

Université du Québec
INRS – Eau Terre Environnement

**The Geology and Geochemistry of the World-Class Westwood
Deposit, Abitibi Subprovince, Québec**

par

Abhidheya Wright-Holfeld
Mémoire présenté
Pour l'obtention
du grade de Maître ès Sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Directeur de recherche
Codirecteur de recherche
Codirecteur de recherche

Patrick Mercier-Langevin (CGC-Québec)
Pierre-Simon Ross (INRS-ETE)
Marc Richer-Laflèche (INRS-ETE)

Examineur interne
Examineur externe

Benoît Dubé (CGC-Québec)
Alan Galley (CGC-Ottawa)

Abstract

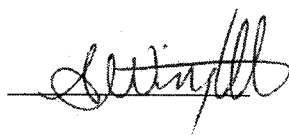
The 4 Moz world-class Westwood gold deposit is located within the Doyon-Bousquet-LaRonde mining district of the Abitibi greenstone belt of northwestern Québec. It is comprised of three mineralised corridors, stacked within the Bousquet Formation: the Zone 2 Extension in the basal strata to the north, the North Corridor in the central stratigraphy, and the Westwood-Warrenmac in the upper units to the south. This study focused on six closely-spaced drill-holes that are aligned on a vertical cross-section cutting through the three mineralised corridors along the central axis of the deposit.

Various alteration assemblages and ore styles characterise the mineralised zones at Westwood. Widespread quartz-chlorite-sericite alteration and proximal Mn-garnet alteration are indicative of a volcanogenic massive sulphide (VMS)-style alteration halo for the Westwood-Warrenmac and North Corridors. Intense deformation in the rocks associated with the Zone 2 Extension prevents a definitive statement on the origin of its vein and dissemination-style mineralisation. Alteration mineralogy observed at Westwood is a reflection of element net loss and gain from the system due to hydrothermal activity. Net mass gains in K and mass losses in Na in a wide zone encompassing the North Corridor and Westwood-Warrenmac footwall demonstrate there were widespread effects of the ore-forming hydrothermal system on the host volcanic rocks. Results of mass change calculations for the Westwood deposit host rocks are used to make initial inferences as to the nature of fluid flow in the ore-forming hydrothermal system, and help to define vectors toward the mineralisation. Mn-rich garnet and Mg-rich chlorite, as well as sericite and biotite alteration, indicate that the mineralizing fluid transported substantial amounts of Mn, Mg, and K, and leached the system extensively of Na.

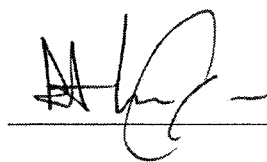
Mineralogical and geochemical observations made at Westwood suggest that primary permeability of volcanic rocks played a major role in controlling the ore and alteration distribution. High-field strength elements and Y show patterns of maximum mass loss associated with the Westwood-Warrenmac Corridor mineralisation and inferred primary fragmental areas, and maximum mass gains associated with the bounding Bousquet Fault.

This allows for the inference that hydrothermal fluids at Westwood leached the underlying rock of elements and re-deposited them higher in the stratigraphy.

Based on these observations, the Westwood-Warrenmac Corridor is thought to be an Au-rich volcanogenic massive sulphide lens. The North Corridor polymetallic veins may represent feeders to the Westwood-Warrenmac ore lenses, or may be the result of a weaker or earlier VMS mineralising system. The Zone 2 Extension shares characteristics with Au-rich sulphide veins and disseminations of the neighbouring Doyon intrusion-related deposit. However, some alteration traits similar to those of the North Corridor and Westwood-Warrenmac ore zones, suggest that there may have been a hybrid-type mineralisation event for the Zone 2 Extension, or the overprinting of VMS-related alteration in the Zone 2 Extension host rocks.



M.Sc. candidate



Research Director

Resume

Le gisement de classe mondiale Westwood, qui fait partie de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi dans le nord-ouest québécois comprend trois corridors minéralisés superposés à l'intérieur de la Formation de Bousquet : la Zone 2 Extension au nord, le corridor Nord dans la partie centrale de la stratigraphie, et le corridor Westwood-Warrenmac au sud. Cette étude est basée sur l'étude de six forages rapprochés qui sont alignés selon une coupe verticale qui recoupe les trois principaux corridors minéralisés dans la partie centrale du gisement.

Divers assemblages d'altération et divers styles de minéralisation sont associés au gisement Westwood. Une altération étendue à quartz-chlorite-séricite et une altération proximale à grenat manganésifère définissent un halo d'altération de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) pour les corridors Nord et Westwood-Warrenmac. La déformation intense, développée dans le corridor de la Zone 2 extension, limite grandement la possibilité de proposer une interprétation définitive sur la nature de l'altération et de la minéralisation de type veines et disséminations dans ce corridor.

Les variations minéralogiques des zones d'altérations présentes sur le gîte Westwood reflète les gains et les pertes d'éléments reliés à la circulation des fluides hydrothermaux. Les gains en K et les pertes en Na, développés dans une large zone au pourtour des corridors Nord et Westwood-Warrenmac, démontrent l'étendue importante de la zone d'influence du système hydrothermal minéralisateur sur les roches volcaniques hôtes du gisement. Les résultats des calculs de changement de masse pour le secteur Westwood sont utilisés pour discuter de la circulation des fluides dans le secteur à l'étude et pour définir des vecteurs géochimiques vers les zones minéralisées. La présence de grenats riches en Mn, de chlorite riche en Mg, de même que la présence de séricite et de biotite indique que les fluides minéralisateurs transportaient des quantités considérables de Mn, Mg et de K et avaient la capacité de lessiver le Na.

La distribution des assemblages minéralogiques et les vecteurs géochimiques observés à Westwood suggèrent un lien entre la texture primaire des roches hôtes et

l'altération hydrothermale, la perméabilité primaire ayant facilité la circulation des fluides minéralisateurs. Les éléments à fort champ ionique (*High-Field Strength Elements – HFSE*) et l'yttrium définissent des zones de perte de masse maximales à proximité du corridor Westwood-Warrenmac, en association avec des roches fragmentaires, et des zones de gain de masse à proximité de la faille Bousquet. Ceci permet de suggérer que les fluides hydrothermaux à Westwood ont lessivé les roches de l'éponte inférieure et que certains des éléments lessivés ont été concentrés dans les roches de l'éponte supérieure.

Les observations effectuées à Westwood dans le cadre de cette étude permettent de proposer que les minéralisations associées au corridor Westwood-Warrenmac sont associées à la mise en place de style sulfures massifs volcanogènes aurifères. Les veines polymétalliques du corridor Nord représentent possiblement les conduits nourriciers développés dans l'éponte inférieure du corridor Westwood-Warrenmac ou encore un événement de minéralisation de type SMV de faible intensité. Les minéralisations associées au corridor *Zone 2 Extension* partagent plusieurs caractéristiques communes avec les zones de veines et disséminations associées à une intrusion formant la Zone 2 à la mine Doyon, à environ 2 kilomètres à l'ouest de Westwood. Par contre, certaines similitudes entre les altérations du corridor Zone 2 extension et celles des corridors Nord et Westwood-Warrenmac à Westwood suggèrent la possibilité d'un système hybride pour les veines de la Zone 2 Extension, ou encore la superposition des altérations de style sulfures massifs volcanogènes associées au corridors Nord et Westwood-Warrenmac sur les altérations du corridor Zone 2 extension.

Acknowledgments

I wish to thank my thesis director, Patrick Mercier-Langevin for the valuable guidance throughout the project, for sharing his knowledge of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, and volcanogenic massive sulphide deposits in general, and for providing me with the excellent opportunity to conduct research on such a complex and interesting mining camp.

Co-directors at the INRS, Pierre-Simon Ross and Marc Richer-Laflèche are equally thanked for their helpful comments and input throughout the completion of this project and its many stages. Doyon Mine and Westwood project supervisors Nicole Houle and Claude Bernier of Iamgold Corp. are thanked for helpful discussions, granting access to drill-core and other materials. Patrice Simard and the entire geology department at the Doyon mine are also acknowledged.

Funding for field and analytical work was provided by the Targeted Geoscience Initiative 3 of the Geological Survey of Canada. Iamgold Corp. are thanked for financial support in the form of paid internships for the summers of 2007 and 2008. Natural Resources Canada provided funding for this project as part of the Research Affiliate Program.

In addition to those reviewers already mentioned, sincere thanks are given to Benoît Dubé and Alan Galley for their helpful comments on various parts of this project. M. Choquette of Laval University helped with microprobe analysis, and Maude Lévesque-Michaud and Nicolas Tremblay provided field assistance during the summers of 2007 and 2008 respectively.

Thanks to Martyn Golding (UBC) for patiently listening to me speak daily about my project for the past two years, and for much encouragement.

Table of Contents

Abstract	i
Résumé	iii
Acknowledgments.....	v
List of Figures	xi
List of Tables	xiii
Résumé étendu en français.....	xv
Légende des Figures	xxxix
PART 1	1
Chapter 1. Introduction	3
1.1 Subject of Research.....	3
1.2 Objectives of Research.....	4
1.3 Research Methodology.....	5
1.4 Thesis Outline	6
Chapter 2. Geological and Metallogenic Context.....	9
2.1 Abitibi Subprovince and the Blake River Group	9
2.2 Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp Geology and Metallogeny.....	10
Chapter 3. Synthesis.....	19
3.1 Zone 2 Extension Synthesis	21
3.1.1 Zone 2 Extension Geology and Mineralisation.....	21
3.1.2 Zone 2 Extension Alteration and Geochemistry	22
3.2 North Corridor Synthesis	24
3.2.1 North Corridor Geology and Mineralisation.....	24
3.2.2 North Corridor Alteration and Geochemistry	26
3.3 Westwood-Warrenmac Corridor Synthesis.....	28
3.3.1 Westwood-Warrenmac Geology and Mineralisation.....	28
3.3.2 Westwood-Warrenmac Alteration and Geochemistry	29
PART 2	39
Chapter 4. Stratigraphic setting of the Westwood-Warrenmac ore zones, Westwood Project, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec	41
Abstract.....	41

Résumé	42
4.1 Introduction	43
4.2 Geologic Setting	44
4.3 Description of the Westwood-Warrenmac Corridor Mineralisation Host Sequence.....	46
4.3.1 Overview of the Westwood-Warrenmac ore zones.....	47
4.3.2 Footwall unit of the Westwood-Warrenmac ore zones.....	48
4.3.3 Hanging wall units of the Westwood-Warrenmac ore zones.....	51
4.4 Discussion.....	53
4.4.1 Preliminary interpretations: the stratigraphic setting of the Westwood-Warrenmac ore zones.....	53
4.5 Economic implications	56
4.6 Conclusion.....	58
Acknowledgements	58
Chapter 5. Contrasting Alteration Mineral Assemblages Associated with the Westwood Deposit Ore Zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec	73
Abstract	73
Résumé.....	74
5.1 Introduction	75
5.2 Regional Geological Setting.....	77
5.3 Summary of the Westwood Deposit Host Lithologies	79
5.3.1 Bousquet Formation - Lower Member.....	79
5.3.2 Bousquet Formation - Upper Member	81
5.4 Mineralisation.....	83
5.4.1 Zone 2 Extension.....	83
5.4.2 North Corridor.....	83
5.4.3 Westwood-Warrenmac Corridor	84
5.5 Alteration Mineral Assemblages	85
5.5.1 Zone 2 Extension Alteration Assemblages	85
5.5.1.1 Zone 2 Extension Alteration Mineralogy	86
5.5.1.2 Zone 2 Extension Geochemistry.....	87
5.5.2 North Corridor Alteration Assemblages	87
5.5.2.1 North Corridor Alteration Mineralogy	87

5.5.2.2	North Corridor Geochemistry	88
5.5.3	Westwood-Warrenmac Corridor Alteration Assemblages	89
5.5.3.1	Westwood-Warrenmac Corridor Alteration Mineralogy	89
5.5.3.2	Westwood-Warrenmac Corridor Geochemistry.....	93
5.6	Discussion on the Nature of the Westwood Deposit.....	93
5.7	Conclusions	95
	Acknowledgements.....	99
Chapter 6.	Mass Changes and Element Mobility Associated with the Westwood Deposit Ore Zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec	115
	Abstract.....	115
	Résumé.....	116
6.1	Introduction	117
6.2	Methodology	118
6.2.1	Geochemical Analysis Techniques	118
6.2.2	Mass Change Calculations.....	118
6.3	Mass Changes in the Westwood Deposit Host Sequence	119
6.3.1	Major Element Mass Changes	121
6.3.2	Trace Element Mass Changes.....	123
6.3.2.1	High Field Strength Elements and Yttrium.....	123
6.3.2.2	Lanthanoids: La-Lu.....	124
6.3.2.3	Actinoids: Th & U.....	125
6.4	Discussion	125
6.4.1	Major Elements and Mineralogical Correlations.....	126
6.4.2	Trace Elements and Mineralogical Correlations.....	128
6.4.2.1	Yttrium Mobility at the Westwood Deposit.....	129
6.5	Summary and Conclusions.....	130
	Acknowledgements.....	132
Chapter 7.	Conclusions	141
7.1	Styles of Mineralisation	141
7.2	Initial Estimation of Some Hydrothermal Fluid Properties	142
7.3	Westwood Deposit Genetic Model.....	144
	References.....	149
	Appendix A: Lithogeochemical Analyses	attached

Appendix B: Microprobe Analyses.....attached
Appendix C: Mass Change Calculation Resultsattached

List of Figures

Figure 2-1 Regional geological map of the eastern Blake River Group.....	15
Figure 2-2 Westwood deposit geological cross-section.....	16
Figure 3-1 Westwood deposit alteration cross-section	35
Figure 3-2 Thin section photographs	36
Figure 3-3 Mass changes in the upper Bousquet Formation.....	37
Figure 3-4 Geological map of the study area.....	38
Figure 4-1 Geological map of eastern Blake River Group	59
Figure 4-2 Long-section of DBL mining camp.....	60
Figure 4-3 Stratigraphy of DBL mining camp.....	61
Figure 4-4 Geological cross-section of Westwood deposit.....	62
Figure 4-5 Drill-core and outcrop photos.....	63
Figure 4-6 Extended rare earth element plots	64
Figure 4-7 Drill-hole profile of mineralisation	65
Figure 4-8 Drill-core and outcrop photos.....	66
Figure 4-9 Drill-hole profile of mineralisation	67
Figure 4-10 Extended rare earth element plots	68
Figure 4-11 Drill-core and outcrop photos.....	69
Figure 4-12 Extended rare earth element plots	70
Figure 4-13 Stratigraphic setting of Westwood deposit.....	71
Figure 5-1 Regional geological map of the eastern Blake River Group.....	101
Figure 5-2 Westwood deposit geological cross-section.....	102
Figure 5-3 Westwood deposit alteration cross-section	103
Figure 5-4 Geochemical plots of Westwood samples.....	104
Figure 5-5 Thin section photomicrographs.....	105
Figure 5-6 Polished section photomicrographs.....	106
Figure 5-7 Thin section photomicrographs	107
Figure 5-8 Litho-geochemical drill-hole profile.....	108
Figure 5-9 Schematic Westwood deposit alteration assemblages.....	109
Figure 6-1 Regional geological map of the eastern Blake River Group.....	133
Figure 6-2 Westwood deposit geological cross-section.....	134

Figure 6-3 Bivariate plots of Westwood deposit samples.....	135
Figure 6-4 Major element mass changes in the upper Bousquet Formation.....	136
Figure 6-5 Trace element mass changes in the upper Bousquet Formation.....	137
Figure 6-6 Rare earth element mass changes in upper Bousquet Formation.....	138
Figure 6-7 Schematic mass changes at the Westwood deposit.....	139
Figure 7-1 Westwood alteration minerals stability ranges.....	147
Figure 7-2 Westwood deposit preliminary model.....	148

List of Tables

Table 2-1 DBL mining camp summary.....	17
Table 4-1 Upper Bousquet Formation geology.....	72
Table 5-1 Blake River Group lithological units.....	110
Table 5-2 Westwood deposit geochemistry	111
Table 5-3 Westwood deposit alteration assemblages.....	113
Table 6-1 Element mobility at the Westwood deposit.....	140

Résumé étendu en français

Sujet de la recherche

Le gisement Westwood représente la plus récente découverte majeure d'un gîte minéralisé dans la prolifique région minière de l'Abitibi, au nord-ouest du Québec. Situé dans le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) (Fig. 2-1A) dans le Groupe de Blake River d'âge Archéen, le gisement Westwood illustre l'importance de poursuivre l'exploration dans les districts miniers relativement matures bien établis.

Les roches du camp minier DBL sont localement très déformées et le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts supérieur et à celui des amphibolites inférieur (p. ex. : Dimroth *et al.*, 1982; Powell *et al.*, 1995; Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). Le fort degré de déformation enregistré par les roches du gisement Westwood nuit à la reconnaissance des caractéristiques volcaniques primaires par endroits, même si dans certains secteurs des textures primaires bien conservées ont été observées (Stone, 1988; Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c). L'étude de ces zones relativement peu déformées, en combinaison avec des analyses géochimiques, permettent d'établir des corrélations avec les zones plus déformées. Malgré la déformation intense, ces zones tectonisées présentent des caractéristiques géochimiques contrastées qui peuvent être utilisées pour différencier les protolithes et les zones d'altération (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007d).

Le gisement Westwood se trouve dans la Formation de Bousquet qui est dominée par des roches volcanoclastiques mafiques à felsiques d'affinités tholéitique à calco-alcaline (Fig. 2-1B). Le gisement Westwood se compose de trois corridors minéralisés qui se superposent du nord vers le sud (base et sommet stratigraphiques respectivement): 1) corridor Zone 2 Extension 2) corridor Nord et 3) corridor Westwood-Warrenmac (Fig. 2-2). En raison de la proximité du système de veines de la mine Doyon et de la présence des lentilles de sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans la stratigraphie supérieure, l'étude du gisement Westwood fournit l'occasion d'examiner les liens possibles entre les

différents styles de minéralisations associées aux complexes volcano-plutoniques archéens de la région.

Le gisement Westwood est caractérisé par des assemblages d'altération et de minéralisations superposés (Fig. 3-1) qui partagent des caractéristiques avec les différents styles de gisement du camp. On remarque notamment des similitudes avec la mine Doyon Zone 2 (proximité et minéralogie d'altération : Savoie *et al.*, 1990; Galley et Lafrance, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a), le gisement Bousquet 1 (minéralogie d'altération et position stratigraphique: Stone, 1988; Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) et le gisement LaRonde Penna (style de minéralisation, position stratigraphique et minéralogie d'altération: Lafrance *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2009). Le gisement Westwood fournit donc une occasion unique de documenter le lien possible entre les styles de gisements du camp minier. La différenciation du style de minéralisation et l'empreinte des altérations associées pour chacun des trois corridors minéralisés sont essentielles pour comprendre s'il existe un lien génétique. L'objectif premier de cette étude est la classification du type de gisement reposant sur la description et la caractérisation de la géologie, des assemblages de minéraux d'altération et leur distribution, et l'étude détaillée des minéralisations du gisement Westwood, de façon à accroître la compréhension de sa genèse. Cette contribution donne un aperçu préliminaire sur une des questions scientifiques clés du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde.

Objectifs de la recherche

L'un des principaux objectifs de cette étude est de corrélérer les unités lithologiques de Westwood recoupées dans les forages sélectionnés, avec d'autres unités du camp minier DBL. Cette corrélation devrait permettre de déterminer la position stratigraphique des différents corps minéralisés présents à Westwood et également de comparer et contraster avec les unités hôtes des autres gisements du camp. Un autre objectif de cette étude est de décrire la nature de l'altération hydrothermale associée aux zones de minerai en examinant les assemblages minéralogiques et géochimiques pour chacune des zones minéralisées principales. Une meilleure compréhension de l'altération associée à la

minéralisation permet de spéculer sur l'ampleur et la nature du système hydrothermal responsable de la formation du gisement Westwood. Les analyses géochimiques des roches (Annexe A), y compris les changements de masse survenant dans les unités hôtes (Annexe C), ainsi que la chimie minérale (Annexe B) et l'étude pétrographique permettent de discuter de l'environnement de formation des zones de minerai et de certaines caractéristiques des fluides hydrothermaux responsables de la formation du gisement Westwood. Ceci permet entre autres de contribuer au développement des modèles d'exploration pour les gisements de SMV riches en or qui se trouvent dans des ceintures de roches vertes.

Méthodologie de la recherche

L'aspect principal du travail entrepris pour la présente étude repose sur la description détaillée de carottes de forage. Six trous de sondage ont été soigneusement sélectionnés afin de permettre la production d'une section type qui recoupe la partie centrale des trois corridors minéralisés. Un total de 137 échantillons ont été recueillis au cours des étés de 2007 et de 2008 pour analyse lithogéochimique et pour confection de lames minces et sections polies. Les concentrations en éléments majeurs et traces incluant les terres rares, métaux précieux et ceux de transition ont été déterminées pour les échantillons prélevés le long des trous de forage. Parmi les échantillons prélevés, 24 ont été sélectionnés pour l'analyse de minéraux individuels par microsonde électronique à l'Université Laval (Annexe B).

Contexte géologique et métallogénique

À l'extrémité Est du Groupe de Blake River (2704-2695 Ma : Péloquin *et al.*, 1990; Mortensen, 1993; Barrie *et al.*, 1993; Ayer *et al.*, 2002; Lafrance *et al.*, 2005; McNicoll *et al.*, 2009) se trouve l'important camp aurifère Doyon-Bousquet-LaRonde (Fig. 2-1). L'exploitation minière est en cours dans ce camp depuis plusieurs décennies (Tableau 2-1). Divers corps minéralisés ont été ou sont présentement exploités. Par exemple, le secteur regroupe les mines Mouska, Doyon, Bousquet 1, Bousquet 2-Dumagami, et

LaRonde Penna entre autres, ce qui en fait l'une des principales régions productrices d'or au Canada, avec un total de 12,3 Moz d'or produites jusqu'en 2007 (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) à partir de 66 Mt de minerai (veines de quartz et de sulfures polymétalliques associées à une intrusion et SMV riches en Au : Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). La découverte récente du gisement Westwood souligne l'importance de poursuivre l'exploration dans les camps miniers reconnus et considérés comme matures.

Le camp DBL est l'hôte de gisements formés de quatre principaux styles de minéralisation (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) :

1. sulfures massifs volcanogènes riches en Au;
2. veines de sulfures riches en or, veines, veinules, stockwork et disséminations de sulfures aurifères;
3. réseaux de veines à Au-Cu épizonales "associés à une intrusion" et riches en sulfures;
4. réseaux de veines à Au-Cu orogéniques (peut-être remobilisées) et riches en sulfures.

Le gisement Westwood-Warrenmac est considéré comme étant un dépôt de type SMV riche en or, tel que les gisements LaRonde Penna, Ellison et Bousquet 2-Dumagami, basé sur une teneur en or élevée par rapport à la teneur en métaux de base pour l'ensemble du gisement (Poulsen et Hannington, 1996; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). Un système de classification plus récent définit un gisement de SMV riche en or comme ayant une teneur supérieure à 3,46 g/t d'Or et contenant une quantité totale d'or supérieure à 31 t, et le gisement de Westwood, qui contient 107,9 tonnes métriques d'or, à une teneur de 7,6 g/t, répond facilement à ces critères (Mercier-Langevin *et al.*, 2010). Toutefois, la subdivision du gisement Westwood en trois corridors minéralisés distincts révèle la nature potentiellement hybride de certaines parties du gisement. La Zone 2 Extension serait associée à une minéralisation de veines à Au±Cu épizonales, riches en sulfures. Le corridor Nord pourrait tomber dans la première catégorie (sulfuré massifs

aurifères) , bien qu'un classement définitif soit difficile à cause des altérations hydrothermales superposées obscurcissant les relations entre chaque système. Il semble plus probable que le corridor Nord représente un système de veines de sulfures riches en or, du type veines de stockwork et disséminations, ce qui indique qu'il pourrait avoir fait partie du système d'alimentation des lentilles Westwood-Warrenmac plus haut dans la stratigraphie. Les lentilles de minerai de Westwood-Warrenmac représentent des amas de sulfures semi-massifs à massifs aurifères composés essentiellement de pyrite, de sphalérite et de chalcopyrite, ce qui est typique des gisements de SMV.

Dans la partie centrale du camp DBL, la géologie est caractérisée par une séquence volcanique généralement continue contenant des roches mafiques à felsiques auxquelles sont associées la majorité des minéralisations dans le camp (Fig. 2-1B). À la base (Nord), la Formation d'Hébécourt se compose principalement de coulées sous-marines mafiques tholéitiques et de roches associées (Lafrance *et al.*, 2003; et références citées). La Formation d'Hébécourt constitue la base de la stratigraphie volcanique dans le secteur du camp DBL. La Formation de Bousquet recouvre la Formation d'Hébécourt et encaisse de nombreux corps minéralisés du camp. Les roches sédimentaires du Groupe de Kewagama (≤ 2686 Ma : Davis, 2002) se trouvent au Nord du Groupe de Blake River dans le secteur du camp DBL, et ils sont séparées de la Formation d'Hébécourt par la faille du Lac Parfouru. Les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (≤ 2687 Ma: Davis, 2002) sont situées au Sud (Fig. 2-1B), et sont interprétées comme formant une séquence de plate-forme, synchrone avec le volcanisme du Groupe de Blake River (Dimroth *et al.*, 1982;. Stone, 1990; Daigneault *et al.*, 2002). Le pluton synvolcanique de Mooshla recoupe les roches volcaniques des formations d'Hébécourt et de Bousquet dans la partie Ouest du camp DBL. Le pluton de Mooshla, d'échelle kilométrique, est multiphasé de composition gabbroïque à tonalitique (Galley, 2002; Galley et Lafrance, 2007). Une partie des minéralisations des mines Mouska et Doyon sont encaissées et possiblement génétiquement associées au pluton de Mooshla (Lafrance *et al.*, 2003; Galley et Lafrance, 2007). Ce pluton de Mooshla est potentiellement partiellement associé à la formation des minéralisations du gisement Westwood, tel que suggéré dans cette étude.

Jusqu'à aussi récemment que 2003, une colonne stratigraphique unifiée pour les roches volcaniques du camp DBL n'existait pas, malgré les nombreuses études entreprises. Lafrance *et al.* (2003) définissent la stratigraphie du camp comme la Formation d'Hébecourt à la base, et la Formation de Bousquet dans la stratigraphie supérieure. Ces chercheurs ont subdivisé la Formation de Bousquet en des membres inférieur et supérieur, et ils ont défini les signatures géochimiques pour les différentes unités composant la stratigraphie du camp suite à la compilation des données précédemment publiées et de celles provenant des partenaires industriels (p. ex. : Savoie *et al.*, 1991b; Trudel *et al.*, 1992, Marquis *et al.*, 1992; Tourigny *et al.*, 1992, Teasedale *et al.*, 1996). Certaines divisions supplémentaires de certaines unités des membres inférieur (Lafrance *et al.*, 2004; Mercier-Langevin *et al.*, 2008a) et supérieur de la Formation de Bousquet (Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c) ont permis une connaissance plus détaillée de la stratigraphie et plus spécifiquement de l'emplacement stratigraphique exact des corps minéralisés (Tableau 5-1).

Le Groupe de Blake River est affecté par un métamorphisme variant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Dimroth *et al.*, 1982; Powell *et al.*, 1995). La déformation et le métamorphisme dans le camp DBL varient grandement en intensité et leur distribution varie de façon hétérogène. Dans quelques secteurs, la déformation intense obscurcit les textures primaires, les contacts géologiques et les relations temporelles, mais il y a des domaines dans lesquels les caractéristiques volcaniques primaires sont conservées (p. ex. : Stone, 1990; Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c). Toutefois, dans certains intervalles stratigraphiques, les caractéristiques volcaniques sont si fortement affectées par la déformation que l'identification du protolithe est difficile (par exemple, Savoie *et al.*, 1991; Lafrance *et al.*, 2003). Une meilleure caractérisation des unités encaissant les minéralisations dans le secteur Westwood, affectées par une déformation relativement intense, fait partie des objectifs de cette étude de maîtrise.

Synthèse

Une des principales contributions découlant de cette étude est la définition et la corrélation des unités lithologiques, observées dans les sections de forage recoupant les lentilles minéralisées du gisement Westwood avec les unités de la Formation de Bousquet dans le camp DBL, et donc la corrélation stratigraphique des zones minéralisées du gisement Westwood avec d'autres lentilles de SMV dans le camp qui sont riche en or (Mercier-Langevin *et al.*, 2009). La corrélation avec les unités du camp DBL est basée sur la comparaison des analyses lithogéochimiques de 127 échantillons (Annexe A, Tableau 3-1) avec des données géochimiques provenant d'études antérieures (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007d), ainsi que les similitudes minéralogiques et texturales des unités lithologiques observées à d'autres gisements (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Le gisement Westwood est situé dans une séquence volcanique déformée, homoclinale à fort pendage vers le sud et métamorphisée au faciès des schistes verts. Trois corridors minéralisés sont définis à Westwood et sont superposés dans la stratigraphie, du nord (base) vers le sud (sommet). Dans la partie inférieure de la stratigraphie, la Zone 2 extension forme la partie la plus septentrionale du gisement. Le corridor Nord se trouve dans la partie centrale et le corridor Westwood-Warrenmac est situé dans la partie Sud du gisement, dans les unités du membre supérieur de la Formation de Bousquet (Fig. 4-3).

Une forte altération hydrothermale affecte la plupart des unités hôtes du gisement Westwood. Une partie de la minéralogie d'altération présente est fonction de la chimie des protolithes d'origine, et d'autres minéraux présents reflètent des changements élémentaires résultant en grande partie de la nature des fluides hydrothermaux ayant affecté les unités volcaniques. De manière générale, l'altération n'est pas contrôlée lithologiquement dans la stratigraphie du gisement Westwood, reflétant la prédominance de la chimie des fluides et l'interaction fluides-roche, en particulier dans les zones de minerai Westwood-Warrenmac (Fig. 3-1). La superposition d'événements

métamorphiques dans le camp DBL vient compliquer la documentation et l'interprétation des assemblages de minéraux synvolcaniques (p. ex.: Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1989). Cependant, l'étude détaillée du gisement Westwood, en combinaison avec les études antérieures dans le camp, a permis la caractérisation de quelques-uns des effets reliés à l'altération hydrothermale volcanogène. En conséquence, il a été possible de définir les styles d'altération associés à chacun des corridors minéralisés du gîte de Westwood (p. ex.: Fig. 3-1).

La minéralogie et la lithogéochimie des différents assemblages d'altération permettent de spéculer, de façon indirecte, sur l'origine probable des fluides minéralisateurs à Westwood. Le fluide minéralisateur résulte fort probablement de la mise en circulation d'eau de mer, laquelle a été modifiée par l'interaction avec les roches hôtes. Le fluide transportait du Mn^{+4} , du Si^{+4} , du Fe^{+2} , du K^{+1} et des quantités variables de Mg^{+2} et de Ca^{+2} en solution. Le sodium et l'aluminium, de même que le Ca, provenaient probablement de la dissolution de feldspaths primaires dans les roches par la circulation des fluides. La répartition et la composition des minéraux hydrothermaux métamorphisés donne un aperçu sur les styles de minéralisations présentes dans le gisement Westwood. Les veines minéralisées de la Zone 2 Extension résultent probablement de la circulation localisée de fluides en partie d'origine magmatique (Fig. 7-2). L'apparente continuité des veines de la Zone 2 Extension avec les réseaux de veines aurifères associées au pluton de Mooshla dans les zones 1 et 2 de la mine Doyon à environ 2 kilomètres à l'Ouest et la distribution restreinte de certains minéraux d'altération peut suggérer une origine partiellement magmatique des fluides impliqués dans la formation des minéralisations associées à la Zone 2 Extension. Des études antérieures ont suggéré une contribution magmatique significative au système hydrothermale aurifère du gisement Doyon (p. ex. : Gosselin, 1998; Galley et Lafrance, 2007). Les minéralisations associées au corridor Nord semblent résulter d'un système hydrothermal similaire en termes de composition à ce qui est invoqué pour expliquer la mise en place des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac situées plus haut dans la stratigraphie, bien que d'étendue et d'intensité plus faible ou de plus courte durée. Nos observations géologiques, géochimiques et minéralogiques des lentilles du corridor Westwood-Warrenmac suffisent que ces

dernières sont de type SMV riches en or, similaires à plusieurs égards aux autres lentilles de SMV riches en or dans le camp (p. ex. : Valliant *et al.*, 1982; Marquis *et al.*, 1990b; Dubé *et al.*, 2007).

Synthèse de la Zone 2 Extension

La minéralisation de la Zone 2 Extension, le corps minéralisé le plus important en terme d'onces d'or contenues et le plus au nord du gisement Westwood, se compose de veines de quartz aurifères riches en sulfures. L'épaisseur de ces veines varie en général d'un centimètre à un décimètre de largeur. La pyrite est le sulfure le plus commun, et se présente en grains grossiers souvent associés à des grains de quartz oeilé (*augen*), notamment dans l'unité 4.3. Les grains de pyrite sont irréguliers, arrondis à angulaires, et sont souvent bordés par des minéraux d'oxyde de fer-titane. Ils montrent des baies de résorption et des microfractures remplies de silicates matriciels. L'or se trouve généralement en grains microscopiques à macroscopiques dans les granoblastes de pyrite, en bordure des grains de sulfures à l'intérieur des veines de quartz (Fig. 3-2A), ainsi qu'en grains d'or visible jusqu'à quelques millimètres de largeur. Les résultats d'analyse à la microsonde électronique montrent que la pyrite contient également de l'As⁺², du Co⁺⁴ et du Mn⁺⁴ (Annexe B). La ressemblance entre la minéralisation de la Zone 2 Extension et celles de la mine Doyon (p. ex. : Savoie *et al.*, 1990) suggère un lien génétique entre la zone de minerai du gisement Westwood et celles du gisement Doyon.

La Zone 2 Extension est partiellement encaissée par des unités formant de minces niveaux (jusqu'à environ 10 m d'épaisseur), de couleur vert clair à grisâtre selon le type et l'intensité de l'altération. Ceci comprend les unités mafiques à felsiques du tuf scoriacé de Bousquet et également les roches de l'unité 4.3, le schiste felsique de la mine Doyon. L'unité 4.3, intensément altérée à séricite, est l'hôte principal des zones 1 et 2 de la mine Doyon (Savoie *et al.*, 1991b; Lafrance *et al.*, 2003). Dans le secteur de la Zone 2 Extension à Westwood, ces unités semblent être en partie interdigitées, ce qui complexifie l'interprétation stratigraphique. La principale unité retrouvée dans l'éponte supérieure ou Sud de la Zone 2 Extension est l'unité hétérogène 4.4 (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). La

relation entre la minéralisation et cette unité mafique n'est par contre pas claire. Géochimiquement, une partie de l'altération proximale associée à la Zone 2 Extension semble être présente dans l'unité 4.4, mais cela reflète peut-être une possible remobilisation à l'échelle locale des cations tels que le Mg^{+2} , le Ca^{+2} et le Si^{+4} associés à la formation très locale d'anhydrite et de talc. Ceci peut aussi résulter de la transposition des contacts géologiques et des zones d'altérations lors de la déformation.

Les unités encaissantes des minéralisations de la Zone 2 Extension font partie des roches les plus intensément déformées de la zone étudiée. La présence de porphyroblastes de quartz recristallisé en association avec de la pyrite recristallisée est une caractéristique commune de l'unité rhyolitique 4.3. La clinozoïsite, l'épidote, et la chlorite sont des phase minérales communément présents dans le quartz formé dans les ombres de pression de la pyrite (Fig. 3-2B). Malgré la déformation intense, cette unité a été identifiée comme étant localement de nature fragmentaire (Fig. 3-2C; Guha *et al.*, 1982; Savoie *et al.*, 1991b) et constituée de fragments cisailés riches en silice qui représentent des blocs, des bombes ou des fragments de coulée bréchique. La perméabilité et la porosité des dépôts volcaniques fragmentaires facilite l'écoulement des fluides hydrothermaux dans le camp (p. ex. : Guha *et al.*, 1982; Stone, 1988; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c), et la corrélation entre les horizons minéralisés et les textures clastiques dans la séquence encaissant le gisement Westwood confirme cette relation (Fig. 3-3). Il est possible que l'unité 4.3 et l'unité scoriacée 3 étaient très perméables de par leur nature fragmentaire, et aient servi à la circulation des fluides hydrothermales par le Zone 2 Extension.

L'empreinte hydrothermale associée à la Zone 2 Extension semble montrée une distribution spatiale restreinte. Une enveloppe d'altération relativement mince constituée d'anhydrite, de talc, de rutile-titanite, de clinozoïsite et d'épidote est associée aux horizons minéralisés de la Zone 2 Extension. Le rutile et la titanite sont des titanates présents dans l'éponte inférieure immédiate des veines minéralisées ou dans les zones minéralisées elles-mêmes. Comme dans le corridor Westwood-Warrenmac, la titanite semble être un minéral un peu plus distal contrairement au rutile qui est en général observé plus près des zones minéralisées. La chlorite est présente dans les roches mafiques de l'unité 3 et de

l'unité hétérogène 4.4, avec de très petites quantités observées dans les intervalles felsiques. Ce contrôle lithologique de la répartition des minéraux peut être interprété comme une évidence de la présence d'un système dominé ou contrôlé en grande partie par la chimie des roches, plutôt que par la chimie des fluides. Alternativement cette répartition peut résulter d'une influence très limitée des fluides hydrothermaux (*cf.* Doyle et Allen, 1993).

En plus la clinozoïsite et l'épidote, l'allanite est présente directement dans les zones de minerai. Cette observation vient appuyer l'hypothèse d'une contribution de l'intrusion Mooshla dans la formation des veines de la Zone 2 Extension. Les grains d'allanite analysés par microsonde sont riches en terres rares légères, en particulier dans le corridor de la Zone 2 Extension (Annexe B). Les calculs de changement de masse pour le corridor Nord et le corridor Westwood-Warrenmac montrent que les gains de masse en terres rares sont associés à la présence d'unités plus perméables (Fig. 3-3). Il est possible que les terres rares aient été partiellement mobilisés grâce à la présence d'halogènes (F et Cl) et de volatiles complexants (Chapitre 6). La présence d'halogènes comme le fluor dans les systèmes volcaniques peut être attribuée à l'apport magmatique (p. ex. : Gibson *et al.*, 1999; Hannington *et al.*, 1999). Notez que la présence de valeurs élevées en Hf, de veines du fluorite et de veines de quartz-carbonate-tourmaline avec Ce-allanite dans la Zone 2 Extension suggèrent un certain apport de fluides hydrothermaux d'origine magmatique à cet intervalle stratigraphique.

La muscovite et la séricite sont présentes dans une large zone située autour des veines minéralisées, mais la présence de muscovite semble aussi contrôlé par la composition felsique du protolithe de l'unité 4.3 (Fig. 2-2). Les changements de masse dans l'unité de 4.3 n'ont pas pu être calculés en raison de la nature très altérée et déformée des échantillons prélevés. Toutefois, la comparaison des échantillons provenant d'études antérieures (unité 4.3: Lafrance *et al.*, 2003) suggère des changements de masse entre les différentes zones de la Zone 2 Extension. Ces données sont cependant qualitatives quant aux composantes ayant été ajoutées ou perdues lors de l'altération hydrothermale.

Des études antérieures rapportent la présence d'aluminosilicates dans les roches hôtes de la Zone 2 de la mine Doyon (Savoie *et al.*, 1991b), mais aucune phase minérales alumino silicatées n'a été observé dans les échantillons prélevés pour cette étude dans le corridor Zone 2 Extension à Westwood.

Le grenat est présent dans des minces horizons d'environ 5 à 10 mètres de largeur, parfois aussi en association avec des zones de minerai et dans les épontes des zones de minerai. Parfois, le grenat est observé sous forme d'amas distribués au hasard qui ne semblent pas avoir une corrélation avec la lithologie, l'assemblage d'altération, ou la minéralisation. La distribution du grenat est dans l'ensemble relativement aléatoire dans les roches hôtes des minéralisations du corridor Zone 2 Extension contrairement à ce qui est le cas plus haut dans la stratigraphie. Cette observation suggère que le grenat n'est pas associé à la formation de la Zone 2 Extension mais plutôt processus d'altération associés aux minéralisations localisées plus haut dans la stratigraphie ou ailleurs latéralement.

En raison de la distribution limitée des minéraux d'altération présents et de l'absence d'une signature évidente d'altération distale généralisée, la minéralisation de la Zone 2 Extension est considérée comme un analogue distal des minéralisations de type veines de quartz à Au±Cu riches en sulfures associées au pluton de Mooshla typiques du gisement Doyon plutôt qu'une minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes. Il pourrait s'agir de l'expression distale d'une minéralisation associée à l'intrusion, en raison de son emplacement stratigraphique similaire à celui de la Zone 2 de la mine Doyon et en raison de la typologie sous forme de veines des zones de minerai.

Synthèse du Corridor Nord

La géométrie des intervalles minéralisés du corridor Nord est quelque peu semblable à celle des veines de la Zone 2 Extension, même si l'abondance en sulfures est plus grande dans le corridor Nord. Des veines de quartz, d'échelle décimétrique, sont associées à des quantités variables de sulfures, et des veines de sulfures semi-massifs à massifs sont typiques de la minéralisation observée dans le corridor Nord. L'or et l'électrum sont

généralement associés à la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopyrite et la sphalérite. Les grains de pyrite observés en section polie sont très irréguliers et sont arrondis à angulaires; ils sont complètement recristallisés et montrent des jonctions triples (Fig. 5-6C). L'électrum est communément retrouvé entre les grains de pyrite, ce qui suggère une certaine remobilisation lors de la déformation et du métamorphisme, ce qui a été suggéré pour les autres zones du camp DBL, et la mine Doyon à proximité (Guha *et al.*, 1982; Tourigny *et al.*, 1989; Marquis *et al.*, 1990b).

La zone minéralisée du corridor Nord, située stratigraphiquement dans la partie centrale de la stratigraphie du gisement (Fig. 2-2), des roches et de l'altération plus hétérogènes que pour le corridor Zone 2 Extension. L'unité hétérogène 4.4 représente la majorité des roches de l'éponte inférieure du corridor Nord et encaisse possiblement une partie de la minéralisation (Mercier-Langevin *et al.*, 2009 : Chapitre 4). Les minéralisations du corridor Nord sont encaissées en grande partie dans la sous-unité 5.1b-b, qui est une coulée andésitique à dacitique surmontant l'unité 4.4 (Wright-Holfeld *et al.*, 2010 : Chapitre 5). Cette contradiction apparente dans l'emplacement stratigraphique de la minéralisation du corridor Nord peut possiblement être attribuée à une mauvaise identification des unités lithologiques due à la complexité des corrélations chimico-stratigraphiques des unités du gisement Westwood. Les unités mafiques à intermédiaires 4.4 et 5.1b-b ont des signatures géochimiques similaires (p. ex. : Ti et Zr: Annexe A) et certains échantillons peuvent appartenir en fait aux unités adjacentes. Cependant, la minéralisation peut être présente dans les deux unités, mais avec des teneurs en or nettement supérieures dans l'unité plus felsique, 5.1b-b (5.1b-a dans Mercier-Langevin *et al.*, 2009). La transposition possible de contacts géologiques dus à la déformation, comme on l'a vu pour la Zone 2 Extension, complique davantage l'interprétation de la stratigraphie des unités volcaniques associées au corridor Nord. Ceci pourrait donner l'impression que la minéralisation du corridor Nord est encaissée par l'unité hétérogène 4.4. C'est l'explication la plus probable, si on tient compte de la déformation intense connue dans le camp minière, et le fait que les valeurs en or plus sont systématiquement élevées dans la sous-unité 5.1b-b (5.1b-a dans la partie orientale du gisement: Mercier-Langevin *et al.*, 2009). Une cartographie détaillée de surface des unités dans cet intervalle

stratigraphique contribuerait grandement à mieux établir la relation entre les lithologies et la minéralisation observée dans cet intervalle. Bien que le manque d'affleurements limite grandement la cartographie de surface. L'accès sous-terre devrait par contre permettre d'observer cet intervalle minéralisé.

L'éponte supérieure (Sud) du corridor Nord coïncide avec l'éponte inférieure (Nord) des zones minéralisées associées au corridor Westwood-Warrenmac. Cet intervalle inclut la sous-unité 5.1b-c de composition basaltique à andésitique, et dans une moindre mesure, la sous-unité dacitique à rhyodacitique 5.1b-d. La sous-unité 5.1b-c forme un complexe de filon-couches mafiques amygdalaires variant de 5 à 15 mètres d'épaisseur (Mercier-Langevin *et al.*, 2007c) commun dans la partie ouest du camp DBL. Cette unité est en contact et ou en interdigitation avec les sous-unités 5.1b-b et 5.1b-d (Fig. 2-2).

En termes de minéraux présents et de distribution de ces minéraux, la signature d'altération du corridor Nord montre des similitudes avec ceux de la Zone 2 Extension et avec ceux des zones minéralisées de Westwood-Warrenmac. Du talc, identifié dans les carottes de forage et en lames-minces (Fig. 3-2D; Annexe C), est présent dans le minerais du corridor Nord dans une zone d'environ 5 mètres des épontes inférieure et dans supérieure, tout comme dans la Zone 2 Extension, ce qui suggère que du Mg a été ajouté au système dans ces endroits.

L'altération à chlorite dans une zone large le long du corridor Nord peut être reliée à la nature plus mafique des roches hôtes de la sous-unité 5.1b-b en comparaison avec la distribution plus sporadique de la chlorite dans l'éponte supérieure qui est plutôt formée de roches felsiques de l'unité 5.1b-d (Fig. 3-3). Le contrôle lithologique de la répartition des minéraux d'altération reflète la prédominance de la composition chimique des roches hôtes dans les processus d'altération, plutôt que la dominance de fluides hydrothermaux, ce qui suggère le développement limité d'un système potentiellement de type SMV dans le corridor Nord.

Les gains en Ca^{+2} observés dans les zones de minerai du corridor Nord peuvent refléter la répartition de plagioclase et la libération de Ca^{+2} dans les fluides hydrothermaux et sa redistribution locale (Wright-Holfeld *et al.*, 2011 : Chapitre 6, Fig. 3-3). Toutefois, les carbonates sont abondants dans la zone minéralisée et altérée, ceci suggère un ajout ou apport externe de Ca au système. Le Mg quant à lui peut provenir de l'eau de mer. La présence de ces éléments dans les amygdales cisailées (Fig. 3-2E), et à proximité des zones de minerai, supporte l'hypothèse que les fluides hydrothermaux responsables de la formation du gîte de Westwood comportaient une part importante d'eau de mer modifiée.

De même, la présence dans le corridor Nord de grenats manganésifères, ainsi que des minéraux potassiques comme la séricite et la biotite, en lien avec les gains de masse en K et en Mn soutient l'hypothèse d'un fluide enrichi en K et en Mn. Il a été montré expérimentalement (Moody *et al.*, 1985) et par la cartographie géologique (Harker et Marr, 1893; Eckel, 1931) que dans des conditions métamorphiques au faciès des schistes verts supérieur à amphibolite dans des laves basaltiques et andésitiques et dans les cendres volcaniques, les minéraux de remplissage des vésicules (clinozoïsite, épidote et calcite) peuvent être remplacés par des grenats. Un processus similaire est probable pour au moins certains grenats du gisement Westwood. Le grenat est souvent situé à proximité, ou à l'intérieur d'amygdales cisailées (Fig. 3-2F) remplies de calcite, clinozoïsite, épidote, chlorite et quartz. La nature vésiculaire et perméable de certaines roches de la Formation de Bousquet à proximité du gisement Westwood, en particulier les roches du mur de ces roches hôtes de la minéralisation, a permis la circulation de fluides minéralisateurs qui contenaient des quantités importantes de K et de Mn parmi d'autres éléments. Le grenat est plus abondant dans les roches de l'éponte supérieure de la plupart des zones de minerai. Sa distribution suggère indirectement une genèse de remplacement en sous-surface pour les lentilles de minerai du corridor Nord (p. ex. : Doyle et Allen, 1993).

La présence de ces minéraux dans le corridor Nord résulte soit de la composition chimique du fluide hydrothermal responsable de la formation des minéralisations du

corridor Nord, ou résulte d'un système hydrothermal à plus grande échelle lié à la formation des lentilles de minerai de Westwood-Warrenmac situées plus haut dans la stratigraphie, ou d'une combinaison des deux. La superposition possible des altérations du corridor Nord par l'altération associée au corridor Westwood-Warrenmac est l'explication la plus probable pour la distribution stratigraphique et lithologique des minéraux d'altération hydrothermale. En outre, les similitudes dans les minéraux présents dans le corridor Nord avec ceux de la zone minéralisée Westwood-Warrenmac suggèrent que les fluides qui circulaient avaient une composition similaire, ce qui pourrait impliquer une source commune, comme de l'eau de mer avec une contribution magmatique, comme ce qui est proposé pour le corridor Westwood-Warrenmac (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

La gahnite (spinelle zincifère) se trouve seulement dans l'éponte inférieure du corridor Nord à Westwood, ce qui peut refléter la concentration résiduelle d'éléments immobiles Al et Zn, un apport diffus de Zn dans l'éponte inférieure par le fluide minéralisateur, où encore que d'autres éléments plus mobiles ont été lessivés.

L'étude détaillée de la répartition des minéraux d'altération dans les trois corridors minéralisés et la comparaison entre eux, indique que le corridor Nord a probablement été formé par un système de type SMV plus petit ou plus faible que celui des zones de minerai du corridor Westwood-Warrenmac.

Synthèse du Corridor Westwood-Warrenmac

Les intervalles minéralisés à Au, Cu, Zn et Ag du corridor Westwood-Warrenmac sont généralement plus épais que ceux des corridors Nord et Zone 2 Extension, atteignant jusqu'à 10 mètres d'épaisseur de sulfures semi-massifs à massifs composés essentiellement de pyrite. La sphalérite, la chalcopryrite et la pyrrhotite, et localement de l'or visible et de la galène sont présents dans la pyrite massive. L'or, l'électrum et les tellurures, déterminés par l'observation de sections polies et par analyse à la microsonde, se retrouvent en association spatiale étroite avec ces sulfures. Les grains de pyrite montrent une texture variable et les grains grossiers, irréguliers et microfracturés sont

souvent remplis par d'autres sulfures et des silicates. Les résultats de l'analyse des grains de pyrite à la microsonde montrent des traces de Ni, As, Co, et Mn. La pyrite est parfois caractérisée par une zonation compositionnelle concentrique et le long des fractures, ce qui suggère des variations chimiques primaires et aussi des modifications tardives lors du métamorphisme régionale (Annexe B).

Les différentes phases sulfurées sont caractérisées par des relations texturales complexes. La sphalérite, la chalcopyrite et la pyrrhotite sont associées à la pyrite et se trouvent souvent entre les grains de pyrite. Ces phases forment également des amas avec les minéraux adjacents aux grains de pyrite. La morphologie de la pyrrhotite et sa distribution sont semblables à celles de la chalcopyrite, mais contrairement à la chalcopyrite, la pyrrhotite ne forme pas de micro-inclusions dans la sphalérite (Fig. 5-6C, D). Les grains de chalcopyrite sont généralement encaissés dans les grandes plages de sphalérite, et dans certains silicates. La sphalérite grossière se trouve souvent près de la pyrite et la sphalérite à grains plus fins se trouve disséminée dans la matrice de silicates.

L'or et l'électrum présents dans le corridor Westwood-Warrenmac sont généralement visibles au microscope optique en section polie. En plus de l'or natif et de l'électrum, des tellures riches en or avec des traces d'argent et de bismuth sont communs dans les zones de minerai aurifère, généralement en étroite association avec la pyrite.

Les principales roches hôtes du corridor Westwood-Warrenmac sont les rhyodacites et les rhyolites du membre supérieur de la Formation de Bousquet (Fig. 2-2; Mercier-Langevin *et al.*, 2009; Wright-Holfeld *et al.*, 2010). L'unité felsique transitionnelle à calco-alkaline 5.5, à phénocristaux de feldspath et de quartz est dominante dans l'éponte supérieure de la minéralisation. L'unité 5.5 est recoupée par l'unité andésitique 5.4 (Fig. 3-4). Malgré sa minéralogie relativement simple, l'unité 5.5 est relativement complexe au niveau géochimique, sa signature variant à travers le camp DBL. Cette unité se compose fort possiblement de sous-unités qui restent à être caractérisées et cartographiées. Des travaux supplémentaires sont nécessaires pour acquérir une meilleure compréhension des roches felsiques de l'éponte supérieure.

Mercier-Langevin *et al.* (2009) a proposé une corrélation des roches hôtes des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac avec celles associées aux lentilles de SMV riches en or du gisement LaRonde Penna située plus à l'est, soulignant ainsi le potentiel de la partie supérieure de la Formation de Bousquet dans la partie ouest du camp minier DBL (Fig. 4-13). La présence de l'unité 5.4 au-dessus des zones minéralisées du corridor Westwood-Warrenmac dans les forages étudiés suggère un rôle important pour cette unité. En effet, l'andésite recoupe les roches felsiques de l'unité 5.5 et pourrait avoir permis de fermer le système en favorisant ainsi la précipitation des sulfures en sous-surface (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

L'altération associée aux minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac se caractérise par une large zone de minéraux micacés s'étendant sur environ 100 mètres stratigraphiquement sous les zones de minerai, et englobant une partie de l'éponte supérieure du corridor Nord (Fig. 2-2, 3-4). La séricite est le minéral d'altération le plus abondant, suivi par des quantités variables de muscovite, biotite et chlorite (Fig. 5-7A-F). La séricite est présente dans le quartz à grain très fin de la matrice, le feldspath altéré, et le carbonate de la matrice. L'altération en biotite dans le gisement Westwood est le résultat du métasomatisme potassique répandu comme le montrent les calculs de changement de masse (Fig. 3-3). Une large zone de gain en potassium coïncide avec la présence de séricite, de muscovite et de biotite, ainsi que de quelques rares feldspaths potassiques (orthose) étirés et boudinés dans la foliation (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). La chlorite est un minéral plus « proximal » dans le corridor Westwood-Warrenmac et se rencontre communément avec la clinzoïsite, qui tous deux sont souvent associés aux textures primaires fragmentaires, soulignant possiblement l'altération chloriteuse de fragments de verre volcanique avec formation de minéraux du groupe de l'épidote dans les espaces interstitiels. À cause de la déformation intense et de la recristallisation métamorphique, il est difficile de définir plus précisément la relation entre les textures fragmentaires, la porosité, et l'assemblage chlorite et épidote, bien que la corrélation actuelle est en accord avec l'infiltration d'eau de mer modifiée dans des pores primaires.

Des grenats brun-rose de diamètre moyen d'environ 2 mm de diamètre, et pouvant atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre, sont présents dans une enveloppe d'altération proximale aux zones minéralisées (Fig. 5-7E). Les grenats sont généralement plus abondants dans les roches de l'éponte supérieure. Les grenats sont principalement de la variété spessartine, bien qu'il y ait certaines substitutions mineures de Fe, Ca, et Mg (Annexe B). La haute concentration en Mn des grenats et leur proximité aux zones de minerai permettent de suspecter une concentration élevée en Mn dans le fluide minéralisateur. Le gain de masse en Mn observé dans le membre supérieur de la Formation de Bousquet à Westwood (Wright-Holfeld *et al.*, 2011) ainsi qu'en d'autres gisements dans le camp minier de DBL soutient aussi l'hypothèse d'un fluide hydrothermal contenant du Mn (Valliant *et al.*, 1982; Dubé *et al.*, 2007; Fig. 3-3). L'apparition de grenat riche en Mn, en abondance dans les roches de l'éponte supérieure, suggère que le fluide riche en Mn a été physiquement limité et n'a pu circuler plus haut dans la stratigraphie, ou encore qu'il n'y avait pas de roches plus haut (fond marin). Dans le premier cas, l'altération à grenat et la précipitation de sulfures se seraient fait par remplacement de sous-surface, tandis que dans le second cas, une partie des fluides hydrothermaux est diffusée dans l'eau de mer. La présence de grenats, en dépit de leur moindres abondances dans l'éponte inférieure ainsi que les gains de masse marqués en Mn, suggèrent l'idée d'une cellule hydrothermale restreinte et donc d'une mise en place de la minéralisation par remplacement. Une redistribution ou concentration métamorphique du Mn post-minéralisation dans une enveloppe étroite autour des zones minéralisées est un scénario peu plausible, puisque des gains de masse significatifs en Mn sont répandus dans toute une gamme de lithologies dans le membre supérieur de la Formation de Bousquet. Cette observation suggère l'hypothèse d'une grande cellule hydrothermale active lors de la formation des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac. En outre, la présence dans la Formation de Bousquet de nombreux exemples de lentilles superposées couvrant la stratigraphie sur une échelle de plusieurs centaines de mètres, et la nature latéralement continue des lentilles, soutiennent l'idée d'un système hydrothermal actif sur une longue période de temps.

Dans l'environnement ultra proximale des minéralisations, à l'échelle du centimètre au mètre de part et d'autre des zones minéralisées, divers minéraux d'altération sont présents, incluant l'épidote, l'allanite, la clinozoïsite et les oxydes de Ti (titanite et rutil). La titanite et le rutil forment des cristaux fins allongés dans la foliation et se concentrent en bandes millimétriques dans la matrice (Fig. 5-7B). Marquis *et al.* (1990a) ont proposé une séquence d'altération progressive des oxydes de fer-titane et des sulfures dans le gisement Dumagami, situé à l'Est de Westwood, laquelle pourrait être utilisée pour délimiter les effets proximaux et distaux du système hydrothermal : un assemblage d'altération distale composé de pyrite et de rutil, avec des quantités variables d'ilménite et de pyrrhotite, et une zone proximale caractérisée par un assemblage de pyrite et de rutil (Marquis *et al.*, 1990a). Ces assemblages reflètent la destruction des minéraux d'oxyde de fer et leur remplacement par du titane et des oxydes de fer et sulfures associés à la minéralisation. Une tendance similaire mais non identique se remarque au niveau des zones minéralisées de Westwood-Warrenmac. Le rutil est un minéral d'altération proximal, autant dans l'éponte inférieure que dans l'éponte supérieure, alors que la titanite est dominante distalement. L'ilménite est très rarement observée dans la stratigraphie du gisement Westwood ce qui suggère soit une faible abondance d'ilménite dans le système à l'origine, soit un taux de remplacement hydrothermal de l'ilménite plus complet à Westwood qu'à Dumagami.

Comme pour la chlorite, l'épidote, l'allanite et la clinozoïsite ont des distributions limitées dans le corridor Westwood-Warrenmac qui coïncident avec des textures primaires fragmentaires (tufs à lapillis coulées bréchiques) observées dans les roches felsiques du membre supérieur de la Formation de Bousquet. Cette corrélation suggère un contrôle volcanique primaire sur la répartition des minéraux d'altération et sur les minéralisations. Les changements de masse en Mg et en Ca observés dans le corridor Westwood-Warrenmac témoignent de l'infiltration de Mg et de Ca dans des horizons perméables, poreux et/ou fracturés et de la précipitation de minéraux manganésifères et calciques tels l'épidote, la clinozoïsite, la calcite et la chlorite (Fig. 3-3). Comme dans le corridor Nord, la présence d'allanite et des gains de masse en éléments du groupe des terres rares suggèrent une contribution magmatique au système grâce à la présence

d'éléments halogènes facilitant la mobilisation des terres rares (Wright-Holfeld *et al.*, 2011).

De petites quantités de tourmaline sont présentes dans une enveloppe proximale autour des lentilles du corridor Westwood-Warrenmac. La tourmaline est souvent associée à des veines de quartz tardives (syn- à tardi-tectoniques) avec des quantités variables d'épidote et de carbonate. Cependant, quelques grains de tourmaline sont orientés parallèlement à la foliation principale, ce qui suggère un boudinage syn-déformation, similaire à la morphologie des grains de feldspath potassique (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Le quartz grossier partiellement recristallisé observé en lames minces est communément constitué de sous-grains à extinction ondulatoire avec joints suturés, et est présent partout dans le corridor Westwood-Warrenmac. Un haut degré de recristallisation a eu lieu en réponse à la déformation, bien que les grains de quartz présents dans les unités plus bas dans la stratigraphie et associées à la Zone 2 Extension sont souvent complètement recristallisés et sont communément de forme lenticulaire avec formation d'ombres de pression. Ceci illustre la distribution hétérogène de la déformation et son intensité variable, non seulement à l'échelle du camp, mais aussi à l'échelle du gisement.

Dans les zones où des phénocristaux de plagioclase sont présents, ils sont intensivement albitisés (Ab_{95-99}) suite au métasomatisme sodique, malgré une perte mineure globale de Na dans les zones altérées du corridor Westwood-Warrenmac (Wright-Holfeld *et al.*, 2011; Fig. 3-3A). Comme dans la Zone 2 Extension et le corridor Nord, l'altération des feldspaths primaires est reliée au métasomatisme potassique et aux changements de masse en Na et en Ca subies par les roches hôtes.

Sur la base de la discussion ci-dessus, un assemblage distal d'altération forme une enveloppe d'environ 100 mètres de large autour des zones minéralisées du corridor Westwood-Warrenmac. Cet assemblage d'altération distale est défini par les minéraux suivants:

muscovite + séricite + quartz ± grenat manganésifère ± biotite

Cette assemblage est similaire à certains des assemblages d'altération principaux des autres gisements de SMV dans le camp DBL tels que Bousquet 1, Bousquet 2-Dumagami et LaRonde Penna.

Des aluminosilicates sont présents en profondeur dans le corridor Westwood-Warrenmac. Les aluminosilicates qui ont été observés et analysés (Annexe B) ont été recoupés dans le trou de forage le plus profond et le plus à l'ouest R13431-05 (Fig. 2-2). En raison des similitudes dans la minéralogie d'altération entre le gisement LaRonde Penna et le gisement Westwood, l'origine des aluminosilicates à Westwood peut indiquer des conditions acides localement, comme cela a été interprété pour le gisement LaRonde Penna (Sillitoe *et al.*, 1996; Dubé *et al.*, 2007). Bien que les aluminosilicates (andalousite et kyanite) soient beaucoup plus répandus aux mines Doyon, LaRonde Penna, Bousquet 2-Dumagami et Bousquet 1, ils sont une composante notable de la minéralogie d'altération observée dans les forages à Westwood. Le potentiel de trouver des zones d'altération à aluminosilicates mieux développées suggérant un paléo-environnement favorable à la formation de styles de minéralisation SMV comme ceux de LaRonde Penna ou Bousquet 2-Dumagami existe à Westwood, notamment dans les parties plus profondes ou dans la partie Ouest de la propriété Westwood.

Conclusion

L'étude des lithologies, des minéraux d'altération, et des changements de masse du gisement Westwood a permis la classification des trois principaux corridors minéralisés principaux. La position stratigraphique et le style des minéralisations de la Zone 2 Extension suggèrent la continuité latérale de la minéralisation de la Zone 2 à la mine Doyon à l'Ouest de Westwood et un mécanisme de mise en place de type de veine associé avec la mise en place et l'évolution du pluton synvolcanique de Mooshla, ou encore une fracturation tardive dans la partie inférieure de la Formation Bousquet. Les corridors Nord et Westwood-Warrenmac du gisement Westwood sont interprétés comme étant le

résultat d'un système de type SMV formé en grande partie par remplacement près du fond marin et ayant généré des minéralisations de type stockwerk. Ces minéralisations sont probablement associées au développement d'une ou de plusieurs cellules hydrothermale(s) causée(s) par la chaleur d'une intrusion synvolcanique, ou des corps felsique localisés et plus petits, comme illustré à la Figure 7-2. La minéralisation du corridor Nord peut représenter un système de stockwerk sous-jacent aux sulfures massifs du corridor Westwood-Warrenmac, un horizon SMV plus ancien et de faible envergure, ou la combinaison des deux processus.

Les relations minéralogiques et lithologiques dans le gisement Westwood suggèrent une origine synvolcanique et syngénétique pour les assemblages d'altération. Les zones d'altérations à phyllosilicates de grande étendue, de même que le métasomatisme potassique et sodique à grande échelle autour du gisement Westwood sont le résultat d'une cellule hydrothermale qui est responsable de la formation du gisement. Le fluide hydrothermal résulte probablement en grande partie de l'eau de mer entraînée dans les roches volcaniques (p. ex. : Franklin *et al.*, 1981) et modifié par des réactions fluide-roches, avec une contribution magmatique possible. Ce fluide hydrothermal transportait des concentrations variables de K, Na, Ca, Mg et Mn.

La signature d'altération associée au gisement Westwood indique la présence d'un grand système hydrothermal avec un grand flux de fluide typique de la minéralisation de style SMV. Cependant, à cause de la déformation importante dans le camp minier, la zonation des minéraux d'altération originales est partiellement obscurcie, et la géométrie initiale possiblement discordante de la zone d'altération ne peut être déterminée avec précision.

Légende des Figures

Chapitre 2

Figure 2-1. A. Carte géologique régionale du Groupe de Blake River, dans le nord-ouest du Québec montrant (B) la localisation des mines dans le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde, et l'emplacement du gisement Westwood (modifiée de Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a).

Figure 2-2. Coupe transversale (regard vers l'ouest) des unités lithologiques du gisement Westwood montrant la position des trous de forage étudiés. Les zones de minerai (rouge) et la trace des zones sub-économiques (orange) sont illustrées de façon schématique, montrant leurs localisations mais pas leurs vraies épaisseurs (modifiée de Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Table 2-1. Sommaire de l'activité minière et des styles de minéralisation observés dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde. Tonnage d'or témoigne de la production totale et des réserves et des ressources. (Données de Mercier-Langevin *et al.*, 2007b; Mercier-Langevin *et al.*, 2010, et références citées).

Chapitre 3

Figure 3-1. Coupe transversale à regard vers l'ouest des assemblages d'altération cartographiés en forage. Un assemblage dominé par le quartz, la séricite, la muscovite avec abondances variables de plagioclase et de pyrite est associé avec les minéralisations du corridor Zone 2 Extension. L'altération micacée dominée par le quartz, la séricite, la chlorite et des quantités variables de biotite, aussi que de pyrite forme l'assemblage associé aux corridors Nord et Westwood-Warrenmac dans le membre supérieur de la Formation Bousquet (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Figure 3-2. Photographies de certains échantillons recueillis pour cet étude. A. Photomicrographie de l'or, l'électrum, et la minéralisation en sulfures de la Zone 2

Extension (lumière réfléchi). **B.** Photo de carotte de forage montrant des textures fragmentaires reliques dans l'unité 4.3. **C.** Clinozoïsite, épidote, et chlorite formant un patron enchevêtré et recristallisation dans les ombres de pression des grains de pyrite. **D.** Observation de talc et calcite en lame mince. Le talc est souvent observé dans une enveloppe mince localisée autour des minéralisations de la Zone 2 Extension et dans les corridors Nord et Westwood-Warrenmac (lumière polarisée en nicols croisés). **E.** Carbonate et quartz en remplissage d'amygdales soulignent la nature primaire poreuse des unités encaissant le gisement Westwood (lumière polarisée en nicols croisés). **F.** Grenat manganifère associé aux amygdales et aux sulfures dans les corridors Nord et Westwood-Warrenmac, suggérant un fluide hydrothermal riche en Mn (lumière polarisée en nicols croisés). Les photos A et D sont tirées de Wright-Holfeld *et al.*, (2010).

Figure 3-3. Représentation graphique des changements de masse calculés pour **(A)** les éléments majeurs et **(B)** les éléments traces dans le membre supérieur de la Formation de Bousquet. Les changements de masse ont été calculés par rapport aux protolithes moins altérés de Dubé *et al.* (2007) et de Mercier-Langevin *et al.* (2007d) de la mine LaRonde Penna située à l'Est du gisement Westwood. La mobilité maximale des éléments est observée dans les roches volcaniques fragmentaires et dans les zones minéralisées, indiquant la possibilité d'une circulation de fluides facilitée par la perméabilité primaire des unités (Wright-Holfeld *et al.*, 2011).

Figure 3-4. Carte géologique simplifiée du secteur à l'étude, à l'Ouest de la zone de Faille Bousquet. Projection sur le niveau 84 de la mine Doyon, approximativement 900 m sous la surface, montrant l'épaisseur apparente des unités étudiées, et accentuant le mouvement relatif des unités le long de la faille synvolcanique supposée. Les zones de minerai sont montrées en noir.

Chapitre 4

Figure 4-1. A. Carte géologique simplifiée de la partie Est du Groupe de Blake River de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi montrant la localisation des principaux dépôts de type SMV des camps de Noranda et Doyon-Bousquet-LaRonde B. Carte géologique simplifiée de la Formation de Bousquet qui encaisse les SVM riches en or et les veines de quartz aurifères associées à une intrusion, soulignant la localisation du Projet Westwood. Grille UTM (NAD83). Tirée de Mercier-Langevin *et al.* (2007c).

Figure 4-2. Section longitudinale composite (regard vers le nord) du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde montrant la distribution des principales zones minéralisées (production, réserves, ressources et inventaire minéral). La trace de la section schématique (Figure 4-4) est aussi montrée, de même que la localisation des trous de forage discutés dans le texte. Modifiée de Mercier-Langevin *et al.* (2007c, d).

Figure 4-3. Stratigraphie simplifiée du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde illustrant le contexte stratigraphique des principales lentilles minéralisées des secteurs Doyon, Bousquet 1 et LaRonde. Les lentilles ne sont pas à l'échelle. Tirée de Mercier-Langevin *et al.* (2007d) (modifiée de Lafrance *et al.*, 2003).

Figure 4-4. Section géologique simplifiée (regard vers l'Ouest) à travers les corridors minéralisés du Projet Westwood illustrant l'empilement de zones minéralisées à divers niveaux dans la stratigraphie du Nord (Zone 2 extension) vers le Sud (corridor Westwood-Warrenmac. Modifiée de Iamgold (2007).

Figure 4-5. A. Sulfures massifs rubanés (pyrite, sphalérite et chalcopryrite) du corridor Westwood-Warrenmac (lentille Warrenmac) exposés en surface à l'Est de la mine Doyon. B. Sulfures massifs métamorphisés et déformés du corridor Westwood-Warrenmac recoupés en profondeur; forage R14436-07 à 626 m. C. Sulfures semi-massifs du corridor Westwood-Warrenmac avec fragments reliques de roches fortement séricitisées de l'éponte inférieure; forage R14436-07 à 623 m. D. Veines et veinules riches en

chalcopyrite fortement transposées à l'intérieur des roches felsiques séricitisées directement dans l'éponte inférieure de la lentille Warrenmac du corridor Westwood-Warrenmac; forage 1277-07 à 359 m. **E.** Fragment felsique bien préservé à l'intérieur des sulfures massifs de la lentille Warrenmac du corridor Westwood-Warrenmac; forage 1123-96 à 282 m. **F.** Sulfures semi-massifs et veines riches en sulfures du corridor Westwood-Warrenmac en profondeur. Les sulfures aurifères se sont mis en place à l'intérieur des roches altérées des épontes inférieure et supérieure; forage 1158-02 à 1901 m.

Figure 4-6. Géochimie des roches volcaniques (\pm intrusives) de la Formation de Bousquet échantillonnées dans le forage 1158-02 (voir figures 4-2 et 4-4 pour la localisation) dans la séquence de l'éponte inférieure du corridor Westwood-Warrenmac. **A.** Diagramme de classification de Winchester et Floyd (1977). **B.** Diagramme d'affinité magmatique de Barrett et MacLean (1999). **C.** Diagramme multi-éléments normalisé par rapport à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) pour les unités 2.0, 3.2 et 3.3. **D.** Diagramme multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) pour les unités 4.1, 4.2 et 4.3. **E.** Diagramme multi-éléments normalisé par rapport à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) pour l'unité 4.4 et les sous-unités 5.1a-(b) et 5.1a-(d). Légende partagée avec la figure 4-10; FW = éponte inférieure, HW = éponte supérieure, Ab = basaltes alcalins, Sub-Ab = basaltes subalcalins.

Figure 4-7. Profils géochimiques le long du forage 1158-02 (voir figures 4-2 et 4-4 pour la localisation). La position des échantillons analysés et les résultats sont indiqués par les courtes barres horizontales noires. Voir la figure 4-6 pour la légende des unités.

Figure 4-8. **A.** Tuf à lapillis mafique à intermédiaire fortement déformé montrant des fragments amygdalaires; forage R14404-07 à 535 m. **B.** Tuf felsique à blocs et à lapillis de l'unité 4.1; forage R14404-07 à 510 m. **C.** Tuf felsique à blocs et à lapillis de l'unité 4.3 exposés sous-terre dans la galerie 14500E, mur Ouest. **D.** Dacite-rhyodacite (tuf à blocs et à lapillis) altérée à séricite et schisteuse de la sous-unité 5.1a-(d) dans l'éponte inférieure immédiate du corridor Westwood-Warrenmac en profondeur; forage 1158-02 à

1818 m. **E.** Roches volcaniques felsiques fortement déformées et altérées (séricite, quartz, biotite, chlorite et grenat) dans l'éponte inférieure immédiate des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac en surface. **F.** Assemblage métamorphisé (faciès schistes verts supérieur-amphibolites inférieur) d'altération hydrothermale composé principalement de quantités variables de séricite, chlorite, biotite, grenat riche en manganèse, quartz et carbonates développés dans les roches de l'éponte inférieure immédiate du corridor Westwood-Warrenmac; forage R14404-07 à 596 m.

Figure 4-9. Profils géochimiques le long du forage 1123-96 (voir figures 4-2 et 4-4 pour la localisation). La position des échantillons analysés et les résultats sont indiqués par les courtes barres horizontales noires. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un appareil de fluorescence portatif. Voir la figure 4-6 pour la légende des unités.

Figure 4-10. Géochimie des roches volcaniques (\pm intrusives) de la Formation de Bousquet échantillonnées dans le forage 1158-02 (voir figures 4-2 et 4-4 pour la localisation) dans la séquence de l'éponte supérieure du corridor Westwood-Warrenmac. **A.** Diagramme de classification de Winchester et Floyd (1977). **B.** Diagramme d'affinité magmatique de Barrett et MacLean (1999). **C.** Diagramme multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) pour les unités 5.3 et 5.4. **D.** Diagramme multi-éléments normalisés par rapport à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995) pour les unités 5.5 et 5.5a. Voir la figure 4-6 pour la légende des symboles; Ab = basaltes alcalins, Sub-Ab = basaltes subalcalins.

Figure 4-11. **A.** Andésite basaltique massive rosâtre de l'éponte supérieure des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac dans le forage 1158-02 à 1921 m. **B.** Andésite basaltique altérée à biotite, grenat, séricite et quartz dans l'éponte supérieure des minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac dans le forage R14242A-07 à 1960 m. **C.** Andésite basaltique massive légèrement altérée à biotite; forage R14242A-07 à 1677 m. **D.** Rhyolite porphyrique à feldspath et quartz avec quartz bleuté, éponte supérieure du corridor Westwood-Warrenmac; forage R14407-07 à 626 m. **E.** Rhyolite fortement déformée (schisteuse) et altérée à séricite avec destruction totale de la texture porphyrique

primaire; forage 1158-02 à 1911 m. F. Faciès bréchique dans une rhyodacite-rhyolite; forage R14404-07 à 630 m.

Figure 4-12. Comparaison géochimique des principales unités du membre supérieur de la Formation de Bousquet échantillonnées dans le forage 1158-02 à Westwood et qui encaissent les minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac avec celles qui encaissent le gisement de classe mondiale LaRonde Penna (~63 million de tonnes) situé à l'Est de Westwood (valeurs de normalisation de la chondrite C1 tirées de McDonough et Sun, 1995). Les données pour les roches hôtes du gisement LaRonde Penna sont tirées de Mercier-Langevin *et al.* (2007b) et Mercier-Langevin *et al.* (2008b) **A.** Profils comparatifs pour les unités 2.0, 3.2 et 3.3. **B.** Profils comparatifs pour les unités 4.1 et 4.4 et la sous-unité 5.1b-(b). **C.** Profils des sous-unités 5.1a-(b) et 5.1a-(d) à Westwood comparés au profil des unités felsiques du membre supérieur de la Formation de Bousquet à LaRonde Penna. **D.** Profil de l'unité 5.3 à Westwood comparé au profil de l'unité 5.3 à LaRonde Penna et à celui des unités felsiques du membre supérieur de la Formation de Bousquet à LaRonde Penna. **E.** Profils comparatifs pour l'unité 5.4. **F.** Profil de l'unité 5.5 à Westwood comparé au profil des unités felsiques du membre supérieur de la Formation de Bousquet à LaRonde Penna.

Figure 4-13. Contexte stratigraphique simplifié des lentilles de sulfures massifs volcanogènes aurifères et des minéralisations de type veines à Au-quartz encaissées par l'intrusion du Mooshla dans le camp Doyon-Bousquet-LaRonde. Cette figure souligne la position stratigraphique des zones minéralisées du Projet Westwood et en particulier celle des lentilles du corridor Westwood-Warrenmac (incluant la lentille Warrenmac), lesquelles se sont mises en place au même niveau stratigraphique que les zones 1 et 2 de la mine Bousquet 1, que la lentille principale des mines Bousquet 2 et Dumagami, et que la lentille 20 Nord de la mine LaRonde Penna. Ce niveau stratigraphique clé est le plus fertile du camp avec environ 75 million de tonnes de minerai polymétallique riches en or (réserves, ressources et inventaire minéral). Notez que les lentilles ne sont pas à l'échelle. B-1 = mine Bousquet 1. Modifiée de Lafrance *et al.* (2003) et de Mercier-Langevin *et al.* (2007c).

Table 4-1. Unités principales du membre supérieur de la Formation de Bousquet.

Chapitre 5

Figure 5-1. **A.** Contexte régional du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) dans le Groupe de Blake River, dans la partie nord-ouest du Québec. **B.** Cette carte montre la localisation des mines actuellement en opération et celles fermées, de même que les principaux indices minéralisés, et l'emplacement du gisement Westwood (modifiée de Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007b).

Figure 5-2. Coupe transversale (regard vers l'Ouest) des unités lithologiques encaissant le gisement Westwood montrant les trous de forage étudiés, et en rouge, les horizons minéralisés. La trace des trous R14070-06 et R14286-07 a été surlignée en bleu, les principales observations de ce document s'y référant. Les zones de minerai (rouge) et sub-économique (orange) sont tracées de façon schématique, montrant leur localisation, mais pas leur vraie épaisseur.

Figure 5-3. Coupe transversale (regard vers l'Ouest) montrant les différents assemblages de minéraux d'altération associés aux trois corridors minéralisés du gisement Westwood: chlorite, séricite, biotite et grenat sont présents vers la base de la stratigraphie en association avec les minéralisations du corridor Zone 2 Extension et de l'épente inférieure (Nord) du corridor Nord. L'altération à séricite, chlorite, biotite et grenat est associée avec les minéralisations du corridor Westwood-Warrenmac. La distribution des minéraux de faciès proximaux comme l'épidote, la clinozoïsite, le talc et l'anhydrite n'est pas montrée sur cette figure.

Figure 5-4. **A.** Diagramme de classification des roches volcaniques (Winchester et Floyd, 1977) basé sur la composition moyenne des échantillons de chaque unité étudiée et **(B)** pour les échantillons du membre inférieur de la Formation Bousquet et **(C)** pour les échantillons du membre supérieur de la Formation Bousquet. **D.** Affinité magmatique des échantillons des membres inférieur et supérieur (MacLean et Barrett, 1993).

Figure 5-5. **A.** Photomicrographie montrant un assemblage à grenat et biotite dans un amas de quartz-calcite, une association de minéraux souvent observée dans les zones de minerai du corridor Nord (lumière polarisée, nicols croisés). **B.** Photo des carottes de forage et **(C)** photo de lame mince (lumière polarisée) de l'andésite-dacite amygdalaire altérée à quartz, carbonate et chlorite de la sous-unité 5.1b-(b), qui encaisse la minéralisation du corridor Nord. **D.** Fragments felsiques dans la sous-unité 5.1b-(d) rhyodacitique, laquelle encaisse la minéralisation du corridor Westwood-Warrenmac. **E.** Rhyolite à quartz bleu de l'unité 5.3 dans l'éponte supérieure (Sud) du corridor Westwood-Warrenmac. **F.** Unité 5.5 glomérophyritique rhyodacitique dans l'éponte supérieure (sud) du corridor Westwood-Warrenmac dans le trou de forage R14070-06 (lumière polarisée, nicols croisés).

Figure 5-6. L'or et les sulfures dans le gisement de Westwood. **A.** Minéraux silicatés avec l'or et la pyrite, la chalcopyrite, et la sphalérite en remplissage de fractures (lumière réfléchiée). **B.** La pyrite, l'or, l'électrum et la chalcopyrite (lumière réfléchiée). **C.** L'or en remplissage d'une micro-fracture dans une plage de pyrite-chalcopyrite; un style de minéralisation très commun dans les corridors Nord et Westwood-Warrenmac (lumière réfléchiée). **D.** Pyrrhotite bordant un grain de pyrite et chalcopyrite associée de près à la pyrrhotite (lumière réfléchiée). **E.** Grains de chalcopyrite très irréguliers englobant la pyrite, et prenant une forme lenticulaire (amygdale relique?) (lumière réfléchiée). **F.** Agrégat de sulfures dans une relique (?) d'amygdale (lumière polarisée, nicols croisés).

Figure 5-7. Minéraux d'altération associés aux zones de minerai du gisement Westwood. **A.** Les roches à phénocristaux de feldspath fortement altérées en muscovite de l'unité 4.3 (unité felsique de Doyon) (lumière polarisée, nicols croisés). **B.** Couronne de séricite autour de porphyroblastes de feldspath altérés dans une matrice altérée à muscovite. Les taches foncées et les cristaux aciculaires d'oxyde de titane sont omniprésents (lumière polarisée, nicols croisés). **C.** Grandes plages d'anhydrite associées avec l'or et les sulfures dans le corridor Zone 2 Extension. L'anhydrite se trouve dans l'éponte inférieure immédiate des trois corridors minéralisés du gisement Westwood (lumière polarisée, nicols croisés). **D.** Porphyroblaste de biotite dans le corridor Nord associé à des teneurs

élevées en or (lumière polarisée). **E.** Porphyroblaste de grenat avec inclusions de titanite alignées dans la foliation principale (lumière polarisée). **F.** Feldspath maclé et cisailé qui est aligné dans la foliation principale. La foliation principale à l'intérieur du feldspath est illustrée par les grains de titanite (lumière polarisée, nicols croisés).

Figure 5-8. Profil géochimique le long du trou de forage R14070-06 illustrant la variabilité des éléments majeurs (% poids), et celle des métaux (Ba, Cu, Zn = ppm, Au = ppb) à droite. Les changements maximaux se trouvent dans le corridor Westwood-Warrenmac et sont associés à la présence de sulfures massifs et semi-massifs. Les unités lithologiques recoupées sont montrées également. C.G. = Groupe de Cadillac.

Figure 5-9. Représentation schématique des auréoles d'altération associées aux zones minéralisées des corridors Nord et Westwood-Warrenmac du gisement Westwood. L'altération distale est caractérisée par des auréoles de grande échelle comprenant de la séricite et de la chlorite avec quantités moindres de biotite et de grenat, et des quantités variables de feldspath, rutile, et titanite. L'altération proximale est caractérisée par la présence des grenats plus gros et plus abondants, de la biotite, des minéraux du groupe de l'épidote, de l'anhydrite, et rarement du talc, des micas, des feldspaths partiellement altérés du rutile et de la titanite.

Table 5-1. Nomenclature des unités du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde et principales caractéristiques.

Table 5-2. Moyennes géochimiques des échantillons qui proviennent de chaque unité du camp minier DBL. Données compilées de tous les forages étudiés.

Table 5-3. Assemblages d'altération associés aux trois corridors minéralisés du gisement Westwood.

Chapitre 6

Figure 6-1 A. Carte géologique simplifiée de la Formation de Bousquet et localisation du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (modifiée de Lafrance *et al.*, 2003). B. Carte du camp minier DBL montrant la position du gisement Westwood et des autres gisements majeurs du camp.

Figure 6-2. Géologie du gisement Westwood montrant les zones minéralisées intersectées et la trace des trous de forage observés (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Figure 6-3. Graphiques binaires des éléments à fort champ ionique utilisés pour la vérification de l'affinité magmatique et la vérification de l'immobilité des éléments lors de l'altération, du métamorphisme et de la météorisation. Les données utilisées proviennent d'échantillons des membres inférieur et supérieur de la Formation de Bousquet dans le secteur du gisement Westwood. A. Diagramme binaire Nb-Ta montrant la distribution des données. B. Diagramme binaire Nb-Zr. C. Diagramme binaire Hf-Ta. D. Relation linéaire entre les valeurs en Hf et les valeurs en Zr suggérant l'immobilité du Zr, lequel a été utilisé pour les calculs de changement de masse.

Figure 6-4 Représentation graphique des changements de masse des éléments majeurs dans le membre supérieur de la Formation Bousquet à Westwood dans le forage R14070-06. Les gains et pertes de masse sont illustrés en % poids, à droite pour les gains et à gauche pour les pertes. Les principaux changements sont observés dans les corridors Nord et Westwood-Warrenmac, en association aux minéralisations, ainsi qu'avec les textures volcanoclastiques qui sont vraisemblablement d'origine primaire (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). Ceci suggère qu'il y a eu une augmentation de la mobilité associée avec la perméabilité et l'augmentation de la circulation des fluides hydrothermaux. Les faciès volcaniques dominants ont indiqués, cependant, notez que les textures primaires sont souvent difficiles à reconnaître. Voir Figure 6-2 pour la légende des unités lithologiques.

Figure 6-5. Représentation graphique des changements de masse d'éléments traces sélectionnés le long du forage R14070-06, pour les unités du membre supérieur de la Formation de Bousquet à Westwood. Les gains et pertes de masse sont illustrés en % poids, à droite pour les gains et à gauche pour les pertes. Les principaux changements observés dans les corridors Nord et Westwood-Warrenmac, en association aux zones minéralisées, et aux faciès fragmentaires, sont indiqués sur la figure (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). Ceci suggère qu'il y a eu une augmentation de la mobilité associée à la perméabilité et à l'augmentation de la circulation des fluides hydrothermaux. Les faciès volcaniques dominants sont indiqués, cependant, notez que les textures primaires sont souvent difficiles à reconnaître. Voir Figure 6-2 pour la légende des unités lithologiques.

Figure 6-6. Les changements de masse maximaux en terres rares sont montrés de façon relative par rapport à la valeur du précurseur pour le forage R14070-06 dans le membre supérieur de la Formation de Bousquet. Les gains de masse maximaux variables indiquent une mobilité variable des éléments de terres rares légères (LREE). Une diminution linéaire en gains de Dy à Yb démontre une moindre mobilité des éléments des terres rare lourdes (HREE). Une diminution systématique des pertes de masse en fonction de nombre atomique peut indiquer une moindre mobilité des HREE par rapport aux LREE. Les changements de masse moyens approximativement égaux à zéro pour les HREE supportent l'hypothèse d'une mobilité réduite lors des processus d'altération.

Figure 6-7. Représentation schématique des gains et pertes de masse en éléments majeurs observés dans les roches hôtes du gisement Westwood.

Table 6-1. Moyennes des changements de masse absolus utilisés pour illustrer la mobilité des éléments à Westwood.

Chapitre 7

Figure 7-1. Champs de stabilité des certains minéraux d'altération observés dans les carottes de forage de Westwood (d'après Henley et Ellis, 1983) permettant la

caractérisation, sur une base spéculative, de la nature initiale des fluides hydrothermaux responsable de la formation du gisement Westwood. Les minéraux rapportés dans le tableau ont été sélectionnés à partir de leur association avec les zones minéralisées et leur relation étroite avec les roches volcaniques fragmentaires et poreuses (p.ex., minéraux en remplissage des amygdales). La présence en traces de prehnite dans le corridor Nord suggère une température inférieure à 350°C pour le fluide de minéralisation dans cette zone, et la présence sur grande échelle de l'épidote, de la clinozoïsite, et de l'allanite indique des températures supérieures à 200°C, bien que possiblement aux alentours de 300°C (Henley et Ellis, 1983; Barrie *et al.*, 1999; Bignall, 2000), de façon à prendre en compte les recouvrements dans les champs de stabilité des minéraux observés.

Figure 7-2. Modèle schématique du système hydrothermal à l'origine du gisement Westwood. Des failles synvolcaniques superposées ont permis la canalisation de fluides hydrothermaux le long de failles et d'unités volcaniques fragmentaires et poreuses qui ont agit comme aquifères. En se mélangeant avec l'eau de mer s'infiltrant dans la sous-surface, les fluides hydrothermaux porteurs de métaux ont permis la formation de la minéralisation par remplacement en sous-surface. Dans la partie Est du gisement, dans un contexte possible de bassin, l'accumulation plus importante de sulfures dans l'horizon Westwood-Warrenmac pourrait suggérer une composante exhalative sur le fond marin, aboutissant à la formation de minéralisations de style SMV classique. Les lentilles plus minces et les veines minéralisées du corridor Nord sont probablement le résultat d'un système SMV précoce et faible, ou de veines syn-SMV de type stockwerk, ou peut-être d'une combinaison des deux. La Zone 2 Extension est possiblement associée avec l'activité magmatique-intrusive du pluton de Mooshla, bien que cette interprétation soit spéculative.

PART 1

Chapter 1

Introduction

1.1 Subject of Research

The Westwood deposit represents the latest major discovery of a significant mineralised body in the prolific gold-bearing Abitibi Subprovince in north-western Québec. Located in the Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) mining camp within the Neoproterozoic Blake River Group, the Westwood deposit illustrates the importance of continued exploration in well established mining districts. Study of the geology, alteration mineralogy, and mineralisation of the Westwood deposit will aid in the further development of exploration tools in not only the DBL mining camp, but also the Abitibi Subprovince, and perhaps in other greenstone belts.

The DBL camp is locally highly deformed and metamorphosed to upper greenschist and lower amphibolite grade rocks (e.g. Dimroth *et al.*, 1982; Powell *et al.*, 1995; Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). High degrees of deformation and strain recorded in the rocks hinder recognition of primary volcanic features in many locations, although in some areas well-preserved textures are evident (Stone, 1988; Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c). The study of these relatively fresh or only weakly deformed areas, combined with geochemical analyses allows for their correlation with more deformed areas, which despite intense deformation, have identifiable geochemical characteristics (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007d).

The Westwood deposit occurs in the volcanoclastic-dominated, mafic to felsic, tholeiitic to calc-alkaline Bousquet Formation. The Westwood deposit consists of three mineralised corridors that are stacked from the base of host volcanic stratigraphy in the north to the southern younger portions of stratigraphy: 1) Zone 2 Extension 2) North Corridor and 3) Westwood-Warrenmac Corridor. Because of close proximity to the Doyon mine vein system, and the presence of volcanogenic massive sulphide (VMS)

lenses in the upper stratigraphy, the Westwood deposit provides the opportunity to examine the links between differing styles of mineralisation associated with volcano-plutonic complexes. In order to study these links, the mineralisation style of each of the three mineralised corridors must be established.

1.2 Objectives of Research

The Westwood area contains superimposed alteration assemblages and mineralisation that shares characteristics with various deposit styles of the DBL camp. Because of shared characteristics with the Doyon Zone 2 deposit (proximity and alteration mineralogy: Savoie *et al.*, 1990; Galley and Lafrance, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) the Bousquet Mine deposit (alteration mineralogy and stratigraphic interval: Stone, 1988; Marquis *et al.*, 1990a; Lafrance *et al.*, 2003) and the LaRonde Penna deposit (mineralisation style, stratigraphic interval and alteration mineralogy: Lafrance *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2009), the Westwood deposit provides a unique opportunity to potentially establish process linkages between the different deposit styles of the mining camp. The identification of mineralisation style and associated alteration footprint for each of the three ore zones is essential in understanding whether or not there is a genetic link. Therefore, an overarching objective of this study is the classification of the Westwood deposit by examination of the geology, the alteration mineral assemblages and distribution, and the detailed study of mineralisation of this deposit type to elucidate our understanding of its genesis. This is a valuable contribution that provides some preliminary insight into a key scientific question of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp ore system.

A major objective of this study is to correlate units intersected in drill-hole at Westwood with known units in the DBL camp, in order to determine the stratigraphic location of the various ore lenses, in order to better compare and contrast with other deposits in the camp. A further objective of this study is to describe and define the nature of the hydrothermal alteration associated with the ore zones by examining the mineralogical assemblages and geochemistry for each of the ore zones. A better

understanding of the alteration associated with each mineralised zone allows for the inference of an approximate scale of hydrothermal fluid flow. For example, an inferred large fluid to rock ratio is supportive of widespread hydrothermal circulation, typical of VMS systems, whereas a smaller fluid to rock ratio may imply a weaker or highly restricted hydrothermal gradient. These inferences based on observations provide an initial hypothesis for the Westwood deposit's origin. Lithogeochemical analysis, including calculation of mass changes occurring in host units, as well as mineral chemistry and petrographic study, allow speculation as to the environment of formation of the ore zones and of some characteristics of the hydrothermal fluids responsible for the formation and location of the Westwood deposit. An outcome of this is the contribution towards an exploration model for deformed metamorphosed gold-rich VMS deposits in the DBL mining camp. Correlation of metamorphosed marker alteration mineralogy with ore zones, volcanic textures, or both allows for the further development of a possible emplacement model for the Westwood deposit mineralisation, at each of the three ore-bearing intervals.

1.3 Research Methodology

The main aspect of the work undertaken for this study consisted of detailed drill core logging. Six diamond drill-holes were carefully chosen in order to generate a cross-section that would cut the central axis of the three mineralised corridors. A total of 137 samples were collected over the summers of 2007 and 2008 for lithogeochemical and petrographic analysis. The rock chemistry was determined by a combination of inductively coupled plasma mass spectrometry, coulometry, spectroscopy, gravimetry, neutron activation, and atomic absorption following total digestion by alkaline fusion. Major, and trace elements including rare earth elements, as well as precious and transition metals, have been determined for the suite of samples which were taken at regular intervals along drill holes. Samples were processed at Activation Laboratories in Lancaster, Ontario.

Optical microscopy was completed at the Institut national de la Recherche scientifique-Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE). Detailed description of thin sections prepared from sampled core helped to identify alteration minerals and assemblages. Of the samples taken, 24 were selected for analysis of individual mineral grains by electron microprobe at the Université Laval.

The detailed core logging of the six selected drill-holes, including information on grain size, alteration minerals present, ore mineral associations, and observed primary volcanic textures form the foundation of this thesis, and provide the framework for lithochemical correlation, stratigraphic unit identification, the definition of alteration halos, and the inference of hydrothermal fluid processes and relationships to host rocks. The synthesis of these data and interpretations allow for a preliminary geological model for the Westwood deposit to be proposed.

1.4 Thesis Outline

This document consists of three main parts. Part 1 contains three chapters. Chapter 1 is the introduction to the subject of research, the objectives and the methodology. Pertinent information on geological and metallogenic context are given in Chapter 2. Chapter 3 contains a synthesis of the main contribution of this thesis as presented in three separate papers. The second part of the thesis (Chapters 4, 5 and 6) consists of the three articles I have authored or co-authored on the Westwood deposit. The first two articles have been published (Mercier-Langevin *et al.*, 2009 and Wright-Holfeld *et al.*, 2010), whereas the third is in press (Wright-Holfeld *et al.*, 2011). The papers presented in the second part are in chronological order of submission. The content of each of these articles and my contribution to each of the articles is given below. Part 3 (Chapter 7) of the thesis presents general conclusions to this study.

Paper 1 (Chapter 4):

Title: Stratigraphic setting of the Westwood-Warrenmac ore zones, Westwood Project, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec.

Authors: Mercier-Langevin, P., Wright-Holfeld, A., Dubé, B., Bernier, C., Houle, N., Savoie, A., and Simard, P.

Published in: Geological Survey of Canada, Current Research, CR 2009-3, 20 pages.

This paper presents the preliminary results of a stratigraphic reconstruction of the Westwood deposit's uppermost mineralised zones (Westwood-Warrenmac Corridor). The interpretations were based on a careful lithogeochemical characterization of the host units of the deposit. The main impact of that paper was the demonstration that the Westwood-Warrenmac Corridor mineralisation are in fact higher in the stratigraphy than previously thought, more specifically on one of the most fertile horizons in the DBL camp, with major implications for the mining company. My contribution as second author on that paper was to assist with the sampling and the interpretation of data. I also shared some of my own observations elsewhere in the deposit to strengthen the interpretations.

Paper 2 (Chapter 5):

Title: Contrasting Alteration Mineral Assemblages Associated with the Westwood Deposit Ore Zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec

Authors: Wright-Holfeld, A., Mercier-Langevin, P., and Dubé, B.

Published in: Geological Survey of Canada, Current Research, CR 2010-9, 27 pages.

This paper focuses on the lithological units and alteration assemblages at the Westwood deposit. A large quartz-chlorite-sericite halo around the Westwood deposit is typical of a

VMS-style alteration. Highly strained and very intensely altered host rocks to the Zone 2 extension prevents a conclusive statement on metamorphosed alteration assemblages and therefore mineralisation style, although, a synvolcanic origin is a possibility. My contribution as first author on that paper was the interpretation of lithogeochemical data, and integration with optical microscopy and drill-core logs to further define the geological setting of the Westwood deposit. I defined geochemical trends that can be used as ore zone vectors.

Paper 3 (Chapter 6):

Title: Mass Changes and Element Mobility Associated with the Westwood Deposit Ore Zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec

Authors: Wright-Holfeld, A., Mercier-Langevin, P., and Dubé, B.

In press: Geological Survey of Canada, Current Research, CR2011-8.

This paper focuses on the net mass changes in the upper stratigraphy of the Westwood deposit. Mass changes aided in inferring the scale of fluid flow in the mineralising hydrothermal system and in defining vectors toward the mineralisation. Potassium mass gains and Na mass losses in a broad zone around the North Corridor and Westwood-Warrenmac footwall indicates that a large hydrothermal system was responsible for the formation of the deposit. My contribution as first author on that paper was the calculation of net mass changes in the upper stratigraphy of the Westwood deposit, and interpretation of those results which, in conjunction with field and other analytical work, allowed for the inferences about geological setting, mineralisation style and a possible emplacement model for the Westwood deposit. I further defined ore vectors in terms of mass changes of major and trace elements.

Chapter 2

Geological and Metallogenic Context

2.1 Abitibi Subprovince and the Blake River Group

The Westwood deposit is located in the Neoproterozoic Abitibi Subprovince of the Superior Province in western Québec. The Abitibi Subprovince can be broadly characterised by three main types of lithologies, predominantly submarine meta-volcanic rocks, synvolcanic and later plutons, and meta-sedimentary rocks, all of which are variably metamorphosed from lower greenschist to upper amphibolite grade (Dimroth *et al.*, 1982, 1983; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992, 2002; Daigneault *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2002; among many others). Geochemical and other studies have allowed for the inference of a range of tectonic environments of formation for the Abitibi Subprovince, from subduction zones, suprasubduction oceanic arcs extensional back-arc regimes, basal marine plain, to mantle plume or plume-arc interactions (Scott *et al.*, 2002; and references therein). For example, Mueller *et al.* (2002), Scott *et al.* (2002) and Wyman *et al.* (2002) and provide support for mantle plume activity associated with arc-related volcanism, whereas Chown *et al.* (2002) proposed that synvolcanic I-type trondhjemite-tonalite-granodiorite (TTG) plutons exhibit subduction-related signatures.

The Abitibi Subprovince has been divided into a northern volcanic zone (NVZ) and a southern volcanic zone (SVZ) based on differences in abundance of rock types present and their ages (Goodwin and Ridler, 1970; Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992). Greater exposure of TTG in the NVZ, and occurrence of komatiite in the SVZ (Ludden *et al.*, 1986; Davis *et al.*, 2000) form the basis of the interpretation of separate tectonic and geochronological evolutions for the respective zones (*e.g.* Ludden *et al.*, 1986), although there is evidence for the synchronous parautochthonous evolution of the entire subprovince (Mortensen, 1993; Ayer *et al.*, 2002; Davis *et al.*, 2002).

The SVZ, where the Westwood deposits is located, consists in part by the Blake River Group volcanoplutonic sequence and the younger Cadillac Group sedimentary rocks (Fig. 2-1A). The Blake River Group is thought to have been constructed by oceanic island arc volcanism (Dimroth *et al.*, 1982), although a submergent rift-related origin is also proposed (Ludden *et al.*, 1986). Alternatively, a megacaldera complex has been proposed for BRG construction (Mueller, 2006; Pearson and Daigneault, 2009). The Blake River Group has undergone several episodes of deformation resulting in variably faulted, schistose, deformed, and lineated rocks (Dimroth *et al.*, 1983; Hubert *et al.*, 1984; Tourigny *et al.*, 1988; Marquis *et al.*, 1990b; Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c).

Two important mining districts, the Noranda mining camp host to the Horne and Quemont deposits, and the Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) mining camp which includes the LaRonde Penna, Doyon and Westwood deposits, are located within the Blake River Group. The Horne, LaRonde Penna and Westwood deposits are examples of world class Au-rich VMS deposits, making the Blake River Group uniquely endowed in this deposit type. Such a concentration of large and Au-rich syngenetic ore bodies within the Blake River Group suggests the confluence of factors including tectonic setting, and environment of formation, that were ideal for the genesis of Au-rich VMS deposits (Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a; 2010). Therefore this area provides a unique opportunity for continued study and exploration for these deposits.

2.2 Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp Geology and Metallogeny

At the eastern extremity of the 2704 – 2695 Ma Blake River Group (Péloquin *et al.*, 1990; Mortensen, 1993; Barrie *et al.*, 1993; Ayer *et al.*, 2002; Lafrance *et al.*, 2005; McNicoll *et al.*, 2009) is the important gold-producing DBL mining camp. Mining has been ongoing in the camp for many decades, with major ore bodies found at the Mouska, Doyon, Bousquet 1, Bousquet 2-Dumagami, and LaRonde Penna mines, among others. This is one of the most important gold-producing regions in Canada, with a total of 12.3 Moz of gold produced as of 2007 from 66 Mt of polymetallic and Au-rich VMS and intrusion-

related quartz and sulphide veins (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). The most recent significant discovery in the camp is the Westwood deposit in 2002 (Iamgold Corp. press release, retrieved June 21, 2010), which highlights the potential of continued exploration in established mining camps.

The DBL is host to deposits of four main mineralisation styles as outlined by Mercier-Langevin *et al.* (2007a):

1. Au-rich volcanogenic massive sulphide deposits;
2. Au-rich sulphide veins, stockwork veins and disseminations;
3. epizonal “intrusion-related” sulphide-rich Au-Cu vein systems;
4. orogenic (possibly remobilized) sulphide-rich Au-Cu vein systems.

The Westwood-Warrenmac ore zone falls into the first category, Au-rich VMS, as do LaRonde Penna, Ellison and Bousquet 2-Dumagami ore bodies, based on gold grade and gold content relative to the base metal content (Poulsen and Hannington, 1996; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). A more recent classification system defines Au-rich VMS deposits as having greater than 3.46 g/t Au and containing total gold in amounts greater than 31 t. The Westwood deposit, which is determined to have 107.9 metric tonnes of gold, at 7.6 g/t, easily falls into this interesting deposit class (Mercier-Langevin *et al.*, 2010). Subdivision of the Westwood deposit into the three mineralised corridors reveals the potentially hybrid nature of some portions of the ore body. The Zone 2 Extension consists of mineralisation that is, based on sulphides present and associated alteration minerals and signatures, classified predominantly as an epizonal “intrusion-related” sulphide-rich Au-Cu vein system. The North Corridor may fall into the first or the second category, although due to a high degree of deformation and hydrothermal alteration overprinting relationships, a definitive classification is difficult. It appears more probable that the North Corridor is of the “Au-rich sulphide vein, stockwork vein and disseminated” type, indicating that it may have been part of the feeder system to the Westwood-Warrenmac VMS lenses higher in the stratigraphy. The Westwood-

Warrenmac ore lenses are stratiform, auriferous semi-massive to massive pyrite, sphalerite, and chalcopyrite, typical of VMS deposits. Other deposits and deposit types occurring in the DBL mining camp are summarised in Table 2-1.

In the central portion of the DBL, the geology consists of a generally laterally continuous volcanic sequence of mafic to felsic rocks, which are associated with the majority of the mineralisation in the camp (Fig. 2-1B). The Hébécourt Formation consists predominantly of tholeiitic mafic submarine flows and subordinate rhyolite domes (Lafrance *et al.*, 2003, and references therein), and makes up the base of the volcanic stratigraphy. The overlying Bousquet Formation hosts most of the mines and ore bodies in the camp. The ≤ 2686 Ma Kewagama Group sedimentary rocks lie to the north of the Blake River Group in the DBL camp area, separated from the Hébécourt Formation by the Lac Parfouru Fault. The ≤ 2687 Ma Cadillac Group sedimentary rocks lie to the south (Fig. 2-1B; Davis, 2002), and have been interpreted to be a clastic-volcaniclastic apron sequence, synchronous with BRG volcanism (Dimroth *et al.*, 1982; Stone, 1990; Daigneault *et al.*, 2002). In the western DBL the multistage kilometre-scale gabbroic to trondhjemitic synvolcanic Mooshla pluton is partly exposed in outcrop (Galley 2002; Galley and Lafrance, 2007), and is associated with the mineralisation of the Mic Mac, Mouska, Mooshla A and B, and the Doyon ore bodies (Lafrance *et al.*, 2003; Galley and Lafrance, 2007). This high level intrusive complex potentially provided the Westwood deposit with magmatic input, as further discussed in this study.

Until as recently as 2003, a unified stratigraphic column for the volcanic rocks of the DBL did not exist, despite many studies undertaken. Lafrance *et al.* (2003) formally defined the stratigraphy of the camp as the Hébécourt Formation at the base, and the Bousquet Formation in the upper stratigraphy. They further informally subdivided the Bousquet Formation into the upper and lower members, and defined geochemical signatures for the units based on new and compiled data from previous studies (Savoie *et al.*, 1991a; Trudel *et al.*, 1992, Marquis *et al.*, 1992; Tourigny *et al.*, 1992, Teasedale *et al.*, 1996). Additional subdivision of some units in the upper member of the Bousquet Formation (Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c) allowed for more

detailed knowledge of the stratigraphy, and specific stratigraphic location of VMS ore bodies. These numbered unit and sub-unit names form the current nomenclature for the Bousquet Formation in the camp, and have been incorporated into the current contribution (Fig. 2-2).

The Blake River Group has been assigned a metamorphic grade of sub-greenschist to greenschist and locally amphibolite facies (Dimroth *et al.*, 1982; Powell *et al.*, 1995). Deformation and metamorphic grade in the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp are heterogeneously distributed. In some areas intense deformation obscures primary textures, geological contacts and cross-cutting relationships, however there are areas in which primary volcanic features are preserved, for example in situ fragmentation of felsic domes in the LaRonde Penna mine area (Stone, 1990; Mercier-Langevin 2005, Mercier-Langevin *et al.*, 2007c). Conversely, at the Doyon mine property, west of LaRonde Penna, some stratigraphic intervals are so intensely strained that identification of protolith chemistry and morphology is difficult (*e.g.*, Savoie *et al.*, 1991b; Lafrance *et al.*, 2003).

Identification of the metamorphosed alteration mineralogy and distribution of altered zones associated with ore bodies has been critical in understanding ore deposit style and genesis (*e.g.*, Valliant and Barnett, 1982; Valliant and Hutchinson, 1982; Tourigny *et al.*, 1989; Marquis *et al.*, 1990b; Stone, 1990; Dubé *et al.*, 2007). For example, a study undertaken in the 1970s reported the occurrence of a garnetiferous horizon immediately below the Bousquet 1 deposit, and a broad sericite-altered footwall allowing for the syngenetic VMS interpretation of the deposit (Valliant and Hutchinson, 1982; Valliant *et al.*, 1982). Similarly, the massive pyrite-sphalerite lens of the Dumagami deposit was inferred to be a VMS deposit based on mineralogical and textural observations (Marquis *et al.*, 1990a). Proximal to ore, andalusite-rich alteration is considered to be the metamorphic equivalent of advanced argillic alteration, whereas mica-rich alteration zones define a distal alteration zone associated with slightly less acidic alteration (Marquis *et al.*, 1990a). More recently, lithological and mineralogical study of the LaRonde Penna deposit (Mercier-Langevin 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c; Dubé *et al.*, 2007) has not only confirmed a syngenetic origin for the ore body, but

further defined the volcanic environment of formation. The presence of aluminous alteration minerals kyanite and andalusite has been interpreted to be the result of metamorphism of alteration minerals formed by a high-sulphidation hydrothermal system (*cf.* Sillitoe *et al.*, 1996) and subsequently replaced during retrograde metamorphism (Dubé *et al.*, 2007). The importance of the relationship between distribution of aluminous alteration assemblages and ore zones also applies to the Westwood deposit, the study of which has helped to confirm these mineral assemblages as metamorphosed equivalent to synvolcanic hydrothermal alteration assemblages. Although the area is highly deformed and sheared, broad zones of micaceous alteration are inferred to be the metamorphosed equivalents of hydrothermal footwall and hanging wall alteration assemblages. Thinner alteration zones consisting of various alteration minerals occur more proximally to the ore zones and may be the metamorphosed equivalent of higher temperature alteration assemblages. The analysis of manganiferous garnet, biotite, sericite, and chlorite-rich assemblages provide some first estimations of the approximate primary composition of the hydrothermal fluids, as will be described in Chapters 4 to 6.

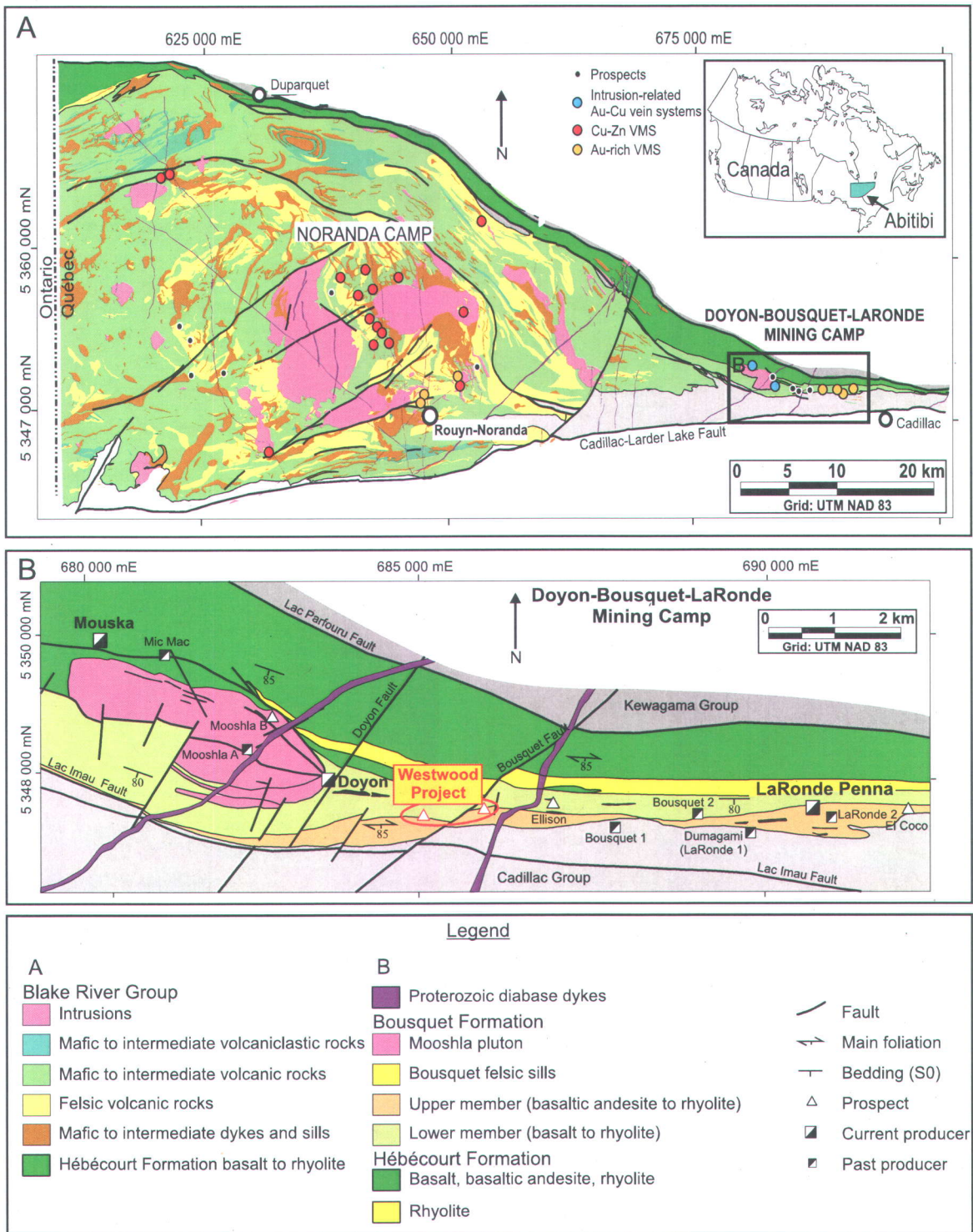


Figure 2-1. A. Regional geological map of the eastern Blake River Group, and adjacent sedimentary rock of the Kewagama Group and Cadillac Group (grey), showing the location of (B) producing mines in the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, and the Westwood deposit. (Modified from Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a).

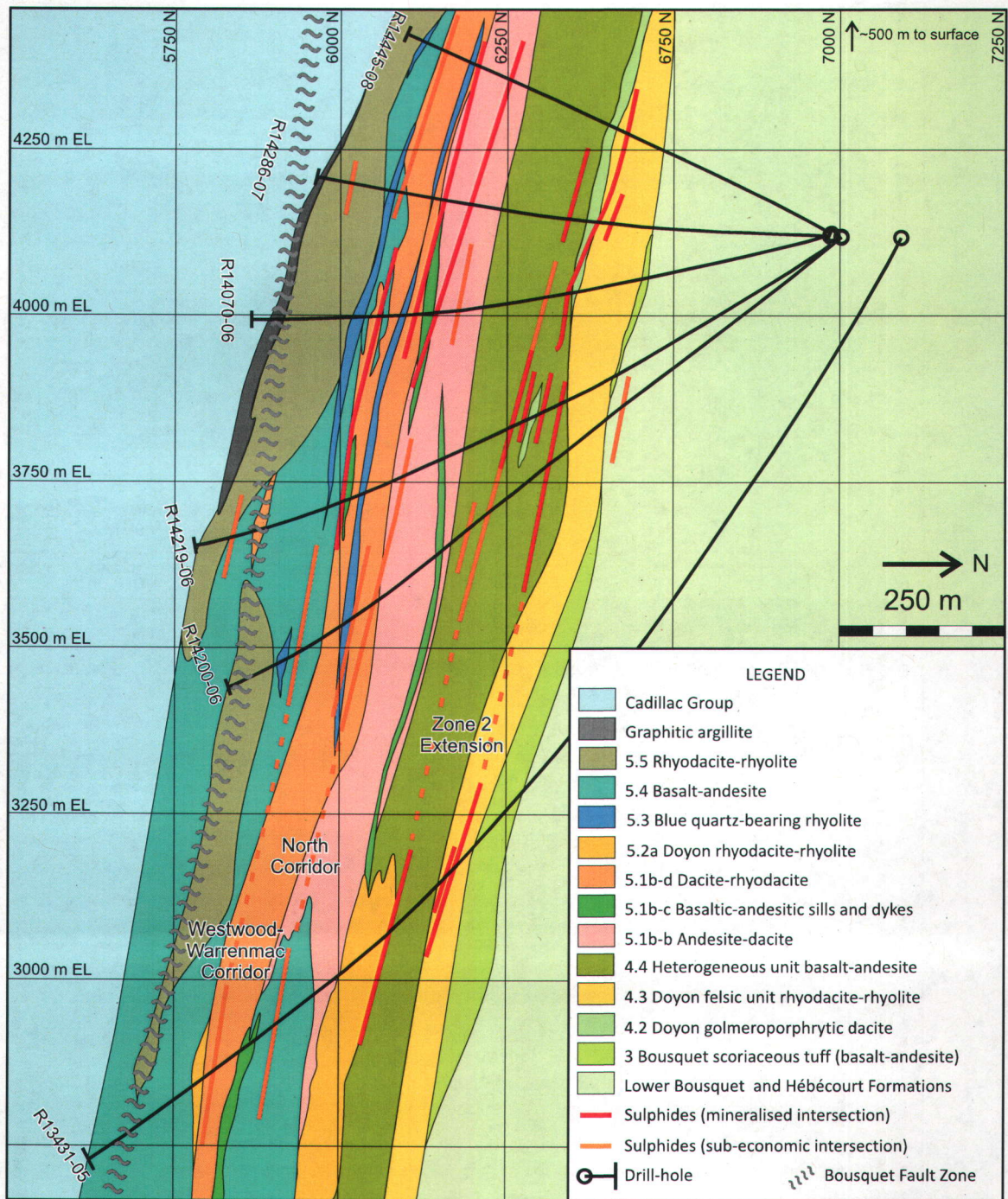


Figure 2-2. West-facing composite cross-section of Westwood deposit lithological units logged in drill-holes studied for the project. Intersected ore zones (red) and sub-economic intersections (orange) are schematic, showing location, but not true thickness (modified from Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Deposit Name	Years Active	Deposit Type	Gold Tonnage (metric t)
Bousquet 1	1978-1996	Au-rich volcanogenic massive sulphide	50.5
Bousquet 2-Dumagami	1988-2002, 2007	Au-rich volcanogenic massive sulphide	112.2
Doyon	1979-2009	Intrusion-related vein system	206.09
Ellison	not mined	Au-rich volcanogenic massive sulphide	1.4
LaRonde Penna	2000-	Au-rich volcanogenic massive sulphide	253
Mic Mac	1942-1947	Shear zone-hosted vein system	3.34
Mooshla A	1939-1940	Shear zone-hosted vein system	0.13
Mouska	1989-	Shear zone-hosted vein system	22.95
Westwood-Warrenmac	not mined	Au-rich volcanogenic massive sulphide	107.9

Table 2-1 Summary of mining activity and deposit styles in the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp. Gold tonnage reflects total production plus reserves and resources. (data from Mercier-Langevin *et al.*, 2007b; Mercier-Langevin *et al.*, 2010, and references therein).

Chapter 3

Synthesis

This chapter provides a synthesis of the contributions made in this thesis. More detailed information on the topics covered here is provided in the published articles in the subsequent chapters. A concluding chapter can be found following the articles.

A major contribution of this study to the body of knowledge in the DBL mining camp is the definition and correlation of lithological units observed in drill-hole at the Westwood deposit with the Bousquet Formation units further east in the DBL camp, and therefore a strong stratigraphic correlation of Westwood ore zones with other Au-rich VMS lenses in the camp (Mercier-Langevin *et al.*, 2009). Correlation with DBL camp units is based upon comparison of lithochemical analyses of 127 samples (Appendix A; Table 3-1) with geochemical data from previous studies of Lafrance *et al.* (2003) and Mercier-Langevin *et al.* (2007d), as well as mineralogical and textural similarities with observed units at other deposits (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

The Westwood deposit is located in a steeply south-dipping homoclinal package of laterally extensive, greenschist to locally amphibolite grade metamorphosed volcanic rocks of the Bousquet Formation (Fig. 2-2). Three mineralised corridors comprise the deposit and are stratabound and vertically stacked with respect to the original volcanic stratigraphy. In the lower portion of the stratigraphy, the Zone 2 Extension forms the deepest and northernmost part of the deposit. The North Corridor is found in the central portion and the Westwood-Warrenmac Corridor is located in the southern part of the deposit, in the upper units of the Bousquet Formation.

The Westwood deposit host rocks are extensively altered in most lithological units studied. Some alteration zone mineralogy present is a function of original protolith composition whereas other metamorphic minerals present reflect elemental changes resulting from wallrock and hydrothermal fluid interaction. In general, alteration is not lithologically controlled in the Westwood deposit stratigraphy, reflecting the dominance

of fluid chemistry and high fluid-rock ratios during fluid-rock interaction, especially in the Westwood-Warrenmac ore zones. Regional greenschist to amphibolite grade metamorphism in the DBL camp can complicate the correct documentation and interpretation of synvolcanic mineral assemblages (e.g. Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1989). However, detailed study of the Westwood deposit host rocks, combined with prior studies in the camp has helped to separate regional metamorphic alteration from some of the effects of hydrothermal alteration. As a result, recognition and detailed mapping of the hydrothermal alteration, illustrated in Figure 3-1, has helped to define the mineralisation styles for the three corridors at Westwood.

Based on the geochemical study of Westwood host lithologies, an initial highly speculative estimation of hydrothermal fluid composition responsible for forming the ore zones is proposed. The mineralizing fluid was most probably variably modified seawater carrying Mn^{+4} , Si^{+4} , Fe^{+2} , K^{+1} and varying amounts of Mg^{+2} and Ca^{+2} leached from the wallrock. The presence of Na^{+1} and Al^{+3} in solution, as well as some Ca^{+2} , was probably the result of plagioclase dissolution by circulating fluids. The distribution and composition of metamorphosed hydrothermal minerals provides insight to the mineralising styles present at the Westwood deposit. The Zone 2 Extension is likely to have been formed by magmatic-influenced fluids. Its approximately shared stratigraphic interval with Doyon Zone 1 and 2 intrusion-related vein systems, and the narrow distribution of some alteration minerals, may suggest a partially magmatic origin for the Zone 2 Extension. Previous studies have suggested a magmatic contribution to the neighbouring Doyon deposit ore system (Gosselin, 1998; Galley and Lafrance, 2007). The North Corridor appears to be the result of a hydrothermal circulation system similar in terms of composition to that invoked for the Westwood-Warrenmac zone, albeit a weaker or shorter-lived system. The Westwood-Warrenmac lenses are interpreted to be Au-rich VMS lenses somewhat similar in terms of metamorphic minerals and alteration to other Au-rich VMS lenses in the camp, such as LaRonde Penna, Dumagami, and Bousquet 1 and 2 (Valliant *et al.*, 1982; Marquis *et al.*, 1990a; Dubé *et al.*, 2007). These interpretations are further discussed below.

3.1 Zone 2 Extension Synthesis

3.1.1 Zone 2 Extension Geology and Mineralisation

The northernmost ore body of the Westwood deposit, the Zone 2 Extension mineralisation, consists of centimetre to decimetre wide auriferous sulphide-rich quartz veins. Pyrite is the most common sulphide, and occurs as coarse grains in close association with quartz augen in unit 4.3 (Fig. 2-2). Pyrite grains have rounded to angular irregular boundaries, and are commonly fringed by Fe-titanium oxide minerals. They display embayments and microfracturing infilled by silicate matrix. Gold is hosted as microscopic to macroscopic grains in pyrite granoblasts, associated with quartz augen and veins, as well as visible gold grains up to centimetres in size. Electron microprobe results show that As^{+2} , Co^{+4} and Mn^{+2} occur in trace amounts in pyrite, as well as chalcopyrite and sphalerite (Fig. 3-2A; Appendix B). Similar sulphide and Au-Te mineralogy reported for Zone 2 at Doyon (Savoie *et al.*, 1990) strongly suggests a genetic link between the Zone 2 and Westwood deposit ore zones.

At the base of the studied volcanic sequence, the Zone 2 Extension is partially hosted by thin approximately 10 m-thick light green to gray rocks of the Bousquet scoriaceous tuff units, unit 3.2 and 3.3. Unit 4.3, the locally beige or bleached Doyon mine felsic schist, which is the main host to the Doyon Mine Zones 1 and 2 (Savoie *et al.*, 1991b; Lafrance *et al.*, 2003) appears to be interfingering laterally with the surrounding mafic units 3.2, 3.3 and 4.4, based on drill-core observations, making the stratigraphic interpretation complex. The thickest unit in the vicinity of the Zone 2 Extension is the predominantly mafic heterogeneous unit 4.4 (Wright-Holfeld *et al.*, 2010), although the relationship between mineralisation and this hanging wall unit was not immediately apparent upon initial investigation. Some of the proximal alteration signature associated with the Zone 2 Extension is present in unit 4.4. This may reflect hanging wall syngenetic fluid flow or possible local-scale remobilisation of cations like Mg^{+2} , Ca^{+2} and Si^{+4} associated with observed talc and anhydrite, or the transposition and shearing of geological contacts during deformation.

The Zone 2 Extension host units are some of the most highly strained rocks in the studied area. Recrystallised quartz augen porphyroblasts in association with recrystallised pyrite, commonly as strain caps on the quartz augen, are a common feature of the rhyolitic unit 4.3. Clinozoisite, epidote, and chlorite which exhibit herring-bone pattern, and undulating sutured boundaries (Fig. 3-2B), also occur in the strain shadows of coarse quartz and pyrite grains. Despite the intense schistosity, this unit has been identified as locally blocky and fragmental (Fig. 3-2C; Guha *et al.*, 1982; Savoie *et al.*, 1991b), with silicified stretched fragments representing deformed blocks, bombs or (auto-?) breccia fragments occurring throughout. The importance of primary volcanic permeability and porosity facilitating hydrothermal fluid flow has been previously recognised in the camp (*e.g.*, Guha *et al.*, 1982; Stone, 1988; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c), and the correlation between altered and mineralised horizons and fragmental textures at the Westwood deposit confirms this relationship (Fig. 3-3). The blocky nature of unit 4.3 and the scoriaceous unit 3 provided pore spaces in which circulating hydrothermal fluids mixed connate seawater. The resulting thermo-chemical fluctuations resulted in sulphide precipitation (Gibson and Kerr, 1993; Galley *et al.*, 1995) to deposit mineralisation associated with the Zone 2 Extension, or allowed flux of hydrothermal fluids.

3.1.2 Zone 2 Extension Alteration and Geochemistry

Alteration in the Zone 2 Extension appears to have a spatially restricted distribution. A relatively thin alteration envelope consisting of anhydrite, talc, titanite, rutile, clinozoisite and epidote signifies the presence of mineralised horizons in the Zone 2 Extension. Rutile and titanite occur in the immediate footwall of the mineralised veins or in the host rocks themselves. Like the Westwood-Warrenmac Corridor, titanite appears to be a somewhat more distal mineral, and rutile is more proximal to ore zones. Chlorite exists in the mafic rocks of unit 3 and the heterogeneous unit 4.4, with very minor amounts observed in the intervening felsic units. This lithological control of mineral distribution can be interpreted as evidence for a mineralising system buffered by rock composition, rather than fluid chemistry. (*cf.* Doyle and Allen, 1993).

In addition to clinozoisite and epidote, allanite is present within in the ore zones (Fig. 5-6 in Wright-Holfeld *et al.*, 2010) and further supports an intrusion-related genesis for the Zone 2 Extension veins. Allanite analysed by microprobe is rich in rare earth elements, particularly Ce in the Zone 2 Extension corridor (Appendix B). Mass change calculations for the North and the Westwood-Warrenmac Corridors show that mass gains in REE are associated with enhanced permeability and may have been the result of halogen and volatile complexing (Wright-Holfeld *et al.*, 2011). The presence of halogens in volcanic systems can be attributed to magmatic input (Gibson *et al.*, 1999; Hannington *et al.*, 1999), and therefore the presence of anomalously high values of Hf, fluorine veins and quartz-carbonate-tourmaline veins, and Ce-allanite in the Zone 2 Extension is highly suggestive of some degree of magmatic input at this stratigraphic interval.

Muscovite and sericite occur in a broad zone around the mineralised veins, but the presence of muscovite may be a function of the felsic protolith composition of unit 4.3. Mass changes in unit 4.3 are not reported due to the intensely altered and deformed nature of the samples taken: no least-altered sample or protolith was identified. Comparison of samples to those of other studies (unit 4.3: Lafrance *et al.*, 2003) yielded mass changes between different areas of the Zone 2 Extension but did not provide insight about components added to, or lost from unaltered rocks due to hydrothermal processes. Therefore the presence of muscovite and sericite in the Zone 2 Extension corridor due to the influx of hydrothermal fluids bearing K cannot be tested or verified at this time.

Previous studies note the presence of retrograde alumino-silicates in the Zone 2 host rocks at the Doyon deposit (Savoie *et al.*, 1991b), although none were observed in Zone 2 Extension host rock samples taken for this study. This is another example of chemical and strain anisotropy in the study area, and demonstrates the need for more in depth studies in the DBL camp in order to fully understand the environments of formation in order to better assess the economic potential of the region.

Garnet occurs in thin horizons approximately 5-10 metres wide and sometimes in association with Zone 2 Extension ore zones and in their footwall strata, but also as

randomly distributed patches that appear to lack any correlation with lithology, alteration assemblage or mineralisation. Lack of a strong pattern in garnet distribution compared to the North Corridor and Westwood-Warrenmac ore zones further supports a non-VMS style of mineralisation for the Zone 2 Extension. Widely circulating Mn-bearing hydrothermal fluid, if present, would have produced the expected strong garnet alteration of inferred primary Mn-bearing carbonates in the Zone 2 Extension footwall (Wright-Holfeld *et al.*, 2011).

Because of the limited distribution of alteration minerals present, and the lack of an obvious widespread more distal alteration signature, the Zone 2 Extension mineralisation has been inferred to be of a deposit class other than VMS (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). The Zone 2 Extension is best interpreted at this time as a distal expression of intrusion-related, aluminous and halogen-rich mineralisation because of its similar stratigraphic location to the Mooshla-associated Zone 2 at the Doyon mine, and because of the stockwork vein-like nature of the ore zones themselves. Further work to confirm the origin of mineralisation in this corridor could include fluid inclusion and stable isotope studies and comparison of those results to previous studies on Doyon fluid inclusions (Guha *et al.*, 1982), which inferred that the Doyon Zone 2 mineralisation was syn-volcanic, and later redistributed by deformation. Another aspect of work that could be undertaken is the identification of a least altered protolith for unit 4.3 in order to track mass changes that occurred in association with Zone 2 Extension mineralisation.

3.2 North Corridor Synthesis

3.2.1 North Corridor Geology and Mineralisation

The geometry of North Corridor mineralisation is somewhat similar to Zone 2 Extension vein system, although sulphide abundance is greater in the North Corridor. Decimetre-scale quartz veins are associated with varying amounts of sulphides, and local semi-massive to massive sulphide veins are typical of North Corridor mineralisation. Gold and electrum are commonly associated with pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, and sphalerite.

Pyrite grains observed in polished section are very irregular and have rounded to angular boundaries, but are completely recrystallised. Triple junctions and subgrain boundaries are common in aggregates of pyrite, and electrum is found in these sites, indicating that some mobilisation of Au-bearing phases occurred during regional deformation, a hypothesis proposed for other areas of the DBL camp, and the nearby Doyon mine (Guha *et al.*, 1982; Tourigny *et al.*, 1989; Marquis *et al.*, 1990b). Pyrite is also fractured, infilled and fringed with chalcopyrite, sphalerite and electrum, and contains inclusions of silicate matrix, and other sulphides. Electron microprobe results show that pyrite contains traces of As and Co and sphalerite contains traces of As, Co, Fe and Mn. (Appendix B). The concentration of Mn in sulphides supports a syn-genetic origin for the sulphide mineralisation, and a contemporaneous relationship to Mn-bearing fluids.

In the North Corridor mineralised zone, in the central portion of the Westwood deposit (Fig. 2-2), the rocks and hence alteration are more heterogeneous than in the Zone 2 Extension stratigraphy. The heterogeneous unit 4.4 makes up the majority of footwall rocks of the North Corridor. The North Corridor is hosted in some parts of the study area in sub-unit 5.1b-b, an andesitic to dacitic flow (Wright-Holfeld *et al.*, 2010), with lesser mineralised zones occurring in unit 4.4 (Mercier-Langevin *et al.*, 2009; Fig. 3-4). This apparent discrepancy in stratigraphic location of North Corridor mineralisation may be attributed to possible incorrect identification of lithological units owing to the difficulty of chemostratigraphic correlation of units within the Westwood deposit. Mafic to intermediate units in 4.4 and 5.1b-b have similar geochemical signatures (*e.g.* Ti and Zr: Appendix A) and some samples may in fact belong to adjacent units. However, the mineralisation may be present in both units, although with better gold values occurring in the more felsic unit 5.1b-b (5.1b-a in Mercier-Langevin *et al.*, 2009). The shearing and possible transposition of geological contacts due to deformation, as discussed above for the Zone 2 Extension, may further complicate the correct interpretation of North Corridor stratigraphy, and cause North Corridor mineralisation to appear to be hosted by the heterogeneous unit 4.4 at first glance. This is perhaps the most probable explanation, considering the intense deformation known in the camp, and the fact that the greatest gold values are consistently located in sub-unit 5.1b-b (5.1b-a in the eastern part of the deposit:

Mercier-Langevin *et al.*, 2009). Detailed surface mapping of the units in this stratigraphic interval would greatly help to further refine the host lithology-mineralisation relationship, although limited outcrop exposure hinders mapping.

The North Corridor hanging wall rocks are coincident with the footwall and host to the Westwood-Warrenmac ore zones, and consist of sub-unit 5.1b-c basaltic to andesitic sills, and to a lesser extent, the dacitic to rhyodacitic sub-unit 5.1b-d. Sub-unit 5.1b-c is a 5-15 metre thick amygdaloidal mafic sill complex (Mercier-Langevin *et al.*, 2007c) that is found in the western part of the DBL camp in contact and interfingering with unit 5.1b-b and 5.1b-d (Fig. 2-2).

3.2.2 North Corridor Alteration and Geochemistry

The North Corridor alteration signature shares similarities with both those of the Zone 2 Extension and the Westwood-Warrenmac ore zones in terms of minerals present, and distribution of those minerals. Talc, identified in drill-core and thin section (Fig. 3-2D), exists in an approximately 5 metre zone in both the footwall and hanging wall of the North Corridor ore zones, much like distribution of talc in the Zone 2 Extension, indicating that Mg added to the system in these localities may have been contributed by an H₂O-bearing fluid. This fluid may have been temporally related to later large-scale fluid flux associated with the Westwood-Warrenmac hydrothermal system.

Pervasive chlorite alteration in a broad zone throughout the North Corridor may be a function of the more mafic nature of the host rocks of sub-unit 5.1b-b, compared to the more sporadic distribution of chlorite in the felsic hanging wall rocks of unit 5.1b-d. Lithological control of alteration mineral distribution reflects the strong buffering capacity of host rock composition in the alteration process. This was due to either a restricted fracture controlled hydrothermal fluid, or a slow percolation of upwelling fluid.

Ca⁺² addition in the North Corridor ore zones may reflect the breakdown of plagioclase and release of Ca⁺² to solution (Fig. 3-3). However, the abundance of

carbonate alteration suggests added Ca^{+2} to the system. The presence of these carbonate minerals in sheared amygdales (Fig. 3-2E; Appendix C), and in close proximity to ore zones, supports the hypothesis of modified seawater as a component of mineralising fluid.

Similarly, the presence of manganiferous garnet, as well as the K-bearing minerals sericite and biotite, in the North Corridor, in conjunction with mass gains in K and Mn support the hypothesis of a fluid bearing K and Mn. It has been shown experimentally (Moody *et al.*, 1985) and by geological mapping (Harker and Marr, 1893; Eckel, 1931) that amygdale filling minerals clinozoisite, epidote and calcite can be replaced by garnets under upper greenschist to amphibolite grade metamorphic conditions in basaltic and andesitic lavas and volcanic ash. A similar process is probable for at least some Westwood deposit garnet. Garnet is often located next to, or in sheared amygdales (Fig. 3-2F) filled with calcite, clinozoisite, epidote, quartz and chlorite. The amygdaloidal and permeable nature of some Bousquet Formation rocks in the Westwood deposit vicinity, especially those in the footwall or hosting mineralisation, allowed for the influx of mineralising fluids which probably had K and Mn in solution, among other elements. Garnet is most concentrated in the footwall rocks of many of the ore zones. Its distribution implies a subsea-floor replacement genesis for the North Corridor ore lenses.

The presence of these minerals in the North Corridor is either the result of the hydrothermal fluid of the North Corridor mineralisation itself, or may reflect a large-scale hydrothermal system related to the formation of the overlying Westwood-Warrenmac ore lenses, or a combination of both. Partial overprinting of original North Corridor alteration by Westwood-Warrenmac fluids is the most probable explanation for the current observed stratigraphical and lithological distribution of inferred hydrothermal alteration minerals. Additionally, the similarities in minerals present in the North Corridor with those of the Westwood-Warrenmac ore zone signifies that the circulating fluids were similar in terms of composition, and may imply a common source, such as seawater with some magmatic input, as has been inferred for the Westwood-Warrenmac Corridor (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Gahnite (Zn-spinel) is unique to the North Corridor footwall in the Westwood deposit, and may reflect the residual concentration of refractory elements Al and Zn from the mineralising fluid, whereas other more mobile cations were leached (Deer *et al.*, 1966).

Based on the detailed study and comparison of the distribution of alteration minerals in all three mineralised corridors, the North Corridor was most likely formed by a smaller or weaker hydrothermal VMS system than that responsible for the Westwood-Warrenmac ore zones. Similarities with the inferred (at least partially) magmatic origin of the Zone 2 Extension may be explained by the proximity of the mineralised zones to the synvolcanic Mooshla pluton. Sporadic expulsion of fluids associated with the multi-staged volatile exsolution (Galley, 2002; Galley and Lafrance, 2007) of the intrusive complex, and transport facilitated by the unconsolidated (Stone, 1988), porous and permeable rocks of the Bousquet Formation, may have lead to mixing with circulating or connate seawater, and a resultant partial magmatic signature in all three mineralised corridors that decreases upsection from Zone 2 Extension to the Westwood-Warrenmac lenses.

3.3 Westwood-Warrenmac Corridor Synthesis

3.3.1 Westwood-Warrenmac Geology and Mineralisation

The Westwood-Warrenmac Au-rich Cu-Zn-Ag mineralised lenses are generally thicker than the North Corridor and Zone 2 Extension vein systems, and reach thicknesses of up to 10 metres of pyritiferous semi-massive to massive sulphide. Sphalerite, chalcopyrite and pyrrhotite, and rare visible gold and galena are interspersed with the pyrite. Gold, electrum and tellurides, determined by polished section observation and microprobe analysis, occur in close spatial association with these sulphides, tellurides and native metals. Pyrite grains vary in texture, with coarse irregular and microfractured grains variably infilled by the other sulphides and silicate minerals. Results from microprobe analysis show pyrite grains have trace amounts of As, Co, Mn and Ni sometime display

concentric compositional zoning within aggregates of pyrite grains and across later-stage microfractured grain boundaries. This reflects changes in abundances, and syn-genetic capture of these trace elements (Appendix B).

The host rocks of the Westwood-Warrenmac Corridor are rhyodacite and rhyolite of the upper member of the Bousquet Formation (Mercier-Langevin *et al.*, 2009; Wright-Holfeld *et al.*, 2010). In the hanging wall the upper felsic unit, 5.5, a feldspar- and quartz-phyric transitional to calc-alkaline rhyodacite and rhyolite is the most common rock, and is cross-cut by an irregular andesitic unit, 5.4 (Fig. 3-4). Despite its relatively simple mineralogy, unit 5.5 is a complex unit that varies geochemically across the DBL camp, and may consist of subunits as yet unidentified. Further work is required to gain a better understanding of these hanging wall felsic rocks. Mercier-Langevin *et al.* (2009) proposed the correlation of Westwood-Warrenmac host rocks with the stratigraphy hosting the Au-rich VMS lenses of the LaRonde deposit thereby highlighting the potential of the upper member of the Bousquet Formation in the western part of the DBL mining camp. The main Westwood-Warrenmac ore lenses logged in drill-core for this study are located at the lower geological contact of unit 5.4. This indicates the importance of a relatively impermeable capping unit for the formation of subsea-floor replacement style VMS mineralisation (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). This unit has been identified at the LaRonde deposit as the capping lens for the 20 North ore lens (Mercier-Langevin 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). Therefore there is potential for the discovery of thicker VMS lenses at Westwood.

3.3.2 *Westwood-Warrenmac Alteration and Geochemistry*

The Westwood-Warrenmac Corridor alteration is characterised by a broad zone of micaceous minerals extending some 100 or so metres stratigraphically below the ore zones, and encompassing the North Corridor hanging wall (Fig. 3-1). Sericite is the most dominant alteration mineral observed, followed by varying amounts of muscovite, biotite and chlorite. Sericite occurs in a matrix of very fine-grained quartz, altered feldspar, and carbonate. Biotite and sericite alteration in the Westwood deposit is the result of

widespread K-metasomatism, as shown by mass change calculations (Fig. 3-3). Potassium is added to the Westwood deposit rocks, relative to LaRonde deposit least altered equivalents of Dubé *et al.* (2007), within a broad zone rich-in sericite, muscovite and biotite, as well as with rare K-feldspar (orthoclase) (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). Chlorite is a more proximal mineral in the Westwood corridor, and occurs frequently with clinozoisite. Both of these minerals are often associated with inferred primary fragmental textures, potentially indicating the chlorite alteration of glassy fragments, and seawater-facilitated formation of epidote group minerals in pore spaces. Because of extensive deformation, and recrystallisation, difficulty arises in more definitively deciphering the nature of the relationship between fragmental textures, pore spaces, and chlorite and epidote minerals, although the current correlation supports modified seawater infiltration of primary pore spaces.

Brownish-pink garnets approximately 2 mm in diameter, but as large as 1 cm across, occur in an envelope more proximal to the ore zone, and more abundantly in the footwall rocks. Garnets are predominantly of the spessartine variety, although some Fe, Ca, and minor Mg substitutions occur (Appendix B). The Mn-content of the garnets and their proximity to the ore zones forms part of the basis of the interpretation that the mineralising fluid was oxidising and Mn-bearing. Also supportive of a Mn-bearing hydrothermal fluid is the mass gain in Mn throughout the upper member of the Bousquet Formation, in the vicinity of the deposit, as well as other deposits in the DBL mining camp, which are particularly pronounced in the wallrock immediately adjacent to ore zones (Bousquet 1: Valliant *et al.*, 1982; LaRonde: Dubé *et al.*, 2007; Fig. 3-1). The restriction of abundant Mn-garnet to the footwall rocks suggests that the Mn-bearing fluid was either physically blocked from penetrating the rocks above, or that there were no rocks above to alter. In the first case subsea-floor emplacement of sulphides and Mn-phases would be a suitable genetic explanation, whereas in the latter, seafloor exhalation of fluids is the envisaged mechanism. The presence of garnets, despite their lesser abundance in the hanging wall, as well as mass gains in Mn, supports the notion of a restricted hydrothermal cell, and therefore subsea-floor emplacement of mineralisation. A post-ore metamorphic redistribution of Mn in a narrow envelope around the ore zones

may be plausible, however, the widespread mass gains in Mn throughout a range of lithologies in the upper member of the Bousquet Formation further supports a large hydrothermal cell and an ore syn-genetic source for Mn. Additionally, the presence in the Bousquet Formation of many examples of lens stacking spanning stratigraphy on a several hundred metre scale, and the laterally continuous nature of the lenses, supports the idea of a long-lived hydrothermal system.

Still more proximally to the ore, on a centimetre- to metre-scale, additional alteration minerals observed include epidote, allanite, clinozoisite, and Ti-oxide minerals titanite and rutile. Foliation-parallel millimetre-scale laths of Ti-oxides, predominantly titanite and rutile, also occur in the matrix, often in bands of aligned grains. Marquis *et al.* (1990a) proposed a progressive alteration sequence of oxide and sulphide minerals at the Dumagami ore body, which could be used to delineate proximal and distal effects of the hydrothermal system. A least altered assemblage is summarised by ilmenite, magnetite, pyrrhotite, and pyrite; a distal alteration assemblage consists of rutile and pyrite, with varying amounts of ilmenite and pyrrhotite; and a proximal zone is characterised by a pyrite-rutile assemblage (Marquis *et al.*, 1990a). These assemblages reflect the destruction of iron-oxide minerals and their replacement by titanium-oxides and iron-sulphides associated with mineralisation. A similar but not identical pattern is found at the Westwood-Warrenmac ore zones. Rutile is an ore-proximal mineral, in the footwall and the hanging wall, however titanite is the dominant Ti-oxide more distal to ore zones. Ilmenite occurs very rarely in the Westwood deposit stratigraphy suggesting that either there was little ilmenite in the system originally, or that the alteration of ilmenite at Westwood was more complete than at Dumagami.

Similar to chlorite in the Westwood-Warrenmac Corridor, epidote, clinozoisite and allanite have restricted distribution that coincides with inferred primary fragmental textures such as clasts, and perhaps (auto-?) brecciation textures in massive felsic rocks of the upper member of the Bousquet Formation. This correlation implies a primary volcanic control on the distribution of alteration minerals. Mass changes in Mg and Ca in the Westwood-Warrenmac Corridor are suggestive of Mg and Ca infiltration and

metasomatism of porous or permeable fractured, unconsolidated or fragmental volcanic rocks, and precipitation of Mg- and Ca-bearing minerals, reflected by epidote, clinozoisite, calcite and chlorite. Like in the North Corridor, allanite presence and corresponding REE mass gains may reflect some magmatic input to the system (Wright-Holfeld *et al.*, 2011).

Minor amounts of tourmaline are present in a proximal envelope around the Westwood-Warrenmac lenses. Tourmaline is often associated with later-stage quartz veins with varying amounts of epidote and carbonate in the Bousquet Formation. However, some tourmaline grains are arranged in a foliation parallel pattern suggestive of syn-deformation boudinage, similar to K-feldspar grain morphology (Wright-Holfeld *et al.*, 2010).

Alumino-silicates are present in the Westwood-Warrenmac Corridor at depth. Observed and probed (Appendix B) alumino-silicates were intersected in the deepest and westernmost drill-hole studied, R13431-05 (Fig. 3-1 and 3-4). Because of similarities in alteration mineralogy between the LaRonde deposit and the Westwood deposit, the origin of alumino-silicates at Westwood may indicate some component of, or influence by a high-sulphidation or similar hydrothermal system, as has been inferred for the LaRonde deposit (Sillitoe *et al.*, 1996; Dubé *et al.*, 2007). Although alumino-silicates andalusite and kyanite are much more prevalent at Doyon, LaRonde Penna, Bousquet 2-Dumagami and Bousquet 1, they are a small component of observed alteration mineralogy in the studied drill-holes at Westwood. Potential for more abundant alumino-silicates indicating a palaeo-environment favourable for LaRonde Penna or Bousquet 2-Dumagami style VMS mineralisation may be present in the deeper or western portions of the Westwood property.

Coarse partially recrystallised quartz displaying sub-grain boundaries, undulatory extinction, and sutured grain boundaries in thin sections, is present throughout the Westwood-Warrenmac Corridor stratigraphy. A high degree of recrystallisation has occurred in response to deformation, although the quartz grains lower in the stratigraphy

associated with the Zone 2 Extension are often completely recrystallised and display augen shaped grains with or without pressure solution minerals in strain shadows (see discussion above). This illustrates the heterogeneous deformation and strain not only at a camp scale, but also at the deposit scale.

In areas where plagioclase phenocrysts are present, they are intensively albitised (Ab_{95-99}) by Na metasomatism, despite the minor overall loss of Na in the Westwood-Warrenmac stratigraphy (Wright-Holfeld *et al.*, 2011). Like the Zone 2 Extension and North Corridor, plagioclase dissolution is hypothesized to have been caused by K metasomatism and result in Na, as well as Ca mass changes.

Based on the above discussion, a distal alteration assemblage made up of minerals that occur pervasively in an approximately 100 meter-wide envelope around the Westwood-Warrenmac ore zones is defined by the following minerals:

quartz + sericite + muscovite \pm manganiferous garnet \pm biotite

This assemblage shares similarities to other VMS deposits in the DBL camp such as the Bousquet 1, Dumagami and LaRonde deposits.

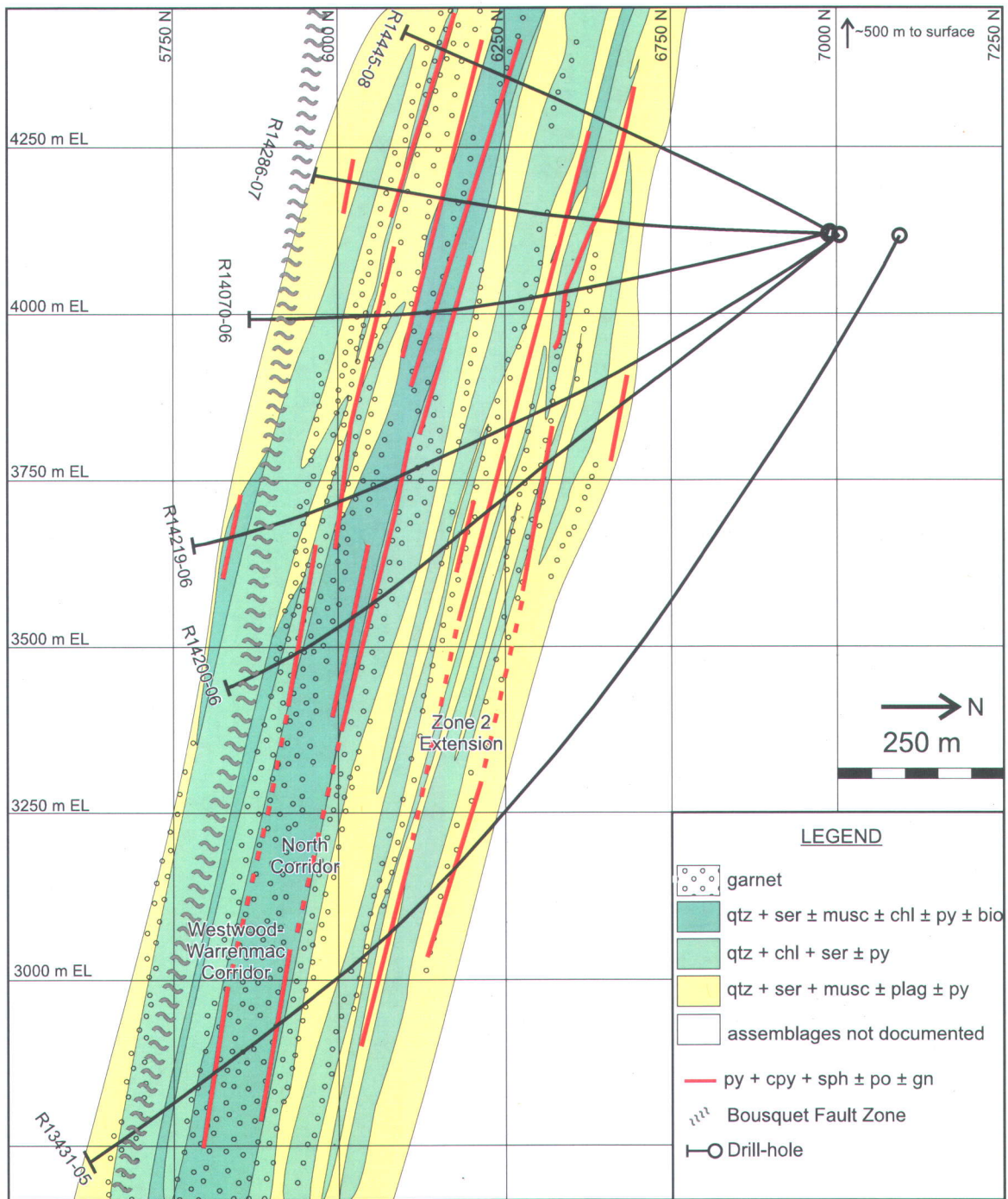


Figure 3-1. West-facing composite cross-section of the Westwood deposit alteration assemblages logged in drill-core. An assemblage dominated by quartz (qtz), sericite (ser), muscovite (musc) with variable amounts of plagioclase (plag) and pyrite (py) is associated with the Zone 2 Extension. Micaceous alteration dominated by quartz, sericite, chlorite (chl) and variable amounts of biotite (bio), in addition to pyrite make up the assemblage associated with the North and Westwood-Warrenmac Corridors in the upper Bousquet Formation (Wright-Holfeld *et al.*, 2010). See Figure 2-2 for lithology.

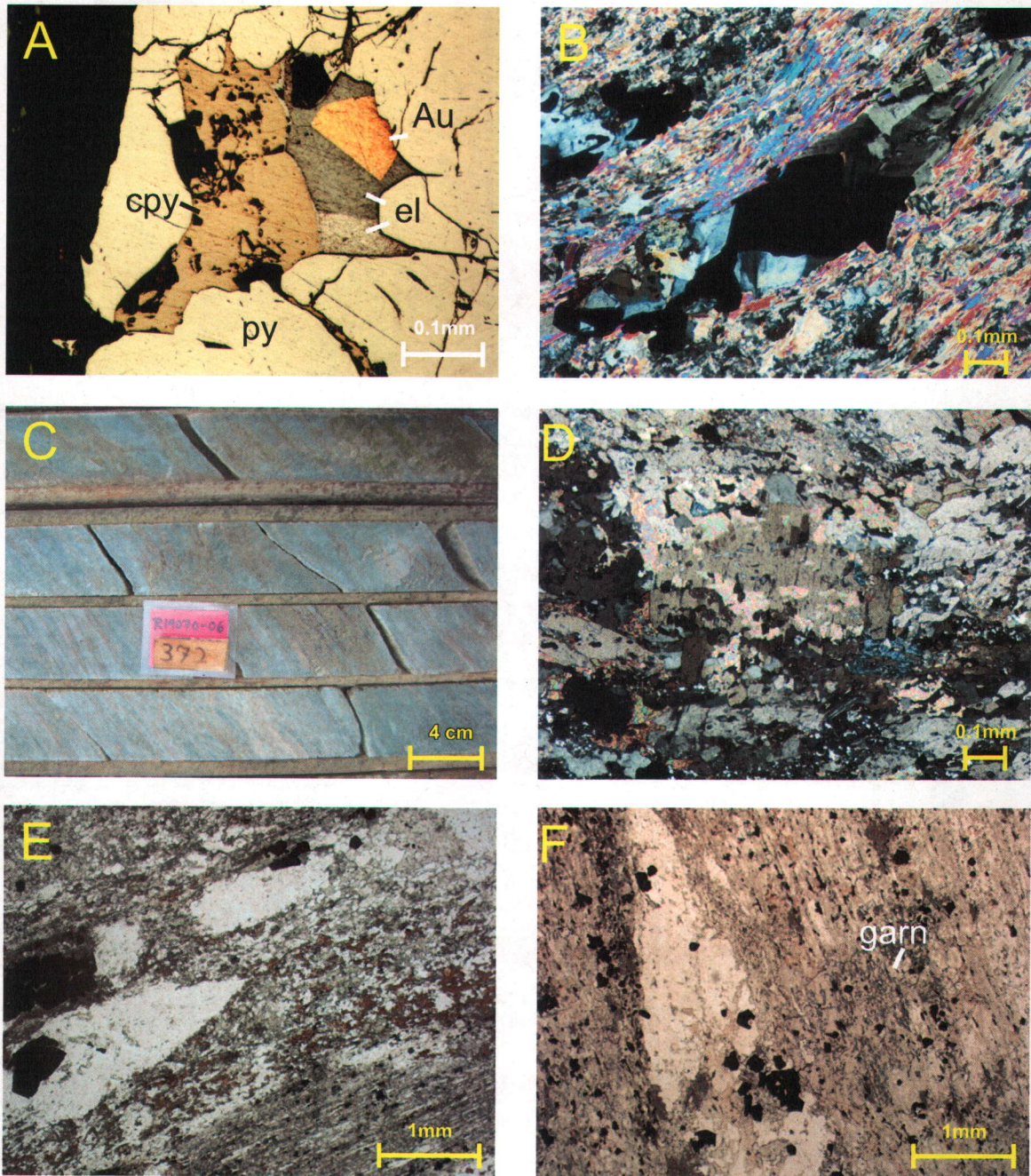


Figure 3-2. Photographs of samples taken for this study. **A.** Photomicrograph of gold, electrum and sulphide mineralisation in the Zone 2 Extension (RL) **B.** Clinozoisite, epidote, chlorite displaying herring bone pattern and crystallisation in the strain shadow of pyrite grains (XPL) **C.** Drill-core photo showing the inferred fragmental textures associated with unit 4.3 **D.** Talc and calcite in thin section. Talc is often found in a narrow envelope around mineralisation in the Zone 2 Extension and North and Westwood-Warrenmac Corridors (XPL) **E.** Carbonate and quartz in amygdales highlight the porous nature of the Westwood deposit host lithologies (PPL) **F.** Manganiferous garnet (garn) associated with amygdales and sulphides in the North and Westwood-Warrenmac Corridors supports a Mn-rich hydrothermal fluid (PPL). (PPL = plane polarized light. XPL = cross-polarized light. RL = reflected light). Photos **A** and **D** from Wright-Holfeld *et al.* (2010).

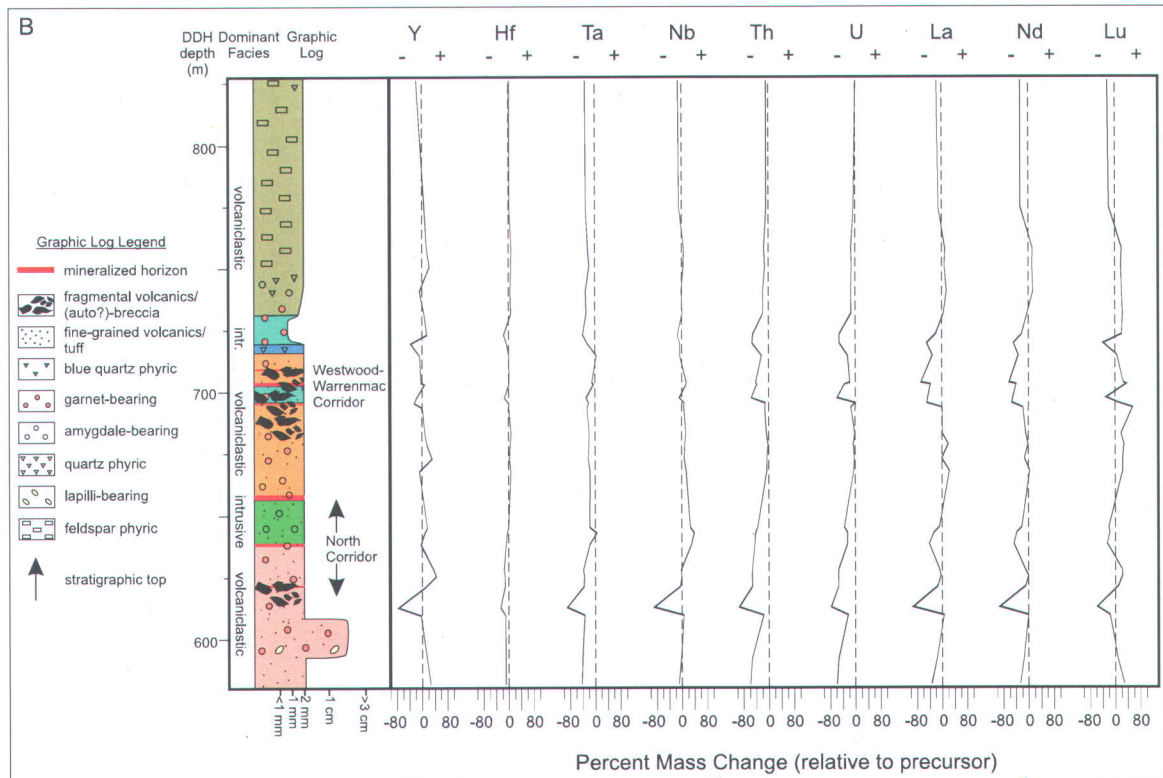
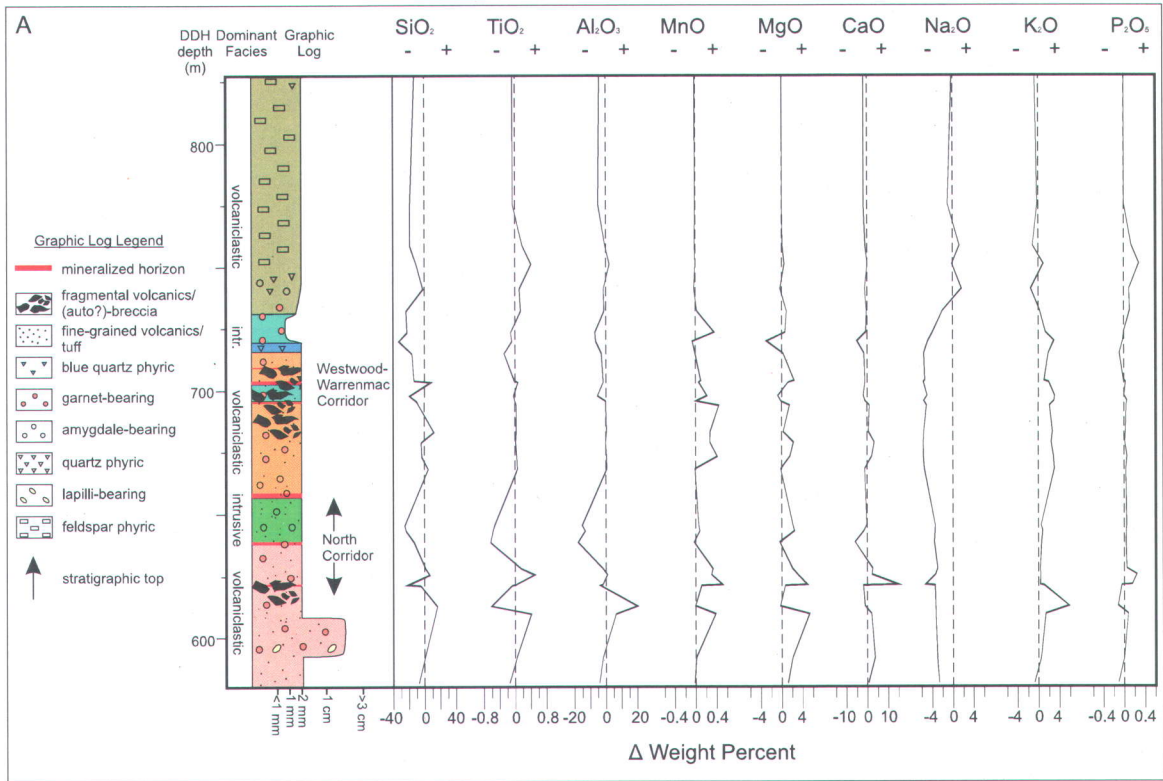


Figure 3-3. Graphic representation of mass changes in major elements (**A**) and trace elements (**B**) in the upper Bousquet Formation. Changes in abundance are relative to least altered protoliths of Dubé *et al.* (2007) at the LaRonde Penna deposit about 4 km to the east of the Westwood deposit. Maximum mobility of elements occurs with fragmental volcanic rocks and ore zones, indicating that some permeability enhanced fluid flow may have been associated with the mineralising events (Wright-Holfeld *et al.*, 2011).

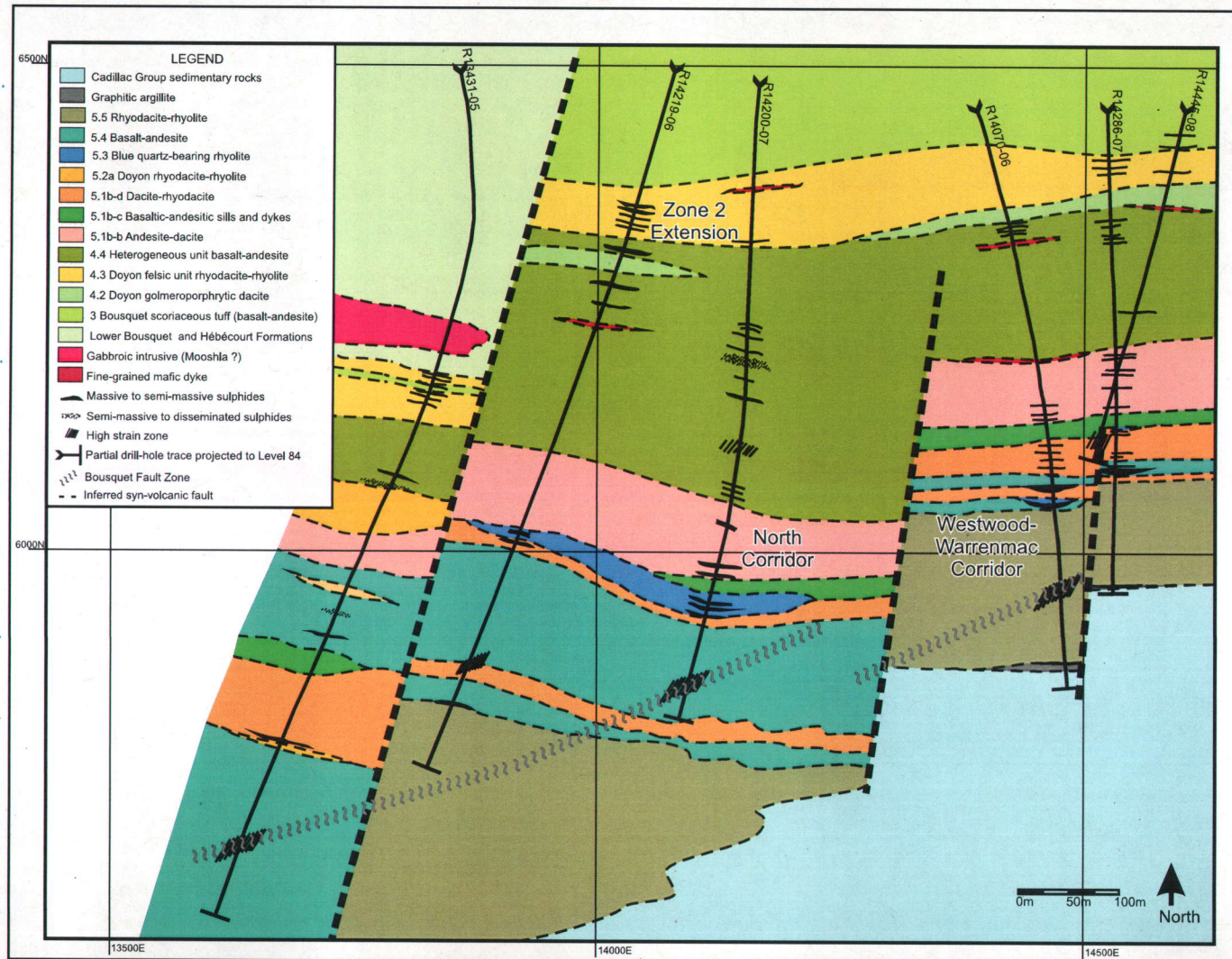


Figure 3-4. Simplified geological map of the study area, west of the Bousquet Fault zone. Projection on to Level 84 of the Doyon mine, approximately 900 below surface, shows apparent thickness of studied units, and accentuates the movement of units along inferred syn-volcanic faults. Mineralised zones are shown in black.

PART 2

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser le current research suivant.

Mercier-Langevin, P.; Wright-Holfeld, A.; Dubé, B.; Bernier, C.; Houle, N.; Savoie, A., and Simard, P. Stratigraphic setting of the westwood-warrenmac ore zones, Westwood project, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec. Québec: Ressources naturelles Canada; 2009. 23 pages. (Current research; 2009-3)

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser le current research suivant :

Wright-Holfeld, A.; Mercier-Langevin, P., and Dubé, B. Contrasting alteration mineral assemblages associated with the Westwood deposit ore zones, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec. Québec: Ressources naturelles Canada; 2010. 27 pages. (Current research; 2010-9)

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser le current research suivant.

Wright-Holfeld, A.; Mercier-Langevin, P., and Dubé, B. Mass changes and element mobility associated with the Westwood deposit ore zones, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Quebec. Québec: Ressources naturelles Canada; 2011. 19 pages. (Current research; 2011-8)

Chapter 7

Conclusions

Mineralogical relationships in the Westwood deposit are highly supportive of a synvolcanic and syngenetic origin for alteration assemblages, which have subsequently been metamorphosed. The correlation of particular alteration minerals, for example clinozoisite and allanite with primary textures, and garnet with ore zones, is good evidence for synvolcanic alteration and mineralisation. Large mica alteration zones surrounding the Westwood deposit are the result of a widespread hydrothermal cell responsible for the formation of the Westwood ore zones. The lack of correlation of K and Na metasomatism with a particular lithological unit in the upper member of the Bousquet Formation provides additional support for large fluid flux with a large water/rock ratio associated with alteration and mineralisation. After the synvolcanic origin of metamorphosed assemblages has been established in relation to the geological setting, inferences can be made on the nature of deposit genesis, and the hydrothermal fluids responsible.

7.1 Styles of Mineralisation

Determination of Zone 2 Extension mineralisation style is complicated due to the highly strained nature of the host volcanic rocks, and to the intense associated alteration. However, a vein style, intrusion-associated genesis is most likely, due to its narrow alteration halo, which is typical of vein system alteration distribution. The similarity in vein-style mineralisation of Zone 2 at the Doyon Mine (*e.g.*, Guha *et al.*, 1982; Savoie *et al.*, 1990) and stratigraphic proximity may imply a possible genetic link, and would support an intrusive-associated mode of formation for the Zone 2 Extension vein system, if indeed the Zone 2 mineralisation was associated with pluton emplacement. It has alternatively been argued that the Zone 2 ore body was emplaced as late-stage orogenic or syn-deformation mineralisation (Savoie *et al.*, 1991b).

Based on alteration mineralogy similar to the Westwood-Warrenmac Corridor, yet a relatively restricted distribution, the North Corridor mineralisation has been interpreted as an earlier-formed vein system, perhaps a stringer zone, associated with Westwood-Warrenmac VMS mineralisation, or possibly a smaller scale VMS system that was overprinted by the hydrothermal system responsible for the formation of the Westwood-Warrenmac lenses higher in the stratigraphy. An equally plausible deposit class is gold-rich sulphide veins and stockworks, or disseminated sulphides. Large-scale fluid flux associated with the Westwood-Warrenmac lenses may have obscured any widespread metasomatic alteration effects associated with North Corridor formation. The most likely deposit class for the North Corridor is VMS, albeit a weak or failed system. Micaceous alteration, clinozoisite-allanite-epidote, and Mn-rich garnet, as well as fragmental textures are found in the Westwood-Warrenmac and North Corridors alike, and provide strong evidence that both the corridors formed in a similar manner, in similar conditions.

The widespread alteration signature associated with the Westwood-Warrenmac Corridor indicates a large-scale hydrothermal system typical of VMS-style mineralisation (Hannington *et al.*, 1999; Huston, 2000; Large *et al.*, 2001b; Dubé *et al.*, 2007; Galley *et al.*, 2007). However, because of significant shearing and deformation in the camp, the original mineral zonation is partially obscured, and pipe-like or discordant geometry of the alteration cannot be accurately determined. Common VMS alteration minerals like sericite, chlorite and muscovite, in combination with massive sulphides, as well as high grade (7.6 g/t), gold tonnage (107.9 metric tonnes), and gold-to-base metals ratio (Au (g/t): combined base metals (wt %) > 1) (Mercier-Langevin *et al.*, 2010), allows for the classification of the Westwood-Warrenmac portion of the Westwood deposit as a Au-rich VMS deposit.

7.2 Initial Estimation of Some Hydrothermal Fluid Properties

Alteration mineral assemblages that span lithological contacts provide key information about the fluids responsible for their formation. An estimation of the scale of fluid flux can be derived by tracing the extent of alteration halos. Determination of cations and

anions carried in fluids can also be achieved based on metamorphosed alteration mineralogy and mass change calculations, and therefore some idea of the composition of Westwood deposit fluids can be derived. The temperature of the Westwood mineralising fluids is not precisely constrained at this time, as fluid inclusion and isotopic studies have not been carried out to date on the Westwood deposit. However, based on the general body of knowledge of VMS deposits, and prior work in the DBL mining camp, a temperature range for the Westwood deposit mineralising fluids can be estimated.

Consistent with measurements taken from active VMS systems and results from fluid inclusion and isotopic studies (*e.g.* de Ronde, 1995), the initially estimated temperature of formation for the Westwood deposit is approximately 300°C, although this is speculative. This estimation is based on the temperature ranges of Westwood metamorphosed hydrothermal alteration mineral stability (Fig. 7-1; Henley and Ellis, 1983; Barrie *et al.*, 1999; Bignall, 2000), and is consistent with other studies on VMS deposits in the DBL camp (Valliant and Hutchinson, 1982; Stone, 1988, 1990; Marquis *et al.*, 1990b).

The areal extent of fluid flow in the Westwood deposit is estimated to be on a hundreds of metres scale, and possibly up to several kilometres, based on the widespread distribution of micaceous alteration minerals in the North Corridor and Westwood-Warrenmac ore zones, the inferred aquifer-like character of unit 3 (Valliant and Hutchinson, 1982), and the scale of the Mooshla pluton, a possible heat source for convection (Fig. 7-2). This is consistent with a deep hydrothermal fluid convection cell generated by a high-level, possibly sill-like intrusion (Barrie *et al.*, 1999; Galley *et al.*, 2003; Huston *et al.*, 2006; Galley *et al.*, 2007).

Mass change calculations provide some information about the composition of the ore-forming and hydrothermal fluids. A vast proportion of the hydrothermal fluid was probably derived from seawater entrained into the volcanic rock pile (*e.g.* Franklin *et al.*, 1981, 2005; Lydon, 1984). Sporadic and localised devolatilization may have contributed some lesser magmatic component to the fluid. Magmatic influence is evidenced by

inferred high temperature Cu-Au ± Zn mineralisation, and by mass gains in HFSE spatially associated with minerals suggestive of the presence of magmatic volatiles. A proposed coupling effect between HFSE and volatiles in proximity to mineralisation supports some magmatic input (Wright-Holfeld *et al.*, 2011). However, the main component of fluids is thought to be modified seawater, carrying varying concentrations of Mn^{+4} , Mg^{+2} , and Ca^{+2} in solution. The dissolution of plagioclase associated with K^{+1} metasomatism, resulting from K leaching in the rock pile, caused the release of Ca^{+2} and Na^{+1} into the fluids.

7.3 Westwood Deposit Genetic Model

The North Corridor and Westwood-Warrenmac portions of the Westwood deposit are inferred in part to be the result of subsea-floor replacement VMS style mineralisation (Kerr and Gibson, 1994; Galley *et al.*, 1996; Doyle and Huston, 1999), and associated stringer style mineralisation, both the result of a hydrothermal convection cell initiated by heat of a cooling synvolcanic pluton (Mooshla?), as depicted in Figure 7-2. Seawater would have been entrained into the system by a subsurface heat gradient. Hydrothermal fluids then exploited aquifer-like permeable volcanic units like the Bousquet scoriaceous tuff units 3.2 and 3.3, and other fragmental units. Fluids were most likely channelled up inferred synvolcanic faults (Fig. 3-4, 7-2) and mineralisation formed predominantly by subsea-floor sulphide precipitation in pore spaces, eventually creating laterally extensive massive sulphide bodies of the Westwood-Warrenmac zone. In the easternmost drill holes examined (R14070-06 and R14286-07) for this study the massive sulphides reach their maximum thickness of up to 10 m. This in combination with the inferred deeper water setting in the east, supported by a basin-like setting proposed for Bousquet 1 (Valliant *et al.*, 1982) and by the possible thickening of overlying sedimentary rocks towards the east (Fig. 3-4, 7-2) may provide some evidence for a more conventional seafloor accumulations of massive sulphides (*e.g.* Hannington *et al.*, 1999). This highlights the variability on a deposit scale of the Westwood deposit genesis mechanisms and environment of formation, and adds to the complexity of the study.

The North Corridor mineralisation may either represent a stringer system to the Westwood-Warrenmac massive sulphides, an earlier VMS horizon, or an overprinting of both. The stratigraphic location and similar mineralisation style of the Zone 2 Extension suggests a lateral continuation of the Doyon Zone 2 mineralisation, and a vein-like emplacement mechanism associated with pluton crystallisation which caused fracturing deep in the overlying Bousquet Formation.

In addition to inferred mineralisation style and lithological unit inter-relationships described in detail above, of particular significance in this model is the presence of the following:

1. Alumino-silicates observed in the western portion of the study area may represent the metamorphic equivalent of alteration minerals produced by acidic fluids leaching the rocks of all but the refractory components, SiO₂, TiO₂, and Al₂O₃. Acid fluids are generated by a boiling mineralising system in shallower water and/or by the presence of magmatic volatiles. Magmatic volatiles at the Westwood deposit are likely the result of cooling of the Mooshla intrusive complex, which is located immediately to the west. Both mechanisms of acidic fluid generation are plausible in conjunction with each other for the Westwood deposit. This inferred acidic fluid would have been part of a high-sulphidation style VMS system (Sillitoe *et al.*, 1996; Hannington *et al.*, 1999; Dubé *et al.*, 2007) responsible for some of the mineralisation and metamorphosed hydrothermal alteration at Westwood, particularly in the western portion of the deposit.
2. The felsic unit 5.2a observed in logged drill core only in the western portion of the study area (R13431-05) may reflect increased volcanic and magmatic activity here (Fig. 7-2). The presence of this hypabyssal unit may have caused additional inflation of volcanic strata, resulting in shallower water depth, and may have provided additional heat. Both of these features are consistent with, and supportive of, a shallow water high-sulphidation style deposit genesis and environment of formation.

3. The inferred basinal setting for the Bousquet 1 deposit (Valliant *et al.*, 1982) further to the east, combined with the large lenses of the Westwood deposit being located in the eastern portion of the studied area, may imply a comparatively deeper water environment of formation for the thickest Westwood-Warrenmac VMS lenses. This deeper setting and reduced heat flow away from intrusive units may explain the lack of alumino-silicates observed in the lithological units studied in the eastern Westwood area. Despite this lack of observed alumino-silicates in the east in drill-holes studied, previous work has identified syn-volcanic alteration metamorphosed to alumino-silicate alteration at other deposits towards the east in the DBL mining camp (Bousquet 1 and 2: Mercier-Langevin *et al.*, 2007), and elsewhere in the Iamgold's Westwood property (Mercier-Langevin *et al.*, 2009).

These observations highlight the spatial and possibly temporal changes in the volcanic environment, mineralising fluids, and the heat source of a VMS system. Westwood mineralisation within a stratigraphic unit appears to have a shallow water high-sulphidation style signature in the west of the deposit, and continues laterally to the east, where a deeper water environment may have allowed for the accumulation of a thicker more conventional felsic bimodal VMS lens. Subsequent deformation and metamorphism of the deposit further complicates the interpretation, but detailed studies, even in the most established mining camps, can aid in exploration and the discovery of new mineral wealth.

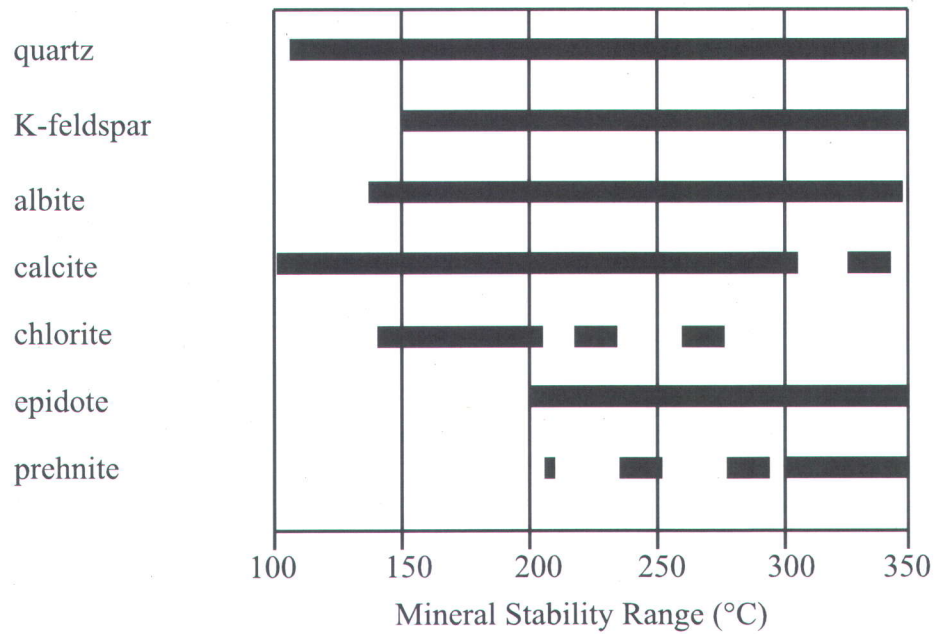


Figure 7-1. Stability ranges of alteration minerals observed in the Westwood deposit drill-core, after Henley and Ellis (1983), aid in the initial speculative characterisation of Westwood mineralising fluids. Minerals in the table were selected based on their association with mineralised zones and their close spatial relationship with fragmental and porous volcanic textures (e.g. amygdale-infilling minerals). The very minor presence of prehnite in the North Corridor suggests a temperature of less than 350°C for the mineralising fluids in this zone, and the widespread occurrence of epidote, clinozoisite and allanite indicate temperatures over 200°C, although likely approximately 300°C (Henley and Ellis, 1983; Barrie et al 1999; Bignall, 2000), in order to take into account the overlap in ranges for minerals observed.

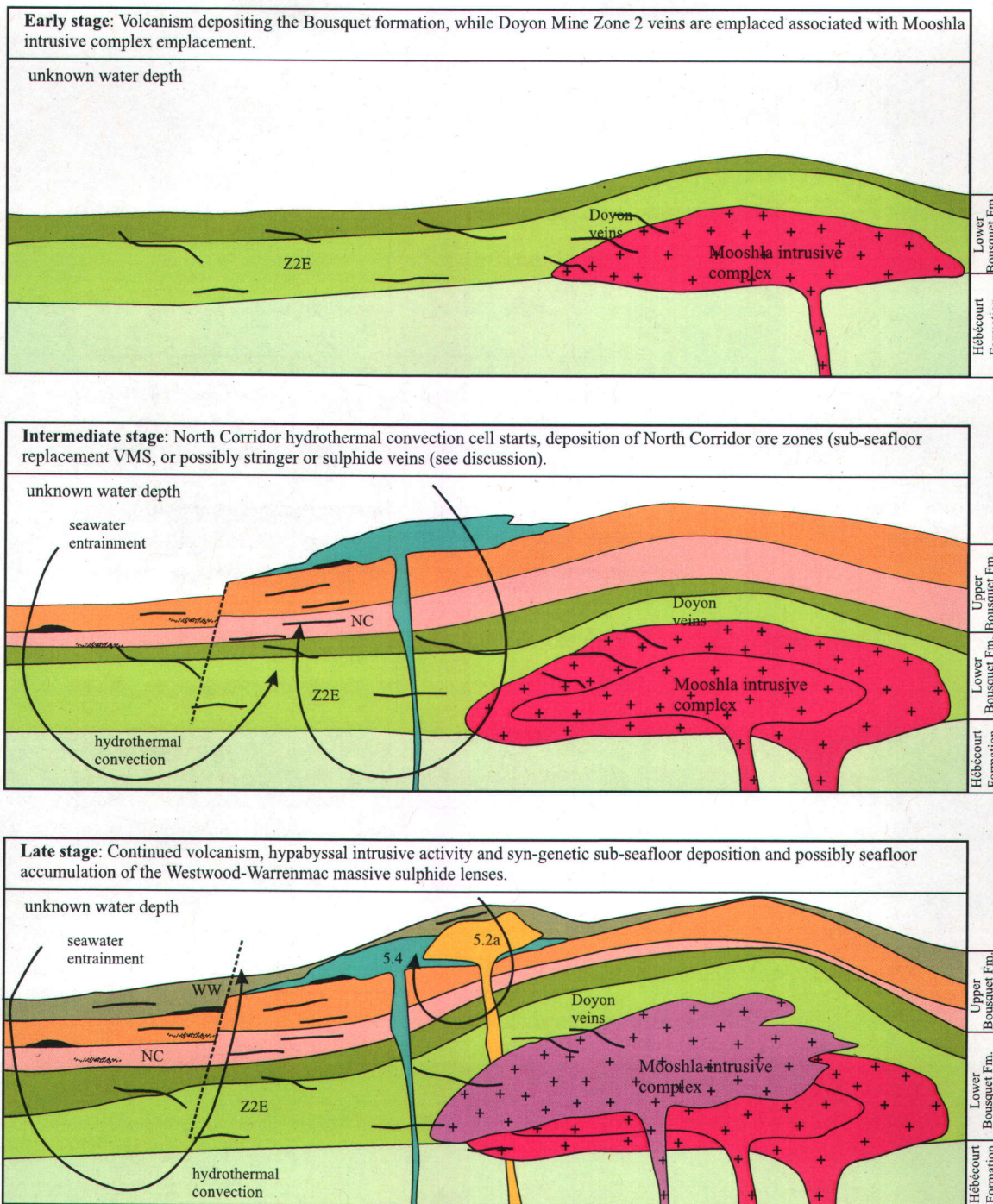


Figure 7-2. Preliminary hydrothermal model for the Westwood deposit. Inferred synvolcanic faulting allowed for the channelization of hydrothermal fluids along synvolcanic faults and fragmental and porous volcanic units which acted as aquifers. Upon mixing with infiltrating seawater in the subsurface, subsea-floor replacement was likely a major mineralising mechanism. Further to the east of the deposit, in a possible more basin-like setting, thicker accumulation of sulphides at the Westwood-Warrenmac (WW) horizons, perhaps exhaled directly onto the seafloor resulted in the presence of more classical style VMS mineralisation. Thinner lenses or veins of North Corridor (NC) mineralisation are likely the result of a weaker earlier VMS system, or syn-VMS stringer or feeder zone veins, or possibly a combination of both. The Zone 2 Extension (Z2E) is inferred at this stage to be closely linked with magmatic-intrusive activity of the Mooshla pluton, although this is currently a somewhat speculative interpretation.

References

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., and Trowell, N., 2002, Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: Autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation: *Precambrian Research*, v. 115, p. 63–95.
- Ayer, J.A., Thurston, P.C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H.L., Hamilton, M.A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlé, M.G., Hudak, G., Ispolatov, V.O., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P.J., Pélouquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E., and Thompson, P.H., 2005, Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative; Ontario Geological Survey, Open File Report 6154, 146 p.
- Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1991, Chemical, mass, and oxygen-isotopic changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, *Noranda: Economic Geology*, v. 86, p. 406-414.
- Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1994, Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks: in, Lentz, D.R., ed., *Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 11, p. 433-467.
- Barrett, T.J., and MacLean, W.H., 1999, Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems: in, Barrie, C.T. and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, C.T. Barrie and M.D. Hannington *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 101-131.

- Barrie, C.T., Cathles, L.M., Erendi, A., Schwaiger, H., and Murray, C., 1999, Heat and fluid flow in volcanic-associated massive sulfide-forming hydrothermal systems: *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 201-219.
- Barrie, C.T., Ludden, J.N., and Green, T.H., 1993, Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince: *Economic Geology*, v. 88, p. 1341-1358.
- Belkabir, A., Hubert, C., and Hoy, L.D., 2004, Gold emplacement and hydrothermal alteration in metabasic rocks at the Mouska mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec, Canada: *The Canadian Mineralogist*, v. 42, p. 1079-1096.
- Bignall, G., 2000, occurrence of almandine, and its implications for ancient high temperature activity of the Orakeikorako Geothermal Field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Resource Geology*, v. 50, no. 2, p. 131-135.
- Chown E. H., Daigneault, R., Mueller, W., and Mortensen, J.K., 1992, Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*. v. 29, p. 2211-2225.
- Chown, E.H., Harrap, R., and Moukhsil, A., 2002, The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 291-310.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., and Chown, E.H., 2002, Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi subprovince, Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 261-290.
- Davis, D.W., 2002, U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics: *Precambrian Research*, v. 115, p. 97-117.

- Davis, W.J., Lacroix, S., Gariépy, C., and Machado, N., 2000, Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 37, p. 117-133.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966, *An introduction to the rock-forming minerals*, Longman, London, 528p.
- de Hoog, J. C.M. and van Bergen, M. J., 2000, Volatile-induced Transport of HFSE, REE, Th and U in Arc Magmas: Evidence from Zirconolite-bearing vesicles in Potassic Lavas of Lewotolo Volcano (Indonesia): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 485-502.
- de Ronde, C.E.J., 1995, Fluid chemistry and isotopic characteristics of seafloor hydrothermal systems and associated VMS deposits: Potential for magmatic contributions: in, Thompson, J.F.H., ed., *Magmas, Fluids, and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course*, v. 23, p. 479-509.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., and Goulet, N., 1982, Evolution of the southcentral part of the Archean Abitibi Belt, Quebec, Part I: Stratigraphy and paleogeographical model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M., 1983, Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1374-1388.
- Doyle, M.G., and Huston, D.L., 1999, The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward volcanic-associated massive sulfide deposit, Mount Windsor subprovince, Australia: *Economic Geology*, v. 94, p. 825-844.

Doyle, M.G., and Allen, R.L., 2003, Subsea-floor replacement in volcanic hosted massive sulfide deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 23, p. 183–222.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Davis, D., and Lafrance, B., 2004, Le gisement de sulfures massifs aurifères volcanogènes LaRonde, Abitibi, Québec: altérations, minéralisations et implications pour l'exploration: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, report MB 2004-03, 112 p.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Lafrance, B., Gosselin, P., and Gosselin, G., 2007, The LaRonde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Québec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration: *Economic Geology*, v. 102, p. 633-666.

Eckel, E.B., 1931, Garnet as an amygdule mineral: *American Mineralogist*, v. 17, p. 522-529.

Fallara, F., Lafrance, B., Cheng, L.Z., Boudrias, G., Côté, J., Bédard, N., Lei, Y., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., and Galley, A.G., 2004, Modèle 3D géo-intégré de la Formation de Bousquet, Zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi, Québec: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, 3D 2004-04 (CD-ROM).

Franklin, J. M., Sangster, D. F., and Lydon, J. W., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 485-627.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G., 2005, Volcanogenic massive sulphide deposits: in, Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, The Economic Geology Publishing Company, p. 523-560.

- Galley, A., 2002, L'Intrusion de Mooshla, Abitibi Québec: Rapport Préliminaire sur l'Histoire Intrusif et les Minéralisations Associées. 7 octobre 2002.
- Galley, A.G., and Lafrance, B., 2007, Évolution et métallogénie du pluton de Mooshla: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, report ET 2007-02, 31 p.
- Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R., and Riverin, G., 1995, The subsea-floor formation volcanic-hosted massive sulfide: evidence from the Ansil deposit, Rouyn-Noranda, Canada: *Economic Geology*, v. 90, p. 2006-2017.
- Galley, A.G., Pilote, P., and Davis, D., 2003, Gold-related subvolcanic Mooshla intrusive complex, Bousquet mining district, P.Q.: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 2003 Field Conference, Ore Deposits at Depth: Challenges and Opportunities, September 23-26, Technical Sessions Abstract Volume, p. 16.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 141-161.
- Gemmell, J.B., 2007, Hydrothermal alteration associated with the Gosowong epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: *Mineralogy, Geology, and Exploration Implications: Economic Geology*, v. 102, p. 893-922.
- Gibson, H.L. and Kerr, D.J., 1993, Giant volcanic-associated massive sulphide deposits: with emphasis on Archean examples: *Economic Geology*, Special Publication 2, p. 319-348.
- Gibson, H.L., and Galley, A.G., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec: in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits*

of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Special Publication No. 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 533-552.

Gibson, H.L., Morton, R.L. and Hudak, G.J., 1999, Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulphide deposits: in, Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 13-51.

Goodwin, A.M., and Ridler, R.H., 1970, The Abitibi orogenic belt, in Baer, A.J., ed., *Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield: Geological Survey of Canada Paper 70-40*, p. 1-30.

Gosselin, G., 1998, Veines de quartz aurifères précoces à la zone Ouest de la Mine Doyon, Canton de Bousquet, Preissac, Abitibi: Unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, 128 p.

Goutier, J., Dion, C., Legault, M., Ross, P.-S., McNicoll, V., de Kemp, E., Percival, J., Monecke, T., Bellefleur, G., Mercier-Langevin, P., Lauzière, K., Thurston, P., and Ayer, J., 2007a, Units in the Blake River Group: correlations, geometry and mineral potential: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec Exploration 2007, Abstracts of oral presentations and posters, 2007, p. 80.

Goutier, J., Monecke, T., Ross, P.-S., and Dion, C., 2007b, Volcanoclastites du Groupe de Blake River et implications pour les SMV: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; Commission Géologique du Canada, report GM 63072, 22 p.

Guha, J., Gauthier, A., Vallée, M., Descarreaux, J., and Lange-Brard, F., 1982, Gold mineralisation at the Doyon mine (Silverstack), Bousquet, Quebec: in Hodder,

R.W., and Petruk, W., eds., *Geology of Canadian Gold Deposits*, CIM Special Volume 24, p. 50-57.

Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., and Sillitoe, R., 1999, Volcanogenic gold in the massive sulfide environment: in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 325-356.

Harker, A., and Marr, J.E., 1893, Supplementary notes on the metamorphic rocks around the Shap Granite: *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 49, p. 359-370.

Henley, R.W. and Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review: *Earth-Science Reviews*, v. 19, p. 1-50.

Hole, M.J., Trewin, N.H., and Still, J., 1992, Mobility of the High Field Strength, Rare Earth Elements and Yttrium During Late Diagenesis: *Journal of the Geological Society*, v. 149, issue 5, p. 689-692.

Hubert, C., Trudel, P., and Gélinas, L., 1984, Archean wrench-fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 1024-1032.

Huston, D.L., 2000, Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits: Distribution, genesis, and exploration: in, Hagemann, S.G., ed., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 401-426.

Huston, D.L., Stevens, B., Southgate, P.N., Muhling, P., and Wyborn, L., 2006, Australian Zn-Pb-Ag ore-forming systems: A review and analysis: *Economic Geology*, v. 101, p. 1117-1157.

- Kerr, D.J., and Gibson, H.L., 1993, A comparison of the Horne volcanogenic massive sulfide deposit and intracauldron deposits of the mine sequence, Noranda, Quebec: *Economic Geology*, v. 88, p. 1419-1422.
- Lafrance, B., Moorhead, J., and Davis, D., 2003, Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, report ET 2005-07, 43 p.
- Lafrance, B., Davis, D.W., Goutier, J., Moorhead, J., Pilote, P., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Galley, A., and Mueller, W.U., 2005, Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, report RP 2005-01, 15 p.
- Large, R.R., Allen, R.L., Blake, M.D., and Hermann, W., 2001, Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Rosebery K lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, western Tasmania: *Economic Geology*, v. 96, p. 1055-1072.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmill, J.B., Herrmann, W., and Davidson, G.J., 2001, The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos and related exploration vectors in submarine volcanic successions: Some examples from Australia: *Economic Geology*, v. 96, p. 913-938.
- Lentz, D.R., 1998, Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extension geodynamics: *Ore Geology Reviews*, v. 12, p. 289-327.
- Ludden, J., Hubert, C., and Gariépy, C., 1986, The tectonic evolution of the Abitibi greenstone-belt of Canada: *Geological Magazine*, v. 123, p. 153-156.

- Lydon, J.W., 1984, Ore deposit models – 8. Volcanogenic massive sulphide deposits part 1: A descriptive model, *Geoscience Canada*, v. 11, p. 195-202.
- MacLean, W.H. and Kranidiotis, P., 1987, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: *Economic Geology*, v. 82, p. 951-962.
- MacLean, T.J., and Barrett, W.H., 1993, Lithogeochemical techniques using immobile elements: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 109-133.
- Marquis, P., Brown, A.C., Hubert, C., and Rigg, D.M., 1990a, Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: *Economic Geology*, v. 85, p. 746-764.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C., and Rigg, D.M., 1990b, An evaluation of genetic models for gold deposits of the Bousquet district, Quebec, based on their mineralogic, geochemical, and structural characteristics: in, Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Simard, A., eds., *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A Summary of 60 Years of Mining Exploration: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*, p. 383-399.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C., Scherkus, E., Trudel, P., and Hoy, L.D., 1992, *Géologie de la Mine Donald J. LaRonde: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, ET 89-06, 106 p.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995, The composition of the earth: *Chemical Geology*, v.120, p. 223-253.
- McNicoll, V., van Breemen, O., Dubé, B., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dion, C., Ross, P.-S., Monecke, T., Percival, J., Thurston, P., Legault, M., Gibson, H., Ayer, J., Bleeker, W., Berger, B., Pilote, P., Bédard, J., Leclerc, F., and Rhéaume, P.,

2007, New U-Pb geochronology from the TGI-3 Abitibi / Copper Plan project: implications for geological interpretations and base metal exploration: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec Exploration 2007, Abstracts of oral presentations and posters, 2007, p. 80.

McNicoll, V., Dubé, B., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Thurston, P., Pilote, P., Bédard, J., Leclerc, F., Bécu, V., Percival, J., Legault, M., Gibson, H., and Ayer, J. 2009, New U-Pb ages from the TGI-3 Abitibi Project/Copper Plan: Implications for geological interpretation and base metal exploration: Québec Exploration 2009, Abstracts of oral presentations and posters, p. 35.

Mercier-Langevin, P. 2005, Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec: Unpublished Ph.D. Thesis, Institut national de la recherche scientifique – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec City, Québec, 694 pages, 8 maps.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Davis, D.W., and Lafrance, B., 2004, Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi: Ministère des ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, report ET 2003-03, 47 p.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Lafrance, B., Hannington, M., Galley, A., Moorhead, J., and Gosselin, P., 2007a, Metallogeny of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi greenstone belt, Québec: in, Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 673-701.

- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Galley, A., Marquis, R., Moorhead, J., and Davis, D.W., 2007b, A groups of papers devoted to the LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Eastern Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec: Preface: *Economic Geology*, v. 102, p. 577-583.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Davis, D.W., Lafrance, B., and Gosselin, G., 2007c, The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Québec: Part I. Geology and geochronology: *Economic Geology*, v. 102, p. 585-609.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Richer-Laflèche, M., and Gosselin, G., 2007d, The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Québec: Part II. Lithogeochemistry and paleotectonic setting: *Economic Geology*, v. 102, p. 611-631.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Galley, A., Wright-Holfeld, A., Houle, N., Simard, P., Savoie, A., 2008a, Metallogenic synthesis of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp: new results and implications on the understanding of the geological and hydrothermal evolution of the camp: Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada – Society of Economic Geologists – Society for Geology Applied to Mineral Deposits joint annual meeting, Québec 2008, Québec, May 25-28, 2008, Abstracts Volume 33, p. 112.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Galley, A., and Lafrance, B., 2008a, The Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, a world-class gold district: Québec Exploration 2008, Abstracts of Oral Presentations and Posters, p. 91.
- Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Lafrance, B., and Dubé, B., 2008b, Volcaniclastic rocks of the Bousquet scoriaceous tuff units of the LaRonde Penna Mine, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Geological Survey of Canada, Current Research 2008-11.

Mercier-Langevin, P., Wright-Holfeld, A., Dubé, B., Houle, N., Bernier, C., Savoie, A., and Simard, P., 2008c, Le Projet Westwood, nouvelle découverte dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde; contexte géologique et métallogénique: Abitibi Géosciences 2008, Rouyn-Noranda, 6ième Forum Technologique du Consorem, September 16-17, 2008, Recueil de Résumés, p. 3-4.

Mercier-Langevin, P., Wright-Holfeld, A., Dubé, B., Bernier, C., Houle, N., Savoie, A., and Simard, P., 2009, Stratigraphic setting of the Westwood-Warrenmac ore zones, Westwood deposit, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Québec: Geological Survey of Canada, Current Research 2009-3, 20 p.

Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Dubé, B., and Bécu, V., 2010, The gold content of VMS deposits: Special Issue of Mineralium Deposita, Issues and Controversies in the Geological Setting and Genesis of Volcanic-hosted Massive Sulphide Deposits, v. 55, 31 p.

Moody, J.B., Jenkins, J.E., and Meyer, D., 1985, An experimental investigation of the albitization of plagioclase: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 583-596.

Moorhead, J., Lafrance, B., Lei, Y., Pilote, P., Dubé, B., Hannington, M., Galley, A., Mercier-Langevin, P., and Mueller, W., 2000, Synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde: Ministère des Ressources naturelles du Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, DV 2000-03, p. 40.

Moorhead, J., Lafrance, B., Pilote, P., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Galley, A., Davis, D., and Mueller, W., 2001, Synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde 2/3: Ministère des Ressources naturelles du Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, DV 2001-08, p. 35.

- Mortensen, J.K., 1993, U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 29-41.
- Mueller, W.U., 2006, A new interpretation of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: The importance of volcanological facies mapping and the discovery of a megacaldera: *Ashfall* (Newsletter of the Igneous Petrology Division, Geological Association of Canada), v. 62, p. 10-13.
- Mueller, W.U., Marquis, R., and Thurston, P.C., 2002, Evolution of the Archean Abitibi greenstone belt and adjacent terranes: new insights from geochronology, geochemistry, structure and facies analysis: *Precambrian Research*, v. 115, p. 1-9.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 290-300.
- Pearson, V., and Daigneault, R., 2009, An Archean megacaldera complex: the Blake River Group, Abitibi greenstone belt: *Precambrian Research* 168, 66-82.
- Péloquin, A.S., Potvin, R., Laflèche, M.R., Verpaelst, P., and Gibson, H.L., 1990, The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec: A stratigraphic synthesis: in, Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Simard, A., eds., *The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration*, CIM Special Volume 43, p. 107-118.
- Peter, J.M., and Scott, S.D., 1988, Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California: *Canadian Mineralogist*, v. 26, p. 567-587.

- Powell, W.G., Carmichael, D.M., and Hodgson, C.J., 1995, Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p.787–805.
- Poulsen, K.H., and Hannington, M.H., 1996, Volcanic-associated massive sulphide gold: in, Eckstrand, R.O., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada no. 8*, p. 183-196.
- Savoie, A., Trudel, P., Sauvé, P., and Perrault, G., 1990, Géologie de la mine Doyon, Cadillac, Québec: in, Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Simard, A., eds., *The Northwestern Québec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 43, p. 401-411.
- Savoie, A., Chénard, L., and Bédard, N., 1991a, Geology of the Doyon mine, Bousquet township, Abitibi, Quebec: in, Tourigny, G., and Verpaelst, P., eds., *Control on base metal and gold mineralisation, Bousquet – Rouyn-Noranda area*, Society of Economic Geologists, *Guidebook Series Volume 10*, p. 46-56.
- Savoie, A., Trudel, P., Sauvé, P., Hoy, L., and Lao, K., 1991b, Géologie de la Mine Doyon (Région de Cadillac): Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 90-05, 80 p.
- Scott, C.R., Mueller, W.U., and Pilote, P., 2002, Physical volcanology, stratigraphy and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 223-260.

- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., and Thompson, J.F.H. 1996, High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment (in a group of papers devoted to the metallogeny of black shales, Pasava): *Economic Geology*, v. 91 p. 204-212.
- Stone, W.E., 1988, Significance of metamorphism to gold distribution, Bousquet district, Abitibi greenstone belt, Canada: in, *Precious and rare metal technologies: Proceedings of a symposium on precious and rare metals*, Albuquerque, N.M., USA, April 6-8, 1988, p. 29-41.
- Stone, W.E., 1990, Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec: Implications for stratigraphy and gold concentration: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 147-158.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: in, Saunders, A.D. and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications v. 42, p. 313-345.
- Teasdale, N., Brown, A., and Tourigny, G. 1996, *Gîtologie de la mine Bousquet 2: Ministère des Ressources naturelles*, MB 96-37, 43 p.
- Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., and Crépeau, R., 1988, Structural geology of the Blake River at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 581-592.
- Tourigny, G., Brown, A.C., Hubert, C., and Crépeau, R., 1989, Synvolcanic and syntectonic gold mineralisation at the Bousquet mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: *Economic Geology*, v. 84, p. 1875-1890.

- Tourigny, G., Doucet, D., and Bourget, A., 1993, Geology of the Bousquet 2 Mine: An example of deformed, gold-bearing polymetallic sulfide deposit: *Economic Geology*, v. 88, p. 1578-1597.
- Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C., and Hoy, L., 1992, Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac, Abitibi: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 91-01, 106p.
- Valliant, R.I., and Barnett, R.L., 1982, Manganiferous garnet underlying the Bousquet gold orebody, Quebec: Metamorphosed Mn sediment as a guide to gold ore: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 993-1010.
- Valliant, R.I., and Hutchinson, R.W., 1982, Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, Northwestern Quebec: in, Hodder, R.W., and Petruk, W., eds., *Geology of Canadian Gold Deposits: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24*, p. 27-40.
- Valliant, R.I., Mongeau, C., and Doucet, R., 1982, The Bousquet pyritic gold deposit, Bousquet region, Quebec: Descriptive geology and preliminary interpretations on genesis: in, Hodder, R.W., and Petruk, W., eds., *Geology of Canadian Gold Deposits: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24*, p. 41-49.
- Von Damm, K.L., Bray, A.M., Buttermore, L.G., Oosting, S.E., 1998, The geochemical controls on vent fluids from the Lucky Strike vent field, Mid-Atlantic Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 521-536.
- Warren, I., Simmons, S.F., and Mauk, J.L., 2007, Whole-rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass changes, and compositional gradients associated with epithermal Au-Ag mineralisation: *Economic Geology*, v. 102, p. 923-948.

- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–343.
- Wright-Holfeld, A., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., 2010, Contrasting alteration mineral assemblages associated with the Westwood Deposit ore zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec: Geological Survey of Canada, *Current Research 2010-9*, 25 p.
- Wright-Holfeld, A., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., 2011, Mass changes and geochemistry associated with the Westwood Deposit ore zones, Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi, Quebec; Geological Survey of Canada, *Current Research*, in press.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., and Polat, A., 2002, Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex: *Precambrian Research*, v. 115, p. 37-62.

