NNO-SSE, qui sont principalement représentées par la faille de Macamic et ses structures associées (fig. 1.2). La faille de Macamic est une importante zone de cisaillement dextre (Lacroix et Sawyer, 1995; Labbé, Daigneault et Cousineau, 1992; Labbé, 1994) développée au contact entre le Groupe de Mine Hunter, au sud-ouest, et le Groupe de Chicobi, au nord-est. Les failles de Dupuy, Duvan, Petit Duvan, Rivière Duparquet et Palmarolle sont subparallèles et contemporaines de la faille de Macamic (Lacroix, 1995). Toutes ces zones de cisaillement sont caractérisées par une foliation subverticale orientée NNO-SSE et porteuses de linéations minérales et d'allongement plongeant faiblement vers le NNO. Les failles de Duvan et de Petit Duvan constituent les structures hôtes des minéralisations des gîtes de Duvan et de DuReine, respectivement. Un autre système de failles orientées ENE-OSO avec un pendage faible à modéré vers le NO, telles que les failles du Lac Abitibi, de LaReine, de Nepawa et de LeMoine, est contemporain des failles NO-SE et résultent d'une structuration complexe associée à des mouvements normaux et inverses (Lacroix, 1995).

Dans la région de LaSarre, l'évolution métamorphique des roches supracrustales au cours de la phase D_2 est synchrone de la mise en place et du refroidissement des plutons syn-orogéniques (Lacroix, 1995). En de nombreuses endroits, cette interprétation est corroborée par le parallélisme et le passage graduel entre des foliations et linéations magmatiques vers des foliations formées à l'état solide dans les secteurs environnants les plutons syn-orogéniques. De plus, les zones de cisaillement D_2 et les différentes générations d'injections plutoniques présentent des relations de recoupement réciproque. L'activité plutonique a donc eu une influence thermique majeure au cours de l'évolution structurale des roches encaissantes.

8

Selon Chown et al. (1992), la Zone Volcanique Nord de la CRVA a enregistré six phases de déformation régionale (D_1 à D_6) s'étalant sur une durée de 25 Ma, qui s'inscrivent à l'intérieur de l'évolution d'arcs volcaniques en régime de convergence oblique lors de l'orogénie Kénoréenne. Le premier incrément de déformation (D_1) s'est produit lors de l'amorce d'une compression régionale nord-sud ou à la suite d'hétérogénéités structurales locales causées, par exemple, par la subsidence des roches autour de plutons synvolcaniques (Dimroth et al., 1983a). Il est responsable de plis précoces qui n'ont pas développé de schistosité parallèlement à leur plan axial.

La deuxième phase de déformation (D_2) , résultant de la compression nord-sud, est responsable des plis isoclinaux E-O (P_2) associés à une schistosité régionale (S_2) orientée E-O avec un pendage subvertical et des linéations d'allongement dans le sens du pendage. Cet épisode de déformation qui a généré les plis P_2 , tels que l'anticlinal du Lac Abitibi, correspond à la déformation D₁ définie par Lacroix (1995) dans la région de la LaSarre. La phase D_3 est caractérisée par le développement d'importantes failles orientées E-O avec un pendage subvertical, telles que les failles de Larder Lake-Cadillac et de Porcupine-Destor. Ces failles ductiles ont une largeur de 1 à 4 km et s'étendent sur environ 300 km. Elles sont porteuses de linéations d'allongement dans le sens du pendage, témoignant d'un mouvement inverse (Daigneault et Archambault, 1990; Daigneault, St-Julien et Allard, 1990). La quatrième phase de déformation (D_4) a permis localement le développement de plis P_4 qui sont associés à un clivage de crénulation d'orientation nord-est.

Les zones de failles attribuées à la phase D_5 présentent une fabrique mylonitique verticale avec des linéations d'allongement sub-horizontales. Ces couloirs de déformation, d'une largeur de 1 à 5 km, constituent des failles de décrochement dextre orientées NO-SE. Les failles de Cameron et de Macamic représentent des exemples de cette génération de failles. Cette phase D_5 correspond à la phase D_2 définie par Lacroix (1995) dans la région de LaSarre. Finalement, la phase D_6 (Chown et al., 1992) est caractérisée par le développement de failles de décrochement senestre orientées NE-SO, telles que celles de Gwilling et de Lamarck. Les structures du secteur de LaSarre représentent donc les vestiges des déformations D_2 et D_5 définies par Chown et al. (1992) pour l'ensemble de la Zone Volcanique Nord.

1.4 <u>Contexte métallogénique</u>

En périphérie du secteur étudié, quelques gîtes ont fait l'objet d'une exploitation minière. Le principal gisement métallifère mis en valeur jusqu'à maintenant est la mine de Normétal, qui est située à 32 km au nord-ouest de LaSarre. L'exploitation de ce gisement volcanogène de sulfures massifs s'est déroulée de 1937 à 1974 (Valiquette, Mellinger et Gagnon, 1980) et a permis d'extraire 10,1 Mt de minerai à 0,79 % Cu, 5,3 % Zn, 0,8 g/t d'Au et 65 g/t d'Ag (Chartrand et Cattalani, 1990). La minéralisation, encaissée à l'intérieur de roches pyroclastiques felsiques, est comprise le long d'une zone cisaillée et chloritisée de direction nord-ouest (Gilman, 1977).

Par ailleurs, le gîte de mine Hunter localisé à 27 km au sud de LaSarre a produit, vers la fin des années 1950, 117 000 t de minerai à 0,99 % Cu, donnant approximativement 1000 t de cuivre et 786 kg d'argent (Fiche de gîtes du MRNQ, site 24). Les réserves prouvées atteignent 127 000 t de minerai à 1,06 % Cu. La minéralisation, qui est constituée de chalcopyrite, argent, pyrite et or, se présente sous la forme de veines (stockwerk) orientées N090°/80°S, qui recoupent des roches volcaniques felsiques. L'altération des roches hôtes au voisinage de la minéralisation est caractérisée par une silicification, une épidotisation et une chloritisation. L'interprétation retenue à ce jour concernant l'origine de la minéralisation de la mine Hunter consiste à une cheminée d'altération minéralisée issue d'un gisement volcanogène de sulfures massifs (Fiche de gîtes du MRNQ, site 24).

Finalement, le gîte de Lyndhurst, situé à 15 km à l'est de la mine Hunter, a été également exploité et a produit jusqu'à présent 141 420 t de minerai à 1,93 % Cu et 12,72 g/t d'Ag (Bonneau, 1992). La minéralisation est caractérisée par des veines de sulfures et de quartz recoupant des unités rhyolitiques et par des sulfures disséminés. Ce gîte est interprété par Bonneau (1992) comme étant un gisement volcanogène de sulfures massifs, déformé et remanié à l'intérieur du couloir de déformation de Lyndhurst.

Dans le secteur étudié, il existe plus d'une dizaine d'indices minéralisés répertoriés dans les fiches de gîtes du MRNQ (appendice A). Ces sites minéralisés sont regroupés sous trois types de minéralisations distinctes : 1) lentilles de sulfures polymétalliques encaissées dans des zones de cisaillement; 2) veines de quartz aurifères recoupant des plutons felsiques; et 3) minéralisations nickélifères de type magmatique associées à des roches ultramafiques. La grande majorité des indices minéralisés de la région étudiée correspondent aux deux premiers types de minéralisation, et sont typiquement représentés par les gîtes de Duvan (type 1) et de DuReine (type 2).

Se basant sur la similitude lithologique des roches hôtes, Lacroix (1995) a proposé que l'horizon minéralisé du gîte de Duvan représente un équivalent stratigraphique des niveaux minéralisés de la mine Hunter. D'autre part, les minéralisations filoniennes aurifères sont spatialement associées à certains plutons syn-orogéniques, tels que ceux du Lac Abitibi, de LaReine et de DuReine. Ce dernier a fourni des teneurs économiques en Au (Long, 1991). Outre les gîtes de DuReine et de Duvan, les indices de LaReine (32D/14-039) et de Route 45-Sud (32D/14-028) représentent un intérêt économique significatif à cause de leur similitude et de leur proximité avec les deux principaux gîtes de la région étudiée (appendice A). Les chapitres 2 et 3 présentent l'ensemble de nos descriptions géologiques ainsi que de nos interprétations concernant les gîtes de DuReine et de Duvan.

Chapitre 2

Gîte de DuReine

Le gîte de DuReine est situé à environ 17 km à l'ouest de LaSarre dans le canton de LaReine (fig. 1.2). Il est constitué de filons de quartz aurifères recoupant le pluton de DuReine. La découverte de cet indice s'est produite en 1923. En 1927 et 1934, deux puits d'exploration atteignant respectivement 39 m et 46 m sont creusés dans la partie septentrionale et méridionale du pluton de DuReine (fig. 2.1). En 1933, un échantillon en tas de 1,54 t prélevé en surface a révélé des teneurs de 40,8 g/t Au, 82,8 g/t Ag, 0,22 % W, 0,22 % Pb, 0,23 % Cu et 0,05 % Zn (Cloutier, 1995). Depuis, de nombreuses compagnies d'exploration minière, dont entre autres Manley Gold Mines Ltd, Du Reine Gold Mines Ltd, Noranda Exploration Ltée et Newmont Exploration of Canada Ltd, ont réalisé des levés géophysiques, des décapages, des forages ainsi que des levés de cartographie et d'échantillonnage sur le site du gîte de DuReine. En 1989 et 1990, la compagnie, Minorca Ressources Ltd, a effectué une cartographie détaillée et un échantillonnage par rainures des zones minéralisées sur les 13 sites décapés (Long, 1991).

En 1995, la compagnie minière Mines AltaVista inc. a acquis les droits miniers du gîte; elle possède un total de 76 titres miniers répartis sur une bande orientée nord-sud de 11,2 km de longueur. Jusqu'à présent, la compagnie a effectué guelgues décapages, des levés géophysiques (magnétisme et électromagnétisme) ainsi qu'une centaine de forages totalisant plus de 20 000 m. Les meilleures intersections de forages ont été rencontrées à l'intérieur des zones 8 et 10 et ont donné, respectivement, des valeurs en or de 14,85 g/t sur 5,82 m et de 8,95 g/t sur 8,14 m (Communiqué de presse, AltaVista inc., 24 avril 1997). Les zones 8 et 10, caractérisées par une altération en silice et en carbonate, s'étendent longitudinalement sur des distances atteignant jusqu'à 500 m et 400 m respectivement, alors que leurs extensions latérales et en profondeur demeurent inconnues ou imprécises. Un premier calcul de ressources, réalisé en considérant des structures aurifères supérieures à 2 m de largueur et une teneur de coupure de 1,4 g/t d'or, a permis d'établir des réserves minières de 1,615 Mt à une teneur moyenne de 3,18 g/t d'or (Communiqué de presse, Mines AltaVista inc., 9 septembre 1997). Il est à noter qu'une partie du dépôt pourrait faire l'objet d'une exploitation à ciel ouvert dans le cas d'une éventuelle mise en production du site. Finalement, les Mines AltaVista inc. ont entrepris dès l'automne 1997 une étude de faisabilité et ont procédé à une nouvelle campagne de forages (5 000 m de

forages prévus) au cours de l'hiver 1998, visant à définir les ressources exploitables à ciel ouvert et à caractériser les ressources en terme de réserves prouvées et probables (Communiqué de presse, Mines AltaVista inc., 17 décembre 1997).

Ce chapitre présente tout d'abord le contexte géologique du gîte de DuReine. Ensuite, les décapages # 9, 3-4-6-7, 1 et 8 sont décrits en insistant principalement sur les caractéristiques des veines de quartz (géométrie, composition et texture). À partir de ces observations, un modèle structural liant la mise en place des veines et l'évolution de la déformation est élaboré. Des méthodes mathématiques de détermination des contraintes sont utilisées afin de valider et de préciser ce modèle. Par la suite, nous décrivons la paragenèse des veines en focalisant nos observations sur l'assemblage minéralogique associé à l'or. Ensuite, la géochimie du pluton de DuReine est étudiée en relation avec l'altération hydrothermale. En terminant, nous discutons du cadre tectonique régional à l'intérieur duquel la minéralisation de DuReine s'est mise en place, et nous comparons les caractéristiques du gîte de DuReine avec celles des gisements d'or filoniens reliés à la zone tectonique de Larder Lake-Cadillac.

2.1 <u>Géologie du secteur environnant le pluton de DuReine</u>

La carte géologique de la figure 2.1 présente un sommaire des informations recueillies du rapport géologique réalisé par les Mines AltaVista inc. (Hubert et Belkabir, 1995), de la révision structurale et lithologique effectuée par Lacroix (1995) et de la carte de compilation géoscientifique au 1 : 10 000 du MRNQ (32D/14-0101). De plus, les cartes du champ magnétique total financées par la compagnie Mines AltaVista inc. (espacement des lignes du levé : 100 m) et par le MRNQ (espacement des lignes du levé : 200 m) ont permis de délimiter certains contacts lithologiques.

Les roches affleurant autour du pluton de DuReine appartiennent au Groupe de Stoughton-Roquemaure (fig. 1.2). Elles sont composées de basalte amphibolitisé, de roches ultramafiques à gabbroïques (péridotite, komatiite et gabbro) et de roches volcaniques pyroclastiques (fig. 2.1). Ces dernières sont caractérisées par un magnétisme élevé comparativement aux roches basaltiques, pyroclastiques et intrusives felsiques, ce



Figure 2.1. Carte géologique du secteur environnant le pluton de DuReine. Modifiée de Hubert et Belkabir (1995) et de la carte de compilation géoscientique du MRNQ (échelle 1 : 10 000).

15

qui a permis d'extrapoler leur superficie grâce à la consultation des cartes géophysiques de magnétométrie.

Dans le secteur du gîte de DuReine, plusieurs évidences géologiques suggèrent que les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure sont plissées. Premièrement, la direction de la schistosité des métabasaltes et des roches ultramafiques varie de N-S à l'ouest, à E-O et NE-SO vers l'est (fig. 2.1). Deuxièment, les roches ultramafiques et gabbroïques montrent une courbure au centre de la figure 2.1. Finalement, un levé géophysique de polarisation provoquée, effectué par Mines AltaVista inc., indique que les conducteurs électromagnétiques changent d'orientation et définissent une forme en "U" caractérisée par une ouverture au nord (fig. 2.1). Ces variations structurales sont complexes, suggérant la présence de plis de 2^e phase ou de perturbations structurales associées à la mise en place des plutons.

2.1.1 Description de l'intrusion de DuReine

Le pluton de DuReine représente possiblement une apophyse du pluton de LaReine qui est situé à moins d'un kilomètre plus au sud (Tremblay, Maisonneuve et Lacroix, 1996). Il a une forme allongée selon une direction approximativement nord-sud (fig. 2.1) et couvre, d'après les travaux de AltaVista inc., une superficie minimale de 1 km par 400 m. L'orientation du contact ouest, entre le pluton et les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure, est irrégulier; il varie de NO-SE à NE-SO (fig. 2.1). Ce contact est incliné approximativement à 45° vers l'est. Le pluton de DuReine est une intrusion felsique finement grenue caractérisée par une surface d'altération et une cassure blanchâtres. Quoiqu'il présente généralement une texture massive, un litage magmatique a été observé en quelques endroits. L'intrusion est composée de plagioclase (50-60 %), de quartz (25-35 %), de muscovite (5-15 %), de biotite (< 5 %), de chlorite (< 5 %) et de pyrite (traces). Nous avons également observé au microscope de l'orthose perthitique (< 10 %). Selon la classification de Streckeisen (1976), l'intrusion varie d'une tonalite à une trondhjémite. En lames minces, les grains de plagioclase et de quartz, d'une granulométrie inférieure à 2 mm, sont peu fracturés. La forme des grains de quartz varie de xénomorphe à automorphe, alors que celle des plagioclases est généralement automorphe. Dans certains secteurs, particulièrement à proximité du contact ouest avec les métavolcanites, le pluton

est altéré en carbonate et séricite ou en albite. Les roches affectées par une carbonatation et une séricitisation montrent une patine brunâtre et sont composées de feldspath séricitisé (45-50 %), quartz (35-45 %), carbonate (10-15 %), muscovite (< 1 %) et pyrite disséminée (traces). Les grains de quartz sont généralement inférieurs à 0,25 mm de diamètre et sont caractérisés par une extinction faiblement ondulante. La texture primaire des feldspaths est totalement oblitérée par l'altération en séricite (damouritisation). En ce qui a trait aux secteurs albitisés, l'intrusion de DuReine est caractérisée par une surface altérée blanche et est constituée en grandes parties de plagioclase. Ces zones d'altération secondaire sont aussi caractérisées par une foliation peu pénétrative, définie par l'alignement de paillettes de muscovite et de minéraux opaques dans l'intrusion de DuReine. L'altération et le développement de fabriques planaires sont associés et contemporains de la mise en place des veines de quartz aurifères, tel que suggéré par les relations de recoupement mutuel entre les veines et la foliation dans l'intrusion.

Localement, quelques dykes d'aplite, d'épaisseur centimétrique et de patine blanche, affleurent au sein du pluton de DuReine. Ces dykes d'attitude variable sont systématiquement recoupés par les veines de quartz, indiquant que ceux-ci n'ont eu aucune influence sur l'emplacement des veines.

2.2 Description des aires d'affleurement

De nombreuses surfaces d'affleurements sont présentes au sein du pluton de DuReine. Elles proviennent majoritairement des travaux de décapage réalisés par Minorca Ressources Ltd en 1989. Les cartes géologiques des décapages, qui sont présentées dans cette section, sont modifiées du rapport de Long (1991). La figure 2.1 montre la localisation des décapages à l'intérieur du pluton de DuReine. Lors de nos travaux de terrain de 1995, certains de ces décapages étaient complètement ou partiellement inondés. Nous avons donc concentré nos observations de terrain sur les décapages # 9, 3-4-6-7, 1 et 8. Pour chacun de ces sites, une attention particulière a été allouée à la description de la composition minéralogique, des textures internes et de la géométrie des veines de quartz. Les variations minéralogiques et texturales du pluton ont également été considérées. Sur la base des textures intrinsèques des veines ainsi que sur leurs modes de mise en place, Robert, Poulsen et Dubé (1994) distinguent trois principales catégories de veines: 1) veine en remplissage de faille ("fault-fill vein"); 2) veine d'extension ("extensional vein"); et 3) stockwerk ("stockwork"). Les veines en remplissage de faille se mettent en place au cours d'épisodes de déformation attribués à un régime variant de ductile à fragile. Elles sont caractérisées par des textures laminées (rubanement), des fibres à faible angle avec les parois des veines et des surfaces striées. De plus, la roche est marquée d'une foliation, et des fragments foliés des épontes se retrouvent communément au sein de ces veines. La présence de roches encaissantes foliées, recoupées par des veines laminées et déformées, témoigne de la contemporanéité de la déformation et de la mise en place des veines. Les veines d'extension se forment dans des milieux ouverts et montrent une texture massive ("open-space filling"), des fibres minérales à fort angle par rapport aux parois des veines et occasionnellement des structures drusiques. Les stockwerks sont constitués d'un dense réseau de veines et de veinules à texture massive et d'orientation multiple.

En général, les veines observées sur l'ensemble des décapages du pluton de DuReine possèdent un pendage subvertical et sont composées d'une minéralogie constante, constituée majoritairement de quartz et de quantités mineures de muscovitefuchsite, carbonate, tourmaline et amas de sulfures. Elles montrent des relations de recoupement mutuel, suggèrant une origine commune et un développement contemporain.

2.2.1 <u>Décapage # 9</u>

Le décapage # 9, d'une superficie de 100 m par 15 m, est situé au centre-ouest du pluton de DuReine, sur le site d'un ancien puits d'exploration (fig. 2.1). Un dense réseau de veines de quartz, d'épaisseur et d'orientation variables, y est exposé (fig. 2.2).

L'extrémité sud-ouest du décapage est caractérisée par un contact faillé entre les roches métavolcaniques du Groupe de Stoughton-Roquemaure et le pluton de DuReine (fig. 2.2). Une zone d'altération secondaire (carbonatation et séricitisation) est définie de part et d'autre du contact faillé sur une distance d'environ 1,5 à 2 m. La roche affleurant dans le mur de la faille (i.e. sud-ouest) est un schiste à chlorite-quartz-carbonate fortement

18



Figure 2.2. Carte géologique détaillée du décapage # 9, gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991). Le stéréonet permet de discriminer les veines en trois familles de veines subverticales : 1) N215°; 2) N-S; et 3) N065°.

folié. La schistosité d'orientation variable pend faiblement du NO au SO (~ 30°). Elle est porteuse d'une linéation minérale plongeant à 20° vers le sud-est. Sur une distance d'environ 4 m, la schistosité change progressivement de direction, de NE à NO, en s'approchant du contact faillé (fig. 2.2). Au microscope, ce schiste est composé de l'assemblage minéralogique suivant : chlorite (20-25 %), quartz (20-25 %), carbonate (45-50 %) et muscovite (0-5 %). La foliation est définie par de minces films de chlorite espacés de moins de 1 mm. Les carbonates forment des plages d'environ 0,3 mm allongées dans le sens de la foliation. Au sud-ouest du décapage, les métavolcanites passent graduellement, d'est en ouest, d'un schiste à chlorite à une amphibolite (métabasalte) partiellement rétrogradée au faciès du schiste vert (Lacroix, 1995). Une roche ultramafique serpentinisée et cisaillée affleure aussi à proximité du contact avec le pluton (fig. 2.1). Dans le toit de la faille, la roche intrusive est caractérisée par une forte fracturation et carbonatation. Dans ce secteur, un clivage plus ou moins bien développé affecte le pluton. Cette fabrique est orientée à N345° avec un pendage de 50° vers l'est.

Sur le décapage # 9, la faille qui sépare les roches métavolcanique et plutonique est approximativement orientée N305° avec un pendage variant de 45° à 50° vers le NE. Elle est marquée par des stries dont l'attitude moyenne est de N100°/15°E. La présence de stries sub-horizontales indique une déformation principalement décrochante. Les indicateurs cinématiques observés ne permettent cependant pas d'élucider avec certitude le mouvement relatif de la faille. L'interprétation des structures d'arrachement sur les plans de faille est ambivalente; suggérant un mouvement dextre ou senestre. Localement, le changement de direction de la schistosité du schiste à chlorite, au voisinage du contact faillé, forme un crochon compatible avec un mouvement senestre (fig. 2.2). Par contre, au niveau régional, la rotation de la foliation à l'ouest du pluton de DuReine est cohérente avec une cinématique dextre le long du contact faillé (Lacroix, 1995). Enfin, aucun objet géologique se trouvant de part et d'autre de la faille ne permet d'identifier avec certitude le sens de déplacement.

À l'extrémité nord-est du décapage, une enclave de métavolcanite rétrogressée en schiste à chlorite, d'un mètre de diamètre, affleure au sein du pluton. Dans ce secteur, la roche intrusive est aussi fortement altérée en carbonate. Long (1991) mentionne que cette
portion du décapage est située près du contact avec les roches métavolcaniques. Ce contact n'a pas été observé sur le terrain et demeure donc incertain.

2.2.1.1 Textures et géométrie des veines

Les roches métavolcaniques du mur de la faille principale sont recoupées par quelques veines d'extension à quartz-carbonate (zone 1, fig. 2.2). D'une épaisseur centimétrique, elles ont une orientation moyenne N185° avec un pendage variant de 65° à 70° vers l'ouest. Elles sont constituées de fibres de quartz (attitudes moyennes : N110°/25°S) à fort angle par rapport aux parois des veines, indiquant une cristallisation minéralogique dans un milieu extensif. Dans le plan de la faille principale, des veines d'extension à quartz-carbonate-fuchsite-tourmaline-muscovite-pyrite, d'environ 15 cm d'épaisseur, sont également exposées. La présence de fuchsite, une muscovite chromifère, est cohérente avec les roches ultramafiques exposées dans le secteur du pluton de DuReine (Robert, 1996).

Près du contact faillé, le pluton est recoupé par une multitude de veines et veinules d'orientation et de dimension variables (centimétriques à décimétriques), à quartzcarbonate ou à quartz-tourmaline, formant un stockwerk (fig. 2.2). Cette partie du décapage # 9 (zone 2, fig. 2.2) est caractérisée par la présence d'une veine de quartz de 1,5 à 2 m d'épaisseur (i.e. la veine principale), qui s'étend sur une distance de plus de 25 m selon une orientation NE-SO (fig. 2.2). Cette veine comprend des cavités de quelques centimètres de diamètre remplies de quartz automorphe, ce qui indique un remplissage de fractures en milieu d'extension. À environ 20 m au nord-est du contact avec les roches métavolcaniques, l'orientation de la veine principale montre une inflexion brusque d'environ 30° vers le NNE : c'est-à-dire de N050° à N020° (fig. 2.2 et planche 1a). Après la bifurcation, la veine principale s'amincit, atteignant moins de 10 cm d'épaisseur. Ce segment de la veine est caractérisé par un rubanement et des stries sub-horizontales sur sa bordure nord-est. De plus, des veines adjacentes, se rattachant à la veine principale, définissent une forme en crochon (planche 1b). Les structures asymétriques d'arrachement des stries, de même que la forme des veines crochonnées sont compatibles avec une déformation en cisaillement dextre. Le fait que seule la périphérie des veines présente des zones rubanées et des surfaces striées suggère que la déformation en décrochement a agi tardivement par rapport à la solidification des veines. Par conséquent, la veine principale est probablement issue d'un épisode d'extension suivi d'une déformation en cisaillement dextre, et correspond à une veine d'extension cisaillée.

À l'exception de la zone de stockwerk, les veines du décapage # 9 forment un réseau organisé et se divisent, par ordre décroissant d'importance, en trois familles d'orientation distincte : 1) N200° à N230°; 2) N-S; et 3) N065°. Les veines de la famille 1, représentées entre autres par la veine principale, peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de centimètres et sont caractérisées par des géodes de même qu'un rubanement périphérique. Les bordures de ces veines sont marquées par la présence de bandes de guartz rubanées et de stries sub-horizontales (plongée < 30°) orientées N355° à N035°. Tel qu'interprété sur la veine principale, la famille 1 peut être désignée, d'un point de vue génétique, comme des veines en extension formées en régime cisaillant dextre. Les veines appartenant à la famille 2 possèdent une épaisseur variant de 1 à 10 cm et s'enracinent communément dans les veines de la famille 1. Elles sont caractérisées par des cavités ouvertes (géodes) et des textures de rubanement discrètes et mal définies le long de leurs parois. Peu de stries sont présentes sur les parois de ces veines. Sur les trois stries mesurées, deux témoignent d'un mouvement dans le sens du pendage et la troisième résulte d'un mouvement en décrochement. Les veines de la famille 2 sont interprétées comme des veines d'extension affectées faiblement par une déformation tardive. Les veines de la famille 3, dont l'épaisseur et l'abondance sont moindres par rapport aux veines des deux autres familles, sont dépourvues de stries et de structures de rubanement et présentent une cristallisation des grains de quartz subperpendiculaire aux parois. Elles correspondent donc à des veines d'extension.

Au centre du décapage, une veine d'environ 50 cm d'épaisseur (famille 1) est affectée par une faille cassante senestre orientée approximativement est-ouest; le déplacement apparent mesuré sur cette faille est d'environ 1 m (fig. 2.2). La partie nord-est du décapage # 9 (zone 4, fig. 2.2) est caractérisée par une faible densité de veines comparativement aux autres secteurs. Les veines sont composées principalement de quartz et d'une proportion mineure de carbonate et de pyrite. L'épaisseur des veines est centimétrique, alors que leur extension atteint au plus quelques mètres. Elles montrent des structures drusiques et des fibres de croissance fortement obliques par rapport aux parois des veines, et représentent donc des veines d'extension. L'orientation des veines de ce secteur se distribuent principalement à l'intérieur des familles 1 et 2 définies précédemment. Toutefois, la majorité des veines appartiennent à la famille 2 et sont orientées selon une direction nord-sud. D'autres veines composées de quartz-carbonate ou de chlorite sont présentes dans la zone 4. Leur attitude moyenne est N240°/85°NO. Elles présentent des fibres de cristallisation subperpendiculaires à leurs parois (N005°/10°N), suggérant un remplissage de fractures en extension. Ces veines sont caractérisées par une épaisseur n'excédant pas un centimètre et une continuité inférieure à 3 cm. En général, les veines de quartz recoupent les veines de chlorite (planche 1c). Tant les veines de quartz-carbonate que celles composées de chlorite recoupent les xénolites de métavolcanites présents dans ce secteur (fig. 2.2). Les veines à chlorite représentent probablement des pseudotachylytes.

À l'exception du secteur à proximité du contact faillé (extrémité sud-ouest du décapage), le pluton de DuReine sur le décapage # 9 ne présente pas de fabrique planaire pénétrative. Ce n'est qu'occasionnellement qu'une foliation, définie par l'alignement de minéraux micacés sur quelques centimètres d'épaisseur, est rencontrée dans le pluton, en périphérie des veines d'extension cisaillées. Il semble que la déformation en décrochement dextre pénécontemporaine de la mise en place des veines, s'est principalement concentrée le long des bordures des veines. La figure 2.3 résume de façon schématique les principales observations décrites sur le décapage # 9.

2.2.2 <u>Décapages # 3, 4, 6 et 7</u>

Les décapages # 3, 4, 6 et 7 sont situés à environ 400 m au nord du décapage # 9 dans le coeur du pluton de DuReine (fig. 2.1). Ces quatre décapages couvrent approximativement une superficie de 200 m de longueur sur une largeur de près de 10 m. Quelques veines de quartz de quelques centimètres d'épaisseur recoupent une roche intrusive felsigue non altérée.



Figure 2.3. Schéma récapitulatif des principales observations recueillies sur le décapage # 9.

2.2.2.1 Textures et géométrie des veines

La densité de veines sur les décapages # 3, 4, 6 et 7 est moins élevée que sur le décapage # 9. La plupart des veines retrouvées dans ce secteur se répartissent parmi quatre familles d'attitudes distinctes (fig. 2.4) : 1) N230°/80°NO; 2) N205°/75°NO; 3) N190°/75°O; et 4) N105°/70°S. La figure 2.4 présente une cartographie détaillée des décapages # 3 et 4; les décapages # 6 et 7 n'ayant pu faire l'objet d'une description approfondie à cause des conditions d'affleurement.

Les veines des familles 1 et 2 sont caractérisées par une épaisseur variant de quelques centimètres à près de 30 centimètres et par une continuité de plusieurs dizaines de mètres (fig. 2.4). Elles sont caractérisées par un rubanement défini par des bandes de quartz de diverses générations, par de minces films de tourmaline et par des fragments aplatis de l'intrusion (planches 2a, b et 3a, b). Le rubanement est parallèle à la direction des veines et affecte généralement toute leur épaisseur. De nombreuses surfaces striées sont présentent sur les veines au contact avec l'intrusion. Les stries plongent faiblement à modérément vers le nord-ouest et le sud-est. La présence de stries sub-horizontales indiquent des mouvements essentiellement décrochants pénécontemporains de la mise en place des veines. Les veines des familles 1 et 2 se sont donc formées par remplissage de faille. Hubert et Belkabir (1995) désignent ce type de veines comme étant des veines de cisaillement en extension ("extensional-shear vein"). De nombreuses relations structurales suggèrent que le sens de mouvement est dextre : 1) en bordure des veines rubanées, l'intrusion est localement cisaillée sur quelques centimètres d'épaisseur; les micas sont alors réorientés de façon compatible avec un cisaillement dextre (fig. 2.5); 2) les structures d'arrachement des stries témoignent d'un mouvement en décrochement dextre; 3) le décalage de certaines veines (famille 4) indique aussi un mouvement dextre (planche 3a)

Les veines de la famille 3 sont peu nombreuses et ont une épaisseur de l'ordre de quelques centimètres. Leur orientation (N190°) est légèrement oblique par rapport aux veines des deux premières familles (fig. 2.4). Les quelques veines observées appartenant à cette famille sont caractérisées par un léger rubanement. La surface d'affleurement n'a pas permis de mettre à jour des stries en bordure de ces veines. Les similitudes texturales et d'orientation de ces veines avec celles des familles 1 et 2 suggèrent qu'elles résultent



Figure 2.4. Carte géologique détaillée des décapages # 3 et # 4, gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991).



Figure 2.5. Foliation développée dans la tonalite en bordure des veines en remplissage de faille, décapages # 3, 4, 6 et 7, gîte de DuReine. Notez que la foliation, définie par l'alignement de minéraux micacés, est cohérente avec un mouvement dextre le long des veines.

aussi d'un remplissage de faille. L'ensemble des veines des familles 1, 2 et 3 forme un motif anastomosé séparant des domaines losangés de roche intrusive peu déformée (planche 3b, figs 2.4 et 2.11b). Les veines de la famille 4 (fig. 2.4), d'épaisseur millimétrique à centimétrique, présentent une texture massive, sans rubanement et correspondent à des veines d'extension. Ces veines sont dépourvues de surface striée. Elles forment un angle élevé avec les veines en remplissage de faille; leur attitude moyenne est N105°/70°S.

2.2.3 <u>Décapage # 1</u>

Le décapage # 1 est situé à environ 50 m au nord-ouest des décapages # 3 et 4, à proximité du contact entre le pluton de DuReine et les roches encaissantes (fig. 2.1). Le contact à cet endroit est orienté NE-SO (fig. 2.1). Ce décapage couvre une superficie de 29 m de longueur par 6 m de largeur. Au centre du décapage, un dyke d'aplite de 5 à 18 cm d'épaisseur recoupe l'intrusion selon une direction de N040° à N050° (fig. 2.6). Constitué de plagioclase (35-50 %), de quartz (35-40 %) et de muscovite (5-15 %), ce dyke montre une granulométrie finement grenue (grains \leq 0,5 mm de diamètre). Il est recoupé par les veines de quartz (fig. 2.6).

2.2.3.1 Textures et géométrie des veines

Sur le décapage # 1, les veines, qui montrent un pendage abrupt, se répartissent en trois familles distinctes : 1) N215°; 2) N190°; et 3) N095° (fig. 2.6). Les veines des deux premières familles sont plus abondantes que celles de la troisième famille.



Figure 2.6. Carte géologique détaillée du décapage # 1, gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991).

La demie nord-est du décapage est dominée par une veine de quartz (i.e. la veine principale) d'environ 50 cm d'épaisseur (fig. 2.6). Cette veine, appartenant à la famille 1, est orientée N215° et est inclinée à 70° vers le NO. Elle montre communément des textures de remplissage de fracture en extension, telles que des structures drusiques et un léger rubanement non pénétratif le long de ses bordures. À l'extrémité nord-est du décapage, cette veine isole des fragments de l'intrusion, délimitant ainsi des îlots de roche intrusive enrobés de quartz (fig. 2.6). Au contact avec l'intrusion, des surfaces striées sont présentes sur les parois de la veine. Ces stries sont orientées N027°/32°NE et N250°/45°SO (fig. 2.6). Les stries orientées N027° sont nettement mieux développées que celles orientées N250°. Les structures d'arrachement des stries suggèrent un mouvement dextre. Par conséquent, les veines de la famille 1, dont entre autres la veine principale, se sont formées au cours d'un remplissage de fracture en extension et ont été affectées tardivement par une déformation en décrochement dextre.

Les veines de la seconde famille (N190°), d'épaisseur centimétrique, présentent des cavités ouvertes contenant des minéraux automorphes. Des surfaces striées de même qu'un rubanement discret sont également présents, quoique ces structures soient moins abondantes que pour les veines de la famille 1. Le contexte de mise en place des veines de la deuxième famille est similaire à celui des veines de la famille 1, si ce n'est que la déformation semble avoir affecté préférentiellement les veines de la famille 1.

L'extrémité sud-ouest du décapage # 1 est caractérisée par des veines de quartz d'épaisseur centimétrique formant un patron anastomosé (fig. 2.6). Ces veines se distribuent parmi les trois familles de veines décrites précédemment. Des veinules de chlorite d'épaisseur millimétrique recoupent à la fois les veines de quartz, le pluton de DuReine et le dyke d'aplite. Ces veines qui représentent vraisemblablement des pseudotachylytes sont composées de chlorite et se retrouvent particulièrement dans le secteur où la veine principale est tronquée par des failles cassantes (à mi-longueur du décapage). Ces failles, tardives à la mise en place des veines, s'orientent approximativement N100° et N210° (figs 2.6 et 2.7a). La faille de direction N100° pend à 80° vers le SSO. Elle possède des stries fortement plongeantes vers le SO. Les failles d'orientation N210° sont caractérisées par un pendage modéré (55°) vers le NO et des stries plongeant d'environ 50° vers l'ouest. Les stries appartenant aux deux groupes de



Figure 2.7. Blocs diagrammes schématisant les failles tardives inverses et inverses-dextres, qui recoupent les veines de quartz, décapages # 1 et 8, gîte de DuReine. A) Décapage # 1. B) Décapage # 8.

faille plongent fortement dans le sens du pendage des plans de faille qui les contiennent, et montrent des structures asymétriques compatibles avec un mouvement inverse du NO vers SE (fig. 2.7a).

2.2.4 <u>Décapage # 8</u>

Le décapage # 8 est localisé à environ 100 m au sud-ouest du décapage # 1 (fig. 2.1). Il couvre une superficie de 20 m par 30 m (fig. 2.8). La présence d'enclaves de roche métavolcanique à l'intérieur de la roche intrusive (fig. 2.8) reflète la proximité du contact avec les roches du Groupe de Stoughton-Roquemaure (Long, 1991). L'enclave au centre du décapage # 8 présente une schistosité bien développée, définie par des minces couches de chlorite espacées selon des intervalles de l'ordre du millimètre. Une autre enclave non foliée est localisée au sud-ouest du décapage. En microscopie, cette dernière est constituée de quartz (30-35 %), de minéraux opaques (2-3 %) et d'une forte altération en carbonate (60-65 %). Les plages de carbonate de 0,2 à 0,3 mm de diamètre se surimposent aux grains de quartz. La roche intrusive affleurant sur le décapage # 8 est altérée et fracturée, particulièrement dans le secteur sud-ouest du décapage (fig. 2.8).

2.2.4.1 <u>Textures et géométrie des veines</u>

La demie nord-est du décapage est recoupée par des veines d'extension d'épaisseur variable (5 à 30 cm) orientées NE-SO et inclinées modérément vers le NO (fig. 2.8). La partie nord-ouest du décapage est caractérisée par de nombreuses veines et veinules discontinues de quelques centimètres d'épaisseur. L'orientation de ces veines varie de N260° à N190°. L'ensemble de ces veines, généralement dépourvues de surfaces striées, montre des textures massives. De nombreuses cavités, comblées par des cristaux automorphes de quartz et de plagioclase, sont présentes, atteignant des dimensions jusqu'à 30 x 7 x 15 cm³. Localement, les veines contiennent des stries plongeant fortement à modérément vers l'ouest (fig. 2.8). Certaines veines sont tronquées par une faille cassante qui s'oriente N230° avec un pendage de 45° vers NO (figs 2.8 et 2.7b). Les stries de faille sont modérément plongeantes et indiquent des mouvements inverses ou normaux avec une faible composante en décrochement. La forme en crochon des veines de quartz suggère un mouvement inverse-dextre vers le SE le long de la faille



Figure 2.8. Carte géologique détaillée du décapage # 8, gîte de DuReine (modifiée de Long, 1991).

(fig. 2.7b). Par conséquent, nous interprétons la présence de stries abruptes sur les veines comme le résultat d'un épisode tardif de déformation en transpression.

2.3 Analyse structurale

Dans cette section, les conditions structurales prévalant à l'intérieur du pluton de DuReine lors de la mise en place des veines sont déterminées afin de conceptualiser un modèle structural. Pour ce faire, nous utilisons les principes théoriques de fracturation et nous tentons de reconstruire à l'aide de méthodes mathématiques les paléocontraintes. Au sein de l'intrusion, les contraintes tectoniques ont été essentiellement absorbées par la formation d'une multitude de fractures (joints ou failles) d'orientation et d'origine diverses. La déformation a été également accommodée par le développement de structures rubanées et de surfaces striées le long des veines. En général, le caractère de la déformation varie de fragile à fragile-ductile; la fracturation témoigne d'une déformation fragile, tandis que le rubanement dans les veines relève d'une déformation fragile-ductile.

2.3.1 Mode de fracturation de l'intrusion

La présence de fluides hydrothermaux surpressurisés a imposé de grandes contraintes dans le pluton et a favorisé sa fracturation. En effet, une pression fluide élevée peut significativement réduire la résistance d'une roche en facilitant l'ouverture et la propagation de fractures à la suite d'une diminution de la résistance au cisaillement, qui est causée par un abaissement de la contrainte normale effective (Bursnall, 1989). Pour générer une fracturation dans une roche, la pression des fluides doit être au moins égale ou supérieure à la contrainte principale minimale (σ 3) additionnée de la résistance en tension de la roche (T) : P_{fluide} $\geq \sigma$ 3 + T (Kerrich, 1989). Le principal mécanisme, responsable à la fois de la surpressurisation des fluides et de la mise en place des veines, est le "pompage sismique" (*sismic pumping*) des fluides, qui correspond à un remplissage épisodique de veines (Sibson, 1996; Sibson, Robert et Poulsen, 1988). Ramsay et Huber (1987) décrivent ce processus par les termes de "fracturation et colmatage" (*crack and seal*). Tout d'abord, la pression des fluides augmente dans la zone de faille qui demeure scellée. Cette étape induit une pré-fracturation à l'intérieur des roches. Puis la pression des fluides dépasse la pression lithostatique libérant les fluides à travers les failles et les

fractures. Ensuite, les fluides précipitent entraînant une diminution de la pression fluide. Cette précipitation provoque le scellement des conduits amenant à nouveau une augmentation progressive de la pression fluide. La répétition de ce cycle (fig. 2.9) suggère que les zones de faille représentent des valves qui libèrent des fluides hydrothermaux lorsque la pression fluide atteint approximativement la pression lithostatique.



Figure 2.9. Fluctuation de la pression fluide induite par les processus de pompage sismique durant les relâchements épisodiques de fluides hydrothermaux. EQ : épisodes sismiques, rupture et relâchement des fluides hydrothermaux; P_h et P_1 représentent respectivement les pressions fluides hydrostatiques et lithostatiques (extraite de Sibson, Robert et Poulsen, 1988).

Ainsi, au sein d'une masse intrusive telle que le pluton de DuReine, les fractures constituent des zones de perméabilité élevée ayant favorisé la circulation des fluides hydrothermaux et la formation de veines. Les relations de terrain indiquent l'existence d'un lien génétique entre la fracturation et l'hydrothermalisme. La présence de diverses générations de quartz à l'intérieur des veines du gîte de DuReine a été couramment observée et est caractéristique du phénomène de "fracturation et colmatage" ou de "pompage sismique" (planches 2a, b et 3a).

2.3.1.1 Théorie de la fracturation

En général, la déformation d'un corps rocheux résulte de la combinaison de mécanismes en cisaillement pur ou en cisaillement simple. Dans le cas d'une déformation en cisaillement pur, les essais en laboratoire montrent que, pour des roches isotropes, l'angle entre la contrainte principale maximale (σ_1) et les plans de fracturation augmente à mesure que la contrainte de confinement (σ_n) s'accentue (Nicolas, 1989). Dans le cas

où σ_n est à pression atmosphérique ($\sigma_1 > \sigma_n$), des fractures d'extension se développent parallèlement à σ_1 (fig. 2.10a). En augmentant σ_n et σ_1 , des plans de fractures cisaillantes conjuguées se forment obliquement à σ_1 (figs 2.10b et c). Finalement, pour des valeurs élevées de σ_n (fig. 2.10d), la déformation devient pénétrative et homogène; l'angle entre les plans de fracture conjuguée dépassent alors 90° (o1 est compris dans l'angle obtus du réseau conjugué). Dans la nature, la contrainte de confinement (σ_n) correspond à la contrainte lithostatique (généralement σ_3) qui croît proportionnellement avec la profondeur d'enfouissement. Selon Ramsay et Huber(1983), la contrainte principale σ_1 est incluse à l'intérieur d'un écart angulaire variable, formé entre les deux réseaux de fractures conjugués. Cet écart est de l'ordre de 60° pour la partie supérieure de la croûte (< 5 km). de 60° à 90° pour une profondeur de 5 à 10 km et de 90° à 120° pour un enfouissement dépassant 10 km. Considérant la présence d'un réseau de fractures et de veines bien développé dans le pluton de DuReine, il est probable que la mise en place des veines s'est produite à une profondeur crustale modérée à faible (i.e. < 10 km). Cette hypothèse est cohérente avec les conditions barométriques estimées par Lacroix, Sawyer et Chown (1998), qui établit la profondeur d'emplacement des plutons de la région de LaSarre entre 5 et 10 km. La fracturation et la mise en place des veines devraient donc être compatibles avec une contrainte o1 comprise entre des réseaux conjugués formant un angle d'environ 60°.



Figure 2.10. Essais en compression réalisés dans un marbre pour des pressions de confinement (σ_n) croissantes. a) Fracturation en extension, subparallèle à σ_1 , à pression atmosphérique ($\sigma_n = 0,1$ MPa). b) Fracturation simple en cisaillement pour $\sigma_n = 3,5$ Mpa. c) et d) Fracturation conjuguée en cisaillement pour $\sigma_n = 35$ Mpa et $\sigma_n = 100$ MPa, respectivement (Paterson, 1958). Tirée de Nicolas (1989).

Pour une déformation en cisaillement simple, la géométrie des fractures et des failles subsidiaires, associées à une faille principale en domaine fragile (C), est illustrée à la figure 2.11a (Nicolas, 1989). Au total, six principales structures sont reconnues : C, T, R, R', P et X (fig. 2.11a). Elles se développent plus ou moins simultanément les unes des autres et ne sont pas nécessairement toutes présentes. Les failles de Riedel synthétiques (R) et antithétiques (R') se développent respectivement à environ 15° et 75° de la faille principale (fig. 2.11a). La contrainte principale maximale o₁ est comprise dans l'angle aigu entre les failles R et R' (fig. 2.11a). Les failles de pression (P et P'; où P' est également désigné par X) définissent un système conjugué, où les structures de type P et P' sont respectivement synthétiques et antithétiques du mouvement principal. La contrainte principale σ_1 est comprise dans l'angle obtus de ces deux failles. Les failles orientées parallèlement à la zone de faille principale correspondent à des structures de type C. Finalement, les fractures d'extension sont orientées à environ 45° de la zone de faille principale (T). Les failles P et P' sont considérées comme des structures secondaires des R et R' et, en général, apparaissent tardivement par rapport à ces dernières (Gidon, 1987). De plus, les structures antithétiques du mouvement principal ont tendance à se développer plus difficilement que les structures synthétiques (Gidon, 1987). Selon Nicolas (1989), les structures P, P' et T sont préférentiellement activées si la zone de faille, dans son ensemble, exhibe des mouvements extensifs : c'est-à-dire une dilatation de la zone de faille (environmement en transtension). Pour obtenir cette situation, la contrainte normale (σ_n) exercée sur le plan de faille principale doit être relativement faible. C'est le cas lorsque la pression de confinement est faible (profondeur crustale superficielle), lorsque la pression effective est faible (pression de fluide élevée), ou lorsque les failles sont issues de plans d'anisotropie antérieurs qui s'orientent subparallèlement à σ_1 (Nicolas, 1989). Par opposition, les structures R et R' prédominent dans des environnements à grande profondeur crustale, à faible pression fluide et dans les milieux où la contrainte maximale σ_1 est fortement oblique par rapport à la zone de faille (environnement en transpression).

2.3.1.2 Comparaison des modèles théoriques avec la disposition des veines

Les veines recoupant le pluton de DuReine forment un réseau organisé. La majorité des veines s'orientent entre N180° et N240° et représentent des veines en remplissage de faille ou des veines d'extension cisaillées. Quelques veines d'extension



Figure 2.11. Comparaison du réseau de fracturation théorique d'une zone de cisaillement dextre avec les diverses familles de veines du décapage # 3, gîte de DuReine. A) Failles et fractures de second ordre associées à une faille principale dextre (tirée de Nicolas, 1989). B) Schéma simplifié de la géométrie des diverses familles de veines, décapage # 3.

orientées E-O sont également présentes, mais leur abondance et leur dimension sont restreintes. Sur la base de l'arrangement géométrique des veines décrit précédemment, nous allons vérifier la correspondance des modèles théoriques de fracturation préalablement définis, avec les structures présentes sur les décapages du gîte de DuReine.

Une déformation en cisaillement pur implique le développement de failles conjuguées constituées de deux systèmes de failles dont les déplacements se font en sens contraire. Étant donné que les veines en remplissage de faille ont uniquement révélé des mouvements dextres, la fracturation associée à la mise en place des veines ne peut être représentée par un système conjugué. Par conséquent, le modèle de cisaillement pur est rejeté. Toutefois, la comparaison du réseau de veines développées sur le décapage # 3 (fig. 2.11b) avec les structures théoriques tributaires d'une zone de décrochement dextre orientée N210° permet d'expliquer la géométrie de la fracturation du pluton de DuReine et la contemporanéité des diverses familles de veines. Les veines orientées N205° (famille 2) correspondent aux structures principales (C), alors que celles orientées N230° (famille 1) et N190° (famille 3) appartiennent aux structures de type R et P, respectivement (figs 2.11a et b). Les veines orientées N105° représentent des veines d'extension (T). Selon cette interprétation, la déformation en décrochement dextre, contemporaine de la mise en place des veines, est donc caractérisée par une contrainte maximale o₁ sub-horizontale, orientée approximativement N085° (fig. 2.11b). Les réseaux de veines sur les autres décapages du pluton de DuReine sont également compatibles avec un système de fractures de 2° ordre associé à une faille principale en décrochement dextre orientée entre N205° et N215°.

2.3.2 Mode de mise en place des veines

De nombreuses évidences suggèrent que le contact occidental entre le pluton et les roches métavolcaniques a servi de voie de canalisation aux fluides hydrothermaux responsables de la formation des veines. Tout d'abord, les décapages # 8 et 9 sont caractérisés par la présence d'un stockwerk accolé au contact. De plus, sur ces décapages, l'intrusion de DuReine est caractérisée par une forte altération en carbonate et par une fracturation intense. D'autre part, la densité de veines croit en s'approchant du contact; les décapages # 1, 8 et 9 renferment une grande proportion de veines

comparativement aux décapages # 3, 4, 6 et 7. Les veines, affleurant au coeur de l'intrusion (décapages # 3, 4, 6 et 7), montrent des textures rubanées, résultant d'une mise en place par remplissage de faille. Pour leur part, les veines des décapages # 1, 8 et 9. situées à proximité du contact occidental entre le pluton et les roches métavolcaniques. montrent principalement des textures massives et drusigues de même qu'un rubanement périphérique. Ces textures sont cohérentes avec une mise en place des veines au cours d'un épisode d'extension, suivi par une phase tardive en décrochement dextre. Il est suggéré que la pression fluide a joué un rôle primordial dans le mode de formation des veines; les veines des décapages # 3, 4, 6 et 7 résultent d'une pression fluide moins élevée que celles des décapages # 1, 8 et 9. Cette hypothèse est en accord avec les textures internes des veines et avec l'abondance croissante des veines dans l'intrusion de DuReine à mesure que l'on s'approche du contact ouest entre le pluton et les roches métavolcaniques. La déformation en décrochement dextre a une influence sur les veines d'extension des décapages # 1, 8 et 9, seulement au moment où la pression des fluides s'est abaissée, c'est-à-dire lors de la solidification des veines. La figure 2.12 résume l'interprétation concernant la mise en place des veines sur les décapages # 1, 8 et 9.



Figure 2.12. Évolution de la déformation et de l'hydrothermalisme lors de la mise en place des veines sur les décapages # 1, 8 et 9, gîte de DuReine. Ces décapages sont localisés à proximité du contact ouest entre le pluton de DuReine et les roches métavolcaniques, schéma provenant du décapage # 9. A) 1^{er} incrément : la pression fluide est élevée favorisant une fracturation et une mise en place de veines d'extension dans le pluton. B) 2^e incrément : la pression fluide est faible et l'état de contraintes induit une déformation en décrochement dextre le long des veines préalablement formées. Cet épisode est probablement jumelé à un apport additionnel et restreint de matériaux hydrothermaux.

40

2.3.3 <u>Reconstruction des paléocontraintes affectant le pluton de DuReine</u>

L'analyse de la déformation peut s'effectuer selon deux méthodes principales. La première consiste à observer des objets géologiques déformés, permettant de reconstituer l'ellipsoïde de la déformation finie et ses trois axes principaux X, Y, Z (Ramsay et Huber, 1983). La seconde méthode tente plutôt de déterminer les contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 ayant affecté un volume rocheux. Le choix de la méthode à privilégier dépend du régime de déformation affectant le volume de roche étudié. Une zone de déformation ductile est adéquatement définie grâce à l'analyse des axes de la déformation finie, tandis qu'une roche affectée par une déformation fragile est préférentiellement caractérisée par la détermination des contraintes principales (Robert, Poulsen et Dubé, 1994). Étant donné le caractère fragile à fragile-ductile de la déformation affectant le pluton de DuReine, nous avons eu recours à une méthode d'analyse permettant la détermination des contraintes principales.

2.3.2.1 Considérations théoriques : description des méthodes de reconstruction des paléocontraintes

Une contrainte (σ) est définie par un vecteur force (F) agissant sur une surface planaire (S) quelconque (contrainte = F / S; unité : Newton / m² ou Pascal). Une contrainte constitue un vecteur caractérisé par une grandeur et une orientation. En général, la force appliquée est oblique par rapport à la surface sur laquelle elle s'exerce. La contrainte peut donc se décomposer suivant une contrainte normale σ_n , perpendiculaire à la surface, et une contrainte tangentielle τ (fig. 2.13a). Pour une surface donnée, il existe trois plans perpendiculaires entre eux où seule la contrainte normale agit, la composante tangentielle de la contrainte étant nulle. Les intersections de ces trois plans définissent trois axes perpendiculaires, qui sont appelés les axes principaux de contraintes : σ_1 , σ_2 et σ_3 représentant respectivement les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale. Ces trois vecteurs de contraintes, qui peuvent être illustrés géométriquement par un ellipsoïde des contraintes (fig. 2.13b), constituent un tenseur caractérisant l'état de contraintes. Le tenseur dépend de l'orientation et de la norme des trois axes principaux de contraintes. Le rapport Φ (Φ = (σ_2 - σ_3) / (σ_1 - σ_3); $0 \le \Phi \le 1$) permet de caractériser la grandeur (norme) des axes principaux de contraintes. Par conséquent, le tenseur de contraintes est



Figure 2.13. Définition de l'état de contraintes. A) Plan de faille (P) et sa normale (n), la contrainte (F) exercée sur P se décompose en une contrainte normale (σ_n) et une contrainte tangentielle (τ). B) Ellipsoïde des contraintes principales exprimant l'état de contraintes en un point. Tirée de Faure (1993).

donc lié à quatre inconnues : l'orientation des trois axes principaux de contraintes et le rapport Φ.

Au cours des dernières décennies, les tectoniciens ont tenté de reconstituer l'état de contraintes d'un volume rocheux (Arthaud, 1969; Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1979, 1984 et 1989a; Etchecopar, Vasseur et Daignières, 1981; Gephart et Forsyth, 1984; Means, 1989) en utilisant les stries de glissement des failles comme repère cinématique. Les méthodes utilisées sont de trois types : graphique, analytique et numérique. Ces méthodes sont inspirées des travaux de Anderson (1942), de Wallace (1951) et de Bott (1959), qui ont établi certains principes fondamentaux, comme par exemple que le glissement s'effectue dans la direction et dans le sens de la contrainte tangentielle. Les méthodes de détermination des contraintes sont basées sur les hypothèses suivantes (Angelier, 1979) : 1) la direction de glissement sur le plan de faille est rectiligne et parallèle à la direction de la contrainte tangentielle calculée dans ce plan; 2) le milieu rocheux est considéré comme isotrope et rigide; 3) les déplacements sur les plans de faille sont faibles; 4) pour un même site, l'état de contraintes est considéré comme homogène; 5) les failles et les stries sont supposées indépendantes. La reconstruction des paléocontraintes est donc préférentiellement utilisée dans des milieux rocheux isotropes, tels qu'une masse intrusive (Faure, 1993).

Les méthodes graphiques comme celles de Arthaud (1969), des dièdres aigus (Arthaud et Choukroune, 1972), des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977), de Means

(1989) et de Twiss et Gefell (1990) sont applicables dans certaines situations et demandent des manipulations graphiques fastidieuses et peu précises. Les méthodes analytiques et numériques sont actuellement les techniques les plus utilisées et les plus précises. Elles sont basées sur une méthode d'inversion, qui tentent mathématiquement de déterminer l'état de contraintes moyen à partir de mesures de plans de failles et de stries de glissement (Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1975; Carey, 1976; Armijo et Cisternas, 1978; Angelier, 1979; Etchecopar, Vasseur et Daignières, 1981; Angelier, 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Sassi et Carey-Gailhardis, 1987; Célérier, 1988; Angelier, 1989a; Hardcastle et Hills, 1991; Will et Powell, 1991; Angelier, 1994). Les méthodes d'inversion varient relativement au critère de minimisation utilisé (moindres carrés, lois linéaires ou nonlinéaires), de la technique de recherche (analytique ou numérique) et de l'utilisation ou non du rapport Φ et des critères de Morh-Coulomb (i.e. la cohésion ou le coefficient de friction). Selon Angelier (1991b), l'utilisation d'une méthode complète à six inconnues (i.e. σ_1 , σ_2 , σ_3 , Φ, cohésion et coefficient de friction) n'est pas justifiée, car elle incorpore de nouvelles variables difficilement mesurables induisant d'autres sources d'erreur. Angelier (1991b) suggère donc "un compromis entre la légèreté des méthodes et la précision obtenue" en utilisant les méthodes à quatre inconnues (i.e. $\sigma_{1},\,\sigma_{2},\,\sigma_{3}$ et $\Phi).$

Les méthodes d'inversion directe (INVD) et de recherche numérique à quatre dimensions (R4DT), mises au point par Angelier (1990 et 1991a), ont été utilisées dans le cadre de cette étude. La méthode INVD est fondée sur la minimisation des écarts angulaires entre la strie mesurée et la strie calculée et des écarts de magnitude relative au cisaillement. Cette méthode résout de façon analytique un tenseur de contraintes à quatre inconnues (σ_1 , σ_2 , σ_3 et Φ) en utilisant le critère de minimisation des moindres carrés, qui se base sur une répartition gaussienne des écarts à la moyenne. Le vecteur d'écart (v), permettant de relier le vecteur de strie réelle mesurée et celui de la strie théorique calculé, constitue le critère de minimisation (fig. 2.14b). Ce critère tient compte à la fois de l'angle et de la magnitude relative des contraintes tangentielles. Les résultats obtenus de la méthode INVD sont caractérisés par des estimateurs de qualité : α et RUP. L'angle entre la strie théorique et la strie mesurée correspond à l'estimateur α , tandis que l'estimateur RUP dépend à la fois de l'angle entre les stries et de la magnitude de la contrainte



Figure 2.14. Comparaison des critères de minimisation pour les méthodes R4DT-R4DS et INVD. Les symboles F, s et τ représentent respectivement le plan de faille, le vecteur strie mesuré et la contrainte tangentielle imposée par le tenseur de contraintes calculé. A) Minimisation angulaire de α , méthode R4Dt-R4DS. B) Minimisation de v qui dépend du module et de la direction de v : critère mixte, méthode INVD.

cisaillante. L'estimateur RUP dépend du vecteur v et varie de 0 % lorsque la strie théorique (τ) est parallèle et de même grandeur que la strie mesurée, à 200 % lorsque la strie théorique est parallèle mais de sens contraire à la strie mesurée. Pour qu'une solution soit acceptable les valeurs de RUP et de α doivent respectivement varier de 0 à 50 et de 0° à 22,5°. Des écarts compris entre 50 < RUP < 75 et 22,5° < α < 45° suggèrent une solution de qualité médiocre, alors que pour des écarts se situant entre 75 < RUP < 200 et 45° < α < 180°, la solution est considérée comme étant inacceptable.

La méthode numérique de recherche quadri-dimensionnelle (R4DT-R4DS) d'Angelier (1990 et 1991a) est basée sur une technique de calcul itératif qui utilise une grille de recherche plus ou moins serrée. Un programme informatique compare une multitude de tenseurs de contraintes et ne retient que celui qui rend minimal l'angle entre les stries théoriques et mesurées (fig. 2.14a). Relativement à la grille utilisée, plusieurs cycles de calcul peuvent être nécessaires conduisant à un temps de calcul parfois très long. La méthode INVD est caractérisée par un critère de minimisation complexe où la résolution est analytique, alors que la méthode R4DT-R4DS montre un critère de minimisation simple où la résolution est numérique et lourde.

Les failles striées peuvent être directement tributaires de l'épisode de déformation étudié (failles néoformées) ou peuvent avoir été générées précédemment et être réactivées à la suite d'événements tectoniques postérieurs (failles héritées). En général, les méthodes INVD et R4DT-R4DS permettent d'obtenir un tenseur de contraintes similaire pour un site donné (Angelier, 1991a). Par contre, les méthodes R4DT-R4DS sont idéalement adaptées lorsque les failles striées sont héritées, alors que la méthode INVD est particulièrement efficace lorsque les failles striées sont néoformées (Angelier, 1991a). Sur le terrain, les failles striées néoformées et héritées sont difficiles à distinguer. Seule, l'examen de la géométrie des failles comparée avec le tenseur de contraintes obtenu permet de rendre compte du caractère néoformé ou hérité d'une faille. Si un groupe de failles forme un système conjugué, ce sont des failles néoformées (Angelier, 1989b et 1994). Un système de failles conjuguées est reconnu sur la base des critères géométriques suivants (Angelier, 1989b) : 1) les stries sont perpendiculaires à l'intersection des deux familles de plans formant le système conjugué; 2) le sens de mouvement d'une famille à l'autre est contraire et distribué systématiquement de façon à ce que l'angle aigu entre les deux familles de failles comporte la direction de raccourcissement; 3) l'angle aigu entre les familles de failles doit théoriquement varier entre 40° et 70°. En général, un volume rocheux donné est caractérisé par la coexistence de failles néoformées et héritées. Lors de la cueillette de nos données structurales (failles striées), nous n'avons pas observé de système de failles conjuguées. Tel que proposé par Price et Cosgrove (1990), le développement d'un système de fractures conjuguées ne s'effectue généralement pas d'une façon uniforme et équilibrée; communément, un des réseaux de fractures se développe préférentiellement par rapport à l'autre. Le patron structural au sein du pluton de DuReine ne peut donc pas être contraint en terme de système conjugué, ce qui rend difficile d'évaluer préliminairement le caractère néoformé ou hérité des jeux de failles. Par contre, il est clair, d'après nos observations, qu'une portion importante de la fracturation est contemporaine et associée à l'hydrothermalisme qui a formé les veines de quartz.

2.3.2.2 Détermination des tenseurs de contraintes (méthodes INVD, R4DT et R4DS)

Les décapages du gîte de DuReine ont permis de recueillir des mesures de failles striées ou de plan de veines striées. Au total, une banque de données de 113 plans de veines striées et 144 failles striées a été recueillie. Parmi ces données, 155 mesures dont 55 failles striées et 100 plans de veines striées ont révélé, grâce aux indicateurs cinématiques, un sens de mouvement des failles. Seules les mesures, pour lesquelles le sens de mouvement est connu, ont été utilisées pour la détermination des tenseurs de contraintes. La plupart des failles striées, non associées à des veines, ont un aspect rugueux et sont caractérisées par une mince couche de chlorite. Les stries montrent des structures en marche d'escalier qui sont propices à la précipitation de chlorite dans les zones protégées du cisaillement. Ces structures ont permis la détermination du sens de mouvement des failles.

La détermination des tenseurs de contrainte s'est effectuée en utilisant le programme informatique TENSOR (version 5.44), concu par Angelier entre 1976 et 1981 et qui a été modifié de 1987 à 1990. Le traitement des données s'est effectué en suivant une procédure systématique. Tout d'abord, nous avons utilisé l'ensemble des données (155) afin de déterminer un tenseur de contraintes à l'aide de la méthode INVD. La solution trouvée correspond à celle qui minimise l'écart entre la strie et le cisaillement calculé. Cette solution satisfait seulement une partie des mesures; plusieurs d'entre elles montrent de grands écarts avec la solution calculée (RUP > 75 et α > 50). Dans un premier temps, les mesures montrant des valeurs acceptables de RUP (\leq 75) et de α (\leq 50) ont été retenues, afin de recalculer et de préciser la solution précédente. Les mesures déviant du nouveau tenseur sont exclues et seules les mesures en accord avec la solution demeurent. Toutes les mesures rejetées sont ensuite utilisées pour la détermination d'un deuxième tenseur de contraintes. Encore une fois, les données ne satisfaisant pas la solution sont mises de côté pour la détermination éventuelle d'un autre tenseur de contraintes. Ce cycle s'est poursuivi jusqu'à l'obtention d'une série de mesures qui ne permet pas de satisfaire un tenseur de contraintes unique. Ce groupe de données correspond à la poubelle. Ainsi, un seul ou plusieurs tenseurs de contraintes peuvent être déterminés. Lorsque les mesures sont issues d'une déformation polyphasée, plus d'un tenseur de contraintes est obtenu. Une fois que les mesures ont été classées avec la méthode d'inversion directe, selon leur appartenance à un tenseur donné ou à la poubelle, nous avons répété l'exercice avec les méthodes R4DT et R4DS afin de valider les résultats.

Les résultats obtenus pour les trois méthodes (INVD, R4DT et RADS) sont présentés au tableau 1. Les trois méthodes utilisées ont donné des résultats similaires,

Tableau 1. Résultats des méthodes INVD, R4DT et R4DS pour la détermination des contraintes tectoniques au sein du pluton de DuReine. Abréviations; Méth. : méthode utilisée, Fam. : familles de failles (A, B, C), Φ : ($\sigma 2$ - $\sigma 3$) / ($\sigma 1$ - $\sigma 3$), RUP' : RUP moyen, α' : α moyen, # failles : nombre de failles sans veine, # veines : nombre de failles remplies de veines de quartz.

Méth.	Fam.	Contrainte principale			Φ	RUP'	α'	#	#	#
		σι	σ2	σ3		(%)	(°)	données	failles	veines
INVD	А	082°/17°	246°/73°	351°/05°	0,49	34	17	80	8	72
	В	241°/11°	334°/14°	114° /7 1°	0,51	42	16	27	16	11
	С	020°/36°	184°/53°	284°/08°	0,45	44	15	24	14	10
R4DT	A	082°/17°	246°/72°	350°/04°	0,51	34	17	80	8	72
	В	241°/11°	334°/14°	114°/72°	0,53	42	16	27	16	11
	С	020°/36°	184°/53°	285°/08°	0,39	47	14	24	14	10
R4DS	Α	082°/17°	246°/72°	350°/04°	0,49	34	17	80	8	72
	В	241°/11°	334°/14°	114°/72°	0,54	42	16	27	16	11
	С	020°/36°	184°/53°	285°/08°	0,41	47	14	24	14	10

l'orientation et la plongée des contraintes principales variant peu (< 1°) d'une méthode à l'autre (tableau 1). Nous avons obtenu trois tenseurs de contraintes (tenseurs A, B et C) et un groupe de failles orphelines constituant 15,5 % du total des mesures prises (poubelle). La figure 2.15 montre l'attitude des plans de failles et de veines, ainsi que l'attitude et le sens de mouvement des stries pour les trois tenseurs obtenus. Le tenseur A, qui satisfait 80 mesures dont 72 ont été prélevées sur des veines, est caractérisé par des contraintes σ_1 et σ_3 sub-horizontales orientée respectivement N082° et N350° et une contrainte σ_2 subverticale de direction N246°. Ce tenseur incorpore donc plus de 50 % (80/155) des surfaces striées observées sur l'ensemble du site. Il caractérise les plans de faille orientés approximativement NE-SO (N200° à N240°) qui possèdent des stries faiblement plongeantes vers le NE ou le SO (fig. 2.15a). Le mouvement reconnu sur les stries est compatible avec un mouvement dextre.

Le deuxième tenseur obtenu, incluant 27 données, est caractérisé par des contraintes σ_1 et σ_2 sub-horizontales orientées respectivement N241° et N334° et une contrainte σ_3 subverticale orientée N114° (fig. 2.15b). Les failles striées de ce groupe, qui comptent pour 17 % des surfaces striées prélevées sur les décapages, montrent une



Figure 2.15. Détermination de trois tenseurs de contraintes par les méthodes R4DT et R4DS (Angelier, 1989, 1991a); 3 classes obtenues; n : nombre de failles. A) Classe A, correspond principalement à des veines striées en décrochement dextre. B) Classe B, failles inverses : milieu en compression. C) Classe C, système conjugué de failles en décrochement associé à des failles normales : milieu en extension.

direction similaire à la famille A (NE-SO) et plongent modérément à fortement du NO au SO. Les indicateurs cinématiques suggèrent des mouvements transpressifs, inversesdextres, le long de ces failles.

Le groupe C comprend 24 données représentant 15,5 % des failles striées mesurées. L'attitude des contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 correspond respectivement à N020°/36°, N184°/53° et N285°/08° (fig. 2.15c). Les failles appartenant à ce groupe ont développé un système conjugué, caractérisé par une contrainte σ_1 comprise, de part et d'autre, de failles en décrochement dextre et senestre (fig. 2.15c). De plus, certaines failles montrent des mouvements normaux associés à des stries fortement plongeantes vers le NO (fig. 2.15c).

2.3.2.3 Interprétation des tenseurs obtenus

Pour une interprétation adéquate des tenseurs de contraintes, il est important de déterminer la chronologie relative des états de contraintes obtenus. Les relations de recoupement entre les stries appartenant aux divers tenseurs ne sont observées qu'occasionnellement et ne peuvent malheureusement pas être utilisées pour déterminer la chronologie relative entre les différents tenseurs de contraintes. Nous avons donc comparé les observations structurales effectuées sur les divers décapages avec les trois tenseurs de contraintes calculés, afin de tenter d'établir une chronologie relative entre les tenseurs. Premièrement, le tenseur A satisfait les veines striées associées à une déformation en décrochement dextre, dont la contrainte maximale σ_1 est sub-horizontale et orientée N082°. Cet état de contraintes calculé est tout à fait similaire à celui estimé en considérant la géométrie des veines dans le cadre d'un modèle en cisaillement simple (section 2.3.1).

Deuxièment, le tenseur B regroupe des failles inverses orientées approximativement selon la même direction que les veines (i.e. NE-SO). Cet état de contraintes a vraisemblablement induit une réactivation en mouvement inverse des fractures préalablement développées au cours de la déformation en décrochement (tenseur A). Une postériorité de la déformation inverse par rapport au décrochement et à la formation des veines est observée sur les décapages # 1 et 8, où des failles inverses recoupent les

veines de quartz (fig. 2.7). D'autre part, les contraintes maximales σ_1 des tenseurs A et B sont subparallèles, alors que les contraintes principales σ_2 et σ_3 du tenseur A sont respectivement similaires aux contraintes σ_3 et σ_2 du tenseur B (tableau 1). Par conséquent, l'état de contraintes du tenseur B est interprété comme étant le résultat d'une permutation de σ_2 et σ_3 . Ainsi, la contrainte intermédiaire subverticale σ_2 du tenseur A, correspondant probablement à la contrainte lithostatique, devient la contrainte minimale σ_3 lors de l'épisode de déformation attribué au tenseur B. Tel que suggéré par l'attitude des stries associées au tenseur B, qui montre une variation entre des mouvements essentiellement inverses et des mouvements mixtes dextres-inverses (fig. 2.15b), le phénomène d'inversion s'est produit d'une façon graduelle. Selon notre interprétation, cette inversion tectonique est issue d'une exhumation de la partie supérieure de la croûte terrestre, causée par des processus d'érosion.

Finalement, les failles qui ont déterminé le tenseur C sont caractérisées par le développement d'un système conjugué et par la présence de mouvements normaux indiquant une extension parallèle à la direction de σ_3 (fig. 2.15c). Aucune observation ne permet de contraindre la chronologie relative entre le tenseur C et les tenseurs A et B. Il est donc difficile de relier cet état de contraintes avec un quelconque événement tectonique. Parmi les hypothèses envisageables, il se pourrait que cet état de contraintes témoigne d'un relâchement des contraintes (milieu en extension), postérieur aux états de contraintes des tenseurs A et B.

2.4 Description minéralogique des veines

Dans cette section, nous décrivons la minéralogie des veines et les relations texturales entre les diverses phases minérales. Une attention particulière est portée à la paragenèse de l'or. Après avoir contraint l'assemblage minéralogique des veines, nous tentons de caractériser le fluide hydrothermal responsable de la formation des veines.

2.4.1 Étude macroscopique

Sans distinction à leur appartenance à une famille donnée, les veines disposées au sein du pluton de DuReine montrent une minéralogie semblable d'une veine à l'autre,

approuvant à nouveau que la formation de l'ensemble des veines résulte d'un même épisode d'hydrothermalisme. Les veines sont constituées de plus de 95 % de quartz laiteux, qui montre occasionnellement un aspect enfumé. Outre le quartz, les veines sont composées d'environ 5 % de : muscovite, fuchsite, carbonate, tourmaline, chlorite, plagioclase, pyrite (py), chalcopyrite (cp), galène (ga) et or. Quelques auteurs, dont Eakins (1972) et Hubert et Belkabir (1995), ont également signalé la présence de scheelite (CaWO₄) à l'intérieur de certaines veines. Les sulfures (py, cp et ga), qui montrent une association spatiale entre eux, forment généralement de petits amas de quelques centimètres de diamètre. Quelques grains d'or visibles ont été observés dans une veinule située à l'extrémité nord-est du décapage # 9 (fig. 2.2). De plus, Long (1991) a rapporté de l'or visible en quelques endroits sur les décapages # 9 et 1 et des teneurs aussi élevées que 840 g/t Au (30 oz/t).

2.4.2 <u>Étude microscopique</u>

Au total, nous avons étudié plus d'une douzaine de lames minces polies, confectionnées à partir d'échantillons de veines prélevés sur l'ensemble des décapages. Dans cette section, la description des lames s'effectue en commençant par celles en provenance des veines affleurant sur les décapages # 9, 1 et 8; les lames issues de veines des décapages # 3-4-6-7 seront décrites par la suite. Au microscope, les veines sont constituées majoritairement de quartz (> 90 %) et d'une faible proportion (10 %) de muscovite (ou fuchsite), carbonate, tourmaline, chlorite, minéraux opaques, amphibole, pistachite, plagioclase et rutile. Les minéraux opaques sont représentés par la pyrite, la chalcopyrite, la galène, la sphalérite, la magnétite, la pyrrhotite, l'hématite et l'or.

2.4.2.1 <u>Décapages # 9, 1 et 8</u>

Les lames minces examinées proviennent de veines d'extension pourvues d'une texture massive et de structures drusiques. Les grains de quartz, dont la taille n'excède pas 8 mm de diamètre, présentent des joints triples, des contacts suturés, une extinction ondulante et des bandes de pliage. Quelques sous-grains sont développés, mais le taux de recristallisation demeure faible (5-10 %). Le rutile, qui se présente en inclusion au sein de grains de quartz, a précipité contemporainement au quartz. Sur une lame, nous avons

observé des grains de plagioclase, partiellement séricitisés (0-20%). Ils montrent des contacts irréguliers avec le quartz, indiquant une corrosion par ce dernier. Il est donc probable que ces grains constituent des fragments de l'intrusion tonalitique incorporés dans les veines. Le balayage de l'un de ces grains au microscope électronique à balayage (MEB) a indiqué qu'il est constitué principalement de sodium, sans aucun contenu en calcium et en potassium. Ainsi, sa composition coïncide avec celle de l'albite.

Les minéraux opaques de même que la muscovite-fuchsite, carbonate, tourmaline, amphibole et la pistachite constituent généralement des phases minéralogiques interstitielles par rapport aux grains de quartz. La muscovite forme de nombreuses associations paragénétiques; elle se retrouve avec le carbonate, la tourmaline et la sphalérite. Au MEB, le carbonate a révélé une proportion élevée en calcium et des quantités faibles et égales en fer et en magnésium, ce qui correspond à la composition d'une calcite ferro-magnésienne. La pyrite, qui représente le principal sulfure, forme des cristaux automorphes cubiques avec des faces d'environ 4 mm². Elle est présente aussi bien dans les veines de quartz que dans l'intrusion de DuReine. Localement, de la pyrite automorphe se développe à l'intérieur de l'intrusion et se superpose aux minéraux d'origine magmatique. La pyrite comprend des inclusions de pyrrhotite et de chalcopyrite, ce qui témoigne d'une cristallisation contemporaine de ces phases minéralogiques. Généralement fracturés, les grains de pyrite exposent des surfaces externes altérées en oxyde de fer (hématite). Cette oxydation résulte soit d'un processus supergène météorique, soit de l'altération hydrothermale responsable de la précipitation de l'assemblage muscovite-carbonate-tourmaline±sphalérite. Sur d'autres lames, l'amphibole, associée au carbonate et à l'épidote, corrode la pyrite et le quartz (planche 4a). Par ailleurs, la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopyrite et l'amphibole sont partiellement remplacées et oxydées par la magnétite (planches 4b et c). Par exemple, le pourtour des grains d'amphibole et d'épidote montrent une exsudation de fer (planche 4a) reliée à la présence de la magnétite. Hubert et Belkabir (1995) ont décrit une croissance mutuelle entre la galène et la magnétite. Le seul grain d'or observé se présente dans une fracture du quartz.

Sur une des lames minces étudiées, des micro-fractures recoupant l'intrusion tonalitique sont remplies de quartz-carbonate, dont les fibres sont fortement obliques par rapport aux parois encaissantes. Le quartz contenu dans ces veinules, de même que les

minéraux primaires constituant l'intrusion, sont partiellement résorbés et altérés par le mica blanc. À son tour, la chlorite remplace le mica blanc. Cette surimposition de diverses altérations permet de définir trois principales phases hydrothermales affectant localement le pluton de DuReine. Dans un premier temps, un fluide hydrothermal riche en silice a formé les veinules de quartz-carbonate au cours d'un remplissage de fractures en extension. Le second épisode d'hydrothermalisme est associé à un fluide sous-saturé en silice, qui a altéré de façon diffuse l'intrusion et les veinules. Cette altération est caractérisée par la cristallisation de micas blancs, qui se superposent aux minéraux constituant l'intrusion et les veinules. Le mica blanc cristallise communément dans des fractures ondulées contenues dans le quartz. Ces épisodes de précipitation et de fracturation peuvent résulter de l'évolution d'un même fluide hydrothermal contemporain d'une déformation en régime ductile-fragile; le guartz, cristallisé précocement, est déformé et ses fractures sont remplies du mica blanc dérivant du fluide résiduel duquel la silice a précipité. Finalement, la dernière phase d'hydrothermalisme est associée au remplacement sélectif du mica blanc par la chlorite tardive. Ce dernier minéral, qui montre des liserés micacés, constitue un pseudomorphe du mica blanc.

Par conséquent, l'hydrothermalisme affectant le pluton de DuReine sur les décapages # 9, 1 et 8 est caractérisé par un épisode hydrothermal majeur, responsable de la cristallisation de la plupart des minéraux tels que : quartz, muscovite, carbonate, tourmaline, amphibole, pistachite, sulfures et or, et par un événement tardif et mineur qui a mené à la cristallisation de la chlorite. En résumé, l'ordre de précipitation des minéraux hydrothermaux, des plus anciens aux plus récents, s'établit comme suit : quartz, rutile \Rightarrow pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite \Rightarrow muscovite, fuchsite, tourmaline, carbonate¹, sphalérite (\Rightarrow) carbonate², pistachite, amphibole \Rightarrow magnétite, galène, or (?) \Rightarrow chlorite (fig. 2.16). Les relations texturales et structurales, entre le troisième et le quatrième assemblage, n'ont pas été observées au microscope; chacun de ces assemblages se retrouvait dans des secteurs différents sur des lames distinctes. Nous n'avons donc pas d'argument pour déterminer la paragenèse exacte des minéraux constituant ces assemblages. Il est possible, qu'étant donné la présence de carbonate en équilibre avec les divers minéraux des deux

¹ Première phase minéralogique

² Deuxième phase minéralogique



Figure 2.16. Paragenèse des minéraux constituant les veines, gîte de DuReine. L'épaisseur du trait représente la quantité relative de minéral déposé. Le trait en pointillé indique une précipitation indéterminée.

assemblages, que ces paragenèses soient constitutifs d'une précipitation contemporaine unique.

Comme l'indique le tableau 2, la teneur en or des échantillons prélevés sur les décapages # 1, 8 et 9 est faible; les meilleurs résultats ont été obtenus des échantillons 8-4 et 8-5 (décapage # 8) et ont révélé des teneurs respectives de 0,5 et 0,71 g/t. Un échantillon de la tonalite altérée, prélevé sur le décapage # 12 à environ 50 m au nordouest du décapage # 9 (localisation du décapage # 12, fig. 2.1), a livré une teneur en or de 37 ppb (tableau 2). Une lame polie de cet échantillon révèle une composition minéralogique dominée par du plagioclase séricitisé (55-60 %) avec des quantités moindres

#	#	#	Cu	Pb	Zn	Ag	Au
décapage	échantillon	BAROQ	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	1-1	8314	3	2	5	< 0,5	< 0,005
3	3-1	8310	84	3 000	1 100	7,4	1,3
4	4-1	8309	25	8 200	3 400	92	12
6	6-1	8308	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,42
8	8-4	8319	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,5
8	8-5	8320	7	< 1	15	1,5	0,71
9	9-2	8302	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,098
9	9-11	8307	227	< 12	371	n.a.	0,059
12	12-1	8323	< 1	<12	83	n.a.	0,037

Tableau 2. Teneurs en métaux de base et en or des échantillons minéralisés provenant des différents décapages du gîte de DuReine.

N.B. : les échantillons 1-1, 3-1, 4-1, 6-1, 8-4, 8-5, 9-2 proviennent de veines de quartz, alors que les échantillons 9-11 et 12-1 ont été prélevés respectivement au sein du schiste à chlorite et du pluton altéré de DuReine; n.a. : élément non analysé; 1 ppm équivaut à 1 g/t.

de quartz (25-30 %), de carbonate (10 %), de pyrite (< 1 %) et d'apatite (traces). Le carbonate, la séricite et la pyrite sont associés et forment un assemblage minéralogique définissant l'altération hydrothermale. Cette paragenèse est compatible avec des conditions de pression-température au faciès du schiste vert. Les minéraux d'origine magmatique, tels que le quartz, l'apatite et le plagioclase, sont remplacés ou recoupés par les minéraux hydrothermaux.

2.4.2.2 Décapages # 3, 4, 6 et 7

Les veines en remplissage de faille des décapages # 3, 4, 6 et 7 ont servi à la fabrication de 6 lames polies. Au microscope, les grains de quartz sont grossiers (\leq 8 mm) et montrent une recristallisation dynamique variable de 10 à 60 %, une extinction ondulante et localement des bandes de déformation intra-granulaires. L'analyse minéragraphique

montre que les sulfures, formant des amas irréguliers, se retrouvent généralement dans les interstices des grains de quartz.

Une lame polie (3-1, 8310), provenant d'une veine en remplissage de faille orientée N205° sur le décapage # 3 (fig. 2.4), a révélé au microscope une minéralisation diversifiée composée de pyrite (50 %), de sphalérite (40 %), de galène (5-7 %) et de chalcopyrite (2-3 %). Cet échantillon a livré une teneur en or de 1,3 g/t (tableau 2). Les grains de pyrite montrent des formes automorphes et contiennent localement des inclusions de sphalérite¹ et de chalcopyrite¹. Par endroits, la pyrite est corrodée par la sphalérite². La galène et la chalcopyrite², qui ont précipité simultanément, exhibent des contacts francs avec la sphalérite² ou remplissent des fractures recoupant la sphalérite¹. À partir de ces relations texturales, l'évolution de la cristallisation des phases minéralogiques de cette veine peut s'établir comme suit (du plus ancien au plus récent) : quartz \Rightarrow pyrite, muscovite, sphalérite¹, chalcopyrite¹ \Rightarrow sphalérite² \Rightarrow galène, chalcopyrite² (fig. 2.16).

Des lames polies, centrées sur des amas de sulfures d'environ 2 cm² de diamètre contenus au sein d'une veine rubanée orientée N230°, se composent de 60 % de quartz, 40 % de sulfures et de traces de muscovite. Les grains de pyrite forment des cristaux cubiques et constituent la principale phase sulfurée. De nombreuses inclusions de chalcopyrite, sphalérite et tellure d'argent (déterminé au MEB), sont présentes dans la pyrite. Les grains de pyrite sont fracturés. Ces fractures sont remplies de galène, de chalcopyrite, de sphalérite et d'or (planches 5a et b). Une étroite relation spatiale existe entre l'or et la galène; la planche 5a montre une inclusion de galène comprise au sein d'un grain d'or, suggérant une précipitation pénécontemporaine et en équilibre de ces deux phases minéralogiques, l'or cristallisant en dernier lieu. Plus d'une dizaine de grains d'or, de 0,1 mm de diamètre, se retrouvent dans les fractures recoupant la pyrite. La paragenèse de cette veine est la suivante : quartz \rightarrow muscovite, pyrite, chalcopyrite¹, sphalérite¹, tellure d'argent \rightarrow chalcopyrite², sphalérite² \rightarrow galène, or (fig. 2.16). En résumé, la pyrite, qui est affectée par une déformation cassante, est interprétée comme syncinématique, alors que l'or et la galène, qui ont précipité dans les fractures de la pyrite,

¹ Première phase minéralogique

² Deuxième phase minéralogique

sont considérés tardi-cinématiques. L'analyse de cet échantillon a donné une teneur de 12 ppm d'or et de 92 ppm d'argent (tableau 2). Finalement, l'examen d'une lame polie (6-1), provenant du décapage # 6 (fig. 2.1, localisation), a révélé une minéralogie composée de quartz (98 %), de tourmaline (1 %), de muscovite 1 %) et de pyrite (traces). D'autre part, l'étude de cette lame au MEB a mis en évidence la présence de monazite ((Ce, La, Y, Th)PO₄). La pyrite, la muscovite, la tourmaline et la monazite sont associées. Ces phases minéralogiques se présentent dans les interstices des grains de quartz et forment de minces rubans. L'analyse de cet échantillon a révélé une teneur en or de 0,4 g/t (tableau 2).

En ce qui a trait aux veines d'extension orientées N105° (famille 4) retrouvées sur les décapages # 3, 4, 6 et 7, elles sont composées uniquement de quartz. Étant donné l'association de l'or avec les minéraux sulfurés, ces veines d'envergure restreinte sont probablement stériles, quoique aucune analyse détaillée n'ait été effectuée.

2.5 <u>Géochimie du pluton de DuReine</u>

Dans cette section, nous allons, à l'aide d'analyses géochimiques, circonscrire la composition et l'environnement tectonique de mise en place du pluton de DuReine. Ensuite, grâce à une étude comparative entre l'intrusion saine et altérée, nous caractériserons l'altération hydrothermale associée à la formation des veines. Pour ce faire, nous avons récolté et analysé un total de 9 échantillons de roches plutoniques, provenant des décapages # 1, 3, 8, 9, 11 et 12 (appendice C). Parmi la gamme d'échantillons recueillis, seuls les échantillons 1, 2 et 3 correspondent à une roche peu altérée, alors que les six autres échantillons (4 à 9) sont affectés par une altération en carbonate, en séricite ou en albite.

Les échantillons peu altérés, prélevés sur les décapages # 3 et 1, montrent au microscope une damouritisation (séricitisation) variable, variant de 20 à 60 % de la surface des plagioclases, et exposent des textures magmatiques bien conservées. Les échantillons altérés de 4 à 7 sont composés de plagioclase complètement séricitisé et d'une faible proportion de carbonate (5-10%). De leur côté, les échantillons 8 et 9 sont constitués presque exclusivement de plagioclase, résultant d'une altération diffuse en albite
(appendice C). Le fait que les plagioclases des albitites ne soient pas altérés en séricite suggère que l'albitisation s'est produite postérieurement à l'altération en séricite et carbonate. L'ensemble des échantillons altérés provient de secteurs situés à proximité du contact entre le pluton et les roches métavolcaniques encaissantes.

2.5.1 <u>Classification du pluton de DuReine</u>

Tel que montré par leur composition normative (appendice C), les roches peu altérées correspondent, d'après le diagramme quartz-feldspath alcalin-plagioclase (LeMaître, 1989), à une granodiorite ou à un granite (fig. 2.17a), tandis que le diagramme anorthite-albite-orthoclase (Barker, 1979) indique une composition variant de trondhjémite à granite (fig. 2.17b). Étant donné que ces roches ne sont pas exemptées d'altération, i.e. qu'elles sont caractérisées par une séricitisation partielle, leur composition normative est influencée par l'ajout de potassium, ce qui tend à diriger la composition de l'intrusion vers le pôle des feldspath potassiques. Par conséquent, la composition de l'intrusion, en accord avec les descriptions microscopiques, s'accorde avec celle d'une trondhjémite. Selon ces mêmes diagrammes (fig 2.17a et b), les roches altérées de 4 à 7 sont comprises à l'intérieur des champs du granite, de la granodiorite et de la monzonite quartzifère, alors que les échantillons 8 et 9 forment des albitites, étant donné qu'ils sont composés à plus de 80 % d'albite. Les dykes recoupant le pluton sont des tonalites ou des trondhjémites (figs 2.17a et b).

L'ensemble des échantillons analysés possède un indice d'aluminosité (*Shand's index*; fig. 2.18) typique des granitoïdes peralumineux qui, selon Maniar et Picolli (1989), sont caractéristiques d'environnements syncollisionnels. Les diagrammes Nb versus Y (fig. 2.19a) et Rb versus Y + Nb (fig. 2.19b) indiquent que les roches du pluton de DuReine occupent les champs de composition des granites d'arc volcanique et des granites syncollisionnels, définis par Pearce, Harris et Tindle (1984). Les échantillons analysés sont enrichis en terres rares légères (fig. 2.20). Les rapports (La/Yb)_N sont généralement supérieurs à 30. Les niveaux d'abondance varient de 40 à 80 fois les chondrites pour les terres rares légères, et de 1 à 3 fois les chondrites pour les terres rares lourdes. Les niveaux d'abondance des éléments des terres rares (ÉTR) de même que les concentrations faibles en Ta et en Yb et élevées en K₂O, Sr, Ba et Rb au sein du pluton de DuReine sont



- Roche intrusive peu altérée
- ° Roche intrusive altérée en séricite et carbonate
- A Roche intrusive altérée en albite
- Dyke d'aplite



Figure 2.17. Classification des roches plutoniques du gîte de DuReine. A) Diagramme ternaire quartz (Q) - feldspath alcalin (A) - Plagioclase (P), d'après LeMaître (1989). B) Diagramme ternaire anorthite - albite - orthoclase, d'après O'Connor (1965) et Barker (1979).

A)

B)



- Roche intrusive peu altérée
- Roche intrusive altérée en séricite et carbonate
- A Roche intrusive altérée en albite
- Dyke d'aplite

Figure 2.18. Index de Shand pour les roches intrusives du pluton de DuReine (Maniar et Piccoli, 1989). Notez l'appauvrissement en alcalis des roches altérées.



- Roche intrusive peu altérée
- ° Roche intrusive altérée en séricite et carbonate
- * Roche intrusive altérée en albite
- Dyke d'aplite

A)



B)

Figure 2.19. Diagramme Nb vs Y et Rb vs Y + Nb pour les roches plutoniques du gîte de DuReine. A) Diagramme Nb versus Y. B) Diagramme Rb versus Y + Nb. D'après Pearce et al. (1984).

60

similaires aux caractéristiques géochimiques retrouvées dans les plutons de LaReine, Palmarolle et Lac Abitibi (Lacroix, 1995). La signature géochimique du pluton de DuReine est donc cohérente avec l'interprétation voulant que ce dernier représente une apophyse du pluton de LaReine. Il en résulte que le pluton de DuReine est vraisemblablement contemporain de la déformation régionale (syntectonique) au même titre que les plutons de LaReine et de Lac Abitibi (Lacroix, 1995).

2.5.2 <u>Altération hydrothermale</u>

Sur la base des observations de terrain, les échantillons altérés et peu altérés sont issus vraisemblablement d'un même protolithe, dont la composition originelle correspond à une trondhjémite. Quoique les niveaux d'enrichissement soient plus élevés dans les roches altérées, les courbes de rapports roches/chondrites de l'intrusion peu altérée et altérée sont parallèles entre elles (fig. 2.20), confirmant la consanguinité de la séquence magmatique.

À la figure 2.17, les échantillons de roches altérées sont caractérisés par des variations significatives du rapport $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ qui reflètent probablement la mobilisation des alcalis. De plus, les teneurs en SiO₂ varient de 74 à 76 % dans les roches peu altérées et de 61 à 66 % dans les roches plutoniques altérées. Ces dernières sont riches en Al_2O_3 (16 à 20 %), alors que les roches peu altérées possèdent des teneurs en alumine qui sont plus faibles (14 à 15 %). En termes d'éléments en traces, les roches altérées sont plus riches en Ni (> 30 ppm) et en Co (> 10 ppm) que les roches saines (10 - 15 ppm et < 4 ppm, respectivement).

Les diagrammes de la figure 2.21 comparent la concentration de divers éléments contenue dans les roches altérées et peu altérées (Grant, 1986). Ils sont réalisés à partir des principaux éléments considérés relativement immobiles au cours des processus secondaires : c'est-à-dire Al, Ti, P, Y et Zr (Humphris et Thompson, 1978; Pearce et Norry, 1979; Ludden, Gélinas et Trudel, 1982). Ces éléments permettent de tracer une droite définissant une concentration constante d'éléments non affectés par l'hydrothermalisme (Grant, 1986). La figure 2.21a indique que les roches altérées en séricite-carbonate±pyrite sont enrichies en Co, MgO, CaO, Fe₂O₃, K₂O, Rb, Ni et TiO₂ et appauvries en Na₂O, Nb



Figure 2.20. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des roches intrusives du pluton de DuReine. Notez le parallélisme des courbes.

et SiO₂ par rapport à l'intrusion peu altérée. La comparaison de la composition chimique de l'intrusion peu altérée et albitisée montre un enrichissement en Co, Fe₂O₃, Ni et Na₂O et un appauvrissement en CaO, Rb, K₂O, Y, Ba, Nb, Zr et SiO₂ associés à l'altération en albite (fig. 2.21b). L'enrichissement en métaux (Co, Ni, Fe, Mg, Ti) des roches altérées résulte probablement du fait que les fluides hydrothermaux responsables de l'altération ont circulé à travers les unités encaissantes de composition mafique ou ultramafique (i. e. : métavolcanites du Groupe de Stoughton-Roquemaure). Les concentrations élevées en K₂O et en CaO au sein des roches séricitisées et carbonatées (fig. 2.21a) sont compatibles avec la précipitation hydrothermale de séricite et de carbonate. De même, les albitites montrent un enrichissement marqué (ajout) en Na₂O aux dépens du CaO, Rb, Y, Ba, Nb, K₂O et SiO₂. Considérant les teneurs élevées en Al₂O₃ dans les roches altérées et la stabilité de l'alumine en ce qui concerne la remobilisation métasomatique, il est probable que les signatures géochimiques observées soient influencées par une variation volumique. D'après la pente de la droite de concentration constante de la figure 2.21, les échantillons altérés du pluton de DuReine ont subi une



63

Intrusion peu altérée



Figure 2.21. Diagrammes d'iso-concentration pour les roches intrusives du gîte de DuReine (diagramme "isocon" de Grant, 1986). Caractérisation de l'altération hydrothermale affectant le pluton de DuReine. A) Comparaison de la composition chimique de l'intrusion peu altérée avec celle séricitisée et carbonatée. B) Comparaison de la composition chimique de l'intrusion peu altérée avec celle albitisée. Étant donné que la pente de la droite de concentration constante est égale à 1,25, la perte de volume causée par l'altération hydrothermale est estimée à 25 %. PAF : perte au feu.

B)

A)

perte de volume d'environ 25 %, causée par le lessivage de certains éléments, dont la silice, en relation avec l'altération hydrothermale (Grant, 1986). Ce phénomène de lessivage pourrait expliquer l'appauvrissement marqué de certains éléments des roches altérées.

2.6 Synthèse des interprétations

Le gîte de DuReine, qui est constitué de veines de quartz aurifères recoupant un pluton felsique, correspond selon la classification de Robert, Poulsen et Dubé (1997) à un gisement d'or filonien de quartz-carbonate. Les veines, généralement orientées entre N180° et N240°, forment des veines d'extension ou en remplissage de faille, mises en place au cours d'un régime décrochant dextre. Le contact occidental entre le pluton de DuReine et les roches métavolcaniques est interprété comme un conduit de première importance, qui a drainé les fluides hydrothermaux responsables de la formation des veines. La déformation à l'intérieur du pluton de DuReine peut s'inscrire au cours d'un épisode de déformation cassante et incrémentale. Dans les secteurs proximaux au contact, la pression des fluides hydrothermaux a initialement joué un rôle primordial en imposant de grandes contraintes dans le pluton et en favorisant la fracturation et la formation de veines d'extension (fig. 2.12a). À la suite d'une baisse de la pression fluide causée par la mise en place de veines, une déformation en décrochement dextre (fig. 2.12b), associée à une contrainte maximale sub-horizontale orientée environ à N080°, a affecté les veines. Au cours de cet épisode de déformation, les veines comprises au coeur de l'intrusion se mettent en place sous des conditions de pression fluide relativement faible, comparativement aux veines situées près du contact lithologique, et sont issues d'un remplissage de faille (fig. 2.11). La déformation se poursuivant, l'état de contraintes se réajuste afin de tenir compte d'une exhumation progressive de la partie supérieure de la croûte. Au cours de ce processus, une permutation des contraintes intermédiaires (o2) et minimales (σ_3) est induite, et la déformation est alors attribuée à un épisode en compression qui induit des failles inverses. Finalement, le dernier incrément de déformation implique des failles normales en relation avec un environnement principalement en extension, qui résulte vraisemblablement d'un relâchement tardif des contraintes. Aucun hydrothermalisme n'est associé aux deux derniers épisodes de déformation.

Dans le secteur du gîte de DuReine, il existe un fort contraste rhéologique entre le pluton de DuReine et les roches encaissantes constituées de volcanites et de péridotite. La déformation affectant les roches encaissantes est soulignée par le développement d'une schistosité pénétrative indiquant un fluage en régime ductile. Par contre, l'intrusion absorbe la déformation en se fracturant (régime fragile). Cette hétérogénéité dans le caractère de la déformation explique la présence exclusive des veines au sein de l'intrusion. En effet, les fractures développées dans l'intrusion constituent des zones perméables qui sont propices à la mise en place de veines. À l'échelle microscopique, nous avons également observé un contraste rhéologique entre les minéraux constituant les veines, formées au cours d'une déformation cisaillante. Ainsi, les grains de quartz, caractérisés d'une extinction roulante et d'une recristallisation dynamique, sont affectés par une déformation en régime ductile, tandis que la pyrite qui est fracturée se déforme d'une manière fragile. Par conséquent, la précipitation tardive de l'or s'effectue préférentiellement dans les fractures comprises au sein des grains de pyrite.

2.6.1 Modèle génétique des gîtes filoniens d'or

Étant donné que le contexte géologique et l'assemblage minéralogique des veines du gîte de DuReine est similaire aux autres gisements filoniens aurifères à quartzcarbonate de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi, nous effectuons, dans cette section, une revue des principales implications théoriques concernant la genèse de ces gîtes. Tel que résumé par Roberts (1988) et Hodgson (1993), les fluides hydrothermaux responsables des gisements filoniens de quartz-carbonate aurifères sont caractérisées par des concentrations élevées en CO₂, par une faible salinité et par un pH neutre. Les températures des fluides hydrothermaux, estimées à partir des températures d'homogénéisation des inclusions fluides, varient entre 250 et 400 °C (Hodgson, 1993). La source des fluides hydrothermaux peut être de différentes origines (p. ex. Hodgson, 1993) : 1) métamorphique; 2) granulitisation de la croûte inférieure; 3) dégazage du manteau supérieur; et 4) magmatique. Les fluides hydrothermaux d'origine magmatique sont généralement associés avec la précipitation de scheelite et de molybdénite (Roberts, 1988). La solubilité de l'or dans le fluide hydrothermal, dans les conditions physicochimiques décrites précédemment, est assuré par le complexe bi-sulfuré ou "thiocomplexe", c'est-à-dire Au(HS)⁻₂ (Roberts, 1988). La figure 2.22 indique la solubilité de l'or en fonction du pH et de la fugacité d'oxygène pour un fluide à une température de 300 °C et un contenu en soufre de 0,05 mole. Les principaux mécanismes responsables de la précipitation de l'or sont l'oxydation du fluide, le changement de pH, l'abaissement de la température et la diminution de l'activité du soufre réduit (Roberts, 1988). D'après Roberts (1988), les roches encaissant les gisements filoniens aurifères constituent la principale source d'or.

2.6.2 Discussion : implications régionales

L'étude que nous avons réalisée sur le gîte de DuReine fait ressortir l'importance de la présence d'un corps compétent tel qu'une intrusion, qui soumis à la déformation favorise le développement de fractures constituant des sites privilégiés pour le piégeage



Figure 2.22. Solubilité de l'or dans le complexe bi-sulfuré $(Au(HS)_2)$ en relation avec le pH et le log fO₂ Tirée de Roberts, 1988.

des fluides hydrothermaux. Les bordures d'intrusion constituent des secteurs intéressants pour l'exploration minière, puisque les contacts lithologiques forment communément des structures de faiblesse pouvant canaliser des fluides hydrothermaux. La présence d'altération en séricite, carbonate ou albite dans les roches représente un autre métallotecte. Outre l'indice de DuReine, d'autres indices aurifères ont été identifiés dans la région à l'ouest de LaSarre. À titre d'exemple, l'indice de LaReine (appendice A), découvert dans les années 1930, est situé à quelques 13 km à l'est du gîte de DuReine, et est constitué de veines de quartz aurifères recoupant une intrusion felsique. En plus des nombreux forages (près d'une vingtaine) et décapages effectués, un puits d'exploration a été foncé jusqu'à 33 m de profondeur sur le site de cet indice (Eakins, 1972). Les veines, d'une épaisseur variant de quelques centimètres à plus d'un mètre, s'orientent selon une direction E-O avec un pendage subvertical (Eakins, 1972). Elles sont essentiellement composées de quartz (\geq 95 %) avec des quantités mineures de pyrite, de molybdénite et de chalcopyrite (3-5 %).

2.6.2.1 Association tectonique avec la faille de Macamic

Au sud-ouest du décapage # 9, le contact entre le pluton de DuReine et les roches volcaniques encaissantes est orienté NO-SE et est marquée par une faille. Les divers indicateurs cinématiques observés suggèrent des mouvements dextres ou senestres. Nous croyons que la cinématique de la faille a tout d'abord consisté en un mouvement dextre (fig. 2.23), relié à la phase de déformation D_2 (Lacroix, 1995). En effet, cet épisode tectonique est caractérisé par la présence de corridors de déformation, tels que la faille de Macamic, qui se sont formés sous un régime en décrochement dextre (Lacroix, 1995). L'orientation du contact faillé sur le décapage # 9 est subparallèle à la faille de Macamic et correspond vraisemblablement à une structure synthétique à celle-ci. Lacroix (1995) souligne que l'emplacement des plutons syntectoniques de la région de LaSarre est contemporain de la phase de déformation D_2 . La forme allongée du pluton de DuReine selon une orientation N-S est compatible avec cet épisode de déformation. Lors du refroidissement du pluton de DuReine, le régime tectonique, à l'intérieur de l'intrusion, a évolué vers une déformation en décrochement dextre attribuée à une contrainte principale maximale (σ_1) sub-horizontale orientée environ à N085°. C'est dans le cadre de cet état



Figure 2.23. Interprétation structurale du contact ouest entre le pluton de DuReine et les roches métavolcaniques du groupe de Stoughton-Roquemaure. Modifiée de Hubert et Belkabir (1995) et de la carte de compilation géoscientique du MRNQ (échelle 1 : 10 000).

de contraintes que les veines de quartz aurifères se sont mises en place. De plus, le rejeu en faille senestre du contact faillé entre le pluton de DuReine et les roches encaissantes est aussi attribué à ce régime de déformation local (fig. 2.12b). La minéralisation du gîte de DuReine, recoupant une intrusion syntectonique mise en place entre 2697 et 2690 Ma (Lacroix, 1995), est donc postérieure au magmatisme syn-orogénique, et tardive ou pénécontemporaine des stades régressifs de la déformation D₂. À proximité des décapages # 1 et 8, le contact entre l'intrusion et les roches encaissantes, est orienté approximativement N-S. Quoique ce contact n'ait pas été observé sur le terrain, il est interprété comme une structure inverse principale qui a développé des failles subsidiaires synthétiques (inverses) recoupant les veines et le pluton (fig. 2.23). Cette phase de déformation est attribuée à une permutation des contraintes σ_2 et σ_3 associée à un processus d'exhumation du pluton.

2.6.2.2 <u>Comparaison avec les gisements filoniens d'or associés à la zone tectonique de Larder Lake-</u> <u>Cadillac en Abitibi.</u>

La zone tectonique de Larder Lake-Cadillac (ZTLLC), située à environ une centaine de kilomètres au sud de LaSarre, correspond à une structure majeure subverticale orientée est-ouest, qui se prolonge sur plus de 200 km (Chown et al., 1992). De nombreux gisements de veines de quartz aurifères sont associés à cette structure majeure (Robert, 1990a). En Abitibi, ces gisements se trouvent dans les camps miniers de Rouyn-Noranda (Gauthier et al., 1990), de Cadillac (Trudel et al., 1992), de Malartic (Trudel et Sauvé, 1989 et 1992) et de Val-d'Or (Sauvé, Perrault et Trudel, 1986). De par leurs différences et similitudes, nous proposons de comparer les gisements filoniens associés à la ZTLLC avec le gîte de DuReine.

Tout d'abord, les filons aurifères associés à la ZTLLC sont généralement compris au sein de structures subsidiaires de 2^e ou 3^e ordre (Robert, 1990a; Trudel et al., 1992). De même, selon notre interprétation (section 2.6.2.1), la minéralisation du gîte de DuReine est incluse à l'intérieur de failles dextres de 3^e ordre, tributaires du couloir de déformation de Macamic.

Selon Robert (1990a), la proportion des veines d'extension est négligeable comparativement aux veines en remplissage de faille. Ce fait a été observé, entre autres, aux mines Sigma (Robert et Brown, 1986a), Wrightbar (Ferkous et Tremblay, 1997), Astoria (Gauthier et al., 1990) et aussi au gîte de DuReine. De plus, la minéralogie des veines aurifères du gîte de DuReine et des gisements associés à la ZTLLC est sensiblement la même. Les veines, dont la minéralogie reflète la nature des roches encaissantes, sont majoritairement composées de guartz et de guantités moindres de carbonate, muscovite, chlorite, tourmaline, sulfures, albite, scheelite, tellures et or natif. Par exemple, l'arsénopyrite constitue le sulfure prédominant lorsque les roches encaissantes sont d'origine sédimentaire (p. ex. : mine Orenda - zone 2, Robert, Brommecker et Bubar, 1990c; mine Astoria, Gauthier et al., 1990), alors que la fuchsite est présente si les roches encaissantes sont de composition ultramafique (Robert, 1994 et gîte de DuReine). Par contre, l'or au gîte de DuReine est étroitement relié à la galène (section 2.4.2 et planche 5a), alors que l'or dans les gisements associés à la ZTLLC se présente sous forme libre ou en association avec la chalcopyrite, la pyrite ou l'arsénopyrite (Trudel et al., 1992; Robert et Brown, 1986b). L'association de l'or et la galène a été observée dans des veines de quartz comprises au sein d'un terrane de tonalite-trondhiemite de la région de la mine Renabie en Ontario (Callan et Spooner, 1989). Essentiellement, l'altération des épontes au gîte de DuReine est similaire aux gisements associés à la ZTLLC, et est représentée par une séritisation, une carbonatation et une albitisation (section 2.5.2 et Robert, 1990a).

Les veines minéralisées en remplissage de faille du gîte de DuReine sont moins rubanées et déformées que celles retrouvées dans les gisements associés à la ZTLLC (Robert, 1990a; Robert et Brown, 1986a et b; Ferkous et Tremblay, 1997). Cette différence de textures internes peut être expliquée à priori par le régime de déformation distinct d'un secteur à l'autre. En effet, les veines en remplissage de faille de la ZTLLC se sont mises en place au sein de zones de cisaillement fragile-ductile inverses (Robert, 1990a), alors que celles du gîte de DuReine sont contemporaines d'un décrochement dextre dominé par une déformation fragile.

Au cours de la dernière décennie, l'âge des minéralisations aurifères du district de Val d'Or a fait l'objet de plusieurs études géochronologiques. Selon Kerrich, Fryer et King

(1987) et Claoue-Long, King et Kerrich (1990), la minéralisation aurifère est majoritairement syn- à tardi-métamorphique (c'est-à-dire : ~ 2680 à 2670 Ma). À la mine Kiena, les veines minéralisées sont datées à plus de 2686 Ma et sont antérieures à la déformation synmétamorphique et à une partie du magmatisme des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac (Morasse et al., 1993; Morasse et al., 1995). Toutefois, les datations de titanite et de rutile hydrothermaux par la méthode U-Pb ont donné des âges entre ~2630 et 2590 Ma (Jemielita, Davis et Krogh, 1990; Wong et al., 1991; Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993). De même, des âges récents (~2620 et 2500 Ma) ont été obtenus par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur des micas compris dans des veines de quartz aurifères ou des zones d'altérations hydrothermales (Hanes, Archibald et Hodgson, 1992; Smith, Schandl et York, 1993; Powell et al., 1995) et par la méthode Sm-Nd sur la scheelite (Anglin, 1990). Les âges récents obtenus peuvent être attribués à une perturbation isotopique (remise à zéro) durant la réactivation de structures anciennes (Feng et al., 1992b) ou à un refroidissement lent après le métamorphisme (Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993). D'autre part, Couture et al. (1994) concluent à l'existence de deux épisodes distincts de minéralisation aurifère : 1) prémétamorphique (> 2685-2690 Ma); et 2) syn- à post-métamophique (< 2680 Ma). Selon Robert (1990b), le second épisode minéralisé est postérieur au magmatisme et au métamorphisme de la région de Val d'Or par plus de 55 Ma.

Étant donné que les veines de quartz aurifères du gîte de DuReine recoupent un pluton syntectonique, elles ont donc un âge maximal de 2690 Ma, qui correspond aux stades tardifs du magmatisme syn-orogénique de la région de LaSarre (Lacroix, 1995; section 1.2). Par conséquent, la minéralisation du gîte de DuReine est vraisemblablement plus jeune que le premier épisode de minéralisation reconnu dans le district de Val d'Or (Morasse et al., 1995; Couture et al., 1994).

Par ailleurs, tel qu'estimé par Stockwell (1982), Dimroth et al. (1983a et b), Corfu et al. (1989), Card (1990), Machado et al. (1991), Feng et Kerrich (1991), Powell, Carmichael et Hodgson (1991 et 1993) et Poulsen, Card et Franklin (1992), l'âge de la déformation et du métamorphisme régional de l'orogène Kénoréen est estimé entre 2677 et 2645 Ma. Si notre interprétation qui relie la minéralisation du gîte de DuReine aux épisodes tardifs de la déformation D_2 (appartenant à l'orogène Kénoréen) est juste (section 2.6.2.1), il est probable que la minéralisation de DuReine soit pénécontemporaine du second épisode minéralisé de la région de Val d'Or (c.-à-d. : ~ 2650 Ma). Par contre, l'absence de datation isotopique de la minéralisation au gîte de DuReine ne nous permet pas de contraindre précisément son âge. Dans le cadre d'une éventuelle étude géochronologique du gîte de DuReine, il serait intéressant de dater les minéraux hydrothermaux (p. ex. : micas, scheelite, rutile, monazite ou zircon), ainsi que le pluton de DuReine et les dykes d'aplite afin d'obtenir un âge maximal pour la minéralisation.

Chapitre 3

<u>Gîte de Duvan</u>

Le gîte cuprifère de Duvan est situé à environ 40 km au nord-ouest de LaSarre, dans la partie sud du canton de Desméloizes (fig.1.2). Il comprend trois sites minéralisés (fig. 1.2) : les décapages # 1, 2 et 3 (Roger, 1992). Le décapage # 2 correspond au site de la mine Duvan, alors que le décapage # 3 est communément dénommé l'indice Bornite Copper. Les zones minéralisées sont constituées de corps lenticulaires et discontinus, d'une épaisseur sub-métrique à métrique, de magnétite et de sulfures massifs. Elles affleurent au sein d'une séquence de roches métamorphiques appartenant au Groupe de Mine Hunter, constituée de pyroclastites de composition felsique à intermédiaire et de basaltes (fig. 1.2).

Découvert en 1925 par la compagnie Rex Mining Ltd, le gîte de Duvan a fait l'objet de nombreux travaux d'exploration (levés de cartographie et de géophysique, décapages et campagnes de forages) par, entre autres, Laval Quebec Mines inc., Dominion Gulf inc., Quebec Diversified Mining Corporation, Desmeloizes Mining Corporation, Duvan Copper Corporation Ltd, Normetal Mining Corporation, Bornite Copper Corporation, New Insco Mines Ltd, Aunore Ressources inc. et Explorations Noranda Ltée. De 1953 à 1956, la compagnie Duvan Copper Corporation Ltd a effectué, sur le site de la mine, des sondages au diamant totalisant plus de 6000 m et a foncé un puits de 305 m comprenant 8 niveaux (Roger, 1992). Ces travaux ont permis de définir un tonnage de 113 000 tonnes de minerai d'une teneur movenne de 2,5 % Cu et de 100 g/t Ag (Roger, 1992). En 1960, cette même compagnie a envoyé à la fonderie de Noranda un échantillon choisi de 1160 tonnes qui a titré 12 % Cu et 100,8 g/t Ag (Roger, 1992). Finalement, de juin 1992 à janvier 1993, la compagnie Explorations Noranda Ltée a effectué aux alentours du gîte une coupe de lignes couvrant 45,1 km, des levés de géophysique (magnétométrie et polarisation provoquée) et de cartographie, trois décapages mécaniques (sites # 1, 2 et 3), ainsi que deux forages exploratoires (Roger, 1992). Le premier forage d'une longueur de 706 m a été implanté à quelques 500 m au nord-ouest du décapage # 2, afin de vérifier l'extension nord-ouest de la minéralisation observée au site de la mine. Le second forage (460 m de longueur), réalisé à 1 km au nord-ouest du décapage # 2, avait pour but de tester la présence possible de minéralisations dans un secteur caractérisé par l'épaississement des unités volcanoclastiques felsiques et par un appauvrissement (lessivage ?) en Na₂O. Ces forages n'ont permis de mettre au jour aucune zone minéralisée significative et aucune anomalie géophysique en forage ("Pulse EM") n'a été détectée (Roger, 1992).

Les travaux que nous avons réalisés ont essentiellement consisté à cartographier les trois sites de décapage mécanique réalisés par la compagnie Explorations Noranda Ltée. Particulièrement, nous avons examiné la nature de la minéralisation et ses relations structurales avec les roches hôtes. Les principales unités lithologiques, incluant les zones minéralisées, ont été échantillonnées dans le but de procéder à des analyses géochimiques et d'étudier la minéralogie en lames minces. Dans ce chapitre, nous débutons par une description géologique des trois décapages. Ensuite, les zones minéralisées font l'objet d'une étude détaillée, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle microscopique. Par ailleurs, après avoir décrit la composition géochimique des roches encaissant la minéralisation, nous comparons les caractéristiques de différents gisements avec celles du gîte de Duvan, afin de proposer un modèle génétique pour ce dernier.

3.1 Aires d'affleurement

Les décapages # 1, 2 et 3 se répartissent sur une distance de 4,5 km le long de la faille Duvan (fig. 1.2). Ces décapages forment un alignement NO-SE; les décapages # 1 et 3 étant situés respectivement aux extrémités nord-ouest et sud-est (fig. 1.2). Les décapages ont été visités et étudiés lors de nos travaux de terrain durant l'été 1995 (Tremblay, Maisonneuve et Lacroix, 1996). Sur les sites # 1 et 2, la minéralisation est encaissée à l'intérieur de roches foliées à grains fins. Les textures primaires étant complètement oblitérées par la déformation et le métamorphisme, il est difficile de déterminer avec certitude l'origine, sédimentaire ou pyroclastique, des roches encaissant la minéralisation (Gilman, 1977). Toutefois, considérant la prédominance de roches volcaniques dans le Groupe de Mine Hunter (Gagnon, 1981a et b; Verpaelst et Hocq, 1991; Lacroix, 1995) et la présence de métabasaltes contenant des reliques de coussins en périphérie de l'indice Duvan, les roches encaissantes sont interprétées comme étant des unités tufacées.

3.1.1 <u>Décapage # 1</u>

Le décapage # 1 est situé à environ 1 km au nord-ouest du site de la mine Duvan (décapage # 2). Il a été effectué afin de vérifier l'origine d'une anomalie Beep Mat (Roger, 1992). Subdivisé en une partie sud (fig. 3.1) et nord (fig. 3.2), ce décapage présente des zones minéralisées sub-concordantes à magnétite et sulfures, qui sont incluses au sein d'une séquence de roches pyroclastiques métamorphisées au grade de l'amphibolite.

3.1.1.1 Lithologies hôtes

Les roches hôtes de la minéralisation sont des métatufs finement laminés de composition felsique et intermédiaire (figs 3.1 et 3.2). Ils possèdent une granulométrie équigranulaire atteignant une dimension de 0,1 mm. En affleurement, le métatuf felsique comprend localement (< 5 %) des interlits centimétriques de composition intermédiaire à mafigue. En lames minces, il est constitué de quartz (70-80 %), plagioclase (15-20 %), biotite (2-3 %), épidote (1-2 %), muscovite (1 %), chlorite (1 %), minéraux opaques (traces) et grenat (traces). Les grains de quartz sont allongés parallèlement à la foliation. Le métatuf intermédiaire est constitué d'une alternance d'interlits, d'épaisseur centimétrique, de composition felsique (80-70 %) à mafique. Les niveaux plus mafigues (20-30 %), composés majoritairement de biotite, hornblende, épidote et grenat, sont intensément plissés, boudinés et transposés parallèlement à la foliation (fig. 3.1). Le métatuf intermédiaire se compose en moyenne de : quartz (45-50 %), plagioclase (15-25 %), biotite (15-20 %), hornblende (5-10 %), épidote (5-7 %) et de traces de grenat, muscovite, chlorite et minéraux opaques. Les grains de biotite et de hornblende sont automorphes et mesurent de 0,4 à 4 mm de longueur. L'assemblage quartz, plagioclase, hornblende, biotite, épidote et grenat, retrouvé à l'intérieur des métatufs felsique et intermédiaire, forme une paragenèse qui est diagnostique d'un métamorphisme régional au faciès de l'amphibolite. Associées aux minéraux constituant cette paragenèse, la chlorite et la séricite les remplacent partiellement, indiquant une rétrogression au faciès du schiste vert.

Les roches pyroclastiques sont injectées par des dykes de composition felsique à intermédiaire dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à près d'un mètre. Selon leur



Figure 3.1. Carte géologique détaillée de la partie sud du décapage # 1, gîte de Duvan (modifiée de Roger,1992).



Figure 3.2. Carte géologique détaillée de la partie nord du décapage # 1, gîte de Duvan. Même légende que la figure 3.1 (modifiée de Roger, 1992).

minéralogie, trois catégories de dykes sont présentes sur le décapage # 1 (figs 3.1 et 3.2) : 1) tonalite porphyrique; 2) granodiorite microgrenue; et 3) diorite quartzifère. Les dykes tonalitiques, dont l'abondance et les dimensions sont élevées comparativement aux deux autres, sont composés de plagioclase (35-45 %), quartz (25-35 %), épidote (10-15 %), hornblende (5-10 %), biotite (5-10 %) et sphène (< 1 %). Ils sont caractérisés par la présence de phénocristaux millimétriques (25 % de la roche) de plagioclase zoné et d'épidote-biotite-hornblende, baignant au sein d'une matrice aphanitique (granulométrie de 0,1 mm). Les dykes de composition granodioritique sont constitués de plagioclase (40-50 %), quartz (25-30 %), microcline (10-20 %), biotite (10 %), épidote (1 %) et chlorite (1 %). Les grains possèdent une granulométrie variant entre 5 et 15 mm. Finalement, la troisième catégorie de dykes, de composition intermédiaire, correspond à une diorite quartzifère. D'une granulométrie moyenne d'environ 0,1 mm, ces dykes sont formés de 50-65 % de minéraux mafiques (biotite, hornblende et épidote) et de 35-50 % de quartz et de plagioclase.

3.1.1.2 Structures dominantes

Dans les unités tufacées, la principale structure développée correspond à une schistosité mylonitique. Étant donné qu'elle est définie par l'alignement de minéraux du métamorphisme régional, tels que la hornblende, la biotite, l'épidote et le grenat, il existe donc une contemporanéité entre la déformation et le métamorphisme régional. La schistosité, qui comprend une linéation minérale plongeant modérément vers le NO, est orientée NO-SE et inclinée fortement vers le SO (fig. 3.2). Des plis isoclinaux, dont l'amplitude varie de quelques centimètres à quelques mètres, affectent également le pseudo-litage métamorphique (figs 3.1 et 3.2). La plongée de ces plis étant subparallèle à la linéation minérale, ces derniers sont interprétés comme des plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980).

L'ensemble des dykes présents sur le décapage # 1 s'oriente subparallèlement à la foliation incluse dans les métatufs, quoique les dykes recoupent en de nombreux endroits les structures métamorphiques (figs 3.1 et 3.2). Les dykes porphyriques (catégorie 1) exposent une fabrique peu pénétrative, d'origine magmatique ou tectonique, qui est définie par l'alignement de minéraux mafiques selon une orientation subparallèle à la foliation des roches encaissantes. De plus, ils comprennent d'étroites zones de cisaillement ductile bien circonscrites de moins de 5 cm de largeur, qui s'anastomosent subparallèlement au grain structural dominant. Les dykes de la seconde catégorie, quoique non foliés, sont localement affectés par un boudinage (fig. 3.1), qui a induit des fractures d'extension dont la géométrie indique clairement un mouvement décrochant dextre (planche 6a). Les dykes intermédiaires (catégorie 3) ont développé une foliation pénétrative soulignée par l'étirement des grains de quartz et de plagioclase et par l'alignement de minéraux mafiques. Au centre du décapage # 1 sud, le dyke tonalitique présente localement des fragments de métatuf felsique et de dyke intermédiaire folié. Par ailleurs, de petites injections centimétriques, constituant des embranchements de ce dyke, recoupent le métatuf intermédiaire (fig. 3.1). D'autre part, dans la partie nord du décapage # 1, un autre dyke tonalitique tronque une lentille minéralisée (fig. 3.2). Par conséquent, les textures internes des dykes, de même que les relations de recoupement entre les diverses générations de dykes et les structures métamorphiques des roches encaissantes, indiquent que les dykes se sont mis en place au cours de différents incréments d'une déformation progressive contemporaine du métamorphisme. Étant donné que les dykes intermédiaires sont caractérisés par une foliation bien définie, leur mise en place est donc antérieure aux dykes felsigues peu déformés (catégories 1 et 2).

3.1.2 <u>Décapage # 2</u>

Le décapage # 2, qui correspond au site de la mine Duvan, est situé à environ 6 km au nord-est du village de LaReine et est aisément accessible via le 2^e rang. Il a été réalisé afin de mettre au jour l'horizon minéralisé de la mine (Roger, 1992). Ce décapage, couvrant une superficie d'environ 75 m par 20 m, expose des zones minéralisées à magnétite et sulfures, encaissées dans des roches pyroclastiques de composition et de grade métamorphique similaires à ceux du décapage # 1 (fig. 3.3).

3.1.2.1 Lithologies hôtes

Du sud-ouest au nord-est, six lithologies métavolcaniques sont observées sur le décapage # 2 (fig. 3.3) : 1) métatuf intermédiaire avec alternance d'interlits felsiques à mafiques; 2) métatuf felsique; 3) métatuf intermédiaire à mafique riche en grenat; 4)





métatuf intermédiaire caractérisé d'une patine uniforme grise; 5) métatuf intermédiaire à blocs felsiques; et 6) métabasalte (amphibolite). Les deux premières lithologies énoncées ci-haut (unités 1 et 2) s'apparentent respectivement aux métatufs intermédiaire et felsique décrits sur le décapage # 1, tant au niveau de leurs compositions que de leurs textures. La troisième unité est représentée par une alternance centimétrique d'interlits mafigues (50-70 %) et felsiques (50-30 %). Les bandes felsiques sont de composition guartzofeldspathique (20-40 %), alors les horizons mafigues sont formés de hornblende (15-50 %). d'épidote (15-20 %), de biotite (5-25 %) et de grenat (5-15 %). À proximité des zones minéralisées, les plagioclases des roches encaissantes sont partiellement séricitisés. L'analyse des grenats sur le décapage # 2 a révélé des compositions variables (Lacroix, thèse de doctorat en cours) représentées par : almandin (66-68 %), grossulaire (18 %), pyrope (8-9 %), spessartite (5 %) et andradite (1 %). La prédominance de l'almandin (Fe₃Al₂Si₃O₁₂) reflète probablement la composition des horizons mafigues hôtes des grenats. Le métatuf à patine uniforme grise (unité 4) est constitué de minéraux guartzofeldspathique (40-45 %), de carbonate (15-20 %), de biotite (10-15 %), d'épidote (10-15 %) et de chlorite (5-10 %). Les métatufs à blocs (unité 5) possèdent une matrice (20 %) de composition intermédiaire à mafique, alors que les blocs (80 %) sont de composition felsique. La lithologie, exposée à l'extrémité nord-est du décapage, correspond à un métabasalte coussiné (unité 6) composé de hornblende (75-80 %), d'épidote (5-10 %) et de plagioclase-quartz (10-15 %). Cette amphibolite repose en contact franc avec un métatuf intermédiaire (unité 1).

L'assemblage métamorphique des roches métavolcaniques du décapage # 2 est défini par les minéraux suivants : épidote - biotite ± hornblende ± grenat, ce qui concorde avec le faciès de l'amphibolite. De façon omniprésente, cette paragenèse est partiellement remplacée par la chlorite, qui forme occasionnellement un pseudomorphe de biotite ou de hornblende. Sur une lame provenant du métatuf à patine uniforme grise (unité 4), la chlorite montre une association paragénétique avec le carbonate.

Comme sur le décapage # 1, les roches métapyroclastiques du décapage # 2 sont recoupées par différentes générations de dykes de composition felsique et intermédiaire (fig. 3.3). Ces dykes, orientés en moyenne NO-SE, montrent une continuité longitudinale de plusieurs dizaines de mètres. Un premier dyke, d'épaisseur sub-métrique, traverse l'ensemble du décapage dans sa portion centrale (fig. 3.3). Il est caractérisé par une texture porphyrique et est composé d'une matrice quartzo-feldspathique (75-80 %) et de phénocristaux de plagioclase (10-15 %) et de biotite-épidote (5-10 %). La taille des minéraux constituant la matrice et les phénocristaux est respectivement de l'ordre de 0.1 mm et de 1 mm. Ce dyke est localement recoupé par quelques veinules millimétriques de chlorite, représentant possiblement des pseudotachylytes. Un autre dyke felsique, dont l'épaisseur atteint 20 cm, affleure dans la partie nord-est du décapage (fig. 3.3). Il est constitué d'une minéralogie comparable au dyke précédent, excepté que ce dyke inclut environ 5 % de muscovite. Il présente une texture plus ou moins équigranulaire, caractérisée de grains d'une taille d'environ 0,3 mm. D'après leur minéralogie, les dykes felsiques rencontrés sur le décapage # 2 sont de composition tonalitique. D'autres dykes de composition intermédiaire, de quelques centimètres d'épaisseur, sont également présents (fig. 3.3). Ils sont constitués de guartz et de plagioclase (45-50 %), de hornblende (20-25 %), de chlorite (5-15 %), de carbonate (5-10 %), d'épidote (5-10 %), de biotite (5-10 %) et de traces de muscovite et de minéraux opaques. Comme pour les métatufs, les minéraux mafiques, contenus dans les dykes, tels que la biotite, l'épidote et la hornblende, sont partiellement remplacés par l'assemblage chlorite ± carbonate.

3.1.2.2 Structures dominantes

Les roches métavolcaniques du décapage # 2 sont caractérisées par une schistosité et une linéation minérale, dont les attitudes sont identiques à celles du décapage précédent (fig. 3.3). La schistosité est définie par l'alignement des minéraux métamorphiques mafiques et par l'étirement des grains de quartz et de plagioclase. Des plis asymétriques isoclinaux (planche 6b), affectant principalement les interlits mafiques des métatufs, de même que des plis intrafoliaux sont présents surtout à l'extrémité sud-est du décapage. Par ailleurs, les fragments felsiques des métatufs à blocs et les coussins des métabasaltes sont fortement étirés et transposés parallèlement à la foliation. Le grand axe de ces objets géologiques déformés, de même que les axes des plis, sont subparallèles à la linéation définie par les minéraux métamorphiques et définissent une linéation plongeant modérément vers le nord-ouest. Roger (1992) mentionne, qu'aux environs de la mine Duvan, les coussins des métabasaltes indiquent une polarité stratigraphique vers le nord-est.

Au sein des roches métavolcaniques, nous avons observé diverses évidences indiquant que la déformation synmétamorphique est associée à des mouvements décrochants dextres. D'une part, les porphyroblastes de grenat, qui sont associés aux horizons mafiques des unités pyroclastiques et qui sont communément fracturés, présentent des structures périphériques d'ombres de pression et d'enroulement de types alpha et delta. Ces structures asymétriques développées au pourtour des grenats suggèrent un sens de mouvement dextre. D'autre part, les formes en "Z" des plis sont également compatibles avec un mouvement dextre (planche 6b).

Comme sur le décapage précédent, les dykes du décapage # 2 montrent des relations de recoupement entre les diverses injections magmatiques, et avec la structure des roches encaissantes et la minéralisation. Tous les dykes recoupent la schistosité développée dans les roches métavolcaniques. Le dyke principal de composition felsique, au centre du décapage, est caractérisé par une texture massive et montre une structure en "pinch-and-swell" (Hanmer et Passchier, 1991). Il tronque la minéralisation au nordouest du décapage (fig. 3.3). Un autre dyke felsique, présentant une foliation peu pénétrative, est recoupé par la minéralisation dans la portion centre nord-est du décapage (fig. 3.3). Au même titre que les roches encaissantes, les dykes de composition intermédiaire sont fortement foliés, la foliation étant définie par l'étirement et l'allongement des minéraux. L'un de ces dykes est recoupé, à l'extrémité nord du décapage, par le dyke felsique légèrement folié (fig. 3.3). En ce qui a trait à la minéralisation, bien qu'elle soit sub-concordante aux fabriques métamorphiques des roches métapyroclastiques, elle recoupe nettement cette foliation en plusieurs endroits (planches 7a). De plus, des fragments de métatufs (planche 7b) et de dykes felsigues (planche 7c) sont présents au sein de la zone minéralisée. De telles relations indiquent clairement que la minéralisation est post-métamorphique, mais pénécontemporaine d'une activité magmatique felsique.

3.1.3 <u>Décapage # 3</u>

Le décapage # 3 est situé sur la bordure nord du premier rang, à 3 km à l'ouest de l'intersection avec la route 111. Il met à découvert une minéralisation à magnétite et sulfures encaissée dans des métabasaltes. Gilman (1977) rapporte qu'une bande de 25

cm d'épaisseur sur 8 m de longueur, de chalcopyrite et de bornite massives, a été observée dans ce secteur.

3.1.3.1 Lithologies hôtes

La roche hôte de la minéralisation est différente de celle des autres décapages (fig. 3.4). Il s'agit d'un métabasalte amphibolitisé qui est constitué de hornblende (40-55 %), d'épidote (20-30 %), de quartz (20-30 %), de chlorite (2-5 %), de grenat (1 %) et de carbonate (< 3 %). Localement, à l'extrémité nord du décapage, le métabasalte comprend jusqu'à 15 % de grenat. Le grenat et la hornblende montrent des évidences de rétrogression en chlorite. L'assemblage métamorphique comprenant la hornblende, l'épidote et le grenat est typique du faciès de l'amphibolite.

Dans la partie NO du décapage, le basalte est recoupé par une intrusion tonalitique blanchâtre finement grenue montrant une forme irrégulière (fig. 3.4). L'intrusion est composée de quartz et de plagioclase partiellement séricitisé (75-85 %), d'épidote (5-10 %), de muscovite (3-5 %), de biotite (1-2 %), de chlorite (1 %) et de traces de sphène. Les grains quartzo-feldspathiques sont équigranulaires et possèdent une taille d'environ 0,1 mm. De plus, des métatufs de composition felsique affleurent en bordure du premier rang, à proximité de ce décapage.

3.1.3.2 Structures dominantes

Tout comme les unités métavolcaniques des deux autres décapages, les roches du décapage # 3 sont fortement foliées selon une orientation NO-SE (fig. 3.4). En lames minces, cette fabrique, qui s'est développée au cours d'un processus de différentiation métamorphique, se traduit par une alternance de rubans de quartz et de minéraux mafiques et définit une schistosité. Les grains de quartz, d'une granulométrie d'environ 0,05 mm, montrent une texture granoblastique, alors que les minéraux mafiques, dont la taille ne dépasse pas 0,5 mm, forment une structure nématoblastique. Cette foliation est porteuse d'une linéation minérale faiblement plongeante vers le NO (fig. 3.4). Des plis isoclinaux de faible amplitude, dont la plongée est subparallèle à la linéation minérale, sont également présents dans le métabasalte. L'intrusion tonalitique montre une foliation peu



Figure 3.4. Carte géologique détaillée du décapage # 3, gîte de Duvan (modifiée de Roger, 1992).

85

pénétrative, définie par l'aplatissement des grains quartz et de plagioclase et par l'alignement des minéraux mafiques. Cette fabrique tectonique suggère l'existence d'une déformation subséquente à la mise en place de l'intrusion.

L'une des principales caractéristiques structurales du décapage # 3 réside dans la présence de zones anastomosées de cisaillement fragile à fragile-ductile qui recoupent la foliation métamorphique des métabasaltes (fig. 3.4). Les cisaillements fragiles-ductiles sont constitués de quartz (50-55 %), de chlorite (40-45 %) et d'épidote (5 %), soulignant une rétrogression au faciès du schiste vert des métabasaltes amphibolitisés. La principale zone de cisaillement est située au centre du décapage et atteint près de 2 m d'épaisseur (fig. 3.4). Elle est spatialement et génétiquement associée à la minéralisation (fig. 3.4). Des fabriques C/S (planche 8a) de même que des plis en forme de "Z" (planche 8b) sont préservées au sein de la zone principale, indiquant un mouvement décrochant dextre. Localement, des lambeaux de veines de guartz, aplatis et transposés parallèlement aux cisaillements fragiles-ductiles, sont exposés dans l'une de ces zones au nord-est de l'étang (fig. 3.4). D'autres cisaillements fragiles sont margués par la présence de niveaux discontinus de brèches cataclastiques (planche 9a) et de veines centimétriques à quartz, magnétite et pyrite (planche 9b). Ces zones de cisaillement comportent des surfaces de faille striées, dont les stries plongent faiblement vers le NNO (fig. 3.4). Les brèches cataclastiques font quelques centimètres d'épaisseur et sont constituées de fragments anguleux de métabasaltes foliés, compris dans une matrice microgrenue (taille des grains : ~ 0,1 mm) de quartz (35-45 %), muscovite (20-25 %), chlorite (15-20 %), carbonate (15-20 %) et épidote (traces).

L'ensemble de ces zones de cisaillement se distribuent, d'après leur orientation, au sein de deux familles différentes (fig. 3.4) : 1) NNO-SSE à N-S; et 2) NE-SO. Elles sont respectivement caractérisées par un pendage modéré à abrupte vers l'OSO et le NO. Les cisaillements appartenant à la première famille sont nettement majoritaires comparativement à la seconde famille. Les mouvements apparents, indiqués par le déplacement de marqueurs dans la roche encaissante et par les fabriques C/S, sont attribués à une déformation en décrochement, qui exhibe un mouvement dextre dans le cas des cisaillements NNO-SSE et senestre pour les cisaillements NE-SO. Les relations angulaires et cinématiques entre les zones de cisaillement NNO-SSE et NE-SO suggèrent

que cet ensemble de structures forme un système conjugué de cisaillement synthétique et antithétique centré sur la zone de cisaillement principale.

3.2 Étude macroscopique et microscopique des zones minéralisées

Dans cette section, une étude détaillée des zones minéralisées est présentée en considérant leurs assemblages minéralogiques, ainsi que leurs liens structuraux et métamorphiques avec les roches encaissantes. Pour ce faire, nous avons décrit sur le terrain les structures minéralisées rencontrées sur les trois décapages, et nous avons examiné au microscope plus d'une trentaine de lames minces polies provenant de ces zones. En général, les zones minéralisées possèdent une épaisseur de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres et sont sub-concordantes à la foliation métamorphique des roches encaissantes. Les teneurs en métaux de base, des échantillons provenant des différentes zones minéralisées du gîte de Duvan, sont compilées au tableau 3.

3.2.1 <u>Décapage # 1</u>

En affleurements, les zones minéralisées du décapage # 1 définissent deux faciès de minéralisations distincts : 1) dissémination de sulfures et magnétite; et 2) brèche massive à matrice de magnétite. Le premier faciès minéralisé est représenté par une distribution stratoïde et disséminée de la minéralisation au sein du métatuf felsique. Les zones minéralisées caractéristiques de ce faciès se retrouvent dans la partie sud du décapage # 1 (fig. 3.1) et sont soulignées par une altération rouille. Elles se composent de 10 à 40 % de sulfures et de magnétite et atteignent au plus quelques mètres d'épaisseur. L'enveloppe de ces zones est diffuse et concordante avec la foliation des métatufs, et épouse la forme des plis isoclinaux présents dans l'encaissant (fig. 3.1).

Une lame mince polie, confectionnée à partir du métatuf à sulfures disséminés situé à l'extrémité sud-ouest du décapage # 1 sud (fig. 3.1), est composée de 10 % de sulfures, représentés par : pyrite (60 %), pyrrhotite (30 %), marcasite (10 %), chalcopyrite (traces) et sphalérite (traces). Les grains de sulfures, disposés parallèlement à la schistosité, montrent des formes allongées hypidiomorphes. Les sulfures constituent des phases interstitielles et sont en équilibre chimique avec les minéraux formant l'assemblage 88

métamorphique du métatuf : c'est-à-dire le quartz, la hornblende, l'épidote et le grenat. La pyrite, contenant des inclusions de chalcopyrite¹, pyrrhotite et sphalérite, est entourée par l'assemblage marcasite-chalcopyrite². Les relations texturales permettent d'établir la paragenèse suivante : quartz, épidote, hornblende \Rightarrow pyrite, chalcopyrite¹, pyrrhotite, sphalérite \Rightarrow marcasite, chalcopyrite².

Toutefois, d'autres lames provenant des zones à sulfures et magnétite disséminés (décapage # 1 sud; fig. 3.1) montrent une minéralisation faiblement déformée d'origine hydrothermale. La minéralisation, constituée de sulfures et de magnétite, est associée à l'assemblage quartz-épidote-amphibole±biotite. Contrastant avec ceux des métatufs, les grains de quartz de la minéralisation sont peu déformés et montrent une granulométrique d'environ 0,4 mm (atteignant par endroit le centimètre), une extinction faiblement roulante, des joints intergranulaires triples et un faible taux de recristallisation. De plus, ces zones minéralisées englobent localement des fragments de dykes ou de métatufs foliés. Au microscope, un fragment de grenat fracturé, compris dans une zone minéralisée, présente une rétrogression en chlorite et biotite. Sur l'une des lames, un remplacement net de l'assemblage pyrite-pyrrhotite par la paragenèse marcasite-chalcopyrite est observé (planche 10a). Les sulfures entourent et enrobent les grains d'amphibole (planche 10b), qui sont localement caractérisés par une rétrogression en chlorite. Les observations microscopiques suggèrent deux associations minéralogiques distinctes : une première constituée de quartz, amphibole, épidote, \pm biotite \rightarrow pyrite, pyrrhotite, \pm chalcopyrite¹, et une seconde essentiellement caractérisée par la précipitation de l'assemblage marcassitechalcopyrite². Les échantillons Duvan 1A-7 et 1A-8, prélevés dans les zones minéralisées au nord-est du décapage # 1 sud, ont donné des teneurs en Cu de 83 et 900 ppm, respectivement (tableau 3).

Par endroits, des horizons décimétriques de quartz, hornblende et magnétite recoupent les métatufs (fig. 3.1). Les contacts de ces zones avec les roches encaissantes sont généralement diffus et mal définis. Au microscope, les grains de quartz de l'un de ces horizons, d'une granulométrie d'environ 0,4 mm, exposent des joints triples, une extinction

¹ Première phase minéralogique

² Deuxième phase minéralogique

régulière, une forme allongée et un faible taux de recristallisation. À cause de leur granulométrie plus grossière et leurs textures moins déformées, ces grains de quartz, distincts de ceux constituant les métatufs, sont considérés d'origine hydrothermale. La présence d'inclusions minérales et de contacts francs entre les phases minéralogiques suggère la paragenèse suivante (par ordre de cristallisation croissant) : quartz, hornblende, pyrrite, pyrrhotite chalcopyrite \Rightarrow magnétite.

#	#	#	Cu	Pb	Zn	Ag	Au
décapage	échantillon	BAROQ	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
1	1A-7	8331	83	< 1	132	< 0,5	n.a.
1	1A-8	8332	900	< 1	130	1,2	n.a.
2	D-1	8334	18,9 %	1,7 %	5,2 %	37	11
2	D-2	8335	3 600	367	222	4,1	n.a.
2	D-3	8336	158	< 1	214	1	n.a.
2	2N-14	8343	700	< 1	220	1,2	n.a.
2	2N-25	8346	1 000	83	46	1,5	n.a.
2	2S-18	8344	4,7 %	1 400	7 800	11	n.a.
3	3-8	4704	6 000	< 1	1,0 %	6,2	n.a.
3	3-10	4706	2 100	36	4,6 %	5,5	n.a.

Tableau 3. Teneurs en métaux de base et en or des échantillons minéralisés des différents décapages du gîte de Duvan.

N.B. : n.a., élément non-analysé.

Le second faciès minéralisé correspond à des lentilles massives subverticales, orientées NO-SE, à quartz et magnétite. Ces lentilles d'épaisseur sub-métrique affleurent principalement sur le décapage # 1 nord (fig. 3.2). Elles contiennent des fragments (10 à 20 %) centimétriques, foliés ou dépourvus de fabrique, constitués de quartz (planche 11a) et de roches d'origine volcanique ou ignée similaires à l'encaissant (planches 11b, 12a et 13a). La matrice est essentiellement constituée de magnétite (85-90 %) et de quartz (15-10 %) à texture saccharoïde. Bien que certaines lentilles de magnétite soient localement

subparallèles aux structures dominantes des métatufs (planches 11b, 12a,b et 13b), la lentille principale de magnétite, sur le décapage # 1 nord, recoupe nettement la schistosité des roches encaissantes. Elle forme de nombreuses structures d'injection enrobant des fragments de roches métapyroclastiques encaissantes (planches 12a et 13a, b). La brèche massive du décapage # 1 nord dessine un pli dextre plongeant, modérément à fortement, vers le NO (fig. 3.2).

L'étude microscopique de trois lames minces polies provenant de la brèche à magnétite indique la composition minéralogique suivante : quartz (40-60 %), amphibole (5-25 %), magnétite (15-40 %), épidote (< 10 %), chlorite-stilpnomélane (2-3%), sphène (1 %), pyrite (traces) et chalcopyrite (traces). Les grains de quartz, d'environ 0,4 mm de diamètre, présentent des extinctions légèrement ondulantes et un faible taux de recristallisation dynamique. La magnétite, qui forme environ 95 % des minéraux opaques, a précipité dans les interstices du quartz (planche 14a), et est pénécontemporaine aux sulfures, quartz, amphibole, épidote et sphène. L'ordre de cristallisation de l'assemblage paragénétique s'établit comme suit : quartz, amphibole, épidote \Rightarrow pyrite \Rightarrow chalcopyrite \Rightarrow sphène, magnétite. Une altération rétrograde en chlorite et stilpnomélane se superpose à cette paragenèse. Elle se distribue d'une facon diffuse et discrète à travers l'ensemble des unités lithologiques, tant dans les zones minéralisées que dans les roches encaissantes (métatufs et dykes). Cette altération est définie par le remplacement partiel des amphiboles et du grenat et par l'encerclement de l'épidote, de la magnétite et de sulfures oxydés, qui s'effectuent au profit de l'assemblage chlorite-stilpnomélane. Sur ce décapage, les fibres de chlorite et de stilpnomélane montrent une orientation aléatoire, suggérant que l'altération s'est développée postérieurement à la déformation.

Par ailleurs, sur le décapage # 1 nord, des veines centimétriques de chalcopyrite et pyrite massives remplissent localement des fractures parallèles à la foliation des métatufs intermédiaires. L'observation microscopique de l'une de ces veines indique une précipitation pénécontemporaine du quartz, de l'épidote, de la pyrite et de la chalcopyrite.

3.2.2 <u>Décapage # 2</u>

Les zones minéralisées de la mine Duvan (décapage # 2) affleurent sur plusieurs dizaines de mètres et forment des lentilles dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à près d'un mètre (fig. 3.3). Ces lentilles, encaissées au sein de diverses unités tufacées, sont subverticales et orientées NO-SE, subparallèlement au grain structural régional (fig. 3.3). Elles sont constituées de quartz (< 50 %), de sulfures (20-40 %), de magnétite (10-50 %) et de fragments (5-10 %), foliés ou massifs, de métatufs (planche 7b) et de dykes (planche 7c). Les fragments sont sub-anguleux à sub-arrondis et atteignent localement une dizaine de centimètres de diamètre. Structuralement et texturalement, la minéralisation est identique à celle de la brèche à magnétite du décapage # 1. Des recoupements entre les lentilles minéralisées et la foliation des roches encaissantes sont visibles en de nombreux endroits.

La partie sud du décapage est caractérisée par une veine de chalcopyrite et de sphalérite massive à semi-massive, qui montre une continuité de quelques mètres et une épaisseur de 20 à 30 cm. Elle comprend localement des fragments centimétriques de métatufs plissés. Un échantillon choisi (D-1) de cette veine a donné des teneurs de 18,9 % Cu, 5,2 % Zn, 1,7 % Pb et 37 ppm Ag (tableau 3). Au microscope, la veine est constituée de quartz (55-65 %), sulfures (30-40 %), stilpnomélane-chlorite (5-10 %) et muscovite (traces). Le quartz montre une granulométrie variable (< 4 mm), une extinction ondulante et un faible taux de recristallisation dynamique. La muscovite se retrouve localement en inclusion dans le quartz. Les sulfures, représentés par la chalcopyrite (50-70 %), la sphalérite (20-30 %), la pyrite (5-10 %) et la galène (2-5 %), constituent des phases interstitielles aux grains de quartz. La chalcopyrite, la sphalérite et la galène sont associées et remplissent des fractures recoupant la pyrite (planches 14b et c). Les observations microscopiques indiquent la paragenèse suivante : quartz, muscovite \rightarrow pyrite → chalcopyrite → sphalérite → galène. La chlorite et la stilpnomélane ont précipité postérieurement par rapport à ces minéraux, et représentent des produits d'évolution tardive du fluide hydrothermal responsable de la minéralisation ou d'un épisode distinct d'hydrothermalisme. Les relations texturales ne permettent cependant pas d'élucider clairement cette problématique.

En lame mince, les zones minéralisées des parties centrale et nord-est du décapage # 2 sont composées de quartz (40-75 %), minéraux opaques (10-50 %), amphibole (\leq 15 %), chlorite-stilpnomélane (3-5 %), muscovite (\leq 3 %), épidote (\leq 5 %) et apatite (traces). Les minéraux opaques sont constitués de pyrite (60-70 %), magnétite (30-40 %), ainsi que de faibles quantités (< 5 %) de chalcopyrite, pyrrhotite et sphalérite. Localement, la pyrite enrobe des grains de quartz, amphibole et épidote (planche 15a). Par contre, la magnétite remplace et pénètre partiellement la pyrite (planche 15c). Les relations microscopiques indiquent la paragenèse suivante : quartz, amphibole, épidote, muscovite, apatite \Rightarrow pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite¹ \Rightarrow chalcopyrite² \Rightarrow sphalérite \Rightarrow magnétite \Rightarrow chlorite-stilpnomélane. Les teneurs obtenues des échantillons provenant de ce secteur (D-3, 2N-14, 2N-25 et 2S-18) sont compilées au tableau 3. Sur d'autres lames minces provenant de la partie centrale du décapage, à environ 10 m au sud-ouest de la lentille minéralisée principale, le métatuf intermédiaire est altéré et recoupé par des veinules centimétriques. Dans les zones altérées, les minéraux d'altération (planche 15b) constituent environ 40 % du métatuf, et sont représentés par l'hématite (10-15 %), l'amphibole (5-10 %), le carbonate (traces), le sphène (traces), l'apatite (traces) et la magnétite (traces). Cet assemblage paragénétique cause l'oxydation de la pyrite incluse au sein du métatuf. De leur côté, les veines sont formées de quartz (90 %), hématite (2-5 %), pyrite (2-5 %), chlorite-stilpnomélane (1-2 %), magnétite (traces) et apatite (traces). L'hématite, constituant une phase tardive, montre généralement un coeur composé de magnétite (planche 15b), ce qui suggère une évolution paragénétique sous des conditions de plus en plus oxydante. La paragenèse de cette altération hydrothermale s'établit comme suit (par ordre de cristallisation croissant) : quartz, pyrite, apatite \rightarrow magnétite, hématite, chlorite-stilpnomélane.

3.2.3 <u>Décapage # 3</u>

Comme sur les décapages précédents, les zones minéralisées du prospect Bornite Copper (décapage # 3) recoupent la foliation des roches encaissantes. L'horizon minéralisé principal a une orientation NO-SE et fait environ 1 m d'épaisseur. La

¹ Première phase minéralogique

² Deuxième phase minéralogique
minéralisation est incluse et bordée par une zone de cisaillement chloriteuse, qui résulte d'une rétrogression au faciès du schiste vert des métabasaltes amphibolitisés.

Au microscope, la zone minéralisée principale est composée de quartz (30-50 %), chlorite-stilpnomélane (15-20 %), pistachite (5-20 %), de minéraux opaques (15-60 %), amphibole (2-3 %) et de carbonate (traces). Le quartz montre des textures de déformation telles que de l'extinction ondulante et de la recristallisation. L'amphibole se présente sous la forme de petites aiguilles (actinote ?), qui sont incluses à l'intérieur des grains de quartz. Les minéraux opaques constituent des phases interstitielles aux grains de quartz et sont principalement représentés par des quantités variables de pyrite, magnétite, sphalérite et chalcopyrite. La pyrrhotite, présente dans des inclusions au sein de la pyrite, constitue une phase mineure. La sphalérite et la chalcopyrite forment une association paragénétique, caractérisée par le développement de textures d'exsolution de la chalcopyrite au sein de la sphalérite (planche 16a). Cet assemblage injecte et enrobe les grains de pyrite (planche 16a). La magnétite, associée à la chlorite et au stilpnomélane, se superpose à la pyrite (planche 16b), à l'épidote et à l'association sphalérite-chalcopyrite (planche 16c). À partir de ces relations texturales, la séquence paragénétique s'établit comme suit (par ordre de cristallisation croissant): quartz, actinote, épidote \Rightarrow pyrite \Rightarrow chalcopyrite, sphalérite \Rightarrow magnétite, chlorite-stilpnomélane, carbonate. Les échantillons 3-8 et 3-10 (tableau 3), prélevés dans la zone minéralisée principale, ont donné des teneurs en Cu de 0,6 % et 0,2 % et des teneurs en Zn de 1,0 % et 4,6 %, respectivement.

3.2.4 Synthèse des descriptions

À l'exception des zones de dissémination minéralisées, les observations de terrain et de lames minces indiquent que la minéralisation se présente généralement sous forme de lentilles discordantes (filons) à la foliation des roches hôtes. Comparativement aux roches métavolcaniques encaissantes, qui sont caractérisées par une foliation mylonitique, les minéraux formant les lentilles minéralisées ne sont que faiblement affectés par de la déformation. Les grains de quartz sont d'une granulométrie relativement grossière et montrent une extinction régulière à légèrement ondulante, un faible taux de recristallisation dynamique, des joints intergranulaires à 120° et des contacts suturés. En affleurement, les lentilles minéralisées sont localement plissées. D'autre part, les dykes felsiques et la minéralisation, mis en place après le paroxysme métamorphique, exposent clairement des relations de recoupement mutuel. Ces relations structurales et texturales suggèrent que la minéralisation est contemporaine des stades tardifs de la déformation D_2 et d'une certaine activité magmatique.

L'évolution paragénétique de la minéralisation est caractérisée par une précipitation précoce de quartz-épidote-amphibole-apatite±muscovite±actinote, suivie de pyrite-pyrrhotite et de chalcopyrite-sphalérite et finalement de magnétite-chlorite-stilpnomélane±hématite (fig. 3.5). L'assemblage minéralogique des lentilles minéralisées

Minéraux	Remplissage
Quartz	
Amphibole	
Muscovite- séricite Pistachite	
Riotite	
Bloute	
Apatite	
Pyrite	
Pyrrhotite	
Marcasite	
Chalcopyrite	
Sphalérite	
Galène	
Sphène	
Magnétite	
Stilpnomélane	
Chlorite	
Hématite	
Carbonate	
	Temps

Figure 3.5. Paragenèse des lentilles minéralisées, gîte de Duvan. L'épaisseur du trait représente la quantité relative de minéral déposé.

٠,

les plus précoces présente un équilibre physico-chimique avec les minéraux métamorphiques des roches encaissantes, alors que les minéraux hydrothermaux tardifs sont associés à une rétrogression de ce même assemblage métamorphique. Une telle paragenèse est interprétée comme le produit d'un même épisode hydrothermal ayant progressé de conditions initialement réductrice au faciès des amphibolites, à des conditions de plus en plus oxydantes en équilibre avec des minéraux métamorphiques du faciès schiste vert.

Les roches encaissant les lentilles minéralisées sont caractérisées par une altération hydrothermale qui se superpose à l'assemblage métamorphique. Cette altération est diffuse et discrète et se retrouve principalement à proximité des lentilles minéralisées. Elle est représentée par les minéraux suivants (par ordre d'abondance) : pyrite, épidote, séricite, amphibole, chlorite, magnétite, hématite, carbonate et apatite. Toutefois, étant donné que l'épidote et l'amphibole constituent à la fois des minéraux métamorphiques et hydrothermaux, il est difficile de discriminer l'origine de ces deux phases.

3.3 <u>Géochimie des roches encaissantes</u>

Au total, 16 échantillons de roches encaissantes, prélevés au sein des divers décapages du gîte de Duvan, ont fait l'objet d'analyses géochimiques (appendices F et G); les différents types de dykes (7), les métatufs felsique et intermédiaire (5) et les métabasaltes (4) ont été échantillonnés. Les teneurs en SiO₂ des dykes porphyriques, microgrenus et foliés varient respectivement de 66 à 70 %, 67 à 69 % et 59 à 60 % (appendice G). La composition normative des dykes felsiques, à texture porphyrique et microgrenue, indique une tonalite ou une trondhjémite, alors que les dykes intermédiaires foliés varient de diorite quartzifère à granodiorite (figs 3.6a et b).

Les métatufs felsiques, les métatufs intermédiaires et les métabasaltes possèdent des teneurs en SiO₂ de 71 à 77 %, 57 à 65 % et 45 à 52, respectivement (appendice F). Sur un diagramme Zr/TiO_2 versus SiO₂ (fig. 3.7), les roches métavolcaniques forment une séquence sub-alcaline. Les roches tufacées sont de composition andésitique à rhyolitique, alors que les termes extrusifs mafiques sont de composition basaltique (fig. 3.7). Le



1a : quarzolite

- 1b : granitoïde quartzifère
- 2 : granite à feldspath alcalin
- 3 : granite
- 4 : granodiorite
- 5 : tonalite
- 6* : syénite quartzifère à feldspath alcalin
- 7* : syénite quartzifère
- 8* : monzonite quartzifère
- 9* : monzodiorite quartzifère
- 10* : diorite quartzifère
- 6 : syénite à feldspath alcalin
- 7 : syénite
- 8 : monzonite
- 9 : monzodiorite-monzoabbro
- 10 : diorite-anorthosite-gabbro

- Dyke porphyrique felsique
- ▼ Dyke microgrenu felsique
- Dyke folié intermédiaire





B)



Figure 3.7. Classification des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan. Diagramme Zr/TiO_2 vs SiO₂ (Winchester et Floyd, 1977).

diagramme cationique de Jensen (1976) indique que les métatufs sont d'affinité calcoalcaline, alors que les métabasaltes tombent dans le champ des tholéiites riches en magnésium (fig. 3.8a). Les rapports FeO^{tot}/MgO en fonction de SiO₂ et FeO^{tot} (Miyashiro, 1974) illustrent aussi le caractère calco-alcalin des métatufs et l'affinité tholéiitique des métabasaltes (fig. 3.8b). De même, les rapports Zr/Y des métatufs et des métabasaltes sont significativement distincts; ils varient de 8,1 à 47,5 pour les métatufs et de 2,8 à 4,4 pour les métabasaltes, suggérant des affinités calco-alcaline et tholéiitique, respectivement (MacLean et Barrett, 1993).



Figure 3.8. Détermination de l'affinité géochimique des roches métavolcaniques encaissantes, gîte de Duvan. A) Diagramme cationique de Jensen (1976). B) Diagrammes $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ vs SiO_2 et $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ vs FeO^{tot} (Miyashiro, 1974), la signification des symboles est la même qu'en A.

Les teneurs en terres rares, normalisées aux chondrites, des métatufs montrent des courbes subparallèles, fortement enrichies en terres rares légères à des niveaux d'abondance de l'ordre de 30 à 100 X chondrites (fig. 3.9a). Les rapports (La/Yb)_N sont supérieurs à 10. Les métatufs de composition intermédiaire présentent des teneurs en terres rares plus élevées que les métatufs felsiques (fig. 3.9a). Les teneurs en terres rares, mesurées sur deux échantillons de métabasaltes, montrent des courbes roches/chondrites subparallèles et horizontales (fig. 3.9b); les niveaux d'abondance étant typiques des basaltes de rides mid-océaniques (MORB; environ 10 X chondrites, Pearce 1982).

Les différences de lignée volcanique et de patron de terres rares entre les métatufs et les métabasaltes peuvent principalement être expliquées par deux hypothèses : 1) découplage pétrologique et génétique entre la séquence de roches métapyroclastiques et les métabasaltes (sources distinctes); et 2) contamination des tufs par une composante détritique épiclastique.

3.4 <u>Discussion : modèles génétiques et implications métallogéniques régionales</u>

À la suite d'une synthèse des observations et des interprétations, le gîte de Duvan est comparé avec divers types de gisements. Ensuite, un modèle métallogénique concernant l'origine de la minéralisation du gîte de Duvan est proposé. Enfin, la dernière section met en évidence les points saillants à considérer dans le cadre de campagnes d'exploration minière, visant à mettre à jour des minéralisations similaires à celles du prospect de Duvan.

3.4.1 <u>Synthèse des observations et interprétations : liens entre le métamorphisme, la déformation,</u> le magmatisme et l'hydrothermalisme

Les principales caractéristiques des trois décapages du gîte de Duvan sont résumées au tableau 4. Les roches métavolcaniques encaissant la minéralisation montrent une schistosité mylonitique subverticale orientée NNO-SSE, définie par l'alignement et l'étirement de minéraux métamorphiques, ce qui indique une contemporanéité entre la déformation et le métamorphisme. Une linéation d'allongement sub-horizontale plongeant vers le NO, ainsi que des plis isoclinaux et en fourreau sont également présents au sein



Figure 3.9. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des roches métavolcaniques encaissantes, gîte de Duvan. A) Métatufs felsiques et intermédiaires affleurant sur les décapages # 1 et 2. B) Métabasaltes provenant des décapages # 2 et 3.

des roches hôtes. Outre ces structures ductiles, le décapages # 3 est caractérisé par des zones de cisaillements rétrogrades riches en chlorite et par des brèches cataclastiques, soulignant un caractère de déformation plus fragile que sur les autres décapages. Tel que suggéré par divers indicateurs cinématiques (i.e. la vergence des plis, la géométrie des veines de tension, l'enroulement des porphyroblastes de grenat et les fabriques C/S), la déformation s'est produite en régime décrochant dextre le long d'un corridor de déformation définissant la faille de Duvan (Lacroix, 1995).

La minéralisation se présente généralement sous forme de lentilles à texture bréchique recoupant la foliation métamorphique des roches encaissantes. Telle que observée sur le décapage # 1 nord (fig. 3.2), la brèche à magnétite définit des plis dont les axes, plongeant modérément à abruptement vers le NO, sont sécants par rapport à la linéation d'allongement et aux axes de plis sub-horizontaux compris dans les roches métavolcaniques encaissantes. Les travaux de développement minier souterrain (forages, galeries, etc.), réalisés par Duvan Copper Corporation (appendice E), ont également indiqué que les lentilles minéralisées plongent entre 70° et 75° vers le NO. Comparativement aux roches hôtes qui sont fortement foliées et plissées, la minéralisation n'est que faiblement affectée par la déformation. Elle est caractérisée par une texture bréchique à matrice de quartz, amphibole, épidote, chlorite, stilpnomélane, apatite, magnétite et sulfures. Les fragments sont constitués de quartz ou de roches de même nature que l'encaissant : i.e. métavolcanites foliées et dykes (planches 7b, c, 11a, b, 12a, 13a). Les fragments de quartz représentent vraisemblablement du matériel hydrothermal précipité précocement à partir du fluide minéralisateur. La principale zone d'intérêt économique se situe sur le site de la mine Duvan (décapage # 2), où une minéralisation massive à semi-massive de chalcopyrite-sphalérite±galène est exposée à l'intérieur d'une veine de 2 m de longueur par 30 cm de largeur.

La minéralisations stratiforme disséminée dans les métatufs (décapage # 1 sud), est principalement constituée de rubans millimétriques de pyrite et de marcasite, alignés parallèlement à la foliation des roches hôtes et superposés à l'assemblage métamorphique des métatufs. Cette minéralisation diffuse est probablement reliée (peut-être précoce) au même épisode hydrothermal qui a formé les lentilles minéralisées bréchiques. Cette interprétation est corroborée par l'observation au microscope de textures minéralogiques peu déformées dans les zones de dissémination minéralisées. La nature variable des roches encaissant la minéralisation sur les divers décapages, de même que le recoupement de la schistosité métamorphique par les lentilles minéralisées, indiquent qu'il n'existe pas de contrôle lithologique sur la distribution de la minéralisation.

Caractéristiques	Décapage # 1	Décapage # 2	Décapage # 3
Roches-hôtes	Métatufs felsiques et intermédiaires	Métatufs felsiques et intermédiaires	Métabasalte (mafique)
Métamorphisme	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite / schiste vert
Déformation	Schistosité mylonitique, plis - Ductile	Schistosité mylonitique, plis - Ductile	Schistosité - ductile cataclase - Fragile
Plutonisme	Dykes syn- à post- cinématiques	Dykes syn- à post- cinématiques	Intrusion syn-cinématique
Texture de la Minéralisation	Disséminée et veine (brèche)	Veine (Brèche)	Veine au sein de zones de cisaillement
Structure de la minéralisation	Déformée (plissée) et discordante	Massive et discordante	Déformée et discordante

 Tableau 4. Comparaison des contextes lithologiques et structuraux des trois décapages du gîte de Duvan.

Considérant l'assemblage paragénétique des lentilles minéralisées et les structures associées, il est possible de conclure que la minéralisation est d'origine hydrothermale. Les lentilles minéralisées possèdent une minéralogie et montrent un contexte textural et structural similaire d'un décapage à l'autre, indiquant que la minéralisation est contemporaine et tributaire d'une même phase de déformation et d'hydrothermalisme. Selon nos observations, les conditions physico-chimiques du fluide hydrothermal minéralisateur ont évolué d'un environnement réducteur stable au faciès du schiste vert supérieur (quartz-amphibole-épidote-sulfures-muscovite-apatite), vers un milieu oxydant équilibré au faciès du schiste vert inférieur (chlorite-stilpnomélane-magnétite-hématite-carbonate).

Finalement, des dykes de composition felsique à intermédiaire, caractérisés par divers types de structures tectoniques (p. ex. : foliation et boudinage), recoupent également

la schistosité des métavolcanites. Les dykes les plus tardifs, c'est-à-dire ceux de composition felsique, montrent des relations de recoupement mutuel avec la minéralisation. Ces observations-clés indiquent que la minéralisation du gîte de Duvan est contemporaine d'une certaine activité magmatique felsique. Par conséquent, la minéralisation et les dykes felsiques sont pénécontemporains et se sont mis en place après le paroxysme métamorphique, au cours des stades tardifs d'une déformation progressive. De par leurs compositions similaires, les dykes représentent vraisemblablement des injections syntectoniques, au même titre que les autres plutons de la région, tels que ceux du Lac Abitibi et de LaReine.

3.4.2 Modèles génétiques

Le gîte de Cu-Zn-Ag de Duvan peut être comparé avec différents types de gisements reliés à une activité magmatique ou volcanique : i.e. : porphyrique, skarn, Kiruna, Olympic Dam, volcanogène remobilisé et filonien. Tout d'abord, les gîtes porphyriques de cuivre sont spatialement et génétiquement associés à des intrusions porphyriques de composition felsique à intermédiaire, mis en place à une profondeur de moins de 4 km (McMillan et Panteleyev, 1994). Les structures hôtes de la minéralisation des gîtes porphyriques sont représentées par des réseaux de fractures et des zones craquelées, pouvant former des stockwerks et des cheminées bréchiques (Kirkham et Sinclair, 1996a). Par contre, les plutons de la région de LaSarre ont développé de rares textures porphyroïdes, et leur profondeur d'emplacement est estimé à plus de 5 km de profondeur (Lacroix, 1995; Lacroix, Sawyer et Chown, 1998). De plus, la minéralisation du gîte de Duvan est structuralement comprise au sein d'une zone de cisaillement ductile, différente des structures à caractère fragile des gîtes porphyriques. Pour ces raisons, le gîte de Duvan n'est pas compatible avec un modèle de type porphyrique. D'autre part, les gisements de type skarn, se développant au sein de divers types de roches, se forment contemporainement au métamorphisme régional ou de contact en association avec un magmatisme felsique (Meinert, 1994). Ils sont attribués à différents processus métasomatiques impliquant des fluides d'origine magmatique, métamorphique, météorique ou marine (Meinert, 1994). La minéralogie associée aux skarns, formée par remplacement de minéraux des roches encaissantes, est variable et définit une zonation caractérisée par la présence de grenat dans les secteurs proximaux aux intrusions, alors que le pyroxène est dominant dans les zones distales (Meinert, 1994). L'absence d'une telle zonation minéralogique et d'une minéralogie formée par remplacement au gîte de Duvan suggère

minéralogique et d'une minéralogie formée par remplacement au gîte de Duvan suggère un contexte minéralisateur différent d'un gisement de type skarn. De même, l'origine des brèches à magnétite-apatite±hématite±fluorite±actinote des gisements de type Kiruna est contradictoire avec celle de la minéralisation de Duvan. En effet, quoique le minerai des gîtes de Kiruna s'apparente structuralement et minéralogiquement à celui de Duvan, les minéralisations de type Kiruna sont interprétées comme étant d'origine magmatique intrusive (Frietsch, 1978; Nyström et Henríquez, 1994), alors que les lentilles minéralisées de Duvan sont attribuées à un épisode d'hydrothermalisme. Finalement, la minéralisation au gîte d'Olympic Dam, constituée de : hématite-quartz-chalcocite-bornite-chalcopyritepyrite-fluorite-uraninite-or (Roberts et Hudson, 1983), est d'un point vue minéralogique différent de celle retrouvée à l'indice de Duvan. Cette constatation suppose des processus métallogéniques et géochimiques, par exemple la source, la composition et les conditions physico-chimiques des fluides hydrothermaux, distincts entre les gîtes d'Olympic Dam et de Duvan.

Les deux prochaines sous-sections traiteront en détails des caractéristiques propres des gisements de types volcanogène et filonien, ainsi que de leurs ressemblances et différences par rapport au gîte de Duvan. Cette étude comparative permettra de proposer un modèle génétique pour le gîte de Duvan.

3.4.2.1 Gisement volcanogène déformé

Dans le secteur du gîte de Duvan, la présence de coulées basaltiques et de roches volcoclastiques de composition felsique à intermédiaire constitue un contexte lithologique favorable à la formation d'un dépôt de sulfures massifs volcanogènes. De nombreux gîtes de sulfures massifs volcanogènes ont d'ailleurs été exploité dans les camps miniers de Normétal (Valiquette, Mellinger et Gagnon, 1980) et de Rouyn-Noranda (Kerr et Gibson, 1993), situés de part et d'autre de la région de LaSarre. Ces gisements, apparentés à des gîtes de type Noranda ou Mattabi, sont contemporains du volcanisme, et ont été formés à partir de fluides hydrothermaux d'origine marine ou magmatique (Lydon, 1994; Franklin, 1993). Les fluides canalisés au sein d'un conduit principal (cheminée d'altération) précipitent des sulfures massifs riches en cuivre et zinc, contenant des proportions

appréciables d'or, sur le fond marin en concordance (ou en sub-concordance) avec les roches volcaniques encaissantes. Les principales zones minéralisées forment des lentilles de sulfures massifs, mais il existe également une minéralisation discordante de type stockwerk ("stringer zone"), qui est confinée à l'intérieur de la cheminée d'altération. Une altération pénétrante et zonée est généralement présente; elle est caractérisée par une chloritisation centrée sur la cheminée d'altération et une séricitisation en périphérie de la zone chloritisée (Lydon, 1994).

En supposant que le gîte de Duvan soit d'origine volcanogène, la minéralisation devrait être, au même titre que les roches volcaniques encaissantes, foliée, plissée, métamorphisée et transposée parallèlement à foliation tectonique. Or les observations de terrain montrent que la minéralisation recoupe nettement la foliation. De plus, les lentilles minéralisées montrent communément des textures bréchiques, contenant des fragments de roches encaissantes foliées. Toutefois, le caractère sub-concordant et la texture bréchique de la minéralisation pourraient être attribués au démembrement et à la remobilisation plastique (fluage) d'un système volcanogène. Cette hypothèse ne permet cependant pas d'expliquer le recoupement de la foliation tectonique par la minéralisation. De plus, dans l'hypothèse d'une origine volcanogène hydrothermale, l'assemblage d'altération (chlorite et séricite) devrait être remplacé par des minéraux métamorphiques du faciès de l'amphibolite. Contrairement à ce scénario, l'altération en chlorite et séricite, qui est associée à la minéralisation de Duvan, remplace d'une façon rétrograde l'assemblage métamorphique des roches métavolcaniques encaissantes. Enfin, l'intensité de la déformation enregistrée dans les zones minéralisées est moindre que dans les roches encaissantes, ce qui suggère que la minéralisation n'a été que partiellement affectée par la déformation.

D'un point vue géochimique, les spectres de terres rares obtenus des évents hydrothermaux sous-marins ou continentaux (*hot springs*) sont généralement caractérisés par un enrichissement en terres rares légères et une anomalie positive de l'europium (Campbell et al., 1988; Michard et Albarède, 1986; Michard, 1989; Barrett, Jarvis et Jarvis, 1990). Cet abondance de l'europium est principalement attribuée à la solubilisation du cation Eu⁺² dans un fluide hydrothermal réducteur (pH faible), de haute température (> 350 °C) et de fortes teneurs en chlore. Or, ces conditions physico-chimiques prévalent également dans les gisements volcanogènes polymétalliques d'âge Phanérozoïque. Ainsi, l'europium (Eu⁺²) et les terres rares légères, présents en abondance dans le fluide hydrothermal, co-précipitent avec, entre autres, les sulfures, la silice ou les oxydes de fer. Ces minéraux hydrothermaux sont donc caractérisés par des teneurs élevées en terres rares légères et par une anomalie positive en europium, étant donné que les précipités chimiques issus des fluides hydrothermaux héritent la signature géochimique de la solution dont ils sont dérivés (German et al., 1990). En contre partie, les andésites et les rhyolites hôtes des gisements volcanogènes exhibent généralement de fortes anomalies négatives en europium (Barrie, Ludden et Green, 1993). Cet appauvrissement est causé par le transfert de l'europium, des roches encaissantes vers le fluide hydrothermal (solubilisation de l'Eu⁺² dans le fluide) associé aux gîtes volcanogènes.

En général, les terres rares sont immobiles (peu solubles) dans des conditions physico-chimiques différentes de celles retrouvées dans les évents hydrothermaux (Michard et Albarède, 1986). En se basant sur cette hypothèse, Siddaiah, Hanson et Rajamani (1994) ont interprété un gisement de sulfures aurifères, déformé et métamorphisé au faciès de l'amphibolite, comme étant un dépôt d'origine volcanogène. En effet, le dépôt étudié est hôte d'une anomalie positive en Eu dans les sulfures.

C'est dans cette perspective que nous avons comparé la distribution des terres rares dans les sulfures et la magnétite du gîte de Duvan et de la mine Hunter. Le gîte de Hunter est encaissé dans les roches volcaniques du Groupe de Mine Hunter, à quelques 40 km au sud-ouest de LaSarre, et est considéré comme étant d'origine volcanogène (fiche de gîtes du ministère des Ressources naturelles du Québec, 32D/11). Au total, 12 échantillons monominéraliques de pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite et magnétite ont été analysés pour les terres rares (fig. 3.10). Les figures 3.10a et 3.10b montrent l'existence d'une anomalie positive en Eu dans les sulfures et la magnétite provenant de la mine Hunter, en accord avec l'interprétation d'un gisement volcanogène. Par contre, les teneurs en terres rares des sulfures et de la magnétite du gîte de Duvan ne montrent pas d'anomalie en Eu, suggérant des processus hydrothermaux différents de ceux impliqués dans la formation des gisements volcanogènes. Par conséquent, tant d'un point vue structural que géochimique, la minéralisation du gîte de Duvan n'est pas compatible avec un modèle volcanogène.



Figure 3.10. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites de la minéralisation des gîtes de Duvan et de Hunter. A) Spectres de terres rares dans la magnétite. B) Spectres de terres rares dans les sulfures. Remarquez l'anomalie positive en Eu et l'enrichissement en terres rares légères pour la magnétite et les sulfures provenant de la mine Hunter, ce qui suggère une minéralisation d'origine volcanogène. Par contre, les échantillons minéralisés du gîte de Duvan ne montrent pas d'anomalie positive en Eu. Abréviations : Py, pyrite; Cp, chalcopyrite; Po, pyrrhotite.

108

3.4.2.2 Gisement filonien de cuivre associé à un magmatisme felsique

Les minéralisations des gisements filoniens de cuivre associés à des intrusions felsiques sont d'origine épigénétique et se développent postérieurement aux roches encaissantes, lesquelles sont variables d'un gîte à l'autre (Kirkham et Sinclair, 1996b). Ces gisements, se présentant sous la forme de filons et de brèches d'origine hydrothermale, se retrouvent dans des environnements d'arc continental ou insulaire, associés à des zones de subduction (Kirkham et Sinclair, 1996b). Les principaux minéraux associés à ces gîtes sont le quartz, l'épidote, le carbonate, la chlorite, la séricite, la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopyrite, la magnétite, l'hématite, la sphalérite, la molybdénite et l'or natif. Les roches encaissantes sont généralement affectées par une altération en chlorite ou séricite. Les modèles génétiques associés à ces gîtes impliquent une évolution de la minéralisation sous des conditions progrades ou rétrogrades (Kirkham et Sinclair, 1996b). Dans le cas d'un processus prograde, la paragenèse des filons témoigne d'une augmentation progressive du degré de sulfuration au cours de la cristallisation minéralogique. La précipitation des minéraux se traduit donc par un accroissement avec le temps du ratio soufre/métaux. Dans l'autre cas, une évolution rétrograde de la minéralisation est marquée par une diminution du degré de sulfuration dans les minéraux au cours du remplissage hydrothermal. Au Québec, les gisements filoniens de cuivre, contenant également des concentrations importantes en or, se retrouvent principalement dans les camps miniers de Chibougamau et de Chapais. Les mines Copper Rand, Portage, Comer Bay, Île Merrill et Devlin sont comprises dans le camp de Chibougamau, alors que la mine Opémiska appartient au district de Chapais (Kirkham et Sinclair, 1996b).

La composition, la morphologie, les textures internes et le contexte structural de mise en place des zones minéralisées du gîte de Duvan sont similaires aux caractéristiques géologiques des gîtes filoniens de cuivre. Tel que décrit pour les gîtes filoniens de cuivre, les lentilles minéralisées du gîte de Duvan forment des filons hydrothermaux, composés surtout de quartz, magnétite, sulfures, amphibole, épidote, chlorite, micas et apatite. Le minerai du gîte de Duvan est riche en cuivre, zinc et argent (tableau 3). Malgré une modeste teneur en or obtenue de la zone de chalcopyrite massive sur le décapage # 2 (tableau 3), le faible nombre d'analyses géochimiques effectuées, concernant les teneurs en or, ne nous permet pas d'exclure le potentiel aurifère au sein de la minéralisation du gîte

de Duvan. Les lentilles minéralisées, sont caractérisées par une texture brèchique et recoupent la foliation métamorphique des roches hôtes. De plus, nous avons mis en évidence la contemporanéité de l'hydrothermalisme minéralisateur et du magmatisme syntectonique felsique. D'autre part, telle que décrite au microscope, la paragenèse des filons a évolué au cours de conditions rétrogrades, tant au niveau de la température que du degré de sulfuration des fluides hydrothermaux. D'une façon similaire à certains gisements filoniens de cuivre, le milieu géodynamique des roches appartenant au Groupe de Mine Hunter est interprété par Bonneau (1992) comme étant un environnement d'arc insulaire.

Toutefois, il existe quelques distinctions notables entre le gîte de Duvan et les filons Cu-Au des districts de Chibougamau et Chapais. D'une part, les plutons syntectoniques de Chibougamau et d'Opémiska, qui sont respectivement associés aux minéralisations des camps de Chibougamau (Sinclair et al., 1994; Robert, 1994) et de Chapais (Duquette, 1970; Watkins et Riverin, 1982), se sont mis en place à de faible profondeur crustale (i.e. 1-2 km). L'emplacement des plutons syntectoniques de la région à l'ouest de LaSarre s'est produit à une profondeur crustale intermédiaire (i.e. 5 à 10 km). D'autre part, les plutons de Chibougamau et d'Opémiska sont respectivement datés à 2718 ± 2 Ma (U-Pb sur zircons; Krogh, 1982) et à 2695 \pm 8 (Pb/Pb sur plusieurs minéraux; Gariépy et Allègre, 1985), tandis le plutonisme syntectonique de la région à l'ouest de LaSarre s'est produit entre 2690 à 2697 Ma (Lacroix, 1995). Finalement, les gisements Cu-Au du camp de Chibougamau pourraient être liés à des épisodes de minéralisations de type volcanogène, épithermal et filonien compris dans des zones de cisaillement (Guha et al., 1988) ou de type porphyrique (Sinclair et al., 1994; Robert, 1994). Par conséquent, la minéralisation du prospect de Duvan demeure atypique, quoiqu'elle présente de nombreuses caractéristiques, semblables aux gîtes filoniens de cuivre en association avec des intrusions felsiques.

Le modèle interprétatif proposée, concernant le gîte de Duvan, est schématisé à la figure 3.11. Au cours d'incréments tardifs de la déformation progressive en cisaillement dextre centrée sur la faille de Duvan, des fluides magmatiques et hydrothermaux syn- et tardi-cinématiques sont drainés vers la zone de déformation (fig. 3.11). Cette dernière est tributaire de la faille de Macamic et est attribuée à la déformation régionale D_2 (Lacroix,

109

1995). Elle est marquée par la présence de dykes felsiques et de filons à magnétite et sulfures syn- à post-cinématiques. Étant donné que les plans de schistosité constituent des zones de haute perméabilité, les filons minéralisés et les dykes se sont mis en place subparallèlement à la schistosité des roches métavolcaniques. Ces dykes sont considérés comme étant génétiquement associés aux plutons syntectoniques de la région de LaSarre. qui sont représentés dans le secteur du gîte de Duvan par les plutons du Lac Abitibi et de Dupuy (fig. 1.2). Les données géobarométriques de Lacroix, Sawyer et Chown (1998) indiquent que le métamorphisme régional est essentiellement isobarique, et que la température est le principal paramètre contrôlant les variations de grade métamorphique à l'ouest de LaSarre. Ces données sont cohérentes avec le modèle de Lacroix (1995), qui suggère que la déformation régionale (D₂) associée au développement de zones de cisaillement NO-SE, comme les failles de Macamic et de Duvan, est contemporaine de la mise en place des plutons. Dans un tel contexte tectonique et magmatique, l'intensité de la recristallisation métamorphique ainsi que le style structural des roches volcaniques encaissantes varient en fonction de la proximité des intrusions syn-orogéniques, qui agissent comme sources de chaleur au cours de la déformation progressive. La distribution des isothermes, se développant dans les roches du Groupe de Mine Hunter lors de la mise en place des plutons syn-orogéniques, pourrait s'établir selon le schéma de la figure 3.11; les roches situées près des contacts avec les intrusions enregistrent un grade métamorphique plus élevé que dans les secteurs plus éloignés des plutons. Associées à une température de déformation relativement élevée, les roches proximales aux intrusions sont caractérisées par des structures plus ductiles que celles affleurant dans les secteurs éloignés des intrusions. Les variations structurales et minéralogiques des filons minéralisés et des roches encaissantes sur les décapages # 1 à 3 sont cohérentes avec l'existence d'un gradient thermique, souligné par des conditions de température plus élevées sur les décapages # 1 et 2 que sur le décapage # 3 (fig. 3.11). En effet, les décapages # 1 et 2 présentent des zones minéralisées constituées principalement d'une minéralogie diagnostique du faciès schiste vert élevé (à amphibolite ?), préservant les fabriques mylonitiques de haute température (faciès amphibolite) des roches métapyroclastiques encaissantes. En revanche, la minéralisation sur le décapage # 3 est associée à des zones de cisaillement chloritisées, témoignant d'une rétrogression métamorphique à faible température (i.e. faciès du schiste vert inférieur). Le décapage # 3 expose en plus des brèches cataclastiques, indiquant un régime de déformation fragile.

Étant donné l'association temporelle entre les filons minéralisés et les dykes felsiques, la minéralisation de Duvan provient probablement de fluides d'origine magmatique. Toutefois, d'autres sources de fluides peuvent également être impliquées dans le processus minéralisateur, comme par exemple des fluides d'origine métamorphique ou météorique. Quant à la source des métaux formant la minéralisation, elle peut être d'origine plutonique, provenir du lessivage des roches volcaniques du Groupe de Mine Hunter ou être attribuée à une remobilisation à l'état fluide d'un gisement préexistant, par exemple un dépôt volcanogène. Seules des études d'inclusions fluides et de caractérisation isotopique de la minéralisation pourraient fournir des éléments de réponse en ce qui concerne la problématique de l'origine des fluides hydrothermaux et des métaux contenus au sein de la minéralisation.

3.4.3 Implications métallogéniques régionales

Tel que démontré précédemment, la minéralisation du gîte de Duvan, comprise au sein de la zone de cisaillement de Duvan, est d'origine filonienne et est étroitement reliée au magmatisme felsique syn-orogénique. Les intrusions syntectoniques, jouant un rôle prédominant dans le processus minéralisateur, fournissent la chaleur, les fluides hydrothermaux et possiblement une partie des métaux, alors que les zones de cisaillement, constituant les structures hôtes de la minéralisation, drainent et canalisent les fluides hydrothermaux minéralisateurs. Tel que reconnu par Lacroix (1995) et Lacroix, Sawyer et Chown (1998), il existe dans la région à l'ouest de LaSarre plusieurs couloirs de déformation (failles de Duvan, Dupuy, petit Duvan et Macamic) se développant à proximité d'intrusions syntectoniques (Lac Abitibi, Dupuy, rivière Calamité et LaReine). Ces zones de déformation présentent des contextes géologiques favorables à la mise en place de minéralisations similaires à celle du gîte de Duvan et constituent des secteurs à privilégier lors de campagnes d'exploration minière. Un autre métallotecte, concernant des minéralisations filoniennes de cuivre, est la présence commune de magnétite massive en association avec la minéralisation; la magnétite peut être détectée par des levés géophysiques de magnétométrie. Finalement, le développement d'une altération en chlorite, séricite, carbonate, hématite, magnétique, et peut-être même en épidote et amphibole, dans les roches peut constituer un indicateur d'une minéralisation filonienne proximale en cuivre.

D'autres indices minéralisés similaires au gîte de Duvan ont été également découverts dans la région de LaSarre (apendice A). Par exemple, l'indice Route 45-Sud, situé à 3,2 km au sud-est du gîte de Duvan, est vraisemblablement compris dans le prolongement de la zone de déformation de Duvan. Cet indice est inclus à l'intérieur d'un métatuf felsique, aux abords d'un dyke de diabase. Le métatuf est composé par ordre d'importance de : quartz, muscovite ou séricite, chlorite, feldspath et sulfures disséminés (principalement de la pyrite). L'alignement des phyllosilicates jumelé aux grains de quartz allongés définit une foliation pénétrative NO, subparallèle à celle mesurée sur les décapages du gîte de Duvan. Au microscope, la minéralisation est définie par de fines inclusions de chalcopyrite, de pyrrhotite et de sphalérite au sein de cristaux de pyrite.



Figure 3.11. Modèle interprétatif du gîte de Duvan. Les flèches en pointillé indiquent la propagation possible des fluides hydrothermaux; les points 1, 2 et 3 représentent respectivement la localisation des décapages # 1, 2 et 3. Tirée de Tremblay, Maisonneuve et Lacroix (1996).

Chapitre 4

Discussion et conclusion

4.1 Discussion : comparaison des contextes géologiques des gîtes de DuReine et de Duvan

Les minéralisations des gîtes de Duvan et de DuReine possèdent d'intéressantes similitudes structurales par rapport au contexte tectonique régional. Chacun de ces gîtes est d'origine filonienne et résulte essentiellement d'une déformation en décrochement dextre (fig. 4.1) associée à la phase de déformation D_2 , telle que définie par Lacroix (1995). La déformation D_2 , oeuvrant en régime ductile-fragile, est principalement caractérisée par une activité plutonique contemporaine d'un métamorphisme variant du faciès amphibolite à schiste vert (Lacroix, 1995).

Au gîte de Duvan, les dykes felsiques et la minéralisation montrent des relations de recoupement mutuel indiquant que l'hydrothermalisme et les stades tardifs du plutonisme syntectonique sont contemporains (fig. 4.1). Les dykes felsiques de même que les filons minéralisés sont peu déformés et recoupent la foliation métamorphique des roches métavolcaniques encaissantes. Ces observations suggèrent que l'activité plutonique et l'hydrothermalisme se sont poursuivis après que les conditions maximales de métamorphisme aient été atteintes (fig. 4.1), et que la déformation en décrochement dextre a opéré pendant et après la mise en place de la minéralisation et des dykes felsigues. Au gîte de DuReine, le caractère essentiellement cassant des structures-hôtes de la minéralisation suggère que le pluton de DuReine s'est comporté de façon fragile lors de la mise en place des veines de quartz, contrairement aux roches métavolcaniques encaissant le gîte de Duvan qui se sont déformées ductilement. Cette différence, relative au régime de déformation en cours lors des épisodes minéralisateurs, peut s'expliquer par : 1) un enfouissement crustal moindre au gîte de DuReine qu'à celui de Duvan; 2) une compétence accrue du pluton de DuReine comparativement aux roches volcaniques encaissantes du gîte de Duvan; 3) une hétérogénéité de la déformation régionale, soulignée par des concentrations sectorielles de contraintes tectoniques variables; et 4) une variation temporelle entre la mise en place des minéralisations de DuReine et de Duvan (les veines aurifères de DuReine, recoupant l'intrusion syntectonique de DuReine, sont peut-être plus jeunes que la minéralisation de Duvan). La première hypothèse est contredite par les travaux de Lacroix, Sawyer et Chown (1998) qui suggèrent



Figure 4.1. Relations temporelles des minéralisations des gîtes de DuReine et Duvan avec le métamorphisme, le plutonisme et la déformation de la région de LaSarre. L'hydrothermalisme responsable du gîte de Duvan est considéré comme contemporain des stades régressifs du plutonisme syntectonique de la région de LaSarre. Le gîte de DuReine appartient probablement à des stades tardifs de la déformation D_2 qui est elle-même, en partie, contemporaine du plutonisme syntectonique. Modifiée de Tremblay, Maisonneuve et Lacroix (1996).

essentiellement une distribution uniforme des conditions de pression dans la région à l'ouest de LaSarre. Les trois autres possibilités, concernant la différence de régime de déformation entre les gîtes de DuReine et Duvan, constituent des hypothèses envisageables qui ne contredisent pas le contexte géologique régionale, tel que défini par Lacroix (1995). Par conséquent, les contraintes d'âge relatif de la minéralisation aurifère de DuReine sont moins précises que sur le gîte de Duvan (fig. 4.1). Une autre disparité évidente entre les minéralisations des gîtes de DuReine et de Duvan est représentée par leurs différences minéralogiques, indiquant des fluides hydrothermaux de composition, de température et d'origine distinctes d'un gîte à l'autre.

4.2 <u>Conclusion</u>

En résumé, à l'ouest de LaSarre, les principaux indices métallifères sont typiquement représentés par les gîtes de DuReine et de Duvan. Le gîte de DuReine est constitué de veines de quartz aurifères recoupant le pluton de DuReine. Les diverses générations de veines résultent d'un remplissage de fractures d'extension et de failles au cours d'une déformation incrémentale en décrochement dextre, qui est probablement reliée à des stades tardifs de la déformation D_2 (Lacroix, 1995). Les fluides hydrothermaux riches en or ont été canalisés par le contact occidental faillé du pluton de DuReine et ont altéré les roches avoisinantes (pluton de DuReine et métavolcanites du Groupe de Stoughton-Roquemaure) en séricite, carbonate et albite. Le gîte de Duvan est une minéralisation à Cu-Zn-Ag constituée de lentilles tabulaires de sulfures et de magnétite à texture brèchique, qui recoupent les roches métavolcaniques encaissantes du Groupe de Mine Hunter. La minéralisation du gîte de Duvan est comprise au sein d'une zone en décrochement dextre tributaire de la faille de Macamic, et est interprétée comme étant d'origine filonienne en association avec une activité magmatique felsique tardi-tectonique. Elle a évolué au cours de processus hydrothermaux rétrogrades, définis par la précipitation précoce d'un assemblage minéralogique à fort degré de sulfuration diagnostique du faciès schiste vert élevé (à amphibolite ?) et par la précipitation tardive de minéraux stables sous des conditions de température et de sulfuration moindres (faciès du schiste vert inférieur).

Liste des références

ANDERSON, E. M., 1942. <u>The Dynamics of faulting</u>, deuxième édition (1951), édité par Edinburg: Oliver and Boyd, 206 p.

ANGELIER, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. <u>Comptes rendus de l'Académie des sciences</u>, Paris, vol. 281, p. 1805-1808.

ANGELIER, J. et P. Mechler, 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. <u>Bulletin de la Société géologique de France</u>, vol. 7, nº 6, p. 1309-1318.

ANGELIER, J., 1979. Determination of the mean principal stresses for a given fault population. <u>Tectonophysics</u>, vol. 56, p. 17-26.

ANGELIER, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. <u>Journal of Geophysical</u> <u>Research</u>, vol. 89, p. 5835-5848.

ANGELIER, J., 1989a. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. <u>Journal of Structural Geology</u>, vol. 11, p. 37-50.

ANGELIER, J., 1989b. Tectonique cassante et néotectonique. <u>Annales de la Société</u> <u>Géologique de Belgique</u>, tome 112, fascicule 2, p. 283-307.

ANGELIER, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. <u>Geophysical Journal</u> International, vol. 103, p. 363-376.

ANGELIER, J., 1991a. Inversion directe et recherche 4-D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectoniques de failles. <u>Comptes rendus de l'Académie des sciences</u>, Paris, vol. 312, p. 1213-1218.

ANGELIER, J., 1991b. Analyse chronologique matricielle et succession régionale des événements tectoniques. <u>Comptes rendus de l'Académie des sciences</u>, Paris, vol. 312, p. 1213-1218.

ANGELIER, J., 1994. Fault slip analysis Paleostress reconstruction. <u>Continental</u> <u>Deformation</u>, édité par P. L. Hancock, Université de Bristol, United Kingdom, Pergamon Press, chapitre 4, p. 53-100.

ANGLIN, C. D., 1990. <u>Preliminary Sm-Nd isotopic analyses of scheelite from Val d'Or gold</u> <u>deposits, Quebec</u>. Paper 90-1C, Geological Survey of Canada, p. 255-259.

ARMIJO, R. et A. Cisternas, 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. <u>Comptes rendus de l'Académie des sciences</u>, Paris, vol. 287, p. 595-598.

ARTHAUD, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions principales de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. <u>Bulletin de la Société géologique de France</u>, vol. 11, p. 729-737.

ARTHAUD, F. et P. Choukroune, 1972. Méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-aquitaine. <u>Revue Institut française du Pétrole</u>, Paris, vol. 27, nº 5, p. 715-732.

BARKER, F., 1979. Trondhjemites : definition, environment, and hypotheses of origin. <u>Trondhjemites, dacites, and related rocks</u>, édité par F. Barker, Elsevier, Amsterdam, 659 p.

BARRETT, T. J., I. Jarvis et K. E. Jarvis, 1990. Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge. <u>Geology</u>, vol. 18, p. 583-586.

BARRIE, C. T., J. N. Ludden et T. H., Green, 1993. Gechemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince. <u>Economic Geology</u>, vol. 88, p. 1341-1358.

BONNEAU, R.-M., 1992. <u>Minéralisation cuprifère dans le Groupe archéen de Hunter Mine:</u> <u>exemple de l'indice Richard et de la mine Lyndhurst, région de Rouyn-Noranda, Abitibi,</u> <u>Québec</u>. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, 88 p.

BOTT, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. <u>Geological Magazine</u>, vol 96, p. 109-117.

BURSNALL, J. T. (éditeur), 1989. <u>Mineralization and shear zones</u>. Geological Association of Canada, Short course notes, vol. 6.

CALLAN, N. J. et E. T. C. Spooner, 1989. Archean Au quartz vein mineralization hosted in a tonalite-trondhjemite terrane, Renabie mine area, Wawa, North Ontario, Canada. <u>Economic Geology</u>, monograph 6, p. 9-18.

CAMPBELL, A. C., M. R. Palmer, G. P. Klinkhammer, T. S. Bowers, J. R. Lawrence, J. F. Casey, G. Thompson, S. Humpris, P. Rona et J. A. Karson, 1988. Chemistry of hot springs on Mid-Atlantic Ridge. <u>Nature</u>, vol. 335, p. 514-519.

CARD, K. K., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. <u>Precambrian Research</u>, vol. 48, p. 99-156.

CAREY, E. et Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. <u>Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris</u>, 279 (D), p. 891-894.

CAREY, E., 1976. <u>Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à</u> <u>l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur des contraintes à partir des stries</u> <u>de glissement</u>. Thèse de doctorat, Université Paris Sud, Orsay.

CÉLÉRIER, B., 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor? <u>Tectonics</u>, vol. 7, p. 1257-1278.

CHARTRAND, F. et S. Cattalani, 1990. <u>Massive sulfide deposits in the northwestern</u> <u>Quebec</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, contribution 90-5130-02, 15 p.

CHOWN, E. H., R. Daigneault, W. Mueller et J. M. Mortensen, 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 29, p. 2211-2225.

CLAOUE-LONG, J. C., R. W. King et R. Kerrich, 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization. <u>Earth and</u> <u>Planetary Science Letters</u>, vol. 98, p. 109-128.

CLOUTIER, J. P., 1995. <u>Évaluation économique et programme des travaux proposés</u>, <u>propriétés Santa Anna, canton de LaReine, Québec</u>. Rapport géologique pour Mines AltaVista inc., 54 p.

COBBOLD, P. R. et H. Quinquis, 1980. Development of sheath folds in shear regimes. Journal of Structural Geology, vol. 2, p. 119-126.

CORFU, F., T. E. Krogh, Y. Y. Kwok et L. S. Jensen, 1989. U-Pb zircon geochronology southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. <u>Canadian Journal of Earth</u> <u>Sciences</u>, vol. 26, p. 1747-1763.

COUTURE, J.-F., P. Pilote, N. Machado et J.-P. Desrochers, 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, southern Abitibi belt : evidence for two distinct mineralizing events. <u>Economic Geology</u>, vol. 89, p. 1542-1551.

DAIGNEAULT, R. et G. Archambault, 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. <u>La Ceinture polymétallique du nord-ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière</u>, édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p. 43-64.

DAIGNEAULT, R., P. St-Julien et G. O. Allard, 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. <u>Canadian</u> <u>Journal of Earth Sciences</u>, vol. 27, p. 1714-1736.

DIMROTH, E. et M. Rocheleau, 1979. <u>Volcanologie et sédimentlogie dans la région de</u> <u>Rouyn-Noranda, Québec</u>. Congrès de l'Association géologique du Canada, Québec, Livretguide, Excursion A-1.

DIMROTH, E., L. Imreh, M. Rocheleau et N. Goulet, 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 19, p. 1729-1758.

DIMROTH, E., L. Imreh, N. Goulet et M. Rocheleau, 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 2: Tectonic evolution and geomechanical model. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 20, p. 1355-1373.

DIMROTH, E., L. Imreh, N. Goulet et M. Rocheleau, 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 3: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 20, p. 1374-1388.

DUQUETTE, G., 1970. <u>Archean stratigraphy and ore relationships in the Chibougamau</u> <u>district</u>. Department of Natural Resources, Québec, Special Paper 8, 16 p.

EAKINS, P. R., 1972. Interim report on the geology of La Reine, La Sarre, and Royal Roussillon townships, country of Abitibi-west, Quebec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, 72 p.

ETCHECOPAR, A., G. Vasseur et M. Daignières, 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. <u>Journal of Structural Geology</u>, vol. 3, p. 51-65.

FAURE, S., 1993. <u>Reconstruction des paléocontraintes tectoniques dans les Basses-terres</u> <u>du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick</u>. Thèse de doctorat, Institut national de la recherche scientifique (INRS-Géoressources), Québec.

FENG, R. et R. Kerrich, 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Quebec, Canada. <u>Geochemica et Cosmochimica Acta</u>, vol. 55, p. 3437-3441.

FENG, R. et R. Kerrich, 1992a. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada : Implications for tectonic history and source regions. <u>Chemical Geology</u>, vol. 98, p. 23-70.

FENG, R., R. Kerrich, S. McBride et E. Farrar, 1992b. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the thermal historyof the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 29, p. 1389-1411.

FERKOUS, K. et A. Tremblay, 1997. Gold mineralization and thrust-related shear zones in the Val d'Or mining camp : the Wrightbar mine. <u>Recueil des résumés</u>, réunion annuelle GAC/MAC, Ottawa 1997, A-48.

FRANKLIN, J. M., 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits. <u>Mineral deposit</u> <u>modeling</u>, édité par R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I. Thorpe et J. M. Duke, Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 315-334.

FRIETSCH, R., 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. <u>Economic</u> <u>Geology</u>, vol. 73, p. 478-485.

GAGNON, Y., 1981a. <u>Lithogéochimie du complexe rhyolitique de la mine Hunter, Abitibi-</u> ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-789. GAGNON, Y., 1981b. <u>Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de la</u> <u>mine Hunter, Abitibi-ouest</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-826.

GARIÉPY, C. et C. J. Allègre, 1985. The lead isotope geochemistry and geochronology of late-kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implication for late Archean crustal evolution. <u>Geochimica et Cosmochimica Acta</u>, vol. 49, p. 2371-2383.

GAUTHIER, N., M. Rocheleau, D. Kelly et Y. Gagnon, 1990. Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac tectonic zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi belt, Quebec. La Ceinture polymétallique du nord-ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière, édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p. 185-198..

GEPHART, J. W. et D. W. Forsyth, 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : application to the San Fernando earthquake sequence. <u>Journal of Geophysical Research</u>, vol. 89, p. 9305-9320.

GERMAN, C. R., G. P. Klinkhammer, J. M. Edmond, A. Mitrat et H. Elderfield, 1990. Hydrothermal scavenging of rare-earths elements in the ocean. <u>Nature</u>, vol. 345, p. 516-518.

GIDON, M., 1987. Les structures tectoniques. Manuels et méthodes, Bureau de recherches géologiques et minières, éditions BRGM, 206 p.

GILMAN, W. F., 1977. <u>Canton de Desméloizes</u>. Ministère des Richesses naturelles du Québec, direction générale des mines, rapport géologique 186, 90 p.

GRANT, J. A., 1986. The isocon diagram - a simple solution to Gresens'equation for metasomatic alteration. <u>Economic Geology</u>, vol. 81, p. 1976-1982.

GUHA, J., B. Dubé, P. Pilote, E. H. Chown, G. Archambault et G. Bouchard, 1988. Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. <u>Mineral Deposita</u>, vol. 23, p. 293-298.

HANES, J. A., D. A. Archibald et C. J. Hodgson, 1992. Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada : ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for a 70- to 100m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. <u>Economic Geology</u>, vol. 87, p. 1849-1861.

HANMER, S. et C. Passchier, 1991. <u>Shear-sense indicators: a review</u>. Commission Géologique du Canada, Paper 90-17, 72 p.

HARDCASTLE, K. C. et L. S. Hills, 1991. Brute3 and Select : Quickbasic 4 programs for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault-slip data. <u>Computers and Geosciences</u>, vol. 17, p. 23-43.

HOCQ, M., 1990. <u>Carte lithotectonique des sousprovinces de l'Abitibi et de Pontiac</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-04.

HODGSON, C. J., 1993. Mesothermal lode-gold deposits. <u>Mineral Deposit Modeling</u>, édité par R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I. Thorpe et J. M. Duke, Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 635-678.

HUBERT, C. et A. Belkabir, 1995. <u>Rapport géologique, propriété Santa Anna, canton</u> <u>LaReine, Québec, NTS 32 D-14</u>. Rapport géologique pou Mines AltaVista inc.

HUMPHRIS, S. E. et G. Thompson, 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. <u>Geochemica and Cosmochimica Acta</u>, vol. 42, p. 107-125.

HUSSON, B., 1991. <u>Potentiel économique de la propriété Desmeloizes</u>. Étude effectuée pour Exploration Témisca inc., projet 89 32D/14B.

ISHIKAWA, Y, T. Sawaguchi, S. Iwaya et M. Horiuchi, 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. <u>Mining Geology</u>, vol. 26, p. 105-117.

JEMIELITA, R. A., D. W. Davis et T. E. Krogh, 1990. U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatisme and metamorphism. <u>Nature</u>, vol. 346, p. 831-834.

JENSEN, L. S., 1976. <u>A new method for classifying sub-alkalic volcanic rocks</u>. Ontario Division of Mines, Misc. Paper nº 66, 22p.

JENSEN, L. S., 1978. Archean komatiitic, tholeiitic, calcalkalic and alkalic volcanic sequences in the Kirkland Lake Area. <u>Toronto 1978 field trip guidebook</u>, édité par A. L. Currie et W. O. Mackasey, p. 37-259.

KERR D. J. et H. L. Gibson, 1993. A comparaison of the Horne volcanogenic massive sulfide deposit and intracauldron deposits of the sequence, Noranda, Quebec. <u>Economic</u> <u>Geology</u>, vol. 88, p. 1419-1442.

KERRICH, R., B. J. Fryer et R. W. King, 1987. Crustal out-gassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. <u>Mineralogy and Petrology</u>, vol. 97, p. 156-168.

KERRICH, R., 1989. Geodynamic setting and hydraulic regimes : shear zone hosted mesothermal gold deposits. <u>Mineralization and shear zones</u>, édité parJ. T. Bursnall, Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 6, p. 89-128.

KIRKHAM, R. V. et W. D. Sinclair, 1996a. Gîtes porphyriques de cuivre, de molybdène, d'or, de tungstène, d'étain et d'argent. <u>Géologie des types de gîtes minéraux du Canada</u>, révisé par O. R. Eckstrand, W. D. Sinclair et R. I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, nº 8, p. 468-495.

KIRKHAM, R. V. et W. D. Sinclair, 1996b. Gîtes filoniens de cuivre. <u>Géologie des types de</u> <u>gîtes minéraux du Canada</u>, révisé par O. R. Eckstrand, W. D. Sinclair et R. I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, nº 8, p. 441-451. KROGH, T. E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. <u>Geochimica et Cosmochimica Acta</u>, vol. 48, p. 637-649.

LABBÉ, J.-Y., R. Daigneault et P. Cousineau, 1992. Les discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Abitibi-ouest. <u>Résumés des conférences</u>, séminaire d'information 1992, ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, p. 53-55.

LABBÉ, J.-Y., 1994. <u>Évolution des failles de la sous-province de l'Abitibi : exemple des</u> <u>discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec</u>. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 271 p.

LACROIX, S., 1995. <u>Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre</u>. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec, MB 95-39, 43 p.

LACROIX, S. et E. W. Sawyer, 1995. An Archean fold-thrust in the southern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 32, p. 97-112.

LACROIX, S., E. W. Sawyer et E. H. Chown, 1998. Pluton emplacement within extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting : an example from the late Archaean abitibi greenstone Belt. Journal of Structural Geology, vol. 20, n° 1, p. 43-59.

LE MAÎTRE, R. W., 1989. <u>A classification of igneous rocks and glossary of terms</u>. Blackwell, Oxford, Angleterre, 193 p.

LONG, G., 1991. <u>Minorca Resources Ltd. Report on the geological mapping and stripping</u> program, Santa Anna property, LaReine township, Québec, NTS: 32D/14. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM 50832.

LUDDEN, J., L. Gélinas et P. Trudel, 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Québec. Mobility of trace elements and petrogenic constraints. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 19, p. 2276-2287. LUDDEN, J., C. Hubert et C. Gariépy, 1986. The tectonic evolution of the Abitibi Greenstone Belt of Canada. <u>Geological Magazine</u>, vol. 123, p. 153-156.

LYDON, J. W., 1994. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 1 : a descriptive model. <u>Ore Deposit Models</u>, édité par R. G. Roberts et P. A. Sheahan, Geological Association of Canada, p. 145-153.

MACHADO, N., M. Rive, C. Gariépy et A. Simard, 1991. U-Pb geochronology of granitoïds from the Pontiac Subprovince: preliminary results. <u>Program and Abstracts</u>, Gac-Mac Annual Meeting, Geological Association of Canada, vol. 16, p. A78.

MACLEAN, W. H. et T. J. Barrett, 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, vol. 48, p. 109-133.

MANIAR, P. D. et P. M. Picolli, 1989. Tectonic discrimination of granitoids. <u>Geological</u> <u>Society of America Bulletin</u>, vol. 101, p. 635-643.

MCMILLAN, W. J. et A. Panteleyev, 1994. Porphyry copper deposits. <u>Ore Deposit Models</u>, édité par R. G. Roberts et P. A. Sheahan, Geological Association of Canada, p. 45-58.

MEANS, W. D., 1989. A construction for shear stress on a generally oriented plane. Journal of Structural Geology, vol. 11, p. 625-627.

MEINERT, L. D., 1994. Skarns and skarn deposits. <u>Ore Deposit Models</u>, édité par P. A. Sheahan et M. E. Cherry, Geological Association of Canada, p. 117-134.

MICHAEL, A., 1984. Determination of stress from slip data : fault and folds. <u>Journal of</u> <u>Geophysical Research</u>, vol. 89, p. 11517-11526.

MICHARD, A. et F. Albarède, 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. <u>Chemical Geology</u>, vol. 55, p. 51-60.

MICHARD, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. <u>Geochimica</u> <u>et Cosmochimica Acta</u>, vol. 53, p. 745-750.

MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. <u>American Journal of Science</u>, vol. 274, nº 4, p. 321-355.

MORASSE, S., A. H. Wasteneys, M. Cormier, H. Helmstaedt et R. Mason, 1993. La mine d'or Kiena: minéralisation magmatique hydrothermale kénoréenne précoce dans la ceinture minérale de Val-d'Or, sud-est de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Resources du Québec, DV 93-03, p. 67-71.

MORASSE, S., A. H. Wasteneys, M. Cormier, H. Helmstaedt et R. Mason, 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val d'Or, Québec, southern Abitibi Subprovince. <u>Economic Geology</u>, vol. 90, p. 1310-1321.

MORTENSEN, J. K., 1993. U/Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 30, p. 29-41.

NICOLAS, A., 1989. <u>Principes de tectonique</u>. Édition Masson, deuxième édition, Paris, 223 p.

NYSTRÖM, J. O. et F. Henríquez, 1994. Magmatique features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden : ore textures and magnetite geochemistry. <u>Economic Geology</u>, vol. 89, p. 820-839.

O'CONNOR, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. <u>Geological Survey Research</u>, U.S. Geological Survey, professional paper 525-B, 195 p.

PATERSON, M. S., 1958. Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. Geological Society of America Bulletin, vol. 69, n° 4, p. 465-475.

PEARCE, J. A. et M. J. Norry, 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. <u>Contributions to Mineralogy and Petrology</u>, vol. 96, p. 33-47.

PEARCE, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. <u>Andesites; orogenic andesites and related rocks</u>, édité par R. S. Thorpe, John Wiley & Sons, Chichester, United Kingdom, p. 525-548.

PEARCE, J. A., N. B. W. Harris et A. G. Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. <u>Journal of Petrology</u>, vol. 25, p. 956-983.

POULSEN, K. H., K. D. Card et J. M. Franklin, 1992. Archean tectonic and metallogenic evolution of the Superior Province of the Canadian Shield. <u>Precambrian Research</u>, vol. 58, p. 25-54.

POWELL, W. G., D. M. Carmichael et C. J. Hodgson, 1991. Low-grade metamorphism in the Rouyn-Duparquet area, southern Abitibi greenstone belt, Quebec. <u>Program and Abstracts</u>, Gac-Mac Annual Meeting, Geological Association of Canada, vol. 17, p. A91.

POWELL, W. G., D. M. Carmichael et C. J. Hodgson, 1993. Relative timing of metamorphism and tectonism during the evolution of the southern Abitibi greenstone belt: <u>L'exceptionnel potentiel minéral du Québec, une réalité à découvrir</u>, résumé des conférences, séminaire d'information 1993, ministère de lÉnergie et des Ressources du Québec, DV 93-03, p. 49-50.

POWELL, W. G., C. J. Hodgson, J. A. Hanes, D. M. Carmichael, S. McBride et E.Farrar, 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the soutern Abitibi greenstone belt. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, vol. 32, p. 768-786.

PRICE, N. J. et J. W. Cosgrove, 1990. <u>Analysis of geological structures</u>. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 502 p.
RAMSAY, J. G. et M. I. Huber, 1983. <u>The techniques of modern structural geology</u>. Volume 1 : strain analysis. Academic Press inc., 307 p.

RAMSAY, J. G. et M. I. Huber, 1987. <u>The techniques of modern structural geology</u>. Volume 2 : folds and fractures. Academic Press inc., p. 309-700.

RECHES, Z., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. <u>Tectonics</u>, vol. 6, p. 849-861.

ROBERT, F. et A. C. Brown, 1986a. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system. <u>Economic Geology</u>, vol. 81, p. 578-592.

ROBERT, F. et A. C. Brown, 1986b. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. <u>Economic Geology</u>, vol. 81, p. 593-616.

ROBERT, F., 1990a. An overview of gold deposits in the eastern Abitibi Subprovince. <u>La</u> <u>Ceinture polymétallique du nord-ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration</u> <u>minière</u>, édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p. 93-105.

ROBERT, F., 1990b. Dating old gold deposit. Nature, vol. 346, p. 792-793.

ROBERT, F., 1990c. The Orenada zone 4 deposite: deformed vein-type gold mineralization within the Cadillac tectonic zone, SE of Val d'Or. <u>La Ceinture polymétallique</u> <u>du nord-ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière</u>, édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p. 255-268.

ROBERT, F., 1994. Timing relationships between Cu-Au mineralization, dykes, and shear zones in the Chibougamau camp, northeastern Abitibi Subprovince, Québec. <u>In Current Research 1994-C</u>, Geological Survey of Canada, p. 287-294.

ROBERT, F., K. H. Poulsen et B. Dubé, 1994. <u>Structural analysis of lode gold deposits in</u> <u>deformed terranes</u>. Geological Survey of Canada, Open File 2850, 140 p.

ROBERT, F., 1996. Filons de quartz-carbonates aurifères. <u>Géologie des types de gîtes</u> <u>minéraux du Canada</u>. Révisé par O. R. Eckstrand, W. D. Sinclair et R. I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, nº 8, p. 387-404.

ROBERT, F., K. H. Poulsen et B. Dubé, 1997. Gold deposits and their geological classification. <u>Exploration Geochemistry</u>, papier 29, p. 209-219.

ROBERTS, D. E. et G. R. T. Hudson, 1983. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, south Australia. <u>Economic Geology</u>, vol. 78, p. 799-822.

ROBERTS, R. G., 1988. Archean lode gold deposits. <u>Ore Deposit Models</u>, édité par R. G. Roberts et P. A. Sheahan, Geological Association of Canada, Geoscience Canada, reprint series 3, p. 1-19.

ROGER, G., 1992. <u>Explorations Noranda Limitée</u>. <u>Rapport sur les travaux d'exploration</u> <u>effectués en 1992</u>: <u>Propriétés Duvan Copper, cantons de DesMéloizes et de LaReine,</u> <u>région de LaSarre</u>. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM 51666.

SASSI, W. et E. Carey-Ggailhardis, 1987. Interprétation mécanique du glissement sur les failles: introduction d'un critère de frottement. <u>Annales Tectonicae</u>, vol. 1, p. 139-154.

SAUVÉ, P., G. Perrault et P. Trudel, 1986. <u>Compilations et données nouvelles sur les gîtes</u> <u>d'or du camp minier de Val d'Or</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 86-24, 131 p.

SIBSON, R. H., F. Robert et K. H. Poulsen, 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. <u>Geology</u>, vol. 16, p. 551-555.

SIBSON, R. H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. <u>Journal</u> of Structural Geology, vol. 18, p. 1031-1042.

SIDDAIAH, N. S., G. N. Hanson et V. Rajamani, 1994. Rare earth element evidence for syngenetic origin of an archean stratiform gold sulfide deposite, Kolar Schist Belt, south India. <u>Economic Geology</u>, vol. 89, p. 1552-1566.

SINCLAIR, W. D., P. Pilote, R. V. Kirkham, F. Robert et R. Daigneault, 1994. A preliminary report of porphyry Cu-Mo-Au and shear zone-hosted Cu-Au deposits in the Chibougamau area, Quebec. In Current Research 1994-C, Geological Survey of Canada, p. 303-309.

SMITH, P. E., E. S. Schandl et D. York, 1993. Timing of metasomatic alteration of the Archean Kidd Creek massive sulphide deposit, using ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser dating of single crystals of fuchsite. <u>Economic Geology</u>, vol. 88, p. 1636-1642.

STOCKWELL, C. H., 1982. <u>Proposals for time classification and correlation of</u> <u>Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part</u> <u>1: a time classification of Precambrian rocks and events</u>. Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135 p.

STRECKEISEN, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. <u>Earth Sciences</u> <u>Revue</u>, vol. 12, p. 1-33.

TREMBLAY, A., S. Maisonneuve et S. Lacroix, 1996. <u>Contexte lithologique et structurale</u> <u>des gîtes de Duvan et de DuReine, région de LaSarre, Abitibi, Québec</u>. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB-96-36, 66 p.

TRUDEL, P. et P. Sauvé, 1989. <u>Métallogénie de l'or dans le secteur de Malartic : état des connaissances</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 89-10, 383 p.

TRUDEL, P. et P. Sauvé, 1992. <u>Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements</u> <u>d'or du district de Malartic</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 89-04. TRUDEL, P., P. Sauvé, G. Tourigny, C. Hubert et L. Hoy, 1992. <u>Synthèse des</u> caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 91-01, 106 p.

TWISS, R. J. et M. J. Gefell, 1990. Curved slickenfibers : a new brittle shear sens indicator with application to a sheared serpentinite. <u>Journal of structural Geology</u>, vol. 12, p. 471-481.

VALIQUETTE, G., M. Mellinger et Y. Gagnon, 1980. <u>Lithogéochimie des roches</u> volcaniques de la région de Normétal (Cantons de Desmeloizes, Perron et Clermont). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DPV-710, 90 p.

VERPAELST, P. et M. Hocq, 1991. <u>Groupe de Hunter Mine, cantons de Poularies et</u> <u>Privat</u>. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-01, 30 p.

WALLACE, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. <u>Journal of</u> <u>Geology</u>, vol. 59, p. 118-130.

WATKINS, D. H. et G. Riverin, 1982. Geology of the Opemiska copper-gold deposits at Chapais, Quebec. <u>Precambrian Sulphide Deposits</u>, édité par R. W. Hutchinson, C. D. Spence et J. M. Franklin, H. S. Robinson Memorial Volume, Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 427-446.

WILL, T. M. et R. Powell, 1991. A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data. Journal of Structural Geology, vol. 13, p. 813-821.

WINCHESTER, J. A. et P. A. Floyd, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. <u>Chemical Geology</u>, vol. 20, p. 325-343.

WONG, L., D. W. Davis, T. E. Krogh et F. Robert, 1991. U-Pb zircon and rutile geochronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. <u>Earth and Planetary Science Letters</u>, vol. 104, p. 325-336.

ZHANG, Q., N. Machado, J. N. Ludden et D. Moore, 1993. Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojevis Group and the Normetal mine area, Abitibi, Quebec. <u>Program and Abstracts</u>, Gac-Mac Annual Meeting, p. A114.

ZWENG, P. L., J. K. Mortensen et G. B. Dalrymple, 1993. Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Quebec : implications for the magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. <u>Economic Geology</u>, vol. 88, p. 1700-1721.



Liste des planches photographiques

Planche 1 : veines d'extension du décapage # 9, gîte de DuReine

A) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 9, vue vers le sud-ouest. L'orientation de la veine d'extension principale, dans le toit du contact faillé, est caractérisée par une brusque bifurcation au niveau du marteau.

B) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 9, vue en plan vers le nord-est. Entraînement dextre des veines conjointes associées à la veine principale. Remarquez la texture massive au coeur de la veine principale et la présence de rubanement le long de sa bordure.

C) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 9, vue en plan. Veine de chlorite (pseudotachylyte ?) recoupée par une veine à quartz-carbonate.







Planche 2 : veines rubanées des décapages # 3 et 6,

gîte de DuReine

A) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 6, vue en plan. Veine en remplissage de faille. Notez le rubanement et la présence d'une enclave déformée de tonalite.

B) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 3, vue en plan. Veine rubanée en remplissage de faille qui isole un fragment de tonalite.





Planche 3 : veines d'extension et en remplissage de faille du décapage # 3, gîte de DuReine

A) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 3, vue en plan. Veines d'extension et en remplissage de faille. Notez le mouvement dextre indiqué par le déplacement de la veine d'extension massive.

B) Photographie de terrain, gîte de DuReine, décapage # 3, vue en plan. Illustration des quatre familles de veines : c'est-à-dire les veines d'extension de type T et en remplissage de faille de types C, R et P. La géométrie des veines forme un motif anastomosé.

140



Planche 4 : minéralogie au microscope des veines d'extension du décapage # 8, gîte de DuReine

A) Photographie au microscope en lumière naturelle, gîte de DuReine, décapage # 8. Pyrite (PY) corrodée par la hornblende (HB). Remarquez que la hornblende montre une exsudation de fer, causée par un processus d'oxydation postérieur.

B) Photographie au microscope en lumière réfléchie, gîte de DuReine, décapage # 8. Pyrite (PY) corrodée par la magnétite (MG). Notez l'îlot de pyrite au sein de la magnétite.

C) Photographie au microscope en lumière réfléchie, gîte de DuReine, décapage # 8. Magnétite (MG) qui englobe la pyrrhotite (PO). Remarquez la présence d'inclusions de pyrrhotite dans la magnétite. La plage isolée en jaune correspond à de la chalcopyrite (CP).







<u>Planche 5 : relations microscopiques entre la pyrite, la galène et l'or,</u> <u>veine en remplissage de faille du décapage # 4, gîte de DuReine</u>

A) Photographie au microscope en lumière réfléchie, gîte de DuReine, décapage # 4. Fractures comprises dans la pyrite (PY) et remplies d'or (AU) et de galène (GA). Notez le contact franc et lisse entre l'or et la galène, de même que l'inclusion de galène dans l'or. Ces relations texturales indiquent une précipitation à l'équilibre de l'or et la galène.

B) Photographie au microscope en lumière réfléchie, gîte de DuReine, décapage # 4. Galène (GA)qui injecte et enrobe la pyrite (PY); la précipitation de la galène est donc tardive à celle de la pyrite.





Planche 6 : structures cohérentes avec un décrochement dextre dans le métatuf et le dyke felsique, décapages # 1a et 2, gîte de Duvan

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1a, vue en plan. Dyke felsique syncinématique. Notez les fractures de tension indiquant un mouvement dextre.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 2, vue en plan. Horizon mafique plissé en"Z" à l'intérieur du métatuf felsique laminé, pli compatible avec un mouvement dextre.





148

Planche 7 : lentilles minéralisées du décapage # 2,

<u>gîte de Duvan</u>

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 2, vue en plan. Filon de chalcopyrite (CP) massive recoupant la foliation du métatuf felsique.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 2, vue en plan. Brèche à matrice de magnétite englobant un fragment de métatuf felsique folié, similaire aux roches encaissant la minéralisation.

C) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 2, vue en plan. Fragment de dyke felsique microgrenu au sein de la brèche à magnétite (MG).







Planche 8 : schiste à chlorite de la zone de cisaillement principal, décapage # 3, gîte de Duvan

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 3, vue en plan. Fabrique C/S à l'intérieur de la zone de cisaillement principal indiquant un mouvement dextre. Cette zone, constituée principalement de chlorite, est diagnostique du faciès schiste vert et est rétrogressif de l'assemblage métamorphique du faciès de l'amphibolite des roches encaissantes.

B) Photographie au microscope en lumière naturelle, gîte de Duvan, décapage # 3. Plissement en forme de "Z" du schiste à chlorite (CL) compris à l'intérieur de la zone de cisaillement principale, compatible avec un mouvement dextre.





Planche 9 : zones de cisaillement sur le décapage # 3, gîte de Duvan

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 3, vue en plan. Zone discontinue de brèches cataclastiques marquant certains cisaillements du décapage # 3. Les fragments sont constitués du métabasalte encaissant, et sont entourés d'une matrice composée de carbonate et de roches encaissantes broyées.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 3, vue en plan. Zone de cisaillement renfermant une veine décimétrique de quartz-magnétite-sulfures.





Planche 10 : minéralogie au microscope des lentilles minéralisées du décapage # 1a, gîte de Duvan

A) Photographie au microscope en lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 1a. La marcasite (MA, texture concentrique) remplace la pyrrhotite (PO) et la pyrite (PY, relief élevé).

B) Photographie au microscope en lumière naturelle, gîte de Duvan, décapage # 1a. La pyrrhotite
(PO), la pyrite (PY) et la marcasite (MA) entourent des plages d'amphibole (AM). La précipitation tardive des sulfures s'est réalisée en équilibre avec l'amphibole. Notez la présence de clivages à 120° dans les grains d'amphibole.

154





Planche 11 : brèche à magnétite des décapages # 1a et b,

gîte de Duvan

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1b, vue en plan. Brèche à magnétite caractérisée par la présence de fragments sub-anguleux de quartz et de roches métavolcaniques baignant dans une matrice de magnétite.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1a, vue en plan. Brèche à magnétite subconcordante à la foliation métamorphique du métatuf. Remarquez la présence d'un fragment plissé de métatuf similaire à l'encaissant.





Planche 12 : brèche à magnétite du décapage # 1b,

<u>gîte de Duvan</u>

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1b, vue en plan. Injection de magnétite le long de la foliation métamorphique du métatuf. Remarquez la délamination de fragments de métatuf à l'intérieur de la brèche.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1b, vue en plan. Injection de magnétite à l'intérieur du métatuf plissé. Notez l'épaississement des horizons de magnétite au niveau des charnières des plis.





Planche 13 : brèche à magnétite du décapage # 1b,

<u>gîte de Duvan</u>

A) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1b, vue en plan. Injections de magnétite qui recoupent la foliation des métatufs. Remarquez que les injections s'enracinent dans un niveau majeur de la brèche à magnétite.

B) Photographie de terrain, gîte de Duvan, décapage # 1b, vue en plan. Injection de magnétite qui recoupe la foliation des roches encaissantes métapyroclastiques.





<u>Planche 14 : relations microscopiques de minéraux formant</u> les lentilles minéralisées, décapages # 1b et 2, gîte de Duvan

A) Photographie au microscope, lumière naturelle, gîte de Duvan, décapage # 1b. La magnétite (MG) pénètre les grains de quartz (QZ), suggérant que la magnétite a précipité tardivement par rapport au quartz. Remarquez que les grains de quartz possèdent une granulométrie grossière, des contacts lisses et des joints à 120°, ce qui est caractéristique de textures exemptes de déformation.

B) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 2. La chalcopyrite (CP) forme des injections dans les grains de pyrite (PY). La sphalérite (SP) entoure à la fois la pyrite et la chalcopyrite. Notez la présence d'inclusions de pyrite et chalcopyrite au sein de la sphalérite. La paragenèse suit donc l'ordre de précipitation suivant (par ordre croissant) : pyrite \rightarrow chalcopyrite \rightarrow sphalérite.

C) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 2. La pyrite (PY, relief élevé) est injectée par la chalcopyrite (CP).







Planche 15 : relations microscopiques de minéraux associés aux lentilles minéralisées, décapage # 2, gîte de Duvan

A) Photographie au microscope, lumière naturelle, gîte de Duvan, décapage # 2. Pyrite (PY) montrant un équilibre paragénétique avec le quartz (QZ), l'amphibole (AM) et l'épidote (EP). Remarquez les inclusion de quartz, d'amphibole et d'épidote dans la pyrite, suggèrant une précipitation tardive de la pyrite. Les grains de quartz montrent des contacts lisses et des joints triples.

B) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 2. Une altération en hématite (HT, blanc), magnétite (MG, rose) et carbonate (CB, clivage parfait, gris moyen) affecte le métatuf encaissant la minéralisation. L'hématite présente des coeurs composés de magnétite, suggérant une évolution du fluide hydrothermal vers des conditions de plus en plus oxydantes. Localement, l'hématite remplit les fractures comprises dans le carbonate.

C) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 2. La magnétite (MG) recoupe et envahit la pyrite (PY). Notez la présence d'une inclusion de pyrite dans la magnétite.
La pyrrhotite (PO) et la chalcopyrite (CP) ont précipité dans des micro-fractures de la pyrite.




<u>Planche 16 : relations microscopiques entre la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite et la magnétite de la zone minéralisée principale, décapage # 3, gîte de Duvan</u>

A) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 3. La sphalérite (SP), qui comprend des grains de chalcopyrite (CP) en exsolution, enrobe la pyrite (PY).

B) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 3. La magnétite (MG) corrode la pyrite (PY). Notez les enclaves de pyrite dans la magnétite et les contacts irréguliers entre la magnétite et la pyrite.

C) Photographie au microscope, lumière réfléchie, gîte de Duvan, décapage # 3. La magnétite (MG) englobe et remplace la chalcopyrite (CP). Remarquez les inclusions de chalcopyrite dans la magnétite et les contacts irréguliers entre ces deux minéraux.







Appendice A

Répertoire des fiches de gîte du MRNQ et typologie des indices minéralisés de la région à l'ouest de LaSarre .

Identification et Nº fiche	Localisation	Type de minéralisation*	Minéraux associés	Date découverte / Date révision
DuReine (Manley) 32D14-037	4 km au NE de Clerval	1	Qz, Py, Cp, Ga, Au	1923 / 1995
Riv. Maine-Nord 32D/11-002	4 km à l'ouest de Sainte- Hélène	1	Qz, Au	1939 ? /
Dupuy-SO 32D/14-036	1 km au sud du gîte de Du Reine	1 .	Qz, Py, Cp	1939 /
Riv. Maine 32D/14-038	1.5 km à l'est du gîte de Du Reine	1	Qz, Py, Po, Cp, W, To, Cb	1944 /
La Reine 32D/14-039	6 km à l'est du gîte de Du Reine	1	Qz, Py, Mo, Ga, Cp, Au	1937 / 1995
Duvan 32D/14-017	7,5 km au NE du village de La Reine	2	Py, Cp, Mg, Po, Ag,	1928 / 1 9 95
Ontario-Québec- Est 32D/13-001	7 km au NO de Saint- Lambert	2	Py, Cp, Sp	1928 /
LaReine 32D/14-016	2 km au SE de Saint- Lambert	2	Py, Sp, Cp, Ga	1927 /
Desmeloizes-V-39 32D/14-018	8 km au SE de Saint- Lambert	2	Py, Sp, Cp, Ga, Po	1930-40 /
Dupuy-ouest 32D/14-027	10 km à l'ouest de Dupuy	dyke pegmatitique	Ga, Sp, Py, Fl	1919 /
Route 45-sud 32D/14-028	6-7 km à l'est du village de La Reine	2	Py, Po, Cp, Sp	1955 / 1995
Bornite Copper 32D/14-029	8 km à l'est du village de La Reine	2	Py, Cp, Sp, Mg	1951 / 1995
Dupuy-NE 32D/14-030	0,5 km à l'est de Dupuy	2	Py, Sp	1927 / 1995
Chabouillez-ouest 32D/14-001	1,5 km au nord de Saint- Lambert	sédimentaire	Cp, Sp, Ga	1961 /
LaReine-Est-1 32D/13-002	4,5 à 5 km au NO de Saint-Lambert	3 Py, Po (Ni)		1956 /

Appendice A. Répertoire des fiches de gîte du MRNQ et typologie des indices minéralisés de la région à l'ouest de LaSarre.

Appendice A (suite). Répertoire des fiches de gîte du MRNQ et typologie des indices minéralisés de la région à l'ouest de LaSarre.

Identification et Localisation N° fiche		Type de minéralisation [*]	Minéraux associés	Date découverte/ Date révision	
Clerval-nord 32D14-035	1,5 km au nord de Clerval	(?)	Ca, Py, Cp, Sp	1951 /	

* Correspond aux 3 groupes de minéralisation définis précédemment (p. 9 et 10) : 1) lentilles de sulfures polymétalliques encaissées dans des zones de cisaillement; 2) veines de quartz aurifères recoupant des plutons felsiques; et 3) minéralisations nickélifère de type magmatique associées à des roches ultramafiques.

N.B. : abréviations; Py, pyrite; Cp, chalcopyrite; Sp, sphalérite; Ga, galène; Mg, magnétite; Po, pyrrhotite; Qz, quartz; Mo, molybdénite; Au, or; Ag, argent; To, tourmaline; Cb, carbonate; W, scheelite; Fl, fluorite; Ca, calcite.



.

Appendice B

Liste des travaux rapportés, gîte de DuReine

Appendice B. Liste sommaire des travaux rapportés concernant le gîte de DuReine (modifiée de Cloutier, 1995).

Année	Références	Travaux réalisés
1923	GM 1966 GM 43823	- Première découverte d'or.
1926- 1927	GM 1966	 Acquisition de la propriété par Red Lake et Rouyn Gold Mines Exploration Co. Premier puits creusé (1927) : 128 pieds de profondeur; niveau établi à 100 pieds avec un travers-banc de 80 pieds.
1928	Fiche CGC	 Acquisition de la propriété par Adrien Gold Mining Compagny Ltd. Puits # 1 approfondi jusqu'à 180 pieds de profondeur.
1932	Fiche CGC	 Propriété optionnée par W. A. Manley. Fiche CGC.
1933	GM 10359	 Cartographie par D' Glendhill. Travaux de décapages. Échantillon de 700 livres prélevé et envoyé au département des mines à Ottawa: 1,44 oz/t Au, 2,92 oz/t Ag, 0,22 % W, 0,22 % Pb, 0,23 % Cu et 0,05 % Zn.
1934	GM 10358 GM 10359	 Acquisition de la propriété par Manley Gold Mines Ltd. Second puits (# 2) est creusé, à 1 100 pieds au nord du puits # 1, jusqu'à une profondeur de 175 pieds; niveau établi à 150 pieds avec un travers-banc de 200 pieds (orienté N-S) et une galerie de 300 pieds de longueur (orientée N015°). Campagne de forages en surface (4 000 pieds). Descriptions géologiques des veines aurifères par S. H. Ross.
1937	GM 10359	 Propriété optionnée par True Fissure Mines Ltd. Campagne de forages : 7 sondages en surface totalisant 3280 pieds.
1939	GM 10359	- Tentative de réactivation de puits # 2 par Manley Gold Mines Ltd, sans succès.
1939- 40	GM 10359	- Découverte de scheelite dans les veines de quartz par Manley Gold Mines Ltd.
1941- 42	GM 10362	- Minerai de scheelite prélevé : quelques centaines de livres à 15-20 % WO_3 .
1945	GM 5572 GM 7412 GM 7780	 9 sondages (3300 pi) effectués par DuReine Gold Mines Ltd. Lot 29, rang IV, au nord-est du puits # 1. Teneurs erratiques en or; meilleures valeurs : 0.3 oz/t (8,5 g/t) sur 1 pi (0,3 m) à 0.58 oz/t (16,4 g/t) sur 1 pi.
1963	GM 12744 GM 13600	- Levé magnétique et de polarisation induite (Florminex Mines Ltd).
1966	-	- Starbust Mines Ltd, DuReine Golg Mines Ltd et T. Yates ont foré des trous de moins de 75 pi (lot 29, rang IV).

,

Appendice B (suite). Liste sommaire des travaux rapportés concernant le gîte de DuReine (modifiée de Cloutier, 1995).

Année	Références	Travaux réalisés
1979	GM 34799 GM 35620 GM 35621 GM 35622 GM 35623	 Propriété acquise par Dominique Godbout. Levés géologiques et géophysiques (magnétisme et électromagnétisme). Réalisation de 4 sondages. Aucune intersection économique.
1980	GM 35894 GM 37204	 Dominique Godbout. 2 sondages additionnels : aucune teneur économique obtenue. Levé de polarisation induite : aucune anomalie décelée.
1981	GM 87816 GM 87860	 Newmont Exploration of Canada Ltd. Levé d'humus et échantillonnage des veines de quartz.
1984	GM 41050	 Société Minière Canadienne Gold Fields Ltd Échantillonnage d'humus (lot 28, rang IV); 4 échantillons anomaliques.
1984	GM 41401 GM 41542	Dominique Godbout.1 sondage : aucune valeur disponible.
1985	GM 42251 GM 42275	 Doyon. Levé magnétique et électromagnétique (lots 24 à 27 et 33 à 35, rang IV).
1987	GM 45585	 Doyon. 2 sondages (lots 29 et 34, rang IV) recoupant des veines de quartz encaissées dans un granite; grains d'or visibles observés. Meilleures intersections : 0.23 oz/t (6,5 g/t) sur 3 pi (0,9 m) et 0.29 oz/t (8,2 g/t) sur 3 pi (0,9 m).
1988	-	 Optionnée par Platinex Mining Exploration inc. Levé magnétique et électromagnétique.
1989- 90	GM 50832	 Minorca Ressources Ltd. Prospection et cartographie effectuées par une compagnie de consultation: Géofact inc. (août 1989). Décapages et cartographie détaillée (automne 1989). Reconnaissance, cartographie détaillée et échantillonnage en rainure réalisés par Géofact inc. (Long, 1991) au cours de l'été et de l'automne 1990.

~

Appendice B (suite). Liste sommaire des travaux rapportés concernant le gîte de DuReine (modifiée de Cloutier, 1995).

Année	Références	Travaux réalisés
1995 à 1998	Cloutier, 1995; Hubert et Belkabir, 1995	 Propriété optionnée par Mines AltaVista inc. (avril 1995). Description géologique (Hubert et Belkabir, 1995). Échantillonnage en vrac et sondages (4690 m) : fin de 1995. Sondages (11 000 m) : été-automne 1996. Les meilleures intersections en or: 13,85 g/t sur 2,71 m, 8,9 g/t sur 8,14 m, 13,39 g/t sur 1,4 m, 5,28 g/t sur 5,37 m 14,85 g/t sur 5,82 m et 8,95 g/t sur 8,14 m (communiqué de presse 18 juillet 1996, 27 août 1996, 14 janvier 1997). Sondages (4 000 m) été 1997 : 28,23 g/t sur 1,59 m (communiqué de presse 26 juin 1997). Calcul de ressources (communiqué de presse 9 septembre 1997) : 1,6 Mt à 3,18 g/t Au (en considérant des structures aurifères de plus de 2 m de largeur et une teneur de coupure de 1,4 g/t.

Appendice C

Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton de DuReine

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
# analyse	8311	8315	8317	8321	8323	8303	8305	8306	8324
# décapage	3	3	1	8	12	9	9	9	11
			É	léments maj	eurs (%)				
SiO.	74 70	75,59	76.01	63.84	61.36	65,52	66,61	65,24	66,22
TiO.	0.23	0.21	0.23	0.72	0.47	0.51	0.48	0.53	0,11
	15.37	14.81	14.61	20.01	20.24	18,13	16,60	19,50	19,61
$Fe_{2}O_{3}$	19	11	2.0	4.5	3.5	3.6	2.9	3.8	2,6
M_{nO}	0.02	0.02	< 0.01	0.03	0.05	0.04	0.04	n.d.	n.d.
Mao	0,02	0,02	0.58	1 24	2 07	2.07	2.22	0.17	n.d.
CoO	0,47	0,55	0,50	1 59	3 73	3.07	4.35	0.20	0.03
CaU Na O	2.9	57	3.2	2.0	43	18	2.3	9.5	10.9
Na ₂ O	3,0	1.64	3.15	5.88	4 17	5.12	4.38	0.95	0.47
	3,01	1,04	0.08	0.16	0.16	0.13	0.14	0,10	0.05
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,15	100	100	100
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
PAF	2,01	1,56	1,92	5,22	6,99	6,54	7,57	2,74	1,51
			É	éments en tr	ace (ppm)				
Ni	7	11	14	49	51	53	50	80	34
Co	4	. 4	4	23	11	12	14	29	34
Sc	2,5	3	2	6	7,0	7,0	7,0	2	< 1
v	19	31	37	213	85	144	57	33	14
Cu	12	< 1	< 1	< 1	< 1	3	12	< 1	<1
Zn	44	20	39	82	83	87	59	13	< 2
W	n.a.	n.a.	n.a.	19	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Мо	4	5	8	8	6	<4	< 4	12	7
Ag	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	n.a.	n.a.	n.a.	1,100	0,038	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	69	41	69	116	87	107	94	19	11
Ba	652	409	493	610	642	610	517	111	667
Sr	193	112	101	61	216	119	239	156	131
Ga	19	20	22	41	29	35	23	22	23
Ta	0.2	< 5	< 5	< 5	0,2	0,2	0,2	< 5	< 5
Nh	5	5	5	6	3	4	3	4	5
Hf	2.7	n.a.	n.a.	n.a.	2,7	3,3	2,9	n.a.	n.a.
7r	122	112	122	148	130	151	141	145	95
Y	4	6	5	7	6	6	8	3	4
Th	3.56	5	4	< 3	2,60	3,45	3,80	< 3	< 3
I	0.6	n a	n.a.	0.6	< 0.5	0,9	0,9	n.a.	n.a.
La La	173	32	17	12	19.5	24.8	26.0	9	5
	33	57	31	29	40	51	52	20	9
Nd	12	225	< 25	< 25	17	22	24	< 25	< 25
Sm		10	< 2	<2	3.5	3.8	4.0	< 2	< 2
5m Fn		25	< 5	< 5	0.4	0.9	1.0	< 5	< 5
Lu	1 ,7	1 22	1 22	1		- ,-		1 -	

0,2

0,4

0,08

20

n.a.

n.a.

n.a.

20

0,1

0,3

0,05

30

n.a.

n.a.

n.a.

18,3

n.a.

n.a.

n.a.

24

Тb

Yb

Lu

Zr/Y

0,2

0,5

0,05

23,3

0,2

0,3

0,07

18,6

n.a.

n.a.

n.a.

46,7

n.a.

n.a.

n.a.

23,5

Appendice C. Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton de DuReine. Échantillons 1-2-3 : roches peu altérées; échantillons 4 à 9 : roches altérées; n.a. : élément non analysé.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
# analyse	8311	8315	8317	8321	8323	8303	8305	8306	8324	
# décapage	3	3	1	8	12	9	9	9	11	
Composition normative										
Quartz Corindon Orthoclase Albite Anorthite Hypersthène Olivine Magnétite Ilménite Anatite	38,45 5,18 17,82 32,49 1,72 3,26 - 0,41 0,44 0,18	34,3 2,91 9,74 48,14 2,10 1,95 - 0,24 0,40 0,20	43,41 5,78 18,64 26,82 0,57 3,60 - 0,43 0,44 0,21	22,61 7,77 34,80 17,01 7,03 7,76 - 0,98 1,37 0,39	7,93 2,18 24,68 36,38 17,71 8,92 - 0,75 0,80 0 38	24,08 4,23 30,30 15,57 14,59 8,97 - 0,78 0,97 0,31	22,92 0,48 25,92 19,21 20,90 8,55 - 0,63 0,91 0,33	3,86 2,63 5,62 80,72 0,42 4,41 - 0,82 1,01 0,26	- 1,14 2,78 92,39 - 0,80 1,81 0,56 0,21 0,17	

Appendice C (suite). Résultats d'analyses géochimiques des roches intrusives du pluton de DuReine. Échantillons 1-2-3 : roches peu altérées; échantillons 4 à 9 : roches altérées.



Appendice D

Résultats d'analyses géochimiques des métavolcanites et des dykes d'aplite du gîte de DuReine 182

	1		3	4	5	
# analyse	8322	8307	4707	8316	8304	
# décapage	8	9	9 -		9	
Lithologie	Enclave mafique	Schiste à chlorite	Amphibolite	Dyke d'aplite	Dyke d'aplite	
		Éléments	majeurs (%)			
$\begin{array}{c} SiO_2\\TiO_2\\Al_2O_3\\Fe_2O_3^+\\MnO\\MgO\\CaO\\Na_2O\\K_2O\\P_2O_5\end{array}$	50,23 0,50 5,14 11,8 0,25 22,40 9,72 < 0,1 < 0,01 < 0,01	42,87 0,66 7,90 13,3 0,25 18,47 16,53 < 0,1 0,01 0,01	47,83 0,75 8,91 12,3 0,22 17,90 10,19 1,9 < 0,01 0,06	77,90 0,01 14,03 0,3 < 0,01 0,09 0,15 6,44 1,02 0,04	$76,41 \\ 0,10 \\ 14,61 \\ 0,6 \\ < 0,01 \\ 0,20 \\ 0,20 \\ 6,81 \\ 0,97 \\ 0,05$	
Total	100	100	100	100	100	
PAF	23,7	23	21	0,86	1,19	
		Éléments e	n trace (ppm)			
Ni Co Sc V Cu Pb Zn W Mo Ag Au Rb Ba Sr Ga Ta Nb Hf Zr Y Th U La Ce Nd Sm Eu Tb Yb Lu	1590 107 20 152 109 <12 207 n.a. 9 n.a. n.a. <3 363 278 11 <5 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 n.a. 54 8 <3 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 8 7 7 8 7 8 7 7 8 7 7 8 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7	1286 106 26 181 227 <12 371 6 10 n.a. 0,076 <3 9 581 15 <5 <3 n.a. 77 12 <3 0,2 <2 <5 <25 <25 <25 <25 <2 <5 n.a. n.a. n.a.	899 101 28 237 136 < 12 111 n.a. 12 n.a. 12 n.a. < 3 64 166 17 < 5 4 n.a. 68 13 < 3 n.a. < 2 < 5 < 25 < 25	7 < 3 < 1 14 13 < 12 11 n.a. 5 n.a. 17 60 19 < 5 7 n.a. 40 6 < 3 n.a. < 2 < 5 < 25 < 5 < 7 < 7	$ \begin{array}{c} 10 \\ < 3 \\ 1,7 \\ 28 \\ 7 \\ < 12 \\ 5 \\ n.a. \\ < 4 \\ n.a. \\ 29 \\ 143 \\ 133 \\ 19 \\ 0,6 \\ 5 \\ 2,6 \\ 79 \\ 5 \\ 3,37 \\ 1,4 \\ 8,0 \\ 18 \\ 7 \\ 1,8 \\ 0,3 \\ 0,2 \\ 0,5 \\ < 0,05 \\ \end{array} $	

Appendice D. Résultats d'analyses géochimiques des métavolcanites et des dykes d'aplite du gîte de DuReine. Abréviation : n.a., élément non analysé.

	1	2	3	4	5				
# analyse	8322	8307	8325	8316	8304				
# décapage	8	9	- .	1	9				
Lithologie	Enclave mafique	Schiste à chlorite	Amphibolite	Dyke d'aplite	Dyke d'aplite				
Composition normative									
Quartz	-	_	_	35.99	32,16				
Corindon	-	-	_	2.14	2.09				
Orthoclase	-	-	-	6,04	5,74				
Albite	-		-	54,49	57,62				
Anorthite	-	-	-	0,52	0,75				
Hypersthène	-	-	-	0,62	1,14				
Olivine	-	-	· _	-	-				
Magnétite	-	-	-	0,07	0,14				
Ilménite	-	-	-	0,02	0,19				
Apatite	-	-	-	0,10	0,12				

Appendice D (suite). Résultats d'analyses géochimiques des métavolcanites et des dykes d'aplite du gîte de DuReine.



Appendice E

Liste des travaux rapportés, gîte de Duvan

Appendice E. Liste sommaire des travaux rapportés concernant le gîte de Duvan (modifiée de Husson, 1991 et Roger, 1992).

Année	Références	Travaux réalisés
1925	-	 Rex Mining Ltd. Découverte du prospect Duvan.
1928	GM 9632	 Laval Quebec Mines Ltd. Levé magnétique, tranchées et 915 m de forage dans le secteur de l'indice Duvan.
1949- 1950	GM 968A GM 968B GM 1303	 Dominion Gulf. Prospection à l'est du prospect Bornite Copper.
1951	GM 1335 GM 1427 GM 1972A	 Quebec Diversified Mining Ltd. Cartographie géologique dans le secteur de l'indice Bornite Copper.
1952	GM 2046 GM 2047A GM 2047B GM 2047C	 Dominion Gulf. 3 sondages à l'est de l'indice Bornite Copper.
1952	GM 2275A GM 2275B	 Quebec Diversified Mining Corporation Ltd. 11 sondages dans le secteur de l'indice Bornite Copper; la meilleure intersection a donné 2,21 % Zn et 0,42 % Cu sur 1,4 m.
1952	GM 1892 GM 1893 GM 2064	 Desmeloizes Mining Corporation. Prospection, levé magnétométrique et 11 sondages totalisant 625 m dans le secteur de l'indice Duvan.
1953	GM 2065 GM 2583 GM 2584	 Duvan Copper Compagny Ltd. 14 forages totalisant 1260 m dans le secteur de l'indice Duvan.
1953	GM 2585 GM 14866 GM 3016	 Normetal Mining Corporation. 12 forages totalisant 2438 m dans le secteur de l'indice Duvan.
1953		 Quebec Diversified Mining Corporation Ltd. 6 forages dans le secteur de l'indice Bornite Copper; la meilleure intersection a donné 2,21 % Zn, 0,42 % Cu sur 1,67 m.
1954	GM3349 A-H	 Duvan Copper Corporation. 22 forages totalisant 4908 m dans le secteur de l'indice Duvan.
1955- 1956	GM 3642 GM 3822	 Duvan Copper Corporation. Fonçage d'un puits de 305 m et de 8 niveaux sur le site de l'indice Duvan. Calcul de réserve en considérant un facteur de dilution de 10 % : 102 600 t à 2,5 % Cu et 100,8 g/t Ag.

Appendice E (suite). Liste sommaire des travaux rapportés concernant le gîte de Duvan (modifiée de Husson, 1991 et Roger, 1992).

Année	Références	Travaux réalisés
1956	GM 3668A GM 3668B GM 3668C	 Chedabucto Mining Corporation. Levés magnétométriques et électromagnétiques et 6 sondages dans les environs de l'indice Bornite Copper.
19 5 6	GM 4080A GM 5325	 Bornite Copper Corporation. 11 forages dans le secteur de l'indice de Bornite Copper; la meilleure intersection a livré 0,51 % Cu, 6,29 % Zn sur 0,64 m.
1959	GM 4283 A-C GM 4906	 Duvan Copper Corporation Ltd. Campagne de forages totalisant 2850 m dans le secteur de l'indice Duvan.
1960	GM 5789 GM 6423 GM 9705	 Duvan Copper Corporation Ltd. Un échantillon choisi de 1415 t provenant de l'indice de Duvan est envoyé à la fonderie de Noranda : les teneurs moyennes obtenues sont de 10,45 % Cu et 100 g/t. L'exploitation est terminée; la mine est fermée.
1973- 1974	GM 29693	 Dominion Explorers Ltd. Aucun travail reporté.
1975- 1977	GM 31565 GM 32787	 New Insco Mines Ltd. Cartographie géologique et levés magnétique et de polarisation provoquée dans le secteur de l'indice de Duvan.
1978	GM 33685 GM 34692	- Great Plains Resources Ltd. - Levés géophysiques et 1 sondage.
1980	GM 37533	 - Lyon Resources inc. - Évaluation de l'indice Duvan : des travaux de terrain sont recommandés, mais non effectués.
1985- 1987	GM 46016	 Ressources La Pause inc. levés géologiques, géophysiques et géochimiques et 6 forages totalisant 1100 m; secteur au nord de l'indice Duvan, près de Saint-Lambert.
1985- 1987	GM 42036 GM 44769 GM 46869	 Aunore Ressources inc. Levés magnétométriques dans le secteur de l'indice Duvan.
1986- 1991	GM 43999 GM 46182 GM 50347 GM 50351 GM 51162	 Exploration Témisca inc. Évaluation des secteurs couvrant les indices Duvan et Bornite Copper et levés magnétométriques.
1992	GM 51666 GM 52119	 Explorations Noranda ltée. Coupe de lignes (35,1 km de lignes), levé magnétométrique, levé de polarisation provoquée, cartographie détaillée, 3 décapages mécaniques et 2 sondages totalisant 1166 m dans les secteurs des indices Duvan et Bornite Copper.



Appendice F

Résultats d'analyses géochimiques des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan

# analyse	8342	8349	4701	4703	8328	8330	8338	8337	8345
# décapage	2	3	3	3	1	1	2	2	2
Lithologie	Méta- basalte	Méta- basalte	Méta- basalte	Méta- basalte	Métatuf interm.	Métatuf felsique	Métatuf interm.	Métatuf Interm.	Métatuf felsique
			É	léments maj	eurs (%)				
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ ' MnO MgO CaO Na ₂ O	49,27 0,78 15,31 12,7 0,19 8,10 10,14 2,4	45,41 0,89 14,45 20,1 0,83 5,80 10,35 1,6	49,94 0,78 14,70 11,7 0,21 7,41 12,74 2,3	52,11 0,75 15,45 11,3 0,22 6,81 8,95 3,83	64,15 0,84 17,49 4,9 0,13 1,69 6,99 3,0	76,47 0,39 13,89 0,9 0,02 0,44 2,91 4,3	57,37 0,62 15,21 8,2 0,21 5,85 7,38 4,2	60,66 0,82 18,31 5,8 0,09 1,78 8,09 3,2	71,49 0,43 16,16 2,0 0,11 0,49 3,74 4,0
K ₂ O	1,03	0,48	0,15	0,49	0,65 0.12	0,57 0.10	0,72 0,20	1,10 0.16	1,47 0.12
P ₂ O ₅	100	100	100	100	100	100	100	100	100
PAF	1 66	1 85	1.72	2.3	0.87	0.62	1.29	1,95	1,24
174	1,00	1,00	Él	éments en tr	ace (ppm)				
Ni Co Sc V Cu Zn Rb Ba Sr Ga Ta Nb Hf Zr Y Th U La Ce Nd Sm Eu Tb Yb Lu	$ \begin{array}{c} 116\\53\\40,5\\261\\51\\91\\33\\117\\142\\15\\<0,1\\3\\1,2\\69\\20\\0,30\\<0,5\\2,8\\7\\3\\2,1\\0,7\\0,4\\2,0\\0,31\end{array} $	$ \begin{array}{r} 166 \\ 43 \\ 41,0 \\ 260 \\ 170 \\ 457 \\ 10 \\ 71 \\ 133 \\ 21 \\ 0,2 \\ 5 \\ 1,6 \\ 74 \\ 27 \\ 0,12 \\ < 0,5 \\ 3,9 \\ 9 \\ 6 \\ 2,5 \\ 0,7 \\ 0,5 \\ 2,6 \\ 0,42 \\ \end{array} $	n.a. 53 37 252 <1 122 5 28 164 15 <5 3 n.a. 70 18 <3 n.a. 2 7 <25 <2 <5 n.a. n.a. n.a. n.a. n.a. n.a. n.a.	199 55 36 239 163 460 13 95 165 21 < 5 5 n.a. 81 19 < 3 n.a. 6 13 < 25 < 2 < 5 n.a. n.a. n.a. n.a. n.a. n.a.	$\begin{array}{c} 46\\ 14\\ 16,3\\ 108\\ 13\\ 67\\ 21\\ 149\\ 305\\ 20\\ 0,6\\ 6\\ 3,4\\ 163\\ 19\\ 2,64\\ <0,5\\ 14,2\\ 32\\ 16\\ 4,0\\ 0,8\\ 0,5\\ 1,9\\ 0,26\\ \end{array}$	$ \begin{array}{c} 11\\ 5\\ 3,4\\ 36\\ 2\\ 8\\ 17\\ 154\\ 262\\ 18\\ 0,4\\ 5\\ 3,1\\ 161\\ 6\\ 1,81\\ 0,8\\ 13,1\\ 25\\ 10\\ 1,8\\ 0,6\\ 0,2\\ 0,4\\ 0,09\end{array} $	$188 \\ 36 \\ 18,4 \\ 136 \\ < 1 \\ 162 \\ 21 \\ 229 \\ 602 \\ 14 \\ 0,2 \\ 3 \\ 2,2 \\ 133 \\ 15 \\ 3,78 \\ 0,7 \\ 30,6 \\ 67 \\ 38 \\ 6,5 \\ 1,6 \\ 0,6 \\ 1,2 \\ 0,17 \\ \end{bmatrix}$	$\begin{array}{c} 28\\ 14\\ 13,3\\ 132\\ 11\\ 54\\ 32\\ 187\\ 327\\ 21\\ 0,5\\ 7\\ 3,7\\ 174\\ 21\\ 2,97\\ 1,1\\ 13,3\\ 31\\ 16\\ 4,1\\ 1,1\\ 0,6\\ 2,0\\ 0,29 \end{array}$	17 3 5,4 51 10 44 57 373 348 19 0,4 6 3,7 194 4 2,05 0,7 8,7 18 6 1,2 0,5 < 0,1 0,6 0,09
Zr/Y	3,4	2,8	3,8	4,4	8,4	26,7	8,7	8,1	47,5
TAT	42.1	34.4	33.5	36,3	19,0	12,3	36,1	20,3	20,2

Appendice F. Résultats d'analyses géochimiques des roches métavolcaniques encaissant la minéralisation du gîte de Duvan. Abréviations : n.a., élément non analysé; IAI, index d'altération (Ishikawa et al., 1976).

Appendice G

Résultats d'analyses géochimiques des dykes du gîte de Duvan

# analyse	8327	8329	8333	8339	8340	8341	4702
# décapage	1	1	1	2	2	2	3
Dyke	Porphyroïde	Folié	Microgrenu	Porphyroïde	Folié	Microgrenu	Microgrenu
Éléments majeurs (%)							
SiO ₂	66,21	59,42	67,45	70,05	59,75	69,34	68,82
TiO ₂	0,54	0,75	0,28	0,36	0,50	0,26	0,26
Al ₂ O ₃	15,70	15,44	18,66	15,99	14,34	15,62	16,58
$Fe_2O_3^{t}$	4,4	6,7	1,9	2,3	6,0	5,8	1,9
MnO	0,05	0,12	0,04	0,05	0,15	0,05	0,20
MgO	2,15	5,45	0,93	1,21	7,19	0,91	1,11
CaO	4,72	6,45	4,85	5,24	0,34	2,19	5,47
Na ₂ O	4,7	3,2	5,0	2,8	4,4	3,3 2,25	5,4 1.41
K_2O	1,37	2,17	0,79	0,92	0,89	2,33	0.90
P ₂ O ₅	0,14	0,22	0,06	0,09	0,24	0,04	0,90
Total	100	100	100	100	100	100	100
PAF	1,27	1,61	0,58	1,21	3,06	3,01	1,56
			Éléments en t	race (ppm)			
Ni	48	125	19	26	203	49	20
Co	14	31	6	10	31	6	3
v	87	165	42	55	115	40	40
Cu	<1	< 1	1	< 1	10	528	1
Zn	76	119	52	48	145	49	63
Rb	37	68	31	23	38	58	37
Ba	341	541	519	335	259	679	511
Sr	463	792	771	591	675	437	653
Ga	19	23	22	23	16	23	23
Nb	4	< 3	< 3	3	4,2	< 3	< 3
Zr	151	152	132	163	150	135	154
Ŷ	10	11	3	1	12	0	3
Zr/Y	15,0	13,6	43,3	22,9	12,5	21,7	43,3
IAI	27,1	44,1	14,8	19,1	42,4	36,5	22,1
Composition normative							
Quartz	21,5	12,95	23,38	24,51	9,48	33,99	25,26
Corindon	-	-	0,77	-	-	3,35	1,90
Orthoclase	8,10	12,87	4,69	5,43	5,30	13,93	8,33
Albite	40,10	27,24	42,65	48,85	37,54	29,51	45,81
Anorthite	17,55	21,30	23,95	15,05	16,60	10,92	11,65
Diopside	2,75	5,93	-	-	10,50	-	
Hypersthène	4,09	10,85	2,32	3,02	13,03	2,26	2,75
Hématite	4,38	6,74	1,87	2,32	5,97	5,76	1,85
Ilménite	0,12	0,30	0,09	0,12	0,37	0,13	0,43
Sphène	1,18	1,46	-	0,51	0,/3	-	217
Apatite	0,34	0,53	0,19	0,22	0,5/	-	2,1/

Appendice G. Résultats d'analyses géochimiques des dykes du gîte de Duvan. Abréviations : n.a., élément non analysé; IAI, index d'altération (Ishikawa et al., 1976).

Appendice H

Limite de détection des éléments analysés

Appendic	e H .	Limite	de	détection	des	éléments	analysés.
----------	--------------	--------	----	-----------	-----	----------	-----------

Éléments majeurs	Limite de détection (%)
SiO ₂	0,04
TiO ₂	0,01
Al ₂ O ₃	0,02
Fe ₂ O ₃ ^t	0,1
MnO	0,01
MgO	0,05
CaO	0,02
Na ₂ O	0,1
K ₂ O	0,01
P ₂ O ₅	0,01

Éléments en trace	Limite de détection (ppm)	Éléments en trace	Limite de détection (ppm)
Ni	1	Та	0,1 - 5
Со	3	Nb	3
Sc	0,2 - 1	Hf	0,5
v	2	Zr	3
Cu	1	Y	3
Pb	1 - 12	Th	0,05 - 3
Zn	1 - 2	U	0,2-0,5
W	1	La	0,5 - 2
Мо	4	Се	2 - 5
Ag	0,5	Nd	2 - 25
Au	0,005	Sm	0,1 - 2
Rb	3	Eu	0,1 - 5
Ba	1	Tb	0,1
Sr	3	Yb	0,2
Ga	3	Lu	0,05