

I.N.R.S. Eau, Terre et Environnement

Université du Québec

**LES ZONES D'ALTÉRATION COMME VECTEUR D'EXPLORATION DES
CEINTURES VOLCANO-PLUTONIQUES FELSIQUES METAMORPHISEES A HAUT-
GRADE : CONCEPTS ET EXEMPLE DU SYSTÈME HYDROTHERMAL DE LA
ROMAINE DANS LA PROVINCE DE GRENVILLE**

Par

Anne-Laure BONNET

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

devant le
Jury d'évaluation

Examinateur interne

Patrick MERCIER LANGEVIN
Commission Géologique du Canada (Québec)

Examinateur externe

Pierre VERPAELST
Ministère des Ressources naturelles du Québec

Examinateur externe

David CORRIGAN
Commission Géologique du Canada (Ottawa)

Directeur de thèse

Louise CORRIVEAU
Commission Géologique du Canada (Québec)

Codirecteur de thèse

Marc R. LAFLÈCHE
Institut National de la Recherche Scientifique, centre
Eau, Terre et Environnement (Québec)

Codirecteur de thèse

Alain TREMBLAY
Université du Québec à Montréal



RÉSUMÉ

Les zones d'altération hydrothermale métamorphisées à haut-grade forment des unités diagnostiques qui représentent des vecteurs d'exploration efficaces pour la recherche de gîtes hydrothermaux fossiles. Toutefois, leur identification lors de travaux d'exploration et de cartographie régionale en terrains gneissiques vierges peut être sévèrement entravée par leur ressemblance avec des roches métasédimentaires ou des paléosols métamorphisés. Afin de contrer ces difficultés et d'évaluer ou de réévaluer le potentiel minier des terrains gneissiques, souvent méconnus et sous-explorés, une stratégie d'exploration a été établie dans le cadre de ce doctorat. Cette stratégie se base sur l'utilisation méthodique de clés d'observation de terrain axées principalement sur les empreintes minéralogiques et texturales des gneiss. Ces clés d'observation offrent des pistes de réflexion permettant, dans un premier temps, de diagnostiquer les protolites des gneiss et de retracer les systèmes hydrothermaux métamorphisés. Lorsqu'un système hydrothermal a été reconnu, l'application de ces clés d'observation permet, dans un deuxième temps, de tracer en détail les différents types d'altération et de cibler les unités importantes pour des études lithogéochimiques; lesquelles permettront de confirmer les hypothèses de terrain et d'établir des modèles métallogéniques appropriés.

Cette stratégie d'exploration a été appliquée systématiquement lors de levés géologiques réalisés dans les terrains gneissiques du secteur sud-est du domaine de Natashquan, dans la Province de Grenville orientale. Elle a contribué à la découverte de plusieurs foyers d'hydrothermalisme et de minéralisation cuprifère, associés à un contexte volcano-plutonique felsique métamorphisé aux faciès des amphibolites à celui des granulites. Ce contexte volcano-plutonique comprend quatre centres volcaniques de 1,50 Ga, affleurant parmi des intrusions synvolcaniques gneissiques, typiques de l'arc magmatique continental pinwarien de 1,52-1,46 Ga. Ces centres volcaniques sont sus-jacents à une séquence sédimentaire arénacée, typique du Groupe de Wakeham. Ils sont composés principalement par des roches volcanoclastiques rhyolitiques à dacitiques présentant une texture fragmentaire très bien préservée. Dans certains centres volcaniques, les unités volcanoclastiques sont associées à des laves rhyolitiques rubanées et du porphyre. Localement, ces centres volcaniques sont sous-jacents à une unité composite d'amphibolite renfermant des laves mafiques et des filons-couches de métagabbros. L'interprétation des textures volcaniques permet d'associer le dépôt des faciès volcanoclastiques à l'effondrement d'un dôme rhyolitique, dans un environnement volcanique sous-marin peu profond et proximal. La signature calco-alcaline dominante des roches éruptives et intrusives felsiques à mafiques et leur distribution sont

compatibles avec le développement de séquences volcano-sédimentaires d'intra-arc issus du bassin du Groupe de Wakeham. Les foyers d'hydrothermalisme identifiés dans ces bassins volcano-sédimentaires sont caractérisés par la présence de méta-exhalites et de zones d'altération hydrothermale métamorphisées. Ces dernières comprennent des métataufs rhyolitiques à nodules et veines de composition alumineuse, des gneiss alumineux migmatisés renfermant des fragments volcaniques felsiques (lapillis, blocs), des métataufs à lapillis présentant des trains discontinus à quartz–cordiérite ainsi qu'une unité hétérogène renfermant des roches carbonatées et calcosilicatées, du gneiss ferrugineux, de la hornblendite, plagioclase, grenatite, diopsidite, epidote, et de l'amphibolite minéralisée. Cette unité hétérogène recoupe la structure interne de l'unité composite d'amphibolite. Les résultats de l'analyse pétrologique et géochimique indiquent que les roches altérées représentent l'équivalent métamorphisé de zones d'altération sérichtique, argilique, siliceuse et d'une zone de décharge des fluides, caractérisée par des altérations calciques et la précipitation de métaux (Cu) et d'oxydes de fer. Les changements chimiques enregistrés par les différentes altérations semblent similaires à ceux observés dans les halos d'altération entourant certains gisements de sulfures massifs volcanogènes riches en Cu.

Une enclave de coticule, interprétée comme une roche métasomatique d'origine hydrothermale, affleurant au sein des granitoïdes gneissiques synvolcaniques de 1,50 Ga, et la présence d'un porphyre de 1,46 Ga recoupant des veines avec altérations alumineuses au sein de métataufs de 1,50 Ga, suggèrent que l'hydrothermalisme soit contemporain au magmatisme d'arc de 1,5 Ga. La datation U-Pb par SHRIMP de zircons hydrothermaux prélevés dans une amphibolite et une amphibolite carbonatée, échantillonnées dans la zone de décharge des fluides, ne permet pas d'obtenir un âge précis de l'hydrothermalisme. En effet, ces zircons ont été sévèrement réinitialisés pendant les événements thermaux postérieurs à l'hydrothermalisme, engendrant des âges sub-concordants compris entre 1325 et 1030 Ma. Toutefois, l'âge le plus ancien de 1325 ± 50 Ma fournit un âge minimal pour l'hydrothermalisme. Les âges les plus jeunes sont contemporains aux âges de 1029 ± 16 Ma, obtenus sur les zircons métamorphiques et interprétés comme l'âge du pic thermique du métamorphisme de haut grade. Le métamorphisme de haut grade aurait donc eu lieu 300 Ma après l'hydrothermalisme, durant l'orogénie grenvillienne.

ABSTRACT

High-grade metamorphosed hydrothermal alteration zones form diagnostic lithologies that represent key elements in vectoring to ore. However, the recognition of such diagnostic lithologies in gneiss terranes where mineralization has not been found or explored for is severely hampered by their resemblance to metasediments and metamorphosed paleosols. In this *Ph.D Thesis*, field strategies and tools have been proposed to evaluate or reevaluate the mineral potential of largely uncharted gneiss terrains. These strategies and tools are based on mineralogical and textural characteristics of gneisses and field indicators diagnostic of hydrothermal activity. They are not exact tools but provide a method to evaluate gneissic protoliths and to recognize high-grade metamorphosed hydrothermal alteration zones. Once a hydrothermal system is identified, it is possible by using these geological criteria to target key lithologies for more detailed mapping and lithogeochemical exploration that is useful to test metallogenetic models.

The use of these field strategies and tools led to the discovery of an upper amphibolite–granulite facies metamorphosed cupriferous hydrothermal system in a felsic volcano-plutonic belt occurring in the gneiss terrains of the southeastern Natashquan domain, in the Grenville Province. The volcano-plutonic belt comprises four 1.50 Ga volcanic centres that crops among gneissic synvolcanic intrusions typical of the 1.52–1.46 Ga Pinwarian continental magmatic arc. The volcanic centres overlie arenaceous metasediments typical of the Wakeham Group. They comprise rhyolitic to dacitic pyroclastic deposits with well-preserved fragmental textures. In some volcanic centres, pyroclasits units are associated with flow-banded felsic lavas and porphyries. Locally, a composite amphibolite unit comprising mafic lavas and gabbroic sills overlies the volcanic centres. Volcanic textures suggest that pyroclastic deposits are related to the emergence of rhyolitic domes in a proximal, shallow marine environment. The calc-alkaline signature of the eruptive and intrusive felsic to mafic rocks and their distribution are compatible with the development of intra-arc volcano-sedimentary belts stemming from the Wakeham Group basin. The metamorphosed hydrothermal system occurring among these volcano-sedimentary belts comprises meta-exhalites and several hydrothermal alteration zones. These latter comprise mainly aluminous nodules and veins in rhyolitic tuff, migmatized aluminous gneiss with well preserved felsic volcanic fragments (lapilli-and block sized), grey lapilli tuffs with discontinuous trains of quartz–cordierite material, and series of calc-silicate and carbonate rocks, ironstone, hornblendite, plagioclasite, garnetite, diopsidite, epidote, and mineralized amphibolite crosscutting the

composite amphibolite unit. Results from petrological and geochemical analysis indicate that the altered rocks are the metamorphosed equivalents of sericitic, argillic, and silicic alteration zones, and of a discharge zone of fluids characterized by calcic alterations associated with iron-oxide and copper mineralization. Chemical changes associated with these various hydrothermal alterations share similarities with those observed in alteration halos associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits.

The presence of pods of coticule occurring within a 1.50 Ga synvolcanic granitoid, and the intrusion of a 1.46 Ga Qtz-Kfs porphyry across hydrothermally altered tuffs suggest that hydrothermal activity was coeval with 1.50 Ga arc magmatism. SHRIMP U-Pb analyses on hydrothermal zircon of an amphibolite and a carbonated amphibolite occurring in the discharge zone of fluids does not provide a direct age of the hydrothermal activity as they were strongly reset during thermal events post-dating the hydrothermal activity, yielding dates in the 1325 Ma to 1030 Ma range. However, the 1325 ± 50 Ma older age provides a minimum age of hydrothermal activity. The younger ages are coeval with the 1029 ± 16 Ma age obtain from metamorphic zircons and interpreted as the time of regional granulite-facies metamorphism. Then, granulite-facies metamorphism occurs 300 Ma after the hydrothermal activity during the collisional Grenvillian orogeny.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce doctorat, je tiens tout d'abord à remercier Louise Corriveau, directrice de recherche, pour m'avoir proposé ce sujet passionnant. Je remercie également Marc LaFlèche et Alain Tremblay, les codirecteurs de recherche; le premier pour ses nombreux commentaires lors de la révision des articles réalisés au cours de cette étude; le second pour ses suggestions pertinentes lors de la rédaction.

Je remercie aussi Georges Beaudoin, David Lentz, Waynes. Goodfellow, J.V. Owen, David Corrigan, Virginie Garnier, Lyal Harris, Jean-Philippe Bellot, Thomas Clark, John Mavrogenes and Ron Frost, qui ont révisé les quatre articles de cette thèse, contribuant par ce fait, à son amélioration.

Plusieurs personnes m'ont apporté leur concours lors des travaux de terrains et de laboratoire, lors de la réalisation des cartes géologiques, lors de discussion ou encore pour l'interprétation des données, et je tiens à les en remercier chaleureusement. Il s'agit de : Otto van Breemen, Nicole Rayner, Pierre Brouillette, Leopold Nadeau, Pierre Pilote, Serge Perreault, Jean-Claude Bérubé, Roxanne Gratton, Éric Hébert, Alphé Lalo, Jérémie Lehmann, Amed Laamrani, Yan Lavallée, Philippe Normandeau, Guy Scherrer, Christian Stein, Felix Gervais, Ken Williamson, Philippe Pagé, Jean-Michel Schroetter.

Un merci tout particulier à mes parents et à mes amis qui m'ont soutenu et encouragé au cours de ce doctorat. Merci aussi au personnel de l'Institut National de la Recherche Scientifique et la Commission géologique du Québec (étudiants, administrateurs et chercheur)

À Olivier, merci pour tous ces moments de bonheur et pour ta compréhension face à mes trop nombreuses soirées et fins de semaines de travail. Et à mon petit Isaac, pour toutes ces journées passées à la garderie, me permettant ainsi d'achever *in extremis* cette passionnante aventure.

Cette thèse a été financée par l'Institut National de la Recherche Scientifique, Eau, Terre et Environnement, par la Commission géologique du Canada et enfin par le programme de recherche DIVEX (Diversification de l'exploration au Canada).

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|------------|
| CHAPITRE 1 | 15 |
| PRESENTATION..... | 15 |
| 1.1 INTRODUCTION | 15 |
| 1.2 PROBLEMATIQUE | 18 |
| <i>1.2.1 Stratégies d'exploration dans les terrains gneissiques.....</i> | 18 |
| <i>1.2.2 Les complexes gneissiques de la Province de Grenville — cas du secteur sud-est du domaine de Natashquan</i> | 22 |
| 1.3 CONTRIBUTIONS ET APPORTS A L'AVANCEMENT DES CONNAISSANCES..... | 25 |
| <i>1.3.1 L'exploration des complexes gneissiques.....</i> | 25 |
| <i>1.3.2 La ceinture volcano-plutonique du secteur sud-est du domaine de Natashquan</i> | 26 |
| <i>1.3.3 Le système hydrothermal cuprifère</i> | 27 |
| <i>1.3.4 Évolution de la ceinture volcano-plutonique étudiée</i> | 28 |
| 1.4 METHODOLOGIE | 28 |
| <i>1.4.1 Travaux de terrain.....</i> | 28 |
| <i>1.3.2 Microscopie.....</i> | 30 |
| <i>1.3.3 Analyse de roches.....</i> | 30 |
| <i>1.3.4 Géochronologie.....</i> | 31 |
| 1.5 GEOLOGIE DU SECTEUR SUD-EST DE LA PROVINCE DE GRENVILLE | 35 |
| <i>1.5.1 Le terrane de Pinware.....</i> | 35 |
| <i>1.5.2 Le domaine de Natashquan</i> | 37 |
| <i>1.5.3 L'évolution géologique de la Province de Grenville orientale</i> | 43 |
| 1.6 GEOLOGIE DU SECTEUR D'ETUDE..... | 46 |
| <i>1.6.1 Travaux antérieurs</i> | 46 |
| <i>1.6.2 Description des unités</i> | 47 |
| <i>1.6.2 Métamorphisme</i> | 59 |
| <i>1.6.3 Structuration</i> | 68 |
| CHAPITRE 2 | 73 |
| ALTERATION VECTORS TO METAMORPHOSED HYDROTHERMAL SYSTEMS IN GNEISSIC TERRANES | 73 |
| 2.1 INTRODUCTION | 75 |
| 2.2 GNEISSIC TERRANES AS EXPLORATION TARGETS | 78 |
| 2.3 INFLUENCE OF METAMORPHISM ON ALTERATION ZONES | 81 |
| <i>2.3.1 Advanced Argillic, Argillic, Chloritic and Sericitic Alteration Zones.....</i> | 85 |
| <i>2.3.2 Carbonate and propylitic alteration zones.....</i> | 89 |
| <i>2.3.3 Limits concerning the use of the petrogenetic grids.....</i> | 90 |
| 2.4 STRATEGIES, CRITERION AND DIAGNOSTICS | 90 |
| <i>2.4.1 Field mineralogical, textural and structural analysis</i> | 92 |
| <i>2.4.2 Metamorphic alteration vectors</i> | 96 |
| 2.5 CONCLUSION | 100 |
| CHAPITRE 3 | 103 |
| PINWARIAN (1.5 GA) VOLCANISM AND HYDROTHERMAL ACTIVITY AT THE EASTERN MARGIN OF THE WAKEHAM GROUP, GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC | 103 |
| 3.1 INTRODUCTION | 106 |
| 3.2 REGIONAL GEOLOGY | 107 |
| 3.3 WAKEHAM GROUP VOLCANO-SEDIMENTARY ASSEMBLAGE | 109 |
| <i>3.3.1 Lac d'Auteuil volcanic centre</i> | 111 |
| <i>3.3.2 Lac Musquaro volcanic centre</i> | 111 |
| 3.4 LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT | 122 |

| | |
|---|------------|
| 3.4.1 <i>La Romaine and Havre Bluff volcanic centres</i> | 122 |
| 3.4.2 <i>Aluminous gneiss</i> | 126 |
| 3.4.3 <i>The composite amphibolite unit</i> | 127 |
| 3.5 GRANITOIDS | 131 |
| 3.6 WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY | 132 |
| 3.6.1 <i>Analytical procedure and sampling</i> | 132 |
| 3.6.2 <i>Geochemical effect of high-grade metamorphism and hydrothermal activity</i> | 133 |
| 3.6.3 <i>Geochemical signature of the volcanic rocks</i> | 134 |
| 3.6.4 <i>Geochemical signature of the granitoids</i> | 147 |
| 3.7 INTERPRETATION | 149 |
| 3.7.1 <i>Volcanic and tectonic paleosettings</i> | 149 |
| 3.7.2 <i>Evidence for a subvolcanic intrusive activity</i> | 152 |
| 3.7.3 <i>Hydrothermal activity and economic implications</i> | 153 |
| 3.7.4 <i>Extension of Pinwarian volcanism</i> | 157 |
| 3.8 CONCLUSION | 158 |
| CHAPITRE 4..... | 161 |
| CHEMICAL IMPRINT OF HIGHLY METAMORPHOSED HYDROTHERMAL ALTERATIONS IN THE LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT. EASTERN GRENVILLE PROVINCE, QUEBEC | 161 |
| 4.1 INTRODUCTION | 164 |
| 4.2 GEOLOGICAL SETTING | 165 |
| 4.3 MINERALOGY AND TEXTURES OF INFERRED HYDROTHERMALLY ALTERED ROCKS | 171 |
| 4.3.1 <i>Rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic hosts</i> | 171 |
| 4.3.2 <i>The composite amphibolite unit</i> | 176 |
| 4.4 GEOCHEMISTRY | 179 |
| 4.4.1 <i>Analytical procedure and sampling</i> | 179 |
| 4.4.2 <i>Geochemical effects of metamorphism</i> | 180 |
| 4.4.3 <i>Primary geochemistry of least-altered metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros..</i> | 189 |
| 4.4.4 <i>Geochemistry of the inferred altered rocks associated with rholitic to dacitic metavolcaniclastic units</i> | 195 |
| 4.4.5 <i>Geochemistry of the hydrothermally altered rocks associated with the composite amphibolite unit</i> | 202 |
| 4.4.6 <i>Mass-balance calculations</i> | 204 |
| 4.5 INTERPRETATIONS AND DISCUSSION | 207 |
| 4.5.1 <i>Major element mobility during hydrothermal activity</i> | 207 |
| 4.5.2 <i>Trace-element mobility during hydrothermal activity</i> | 211 |
| 4.5.3 <i>Proposed model</i> | 213 |
| 4.6 CONCLUSIONS | 215 |
| CHAPITRE 5..... | 217 |
| AGE CONSTRAINTS ON A METAMORPHOSED VOLCANIC-HOSTED CUPRIFEROUS HYDROTHERMAL SYSTEM IN THE LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT, EASTERN GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC | 217 |
| 5.1 INTRODUCTION | 220 |
| 5.2 REGIONAL GEOLOGY | 221 |
| 5.3 GEOLOGY OF THE LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT | 223 |
| 5.4 SAMPLES DESCRIPTION | 225 |
| 5.4.1 <i>Argillic alteration (aluminous gneiss)</i> | 225 |
| 5.4.2 <i>The Ca-Fe alteration zone (carbonated amphibolite and metagabbro)</i> | 225 |
| 5.5 ZIRCON GEOCHRONOLOGY | 228 |
| 5.5.1 <i>Analytical procedure</i> | 228 |
| 5.5.2 <i>U-Pb isotopic results</i> | 229 |
| 5.6 DISCUSSION | 236 |
| 5.6.1 <i>Origin of inclusion rich zircon</i> | 236 |

| | |
|--|------------|
| 5.6.2 Timing of the volcanism and hydrothermal activity | 238 |
| 5.6.3 Timing of high-grade metamorphism | 239 |
| 5.7 CONCLUSIONS..... | 241 |
| CHAPITRE 6..... | 242 |
| DISCUSSION ET CONCLUSIONS | 242 |
| 6.1 METHODES D'EXPLORATION POUR LES TERRAINS GNEISSIQUES..... | 242 |
| 6.2 LA CEINTURE VOLCANO-PLUTONIQUE GNEISSIQUE DU SECTEUR SUD-EST DU DOMAINE DE NATASHQUAN..... | 243 |
| 6.2.1 Le volcanisme : paléoenvironnement, contexte tectonique et âge..... | 243 |
| 6.2.2 Activité subvolcanique | 246 |
| 6.2.3 Magmatisme mafique intraplaque..... | 247 |
| 6.3 LE SYSTEME HYDROTHERMAL DE LA ROMAINE..... | 248 |
| 6.3.1 Méta-exhalites, altérations hydrothermales et minéralisations | 248 |
| 6.3.2 Nature et origine des fluides hydrothermaux..... | 250 |
| 6.3.3 Âge de l'hydrothermalisme | 251 |
| 6.4 POTENTIEL MINERAL DE LA REGION D'ETUDE | 253 |
| 6.5 EXTENSIONS POSSIBLES DU SYSTEME HYDROTHERMAL | 256 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|----|
| Figure 1. 1 : Carte géologique de la Province de Grenville montrant la distribution, la nature ainsi que les âges de mise en place ou de dépôt et de métamorphisme, exprimés en géons (géons 16 à 10), des différents éléments lithotectoniques composant cet orogène.)..... | 23 |
| Figure 1. 2 : Carte géologique du domaine de Natashquan.. | 38 |
| Figure 1. 3 : Veine de plagioclase associée aux roches métasomatiques observées au Nord du lac Musquaro..... | 52 |
| Figure 1. 4 : Diagrammes SiO_2 vs Fe_2O_3 et TiO_2 vs Al_2O_3 pour les roches métasomatiques du lac Musquaro..... | 52 |
| Figure 1. 5 : Spectres des éléments des terres-rares normalisés aux valeurs des chondrites (valeurs de Sun et McDonough, 1989) pour les roches métasomatiques du lac Musquaro..... | 53 |
| Figure 1. 6 : Le gneiss tonalitique.. | 57 |
| Figure 1. 7 : Paragneiss observé au Nord du lac Musquaro.. | 60 |
| Figure 1. 8: Assemblages minéralogiques des gneiss alumineux de la ceinture supracrustale de La Romaine..... | 63 |
| Figure 1. 9: Assemblages minéralogiques des amphibolites migmatisées de la ceinture supracrustale de La Romaine..... | 64 |
| Figure 1. 10 : Compartimentation de la déformation dans la région du lac Musquaro. | 70 |
| Figure 1. 11 : Fabrique des roches supracrustales dans la région de La Romaine..... | 72 |
| | |
| Figure 2. 1 : Schematic diagrams of a magmatic arc metamorphosed at granulite facies..... | 80 |
| Figure 2. 2 : Volcaniclastic rocks (1.5 Ga) at amphibolite and granulite facies from the Musquaro Lake and the La Romaine area in the eastern Grenville Province, Quebec (location in Fig. 1 of Corriveau et al., 2007)..... | 80 |
| Figure 2. 3 : Photographs of metamorphosed advanced argillic (A), chloritic (B) and sericitic (C to F) alteration-types..... | 83 |
| Figure 2. 4 : A) Petrogenetic grid for metapelitic-like rocks showing the modelled P-T path for an argillic (dark grey square) and an advanced argillic (medium grey triangle) alteration types. The examples plotted here from the Maronia porphyry Cu-Mo deposit (square; data of Melfos et al., 2002) and the Bondy Gneiss Complex (triangle; data of Blein et al., 2003, 2004). B) The composition and the mineralogy of these alteration-types are represented in AFM diagrams..... | 87 |

| | |
|--|-----------|
| Figure 2. 5 : Field strategy for the recognition of metamorphosed hydrothermal alteration and by extension of hydrothermal systems possibly affiliated to mineral deposits..... | 91 |
| Figure 2. 6 : Field interpretation of fragmental aluminous gneiss in the granulite-facies La Romaine supracrustal belt and subsequent testing.. .. | 94 |
| Figure 2. 7 : Procedures for recognizing the origin of metapelite-like aluminous gneisses in the granulite-facies La Romaine supracrustal belt and subsequent testing..... | 95 |
| Figure 2. 8 : Alteration vectors and their control on modal composition and mineral paragenesis of metamorphosed hydrothermal alteration zones..... | 99 |

| | |
|--|------------|
| Figure 3. 1: A) Location of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt with respect to major lithotectonic subdivisions of the eastern Grenville Province. B) Simplified geology of the Musquaro – d'Auteuil sector of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt..... | 110 |
| Figure 3. 2: Simplified geological map of the Lac Musquaro area of the Wakeham Group, showing the location of the stratigraphic logs (sectors A, B, and C)..... | 114 |
| Figure 3. 3 : Structures and textures of volcanic and volcaniclastic units from the Musquaro-d'Auteuil sector..... | 115 |
| Figure 3. 4 : A) Inferred pyroclastic vent with composite and multiphase injections (1,2) of laminated ash material and blocks of epidosite (Ep). B) Detail of multiphase injections numbered (1–5) from earlier ones to later ones. C) Shearing of pyroclastic vent material in (A)..... | 120 |
| Figure 3. 5 : A) Ovoid and zoned aluminous nodules in a pink tuffaceous unit at sector A of Lac Musquaro. B) Aluminous nodules define an intricate vein network. C) Aluminous veins at La Romaine | 121 |
| Figure 3. 6 : Detail of the geological map of the La Romaine area (National Topographic System NTS 12K02), lower North Shore, Québec..... | 124 |
| Figure 3. 7 : Structures and textures of volcaniclastic units, La Romaine supracrustal belt..... | 125 |
| Figure 3. 8 : Structures, textures, and mineral assemblages of aluminous gneisses of the La Romaine area..... | 129 |
| Figure 3. 9 : Structures, textures, and mineral assemblages of the composite amphibolite unit of the La Romaine area..... | 130 |
| Figure 3. 10 : Classification of metavolcanic rocks. Logarithm– logarithm plots of (A) Zr/TiO₂* versus Nb/Y and (B) SiO₂ versus Zr/TiO₂* (Zr/TiO₂* in ppm) for metavolcanics composing the felsic to intermediate volcaniclastic strata (grey symbols, solid for samples from La Romaine area and open for samples from Musquaro – d'Auteuil sector) and the composite amphibolite unit (solid symbols), after Winchester and Floyd (1977)..... | 145 |
| Figure 3. 11 : Affinity of metavolcanic rocks..... | 145 |
| Figure 3. 12 : Primitive mantle normalized multielement diagrams for metavolcanics and granitoids (normalization values from Sun and McDonough, 1989)..... | 146 |
| Figure 3. 13 : A) Ti versus Zr plot for metavolcanic rocks (symbols as in Fig. 3.10), after Pearce and Norry (1979). (B, C) Th/Yb versus Ta/Yb and Th/Ta versus Yb plots for metavolcanics and granitoids with tectonic setting field from Gorton and Schandl (2000), including oceanic arc (OA), active continental margin (ACM), within-plate volcanic zone (WPVZ), within-plate basalts (WPB), and mid oceanic-ridge basalts (MORB)..... | 147 |
| Figure 3. 14 : Classification of granitoids..... | 149 |

| | |
|---|------------|
| Figure 4. 1 : A) Location of the study area with respect to major lithotectonic divisions of the eastern Grenville Province (Gobeil et al., 2003; Gower and Krogh, 2002). B) Simplified geological map of the study area including the Musquaro-d'Auteuil and the La Romaine sectors..... | 169 |
| Figure 4. 2 : Geological map of the La Romaine supracrustal belt (NTS 12K02) in the Havre Mackenzie–La Romaine area showing therhyolitic to dacitic volcanic unit and the composite amphibolite unit which host the hydrothermal system. A simplified map of the Havre Mackenzie volcanic centre localizes the alteration zones described in the text..... | 170 |
| Figure 4. 3 : Simplified geological map of the eastern end of the Wakeham Group with the location of the alteration facies, inhalative material, and meta-exhalites..... | 173 |
| Figure 4. 4 : Photographs illustrating the various altered, rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks of the La Romaine area..... | 175 |

| | |
|---|-----|
| Figure 4. 5 : Photographs illustrating the altered and mineralized intermediate to mafic metavolcaniclastic rocks and gabbroic sills of the composite amphibolite unit..... | 178 |
| Figure 4. 6 : A) K_2O vs Rb plot with the main igneous fractionation trends defined by Shaw (1968) and the granulite trend (modified from Rudnick et al., 1985). B) Th/U vs La/Th plot with box representing the field of common felsic (FL) and mafic (MF) igneous rocks..... | 188 |
| Figure 4. 7 : Bivariate geochemical diagrams Nb versus TiO_2, SiO_2 versus Zr and Th/Hf versus Th/Ta for felsic to intermediate metavolcanic rocks, for intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros from the composite amphibolite unit, and for metagabbro from the layered intrusion, and from the Robe-Noire Suite d..... | 190 |
| Figure 4. 8 : Classification of the least-altered rocks..... | 192 |
| Figure 4. 9 : REE-chondrite-normalized patterns for the least-altered rocks (normalizing factors from Sun and McDonough, 1989)..... | 192 |
| Figure 4. 10 : Major elements vs. Nb and Y plots for least-altered mafic to felsic metavolcanic rocks and metagabbros and for altered units..... | 196 |
| Figure 4. 11 : AI-CCPI diagram from Large et al. (2001) and AI-PI, AI-Na_2O, AI-CaO, AI-Zr and AI-Zr/Hf diagrams for least-altered felsic to intermediate metavolcaniclastic rocks and their associated hydrothermally altered rocks (Chondritic Zr/Hf ratios from Bau 1996)..... | 197 |
| Figure 4. 12 : Chondrite-normalized REE patterns for the various hydrothermally altered rocks (normalizing factors from Sun and McDonough, 1989)..... | 200 |
| Figure 4. 13 : N-MORB-normalized patterns for the various hydrothermally altered rocks (normalising factors from Sun and McDonough, 1989)..... | 201 |
| Figure 4. 14 : Bivariate diagrams TiO_2 versus Fe_2O_3 and P_2O_5 for metagabbros and ironstones showing models of simple fractional crystallization (1) and spinel-apatite cumulation (2)..... | 203 |
| Figure 4. 15 : Gains and losses of major elements, Zr, Ba and REE (except Eu), calculated in wt.%, for aluminous gneiss and nodular and veined quartzofeldspathic gneiss from the La Romaine area..... | 206 |
| Figure 4. 16 : A) AFM ($A = Al_2O_3-K_2O$, $F = FeO$, $M = MgO$) A'CF ($A' = Al_2O_3+Fe_2O_3-(K_2O+Na_2O)$, $C = CaO$, $F = FeO+MnO+MgO$) and A'KF ($A' = Al_2O_3+Fe_2O_3-(K_2O+Na_2O+CaO)$, $K = K_2O$, $F = FeO+MnO+MgO$) ternary diagrams showing the bulk composition of least-altered, felsic to intermediate metavolcaniclastic rocks and their altered equivalents. B) A'CF ternary diagram showing the bulk composition of least-altered intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros and their altered equivalents..... | 208 |
| | |
| Figure 5. 1: A) Location of the study area with respect to major lithotectonic divisions of the eastern Grenville Province (Gobeil et al., 2003; Gower and Krogh, 2002). B) Simplified geological map of the La Romaine sector with location of Fig. 5.2..... | 222 |
| Figure 5. 2: Geology of the La Romaine supracrustal belt (NTS 12K02) showing location of the samples dated..... | 227 |
| Figure 5. 3 : Field and thin-section photographs. A) Aluminous gneiss with felsic volcanic fragments interpreted as an argillic alteration (CQA-02-547A). B) Thin-section microphotograph of the aluminous gneiss showing foliated feldspathic fragments surrounded by a fine-grained sillimanite- and biotite-rich matrix. C) Metagabbro with orthopyroxene-bearing leucosome. D) Thin-section microphotograph of the biotite and sulphide- rich laminae (Sf) within the carbonated amphibolite showing abundant inclusions of zircon and apatite..... | 228 |
| Figure 5. 4 : Representative backscattered electron (BSE) images of the zircon analysed, as well as location of individual spot analyses..... | 234 |
| Figure 5. 5 : U-Pb Concordia diagrams. A) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the aluminous gneiss (CQA-02-547A; 7537). B) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the carbonated amphibolite (CQA-02-1564E; 7535). C) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the metagabbro (CQA-02-1840A; 7534)..... | 236 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|-----|
| Tableau 1. 1 : Distribution des 155 échantillons soumis à l'analyse géochimique..... | 31 |
| Tableau 1. 2 : Caractéristiques des isotopes radioactifs de l'uranium | 33 |
| Tableau 1. 3 : Principaux critères (CL ou MEB) permettant de reconnaître l'origine des zircons. | 34 |
| Tableau 1. 4 : Caractéristiques des grenats des roches métasomatiques au Nord du lac Musquaro..... | 49 |
| Tableau 1. 5 : Teneurs en métaux de certaines zones minéralisées. Analyses par activation neutronique instrumentale réalisées par le MRNQ | 55 |
| Tableau 1. 6 : Composition de la biotite, du grenat et du feldspath de l'échantillon de paragneiss CQA-00-7EG utilisés pour les calculs géothermobarométriques..... | 61 |
| Tableau 1. 7 : Résultats des calculs géothermobarométriques obtenus pour l'échantillon 7EG.. | 61 |
| Tableau 1. 8 : Résultats des calculs géothermobarométriques obtenus pour les échantillons de gneiss alumineux (CQA-02-506F, -506E2) et de tonalite (CQA-02-1930A)..... | 65 |
| Table 2. 1 : Examples of metamorphosed hydrothermal deposits and occurrences in gneiss terranes from mostly the Grenville and Superior provinces | 77 |
| Table 2. 2 : Diagnostic mineralogy and geochemistry of greenschist- and granulite-grade metamorphosed alteration associated with volcanogenic massive sulphide deposits | 78 |
| Table 2. 3 : Main indicator minerals of high-grade metamorphosed hydrothermal alteration..... | 83 |
| Table 3. 1 : Volcanic facies (Lac Musquaro, Lac d'Auteuil and La Romaine supracrustal belt)..... | 117 |
| Table 3. 2 : Description of the fragments (lapilli to bomb size) in the volcaniclastic rocks..... | 118 |
| Table 3. 3 : Representative major and trace element data for the metavolcanic rocks..... | 136 |
| Table 3. 4 : Representative major- and trace-element data for the granitoids..... | 139 |
| Table 4. 1 : Description of the various hydrothermally altered rocks..... | 174 |
| Table 4. 2 : Representative major- and trace-element data for least-altered, intermediate to mafic metavolcanic rocks and metagabbros of the composite amphibolite unit | 181 |
| Table 4. 3 : Representative major- and trace-element data for hydrothermally altered rocks associated with the rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks..... | 183 |
| Table 4. 4 : Representative major- and trace-element data for hydrothermally altered rocks in the composite amphibolite unit | 185 |
| Table 4. 5 : Summary of trace-element characteristics for least-altered rocks, aluminous gneiss, nodular gneiss, lapilli tuff with quartz-cordierite trains, calc-silicate rock, garnetite, and mineralized amphibolite..... | 193 |
| Table 4. 6 : Summary of major-element characteristics and alteration indexes for least-altered rocks, aluminous gneiss, nodular gneiss, lapilli tuff with quartz-cordierite trains, calc-silicate rock, garnetite, and mineralized amphibolite..... | 194 |
| Table 5. 1: SHRIMP isotopic data for zircon..... | 230 |
| Table 5. 2: Type and abundance of inclusion within U-rich zircon cores | 235 |

CHAPITRE 1

PRÉSENTATION

*Je fis halte et interrogeai,
Mais comment interroger
Des choses muettes et immuables
Qui parlent un langage inconnu ?
D'APRÈS LABID BEN RABI'A*

1.1 Introduction

Le réexamen récent des terrains gneissiques de la Province géologique de Grenville a mis en évidence la présence de roches métavolcaniques felsiques et d'intrusions subvolcaniques associées à des contextes de marges continentales actives, de bassin d'arrière arc ou de rifts intra-continentaux ou intra-arcs (ex., l'association gneissique de Sand Bay [Culshaw et Dostal, 1997]; le Complexe de Bondy [Corriveau et al., 1998; Blein et al., 2003, 2004]; le Groupe de Wakeham [Clark, 2003]). Un certain nombre de ces contextes volcano-plutoniques felsiques renferment des minéralisations de Cu, Au et des types d'altération indiquant qu'ils pourraient avoir un potentiel pour des gîtes de sulfures massifs volcanogènes ou d'oxydes de fer à cuivre-or (Blein et al., 2004; Corriveau et al., 2007). Ces résultats montrent que les terrains gneissiques de la Province de Grenville renferment des contextes géologiques associés à des niveaux crustaux peu profonds ou superficiels et potentiellement fertiles en gîtes hydrothermaux. Ainsi, même s'ils ont été enfouis à grande profondeur à un certain moment de leur évolution orogénique, ces terrains gneissiques ne représentent pas que des éléments formés en croûte profonde. De ce fait, ils constituent en tant qu'environnements d'arcs magmatiques

fortement méconnus et sous-explorés, des cibles clés pour la recherche de nouveaux gisements (Thomas et al., 1994; Allen et al., 1996a, b; Årebäck et al., 2005).

Différents types de gîtes métallifères sont susceptibles d'être rencontrés dans les environnements d'arcs magmatiques (voir Tableau I.1 de l'annexe I; Weihed et al., 2005). Les travaux présentés dans cette thèse sont, toutefois, principalement ciblés sur la recherche de gîtes de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) associés à des ceintures volcano-plutoniques à prédominance felsique (ex., le district de Skellefte en Suède; Weihed et al., 2005). De tels gîtes se forment généralement dans des milieux d'arcs continentaux durant un régime tectonique extensif ou ayant une importante composante d'extension. Lorsqu'ils sont métamorphisés à haut grade, les ceintures volcano-plutoniques felsiques et leurs gisements potentiels présentent des caractéristiques géologiques et lithogéochimiques significativement distinctes de celles de leurs équivalents non ou peu métamorphisés (Vokes, 2000; Groves et al., 2003; voir aussi les chapitres 1 et 4 de l'annexe I). De ce fait, ils sont particulièrement difficiles à diagnostiquer lors de l'exploration géologique des terrains gneissiques vierges. C'est le cas, en particulier, dans les complexes de gneiss felsiques de la Province de Grenville, qui composent la majeure partie de cet orogène (voir Ludden et Hynes, 2000). En effet, ces complexes sont largement dépourvus de trace de volcanisme et de gîtes hydrothermaux et sont interprétés, pour la plupart, comme des niveaux de croûte profonde exhumée, donc comme des niveaux crustaux stériles. Et cela, bien que leur potentiel soit reconnu comme bien réel depuis des décennies (Allard, 1978; Gauthier et al., 1985; Gauthier et Chartrand, 2005).

Dans le cadre de ce doctorat, les terrains gneissiques du secteur sud-est du domaine de Natashquan, dans la Province de Grenville orientale, ont été ré-examinés (Fig. 1.1). Ces terrains présentent un intérêt géologique tout particulier car ils se sont avérés renfermer des unités sédimentaires et volcano-plutoniques felsiques métamorphisées à haut-grade et comprenant plusieurs foyers d'hydrothermalisme, dont certains sont associés à de la minéralisation cuprifère. Le volcanisme, reconnu au cours de cette étude doctorale, est contemporain d'un plutonisme d'envergure dont l'extension régionale était méconnue, la

région ayant été préalablement interprétée (en partie) comme un bassin métasédimentaire arkosique. Les travaux de recherche, présentés dans cette thèse, précisent la nature, le paléo-environnement et le contexte tectonique des événements magmatiques de la région d'étude et en établissent le lien avec l'hydrothermalisme. Ils caractérisent aussi les foyers d'hydrothermalisme, en établissant la chronologie relative par rapport au magmatisme et au métamorphisme subséquent et tentent d'en contraindre l'âge par études géochronologiques de type U–Pb. En parallèle, cette recherche affine les stratégies d'analyse de terrain permettant d'identifier et de caractériser des systèmes hydrothermaux à haut grade métamorphique et établie des protocoles et des clés d'observation, dans le but final d'avoir des outils plus adéquats pour ré-évaluer le potentiel des grands domaines gneissiques de la Province de Grenville et de par le monde.

Ce manuscrit est composé de trois parties. La première partie est une introduction. Elle présente la problématique générale de l'étude, la contribution de l'auteur, la méthodologie employée, le cadre géologique régional ainsi qu'une brève description de la région d'étude. Cette description est complétée par les observations de terrain et pétrographiques faites au cours du doctorat, mais qui n'ont pas fait l'objet d'articles spécifiques. La deuxième partie comprend quatre chapitres, chacun composé d'un article. Ces articles incluent :

1. « *Strategies for the recognition of metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terrains* » paru dans le recueil « *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* » publié conjointement par l'Association géologique du Canada et la Commission géologique du Canada (chapitre 2);
2. « *Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec* » publié dans un volume spécial de la Revue canadienne des Sciences de la Terre, intitulé « *La Province de Grenville : l'aspect des ressources géologiques et minérales découlant des initiatives de recherche gouvernementales et académiques* » (chapitre 3);
3. « *Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine supracrustal belt, eastern Grenville Province*,

Quebec » publié dans le même volume spécial de la Revue canadienne des Sciences de la Terre que l’article précédent (chapitre 4).

4. «*Age constraints on mineralization and metamorphism in the granulite-facies cupriferous volcanic-hosted hydrothermal system of the La Romaine supracrustal belt, eastern Grenville Province, Québec* », en projet de soumission (chapitre 5).

On trouvera ensuite un chapitre de discussion et une conclusion générale. Les annexes, formant la troisième partie de la thèse, comprennent un document intitulé « *Atlas et outils de reconnaissance des systèmes hydrothermaux dans les complexes de gneiss felsiques* » rédigé par Anne-Laure Bonnet et Louise Corriveau (annexe I), les cartes géologiques du secteur d’étude, remises à jour au cours de ce doctorat (annexe II), une description détaillée (terrain et lames-minces) des différentes zones d’altération, des méta-exhalites ainsi que des roches sédimentaires et volcaniques (annexe III), les coordonnées UTM de l’ensemble des stations visitées dans le secteur d’étude (annexe IV) et enfin les analyses chimiques des roches et des minéraux qui ne sont pas présentées dans les articles (annexe V et VI).

1.2 Problématique

1.2.1 Stratégies d’exploration dans les terrains gneissiques

La recherche émergeante de dépôts métallifères dans les complexes de gneiss felsiques de la Province de Grenville nécessite des stratégies et des outils d’exploration adaptés aux environnements de haut-grade métamorphique. De nombreux articles scientifiques traitent de gisements métamorphisés et des altérations hydrothermales qui leurs sont associées. Par contre, peu de travaux sont axés sur les critères de reconnaissance des systèmes hydrothermaux à l’extérieur des grands camps miniers et sur l’utilisation méthodique de ces critères lors de l’exploration géologique de terrains gneissiques vierges. La problématique relative aux méthodes et outils permettant d’explorer les complexes de gneiss felsiques sera abordée dans cette section. L’emphase sera mise sur la

recherche des SMV puisque les terrains gneissiques de la Province de Grenville ont, entre autre, un fort potentiel pour ce type de gîte.

1.2.2.1 La recherche de SMV en terrains non ou peu métamorphisés

L'exploration des ceintures volcano-plutoniques felsiques de bas-grade métamorphique et la recherche de SMV comprend, tout d'abord, l'étude des paléo-environnements et des contextes géodynamiques, associés aux séquences volcaniques et aux intrusions subvolcaniques; cela afin de sélectionner les unités les plus susceptibles d'encaisser des gîtes hydrothermaux (Galley, 1995, 2003; Gibson et al., 1999; Hart et al., 2004). Parce qu'elles sont volumineuses et présentent des signatures chimiques et minéralogiques diagnostiques, les zones d'altération des SMV peuvent être utilisées, par la suite, comme des vecteurs d'exploration (Galley, 1995; Large et al., 2001a; Williams et Davidson, 2004). La caractérisation des différents faciès d'altération à partir de travaux de lithogéochimie permet de reconstituer la géométrie des gîtes et de déterminer les horizons stratigraphiques susceptibles de renfermer les lentilles minéralisées (Galley, 1995; Franklin, 1997; Brauhart et al., 2001; Paulick et al., 2001; Gaboury, 2004; Barrett et al., 2005). Elle permet aussi d'obtenir des indications sur le type de minéralisation auquel les altérations sont ou pourraient être associées. Par exemple, les altérations alumineuses (+Al, +Si, -Fe, -Mg, -K, -Na, -Ca) sont communément associées aux SMV acides à Cu-Au alors que les SMV neutres à Zn-Pb-Cu sont caractérisés par des altérations à chlorite (+Fe, +Mg, -Ca, -Na, -K) et à sérécite (+K, +Mg, -Ca, -Na) (Sillitoe et al., 1996; Hannington et al., 1999). Les altérations fournissent aussi des indications sur les processus hydrothermaux qui ont préludé à leur formation. En effet, les signatures chimiques et minéralogiques des altérations sont contrôlées, principalement, par la nature du fluide hydrothermal (température, acidité, potentiel d'oxydoréduction) et par le rapport fluide/roche (Schardt et al., 2001). Par exemple, la formation des altérations alumineuses associées aux minéralisations à Cu-Au, suppose des rapports « fluide/roche » très élevés et implique l'interaction de fluides hydrothermaux excessivement chauds ($T > 250^\circ\text{C}$) et acides ($\text{pH} < 4$) avec les roches encaissantes. De telles conditions de température et d'acidité résultent principalement de l'apport de fluides magmatiques, lequel est

particulièrement important dans les environnements volcaniques proximaux (Sillitoe et al., 1996; Herzig et al., 1998; Hannington et al., 1999; Williams et Davidson, 2004; de Ronde et al., 2005; Squire et al., 2006). Les altérations jouent, ainsi, un rôle important lors de travaux d'exploration, car elles fournissent des renseignements sur le potentiel minéral des terrains explorés et permettent d'établir des modèles métallogéniques (ex., Barrett et al., 2005).

1.2.2.2 La recherche de SMV en terrain de haut-grade métamorphique

Dans les terrains de haut-grade métamorphique, les unités volcano-plutoniques felsiques et leurs gîtes de SMV potentiels ont enregistré une histoire tectonique, magmatique et métamorphique souvent complexe et polyphasée. Suite à ces événements, les éléments géologiques primaires (stratigraphie, textures, structures, relation de recouplement, minéralogie) des unités qui les composent, ont été oblitérées à divers degrés, rendant difficile l'identification des protolites et des paléo-environnements. Toutefois, plusieurs études ont montré que la géométrie lithostratigraphique initiale des unités volcano-plutoniques métamorphisées à haut grade, ainsi que les textures et les structures primaires des gneiss qui les composent, peuvent être préservées dans certaines régions de faibles contraintes ou ayant enregistré un métamorphisme de faible durée (Mueller et Corcoran, 2001). Dans de telles régions, la caractérisation des faciès volcaniques et des roches plutoniques associées peut guider l'exploration comme cela est fait dans les terrains non ou peu métamorphisés (Gibson et al., 1999; Galley, 2003; Galley et al., 2007). De plus, les études réalisées au cours des dernières décennies démontrent que le métamorphisme régional de haut grade est généralement isochimique au-delà de la dévolatilisation (H_2O , CO_2 , et halogènes) et n'a donc pas ou peu d'influence sur la composition des roches métamorphiques dérivant de protolites altérés lors de processus hydrothermaux (Trägårdh, 1991; Roberts et al., 2003; Blein et al., 2004; Barrett et al., 2005). L'étude de Stanton (2004) appuie cette hypothèse en montrant que le transport d'éléments majeurs et traces associé uniquement aux processus métamorphiques s'opère seulement sur une échelle infra-millimétrique. Les vecteurs d'exploration lithogéochimique basées sur la composition des altérations hydrothermales demeurent donc applicables en terrains gneissiques (Allard, 1978, 1979; Froese, 1984, 1985, 1998; Barham et Froese, 1997;

Barrett et al., 2005; McFarlane et al., 2007). Ainsi, parce que les signatures chimiques des altérations hydrothermales sont préservées malgré le métamorphisme de haut-grade, des études pétrographiques et lithogéochimiques peuvent être réalisées pour identifier et quantifier les processus d'altération hydrothermale et élaborer des modèles métallogéniques (Hodges et Manojlovic, 1993; Barrett et MacLean, 1994; Zaleski et Peterson, 1995; Roberts et al., 2003; Barrett et al., 2005; McFarlane et al., 2007). Gaboury (2004) souligne, tout particulièrement, l'efficacité de la méthode du calcul de bilan de masses relatif (Grant, 1986; MacLean et Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; MacLean et Barrett, 1993; Leitch et Lentz, 1994) pour faire ressortir et pour quantifier les zones d'altération en contexte de haut-grade métamorphique. Il faut garder à l'esprit, cependant, que les modèles métallogéniques conventionnels peuvent demeurer difficiles à appliquer aux terrains de haut-grade métamorphique (Tomkins et Mavrogenes, 2002, 2003) et que les gisements, en particulier leurs sulfures et l'or, peuvent avoir été remobilisés ou même fondus (Mavrogenes et al., 2001; Frost et al., 2002; Tomkins et al., 2004; Sparks et Mavrogenes, 2005; Stevens et al., 2005; Spy et al., 2008). Cependant, le métamorphisme n'entraîne pas la disparition d'un gîte. Bien plus, il peut s'avérer rentable, en concentrant les métaux dans certaines trappes ou en augmentant la teneur en minerais d'un gîte (Gauthier, 1993; Marshall et al., 2000; Mavrogenes et al., 2001; Tomkins et al., 2004).

Plusieurs travaux montrent aussi que les datations U–Pb et les analyses isotopiques et chimiques de haute résolution par SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) ou par laser ICP–MS (Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometer) sur le zircon contribuent à améliorer la compréhension des terrains volcano-plutoniques de haut-grade métamorphique. En effet, ces études permettent d'une part, de déterminer l'âge des événements hydrothermaux, magmatiques et métamorphiques et donc de contraindre les liens temporels entre ces différents événements et d'autre part, de confirmer l'origine des protolites et de diagnostiquer le type de source potentiel (Claoué-Long et al., 1990; Yeats et al., 1996; Williams, 1998; Hartmann et al., 2000; Giles et Nutman, 2003; Peck et al., 2003).

Une méthode d'exploration des terrains de haut-grade métamorphique a été testée et affinée à partir de ces études et des travaux réalisés dans les terrains gneissiques de la Province de Grenville. Cette méthode est détaillée dans le chapitre 2 et l'annexe I de cette thèse.

1.2.2 Les complexes gneissiques de la Province de Grenville — cas du secteur sud-est du domaine de Natashquan

La Province de Grenville comprend plusieurs segments de croûte d'âge Paléo à Mésoprotérozoïque qui sont les témoins d'arcs magmatiques d'âge Labradorien (1,71 – 1,60 Ga; Gower, 1996), Pinwarien (1,52 – 1,46 Ga) et Élzévirien (1,35 – 1,18 Ga), formés durant l'activité convergente de la marge laurentienne (Dickin, 2000; Hanmer et al., 2000; River et Corrigan, 2000; Gower et Krogh, 2002; Martin et Dickin, 2005; Fig. 1.1). Un certain nombre de ces composantes d'arcs sont déformées et métamorphisées à haut grade. Ces dernières sont alors, pour la plupart, cartographiées comme des complexes de gneiss principalement d'origine plutonique et dépourvus de trace de volcanisme et de gîtes minéraux; cela malgré un potentiel anticipé pour les SMV (Corriveau et al., 2007). C'est le cas, par exemple, de l'arc continental pinwarien affleurant dans le Grenville oriental (Gower et Krogh, 2002). Cet arc métamorphisé à haut-grade est reconnu essentiellement dans le terrane de Pinware et s'étend vers le Sud, jusqu'à Terre-Neuve (Heaman et al., 1996, 2002; Gower et Krogh, 2002) et vers l'Ouest, jusqu'à la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean (Dickin, 2000; Hébert et van Breemen, 2004). Il est défini principalement par des granitoïdes gneissiques de 1,5 Ga (géon 14 – 15) et d'affinité calco-alcaline (Fig. 1.1). Aucune trace de volcanisme ni d'hydrothermalisme n'était documentée dans cet arc avant les travaux réalisés en bordure du terrane de Pinware (secteur sud-est du domaine de Natashquan), dans le cadre de ce doctorat.

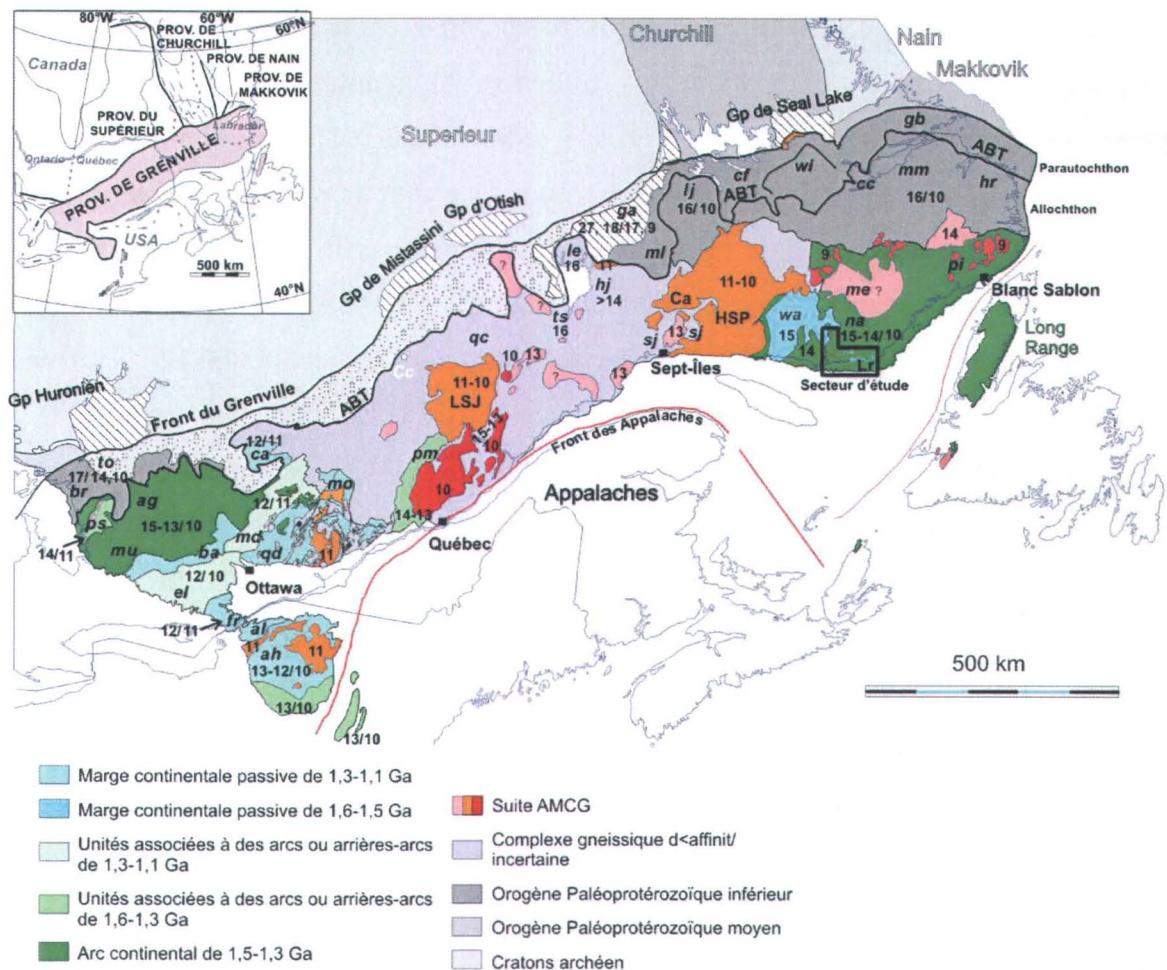


Figure 1. 1 : Carte géologique de la Province de Grenville montrant la distribution, la nature ainsi que les âges de mise en place ou de dépôt et de métamorphisme, exprimés en géons (géons 16 à 10), des différents éléments lithotectoniques composant cet orogène. L'encadré localise le secteur d'étude. Terranes (t.) et domaines (d.): agd, d. de Algonquin; ah, Adirondack Highlands; al, Adirondack Lowlands; ba, t. de Bancroft; br, d. de Britt; ca, t. de Cabonga; cc, Cape Caribou River allochthon; cf, t. de Churchill Falls; el, t. de Elzevir; fr, t. de Frontenac; ga, t. de Gagnon; gb, t. de Groswater Bay; hj, t. de Hart Jaune; hr, t. de Hawke River; le, t. de Lelukuau; lj, t. de Lake Joseph; lr, ceinture supracrustale de La Romaine; me, d. de Mécatina; ml, t. de Molson Lake; mm, t. de Mealy Mountains; mo, t. de Morin; mn, ceinture de Montauban; mu, d. de Muskoka; na, d. de Natashquan; pi, t. de Pinware; PH, Groupe de Pitts Harbour; qc, Quebecia; sh, d. de Shawanaga; to, t. de Tomiko; ts, t. de Tshenukutish; wa, Groupe de Wakeham; wl, t. de Wilson Lake. Modifiée de Corriveau et al. (2007).

Le secteur d'étude, localisé dans le secteur sud-est du domaine de Natashquan (régions des lacs Musquaro et d'Auteuil, région côtière comprise entre Kégashka et Baie des Loups, Fig. 1.1), était cartographié depuis les années 70 comme un vaste complexe de gneiss felsiques non différenciés ou d'origine sédimentaire (Claveau, 1950; Bassaget, 1970; Bourne et al., 1978; Bourne, 1981). Ce complexe était aussi peu subdivisé et non daté. L'absence de datations et le manque de connaissances sur la nature et l'origine des gneiss n'avait pas permis, à cette époque, d'identifier le magmatisme d'arc d'âge pinwarien. La révision récente de la géologie de ce secteur d'étude a permis de mettre en évidence une activité volcanique et subvolcanique d'affinité calco-alcaline entre 1520 – 1493 Ma (van Breemen et Corriveau, 2005; chapitre 3). Ces auteurs relient ce magmatisme à l'orogène pinwarien. Bien qu'elles aient enregistré une histoire magmatique et tectonique polyphasée, les unités métavolcaniques reconnues dans le complexe gneissique étudié, ont conservé localement leurs textures et structures primaires. De plus, les relations de terrain sont compatibles avec une préservation importante de leur géométrie lithostratigraphique initiale. La reconnaissance puis l'interprétation de ces éléments primaires apportent des informations sur l'environnement de dépôt associé à la mise en place des unités métavolcaniques (chapitre 3). Les signatures chimiques des roches métavolcaniques permettent, par la suite, de contraindre leur contexte tectonique de mise en place et de cibler les unités susceptibles d'encaisser des gîtes minéraux, par comparaison avec les signatures chimiques des roches volcaniques associées aux gisements de SMV connus (Lesher et al., 1986; Lentz, 1998; Hart et al., 2004; chapitre 3). Le protocole d'observation en terrain gneissique, développé pour y faciliter la reconnaissance des systèmes hydrothermaux, a été appliqué à la grandeur du territoire couvert et a contribué à la découverte de plusieurs foyers d'hydrothermalisme et de minéralisation cuprifère, potentiellement associés à cet événement magmatique (Corriveau et al., 2003; chapitre 3). Les données de pétrographie et de géochimie sont compatibles avec la préservation des signatures chimiques pré-métamorphiques des altérations composant ces foyers d'hydrothermalisme. De plus, des textures volcaniques sont localement préservées dans certaines zones d'altération hydrothermale et permettent d'identifier leurs précurseurs. De ce fait, le complexe gneissique étudié représente un site d'étude idéal pour tester les outils lithogéochimiques

permettant de caractériser les systèmes hydrothermaux puis d'établir des modèles métallogéniques (chapitre 4). L'analyse pétrographique des roches métamorphiques d'origine hydrothermale a mis en évidence, dans certains faciès, la présence de grains de zircon présentant un habitus inhabituel en « chapelets » ou en « trains interconnectés ». Cet habitus rappelle celui des zircons associés à des réseaux de fractures (ex., Kalogeropoulos, 1983; Rubin et al., 1993) et pourrait refléter leur croissance lors d'un influx de fluides hydrothermaux enrichis en Zr (chapitre 3 de l'annexe I). De plus, certains d'entre eux ont une texture poreuse qui a été démontrée comme étant présente dans des zircons d'origine hydrothermale dans un gîte aurifère du Maroc (Pelleter, communication écrite, 2007). La reconnaissance de tels zircons suggère que les altérations hydrothermales représentent des unités clés pour contraindre, à partir d'outils géochronologiques, les modèles métallogéniques établis préalablement (chapitre 5).

1.3 Contributions et apports à l'avancement des connaissances

1.3.1 L'exploration des complexes gneissiques

Le chapitre 2 soulève la problématique concernant l'exploration des terrains vierges de haut-grade métamorphique, puis présente une stratégie permettant de cibler des régions potentiellement fertiles en gîtes minéraux, lors des travaux de cartographie régionale de terrains gneissiques. Cette stratégie se base sur l'utilisation méthodique de clés d'observation de terrain permettant l'identification de zones d'altération hydrothermale métamorphisées à haut grade. Ces dernières représentent, tout comme leurs équivalents non ou peu métamorphisées, des vecteurs d'exploration régionale pour la découverte de gîtes hydrothermaux (Galley, 1995; Large et al., 2001a et b).

Lorsqu'elles sont métamorphisées à haut-grade, les zones d'altération associées aux gîtes hydrothermaux présentent communément des assemblages minéralogiques similaires à ceux décrits pour les roches métasédimentaires ou les paléosols. De ce fait, elles peuvent être cartographiées comme des roches métasédimentaires ou des paléosols et passer

inaperçues lors des travaux de cartographie régionale. La stratégie d'exploration documentée dans ce chapitre, s'appuie principalement sur les empreintes minéralogiques et texturales des gneiss afin d'identifier leurs protolites et de différencier les altérations métamorphisées des roches métasédimentaires ou des paléosols, et ce, avec un degré de confiance raisonnable. Une fois les différentes altérations hydrothermales identifiées, il devient alors possible d'établir le zonage chimique du système hydrothermal cartographié et de cibler les unités potentiellement fertiles lors des levés de terrain puis d'affiner les interprétations de terrain et de poursuivre l'exploration à partir d'outils lithogéochimiques. La stratégie d'exploration proposée a été établie à partir d'une étude métamorphique conceptuelle de divers types d'altération hydrothermale ainsi que de nos observations de terrain et des études lithogéochimiques réalisées sur la ceinture supracrustale de La Romaine (chapitre 3 et 4) et sur le Complexe de Bondy (Corriveau et al., 1998). Ces travaux viennent compléter, entre autres, ceux de Trägårdh (1991), Bernier (1992) et Blein et al. (2004) utilisant les gneiss à cordiérite-anthophyllite ou à cordiérite-orthopyroxène, dérivant de zones d'altération magnésienne métamorphisées à haut grade, comme des métallotectes pour la recherche de systèmes hydrothermaux fossiles.

La stratégie d'exploration, présentée dans ce chapitre, est détaillée dans le document de l'annexe I. Dans ce dernier, un recueil de photos permet, entre autre, d'illustrer les textures et la minéralogie des roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques, d'exhalites et d'une grande variété d'altération hydrothermale métamorphisées à haut grade.

1.3.2 La ceinture volcano-plutonique du secteur sud-est du domaine de Natashquan

Dans le chapitre 3 (Corriveau et Bonnet, 2005), les auteurs ré-examinent, à partir d'une étude des protolites, le complexe de gneiss non différenciés du secteur sud-est du domaine de Natashquan (région des lacs Musquaro et d'Auteuil, région côtière proche de La Romaine). Ils démontrent, sur la base de données de terrain, pétrographiques et géochimiques, que les gneiss étudiés dérivent d'une ceinture plutonique d'affinité calco-alcaline, renfermant des bassins volcano-sédimentaires. Ces bassins comprendraient

plusieurs foyers d'hydrothermalisme présentant, localement, des minéralisations en cuivre. Les auteurs établissent, par la suite, un modèle géodynamique dans lequel les unités volcano-sédimentaires et plutoniques sont associées à un environnement intra-arc fertile, actif durant l'orogenèse pinwarienne. Dans ce modèle, l'hydrothermalisme serait contemporain au magmatisme d'arc. Ces travaux ont une implication significative du point de vue de la ré-évaluation du potentiel économique des terrains pinwariens car, jusqu'alors, aucune évidence d'une activité volcanique et hydrothermale n'y avait été rapportée.

L'auteur de cette thèse, qui n'est pas l'auteur principal de l'article, a contribué (1) à affiner l'interprétation primaire de l'environnement de dépôt des unités volcaniques réalisée sur le terrain par Louise Corriveau, à partir de l'observation des échantillons sciés et des lames minces et (2) à définir le caractère subvolcanique des granitoïdes, puis à établir l'environnement tectonique associé à la mise en place des unités volcaniques et subvolcaniques, à partir de l'analyse des données de géochimie.

1.3.3 Le système hydrothermal cuprifère

Le chapitre 4 (Bonnet et al., 2005) documente les signatures pétrographiques et chimiques des zones d'altération hydrothermale métamorphisées au faciès des granulites, composant les foyers d'hydrothermalisme identifiés dans le secteur d'étude. Certaines altérations hydrothermales présentent des textures primaires très bien préservées, indiquant l'origine volcanique de leurs précurseurs. En démontrant à partir des données de géochimie, le caractère isochimique du métamorphisme de haut-grade affectant la région d'étude, les changements chimiques pré-métamorphiques enregistrés par les précurseurs lors des processus hydrothermaux ont pu être déterminés pour chaque type d'altération. La présence de zones d'altération séricitique, argilique, siliceuse et calcique a ainsi été mise en évidence. Ces types d'altération sont diagnostiques d'un système hydrothermal de type sulfures massifs volcanogènes dont la formation implique la contribution de fluides magmatiques.

1.3.4 Évolution de la ceinture volcano-plutonique étudiée

Le projet d'article présenté dans le chapitre 5 cherche à affiner la compréhension de l'évolution géologique du complexe de gneiss dans la région côtière de La Romaine, à partir de l'analyse des textures internes des zircons et de leur datation par des méthodes de haute résolution (SHRIMP). Cette étude géochronologique a contribué (1) à documenter l'impact de l'hydrothermalisme sur la formation des zircons et (2) à estimer un âge maximum pour l'hydrothermalisme autour de 1516 Ma. Elle a aussi permis d'obtenir l'âge du pic thermique du métamorphisme de haut-grade à 1029 Ma. Cette étude complémentaire ainsi les travaux de géochronologie de van Breemen et Corriveau (2005), axés uniquement sur l'âge de cristallisation et de métamorphisme des roches volcaniques et des intrusions subvolcaniques et apporte de nouvelles contraintes sur les modèles tectoniques existants.

1.4 Méthodologie

1.4.1 Travaux de terrain

Les résultats, présentés dans cette thèse, s'appuient sur les travaux de cartographie régionale, réalisés dans les terrains gneissiques du secteur sud-est du domaine de Natashquan (Fig. 1.1) dans le cadre du projet de l'Initiative géoscientifique ciblée de la Commission géologique du Canada, intitulé « Cadre et évolution tectonique du Grenville oriental », des chercheurs L. Nadeau et L. Corriveau. Ces travaux, dirigés par L. Corriveau, visait à caractériser le secteur sud-est du domaine de Natashquan et en particulier, la limite sud-est des unités volcano-sédimentaires du Groupe de Wakeham. Le projet visait aussi à réexaminer le complexe gneissique affleurant entre Kégashka et Baie des Loups, interprété par nos prédécesseurs comme des roches métasédimentaires (Bourne, 1981), en vue d'établir une correspondance avec le Groupe de Wakeham. Cette thématique est discutée dans Corriveau et al. (2002), mais n'est pas visée par les travaux de cette thèse. Les travaux de cartographie se sont déroulés dans la région des lacs

Musquaro et d'Auteuil au cours des étés 2000 et 2002 et dans la région côtière comprise entre Kégashka et Baie des Loups, durant les étés 2001 et 2002. Les données sont synthétisées sur les feuillets au 1:50000 SNRC 12K11, 12K14, 12K01, 12K02 et 12K03 (Corriveau et Bonnet, soumis a, b, c, d; Bonnet et Corriveau, soumis). Ces cartes servent d'assise aux recherches thématiques présentées dans les prochains chapitres et sont donc présentées en annexe (annexe II).

Lors des levés de terrain, les associations lithologiques, les structures et textures ainsi que la minéralogie et les paragenèses de l'ensemble des unités gneissiques du secteur cartographié ont été examinés en détail afin de déterminer, entre autres, leurs protolites, leurs faciès métamorphiques et le degré de remobilisation anatectique. Pour certains affleurements, les protolites des gneiss ont été difficiles à déterminer. Cependant, au fur et à mesure que de nouvelles données apportaient des éléments potentiels de compréhension à l'échelle régionale, ces affleurements problématiques étaient revisités. Cette démarche a permis, ainsi, d'étudier les affleurements sous divers éclairages et de faire ressortir certaines textures (par exemples les textures volcaniques de certains gneiss étaient visibles uniquement sous la pluie et à faible éclairage; Corriveau et al., 2000; Corriveau et Bonnet, 2005). Cet examen a abouti à la reconnaissance d'une séquence métavolcanique bimodale, de sills de métagabbro, de roches métaplutoniques synvolcaniques et subvolcaniques et de plusieurs foyers d'activité hydrothermale, dont certains sont associés à de la minéralisation cuprifère. L'échantillonnage a été ciblé sur ces différents ensembles. Afin d'extraire des textures ou assemblages particuliers, certains échantillons ont été prélevés à la scie à diamant. Par la suite les échantillons, tous sciés pour en faire des tranches de roches, ont été décrits mégascopiquement plus en détail.

1.3.2 Microscopie

Les assemblages minéralogiques et les microtextures de 300 lames-minces de roches volcaniques, de gneiss quartzofeldspathiques, de gneiss alumineux, de granitoïdes, d'amphibolites et de roches métasomatiques ont été examinés au microscope pétrographique. Un examen général a tout d'abord contribué à compléter les descriptions de terrain. Un examen plus détaillé a ensuite consisté à :

1. évaluer la diversité des microtextures, des assemblages minéralogiques et du mode des minéraux des roches métasomatiques et minéralisées;
2. étudier les microtextures et les minéraux des roches alumineuses, calco-silicatées et des gneiss quartzofeldspathiques d'origine incertaine afin de déterminer leurs protolites (roches volcaniques, sédimentaires ou zones d'altération hydrothermale);
3. étudier les paragenèses des unités alumineuses, calco-silicatées et mafiques afin de contraindre de manière qualitative les faciès métamorphiques;
4. examiner les microtextures des roches volcaniques afin d'affiner les interprétations concernant leur environnement de dépôt.

La description des lames-minces est détaillée dans l'annexe III.

1.3.3 Analyse de roches

Cent cinquante-cinq échantillons provenant de la région d'étude, ont été analysés. Ces échantillons incluent des granitoïdes, des roches métasomatiques ainsi que des roches volcaniques et des roches mafiques, non à intensément altérées par hydrothermalisme (Tableau 1.1). Chaque échantillon comprend, dépendamment de sa granulométrie, de 1 à 3 kg de roche fraîche; toute altération superficielle ayant été enlevée. Les échantillons ont été récoltés au marteau ou plus rarement à la scie à lames de diamant et ont été cassés sur l'affleurement en petits fragments pour maximiser la quantité de matériel pur et frais pour les analyses. Ensuite, les échantillons ont été concassés au broyeur à mâchoires d'acier, puis quartés et réduits en poudre à l'aide d'un broyeur de type shatter-box en ferrochrome. Les analyses de roche totale ont été réalisées au laboratoire de l'INRS-ETE par spectrométrie d'émission atomique à source plasma (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission spectrometry, ICP – AES) pour les éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 ,

Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , TiO_2), certains métaux de transition (Sc, V, Cr, Ni), le Ba, le Cu et le Sr ainsi que par spectrométrie de masse à source plasma (Inductively Coupled Plasma – Mass spectrometry, ICP – MS) pour les lanthanides, Zr, Hf, Y, Cs, Rb, Th, U, Nb et Ta.

Ces analyses sont présentées et discutées dans la partie 1.6 de cette introduction et l'annexe V (roches métasomatiques, grès) ainsi que dans les chapitres 3 et 4 de la thèse (granitoïdes, roches volcaniques, roches mafiques, gneiss d'origine hydrothermale). Les méthodologies de traitement de données sont présentées dans le chapitre 5 de l'annexe I.

Tableau 1. 1 : Distribution des 155 échantillons soumis à l'analyse géochimique.

| <u>Roches fraîches</u> | | <u>Roches altérées par hydrothermalisme ou d'origine exhalative</u> | |
|---|----|---|----|
| - Granitoïdes | 48 | - Gneiss alumineux migmatisés renfermant des fragments volcaniques | 4 |
| - Roches métavolcanoclastiques : | | - Gneiss quartzofeldspathique à nodules et veines alumineux | 9 |
| Rhyolite | 7 | - Tufs à lapillis renfermant des trains à quartz-cordiérite | 2 |
| Dacite | 11 | - Roches carbonatées, calco-silicatées, grenatites | 9 |
| Andésite | 4 | - Ironstone, hornblendite | 10 |
| - Amphibolite (lave?) | 3 | - Amphibolites minéralisées | 3 |
| - Mégababbro | 10 | - Roches métasomatiques | 17 |
| - Roches métasédimentaires (grès, pélite, marbre) | 18 | | |

1.3.4 Géochronologie

Des analyses isotopiques de haute résolution ont été réalisées au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada à Ottawa en collaboration avec le géochronologue Otto van Breemen. Les procédures analytiques, les objectifs des analyses et les données isotopiques, acquises dans le cadre de cette thèse, sont présentées et discutées dans le chapitre 5. La stratégie d'échantillonnage, le choix du chronomètre et de la technique de datation ne sont pas détaillés dans le chapitre 5 et sont donc présentés brièvement ci-dessous.

1.3.5.1 Échantillonnage et préparation des échantillons

Les échantillons, sélectionnés pour analyses U–Pb, incluent un gneiss alumineux migmatisé provenant d'une zone d'altération argilique, ainsi qu'une amphibolite et une roche carbonatée et minéralisée interprétés comme appartenant à une zone de décharge des fluides. Tous les échantillons présentent des paragenèses typiques du pic thermique du métamorphisme de haut-grade (faciès des granulites), ne montrent aucune évidence de rétromorphose et sont dépourvus de veines ou de tout autre élément, associés à des événements postérieurs à l'hydrothermalisme ou au métamorphisme de haut-grade. Afin d'éviter les risques de contamination lors de l'échantillonnage, les échantillons, constitués d'environ de 30 à 50 kg de roches fraîches, ont été récoltés au marteau et cassés sur l'affleurement en petits fragments. Par la suite, ils ont été broyés au laboratoire de géochronologie. Puis, les différents minéraux les composant, ont été séparés par l'intermédiaire d'une technique magnétique (séparateur Frantz) et de liqueurs denses. Les fractions les moins magnétiques, issues de cette séparation minérale, ont été observées au binoculaire afin de sélectionner les zircons. Les zircons sélectionnés ont ensuite été analysés au microscope électronique à balayage (MEB). Ces analyses ont permis d'acquérir des images des textures internes de ces zircons, utiles interpréter leurs origines possibles (voir section suivante) et pour déterminer l'emplacement des analyses.

1.3.5.2 Choix du chronomètre et de la technique de datation utilisés

Le chronomètre U–Pb, appliqué sur le zircon est une méthode particulièrement efficace pour dater précisément les terrains gneissiques d'âge Précambrien, tels ceux étudiés dans cette thèse, parce que :

1. le zircon est un minéral commun dans la croûte terrestre, il se forme dans une grande variété de conditions géologiques et il est résistant aux processus métamorphiques et magmatiques ainsi qu'à l'érosion, détruisant la plupart des autres minéraux;

2. le zircon, lorsque non métamorphe, garde en mémoire les différents événements thermiques (magmatiques et métamorphiques) enregistrés par la roche hôte qui ont permis sa cristallisation ou sa recristallisation;
3. la présence, dans un même zircon, de deux isotopes radioactifs de l'uranium, caractérisés par une période (ou demi-vie) relativement longue, permet un contrôle précis des dates obtenues (Tableau 1.2);
4. la température de fermeture du zircon, qui correspond au seuil à partir duquel le zircon va enregistrer un âge final (Dodson, 1973), est de l'ordre de 900°C (Lee et al., 1997; Cherniak et Watson, 2000) et permet d'obtenir l'âge du pic du métamorphisme de haut-grade à partir des zircons ou des parties de zircons qui se sont formés lors de cet événement.

C'est donc cette méthode que nous avons utilisée pour nos travaux de géochronologie.

Tableau 1. 2 : Caractéristiques des isotopes radioactifs de l'uranium (Lederer et al., 1967; Steiger et Jäger, 1977).

| Isotope radioactif | Abondance (%) | Période (an) |
|--------------------|---------------|--------------------|
| ^{238}U | 99,2743 | 4468×10^6 |
| ^{235}U | 0,7200 | 704×10^6 |

Les terrains gneissiques de notre secteur d'étude sont modelés par une série d'événements magmatiques, hydrothermaux et métamorphiques. De part ses propriétés, le zircon peut garder en mémoire l'empreinte de ces différents événements, au cours desquels il va cristalliser, croître (ex., développement de couronnes métamorphiques), recristalliser ou encore être dégradé (ex., métamictisation, dissolution partielle). Il va alors acquérir une morphologie interne complexe, caractérisée par différentes zones formées au cours des divers événements thermiques ou de passage significatifs de fluides enregistrés par la roche hôte. Ces différentes zones sont souvent concentriques et d'âge, de texture et de composition variés (Hanchar et Miller, 1993; Moser et Scott, 2000; Corfu et al., 2003; Hoskin et Schaltegger, 2003). Si ces grains hétérogènes étaient datés en entier, l'âge obtenu correspondrait à un mélange des âges des différentes zones, donc des différents

événements enregistrés par la roche hôte et n'aurait aucune signification du point de vue géologique. La technique de datation par SHRIMP (microsonde ionique à haute résolution et à haut niveau de sensibilité) permet de dater *in situ* les différentes zones des zircons et offre ainsi un moyen d'obtenir des âges précis pour les différents événements enregistrés par les roches. Toutefois, afin d'interpréter correctement les âges obtenus, il est important de pouvoir déterminer l'origine des différentes zones datées. À cette fin, les principaux critères permettant de reconnaître l'origine ignée, métamorphique ou hydrothermale des zircons sont présentés dans le tableau 1.3.

La méthodologie relative à la datation des zircons par le chronomètre U–Pb est détaillée dans de nombreux ouvrages. Parmi les plus récents, notons ceux de Williams (1998) et Davis et al. (2003) auxquels nous référons le lecteur.

Tableau 1. 3 : Principaux critères (CL ou MEB) permettant de reconnaître l'origine des zircons (d'après les descriptions de Poldervaart, 1956; Hanchar et Miller, 1993; Vavra et al., 1999; Hartmann et al., 2000; Corfu et al., 2003; Hoskin et Schaltegger, 2003; Schaltegger, 2007).

| | Zircon igné | Zircon métamorphisé | Zircon métamorphique | Zircon hydrothermal |
|---------------------|--|--|--|---|
| Morphologie externe | Communément automorphe à subautomorphe. | Arrondie à ovoïde; automorphe si rééquilibrage en présence de fluides (migmatites). | Arrondie à ovoïde; automorphe si croissance en présence de fluides (migmatites). | Communément automorphe à subautomorphe. |
| Morphologie interne | Très variables : -zonage oscillatoire fin et rectiligne, parfois oblitéré par la recristallisation; -zonage sectoriel; -zonage résorbé et entouré par zone de reprécipitation; - zircon xénocristique. | Grain hérité du protolite montrant des signes de résorption ou des couronnes métamorphiques. La forme du cœur peut préserver la morphologie externe du grain d'origine en tout ou en partie. | Zonage irrégulier ou homogène; inclusions de minéraux métamorphiques possibles. | Texture poreuse; grain contenant de nombreuses inclusions de minéraux hydrothermaux et de sulfures. |
| Composition | Th/U>0.5, U>100 ppm. | <u>Couronnes métamorphiques :</u> Th/U faible (haut-grade) à très faible (<0.01, moyen à bas grade). <u>Cœur :</u> garde l'empreinte de la composition du zircon du protolite. | Th/U faible (haut-grade) à très faible (<0.01, moyen à bas grade). | Th/U variable à élevé, enrichissement en HFSE, LREE, F, Pb non-radiogénique. |

1.5 Géologie du secteur sud-est de la Province de Grenville

Le secteur sud-est de la Province de Grenville, en Moyenne et Basse-Côte-Nord, est représenté par le terrane de Pinware, défini par Gower et al. (1988), et par plusieurs domaines lithotectoniques, incluant le domaine de Mécatina et le domaine de Natashquan (Fig. 1.1). Les éléments structuraux séparant ces différents domaines et le terrane de Pinware sont inconnus (Perreault et Heaman, 2003).

La géologie du domaine de Mécatina, comprenant essentiellement de l'anorthosite (Perrault et Heaman, 2003), n'est pas détaillée dans cette thèse. Nous nous restreindrons uniquement à la description de la géologie du domaine de Natashquan et du terrane de Pinware adjacent. Les travaux récents de cartographie et de géochronologie ont montré que les unités supracrustales et orthogneissiques de la partie sud-est du domaine de Natashquan, préalablement considéré comme un domaine distinct et nommé domaine de La Romaine, ont des âges similaires et des ressemblances lithologiques avec les unités volcano-sédimentaires du Groupe de Wakeham et les granitoïdes du Complexe d'Aguanish, composant le domaine de Natashquan (Corriveau et al., 2002). C'est pourquoi nous utiliserons, dans cette thèse, la définition du domaine de Natashquan de Gobeil et al. (2003) et que nous y inclueront celui de La Romaine.

1.5.1 Le terrane de Pinware

1.5.1.1 Unités lithologiques

Le terrane de Pinware contient des lambeaux de croûte d'âge Labradorien (1710 – 1600 Ma), Pinwarien (1520 – 1460 Ma) et d'âges compris entre 1460 Ma et 1230 Ma, comprenant des roches supracrustales migmatisées, une proportion importante de granitoïdes foliés à gneissiques et des intrusions mafiques litées. Ces unités sont recoupées par de nombreux plutons granitiques syn- à post-grenvilliens (1080 – 955 Ma) ainsi que par des dykes mafiques et des suites anorthositiques tardi- à post-grenvilliennes (Gower, 1996; Wasteneys et al., 1997; Perreault et Heaman, 2003; Heaman et al., 2004).

Les roches supracrustales sont composées principalement de gneiss quartzofeldspathiques, interprétés comme dérivant de protolites volcaniques felsiques. Ces gneiss quartzofeldspathiques sont associés à des roches mafiques d'origine volcanique, de la métapélite, du quartzite, du marbre et des roches calco-silicatées (Gower, 1996; Perrault et Heaman, 2003). L'âge du dépôt des roches supracrustales est estimé entre 1640 et 1637 Ma (Tucker et Gower, 1994, Wasteneys et al., 1997). Les granitoïdes foliés à gneissiques sont soit labradoriens, soit pinwariens. Les granitoïdes d'âge Labradorien auraient cristallisé entre 1650 et 1632 Ma (Wasteneys et al., 1997; Heaman et al., 2004). Les datations U–Pb obtenues sur le zircon, la monazite ou la titanite des granitoïdes foliés à gneissiques pinwariens indiquent un âge de cristallisation compris principalement entre 1526 et 1466 Ma (Gower et Krogh, 2002; Heaman et al., 2002). Les intrusions mafiques litées (ex. l'intrusion du lac Kyfanan) sont datés vers 1248 Ma (ex., âge de cristallisation obtenu par datation U–Pb sur la baddeleyite d'un gabbronorite provenant d'une intrusion litée; Heaman et al., 2004).

1.5.1.2 Métamorphisme

Deux épisodes métamorphiques sont documentés dans le terrane de Pinware. Un premier épisode, au faciès des granulites, a été daté à 1450 Ma (Wasteneys et al., 1997, Fig. 1.2). Le second épisode, de grade moins élevé (faciès des amphibolites) a été daté entre 1050 Ma et 985 Ma. Il est donc associé à l'orogénie grenvillienne (Wasteneys et al., 1997).

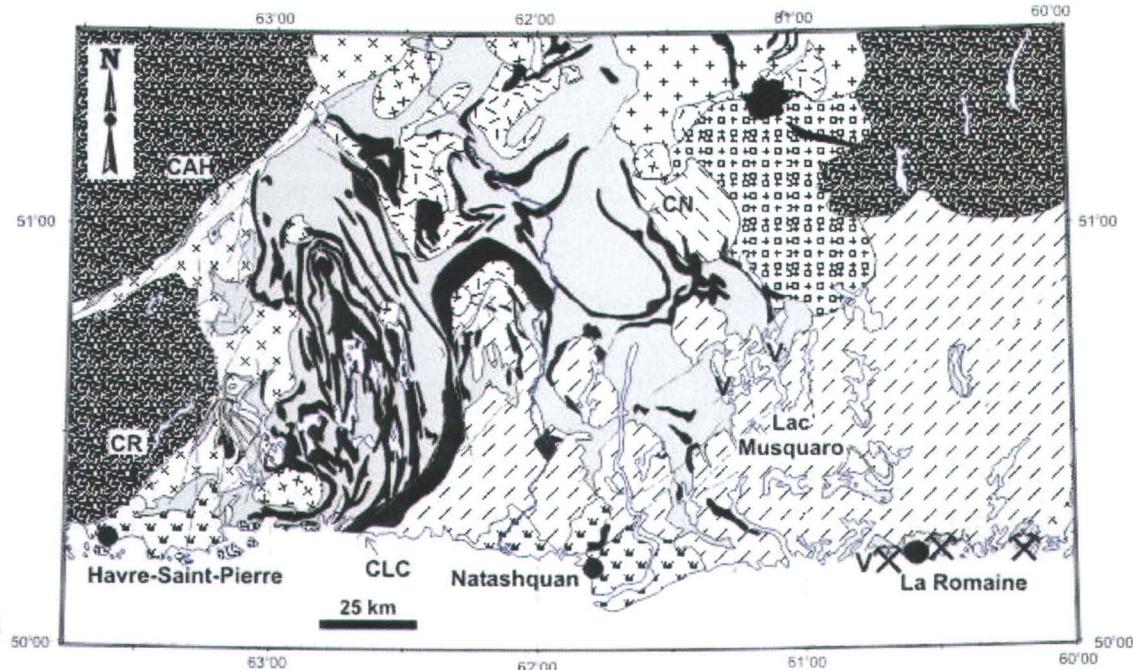
1.5.1.3 Structuration

Les roches du terrane de Pinware sont polydéformées. Elles montrent une foliation régionale pénétrative associée à une déformation ductile, correspondant à la gneissosité. Du litage primaire et une foliation plus ancienne peuvent être localement préservés dans les unités supracrustales (Lavergne, 1986). La foliation régionale et la gneissosité sont reprises par deux phases de déformation plus tardives, associées à l'orogénie grenvillienne, qui produisent des interférences de plis en dômes et bassins, d'échelle kilométrique (Perrault et Heaman, 2003).

1.5.2 Le domaine de Natashquan

1.5.2.1 Lithologies

Le domaine de Natashquan comprend, dans sa partie centrale, une séquence volcanosédimentaire au métamorphisme faible à moyen, le Groupe de Wakeham. Cette séquence est bordée par des complexes métamorphiques, incluant le Complexe de Buit à l'Ouest (Verpaelst et al., 1999), le Complexe de Boulain à l'Est (Madore et al., 1999) et le Complexe d'Aguanish au Sud et au Sud-Est (Corriveau et al., 2002; Gervais, 2003; Gobeil et al., 2003; Gervais et al., 2004). Le contact entre les unités volcanosédimentaires du Groupe de Wakeham et les complexes métamorphiques est intrusif ou tectonique (Gobeil et al., 2003). Deux suites plutoniques affleurent, aussi, dans le secteur nord-est du domaine de Natashquan : la Suite felsique de Kataht et la Suite felsique d'Olomane. Le domaine de Natashquan renferme, de plus, de nombreux dykes et filons-couches mafiques appartenant aux suites mafiques de Lillian et de Robe Noire (Scherrer, 2003) ainsi que des granites tardi-grenvilliens assignés à la Suite intrusive de La Galissonnière (<1 Ga) et des dykes mafiques post-grenvilliens (Gobeil et al., 2003) (Fig. 1.2).



- | | |
|--|---|
| | Couverture quaternaire |
| | Couverture Paléozoïque |
| | Granite (ca. 1,0 Ga) |
| | Suite anorthositique de Havre-St-Pierre (ca. 1,1 Ga) |
| | Gabbros et métagabbros (ca. 1,18 Ga) |
| | Granite à fluorine et roches felsiques (Suite d'Olomane, ca. 1,2 Ga) |
| | Porphyre à Qtz-Flp (Suite de Katath, ca. 1,5 Ga) |
| | Granite à texture rapakivi (Suite de Katath, ca. 1,5 Ga) |
| | Complexe de Boulain (ca. 1,5 Ga) |
| | Complexe d'Aguanish (ca. 1,5 Ga) |
| | Complexe de Buit |
| | Roches supracrustales du Groupe de Wakeham (ca. 1,5 Ga) ou d'âge et de nature similaire |
| | Centre volcanique |
| | Minéralisations cuprifères |
| | Faile |

Figure 1. 2 : Carte géologique du domaine de Natashquan. CR, cisaillement de Romaine; CAH, cisaillement de l'Abbé-Huard; CLC, cisaillement de Lac Caron; CN, cisaillement de Natashquan. Modifiée de Indares et Martignole (1993), Martignole et al. (1994), Gobeil et al. (2003).

Le Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham comprend principalement des roches métasédimentaires terrigènes très matures (arénite quartzitique, quartzite, arkose, subarkose feldspathique) ainsi que quelques intercalations de mudrock, de roche carbonatée (calcaire gréseux, grès calcaieux, mudrock calcaieux), de métapélite, de métaconglomérat et de formation de fer oxydée (Gobeil et al., 2003). Des unités métavolcaniques et métavolcanoclastiques, de composition felsique à intermédiaire, sont répertoriées au Sud-Est du Groupe de Wakeham, dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil (Corriveau et Bonnet, 2001, 2005). Des métabasaltes (basaltes amygdalaires, laves en coussin, brèches de coulées) et des rhyolites porphyriques ont aussi été documentés au Nord du Groupe de Wakeham, dans la région des lacs Arthur et Barrin (Desjardins, 1988; Martignole et al., 1992).

L'âge de dépôt de la séquence arénacée, dans le corps principal du Groupe de Wakeham, est compris entre 1630 et 1503 Ma (Verpaelst et al., 1997a, b; Wodicka et al., 2003). Dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, l'âge de sédimentation minimum, déterminé à partir de la datation de grains de zircon détritique, est de 1517 Ma (van Breemen et Corriveau, 2005). L'âge de sédimentation maximal y est contraint par l'âge de cristallisation de roches métavolcaniques et métavolcanoclastiques, interprétées comme étant sus-jacentes aux roches métasédimentaires, et datées entre 1511 Ma et 1493 Ma (van Breemen et Corriveau, 2005). La mise en place de ces roches métavolcaniques et métavolcanoclastiques marque la fin de la sédimentation dans ce secteur.

Le milieu de dépôt des unités volcano-sédimentaires du Groupe de Wakeham est interprété comme un bassin subsident peu profond et de haute énergie (Gobeil et al., 2003). Sur la base de leurs travaux de géochimie montrant l'affinité intraplaque de roches porphyriques felsiques, interprétées d'origine volcanique par Bourne et al. (1977), Martignole et al. (1994) associaient ce bassin volcano-sédimentaire à un rift continental actif. Cependant, Verpaelst et al. (1997b) ont infirmé l'origine volcanique de ces roches felsiques en démontrant qu'il s'agissait de porphyres intrusifs, plus jeunes que les roches métasédimentaires du Wakeham. Ces nouvelles données ont conduit Gobeil et al. (2003)

à proposer un autre modèle, associant le dépôt des roches supracrustales du Groupe de Wakeham à un environnement tectoniquement stable, de type marge continentale passive; un environnement aussi préconisé par Gower et Krogh (2002, 2003). Corriveau et Bonnet (2005) et van Breemen et Corriveau (2005) proposent, suivant le modèle de Rivers et Corrigan (2000), que les roches supracrustales de l'Est du Groupe de Wakeham (région des lacs Musquaro et d'Auteuil) se soient déposées dans un domaine arrière-arc continental. Un tel modèle est aussi recommandé par Youssef Larbi (communication écrite à L. Corriveau, 2005) basé sur ses recherches doctorales sur le Groupe de Wakeham (Larbi, 2003).

Les complexes métamorphiques

Les complexes métamorphiques sont composés, principalement, par de l'orthogneiss granitique à tonalitique, des granitoïdes et des enclaves centimétriques à pluri-kilométriques d'amphibolites, d'intrusions litées de composition mafique et ultramafique et de roches supracrustales migmatisées d'âge et de nature similaires à celles du Groupe de Wakeham (ex., la ceinture supracrustale de La Romaine) (Madore et al., 1999; Corriveau et al., 2002). Ces unités supracrustales renferment, localement, des zones d'altération hydrothermale métamorphisées, associées à des indices minéralisés (Clark, 2003; Corriveau et al., 2003). Un gneiss granitique du Complexe de Boulain a livré un âge de cristallisation de 1515 Ma (Wodicka et al., 2003). Des âges de cristallisation similaires ont aussi été obtenus sur des gneiss granitiques du Complexe d'Aguanish (van Breemen et Corriveau, 2001). Des âges de cristallisation un peu plus ancien, de 1535 ± 5 Ma et de $1529 +7/-6$ Ma, ont été obtenus sur un granite gneissique du Complexe de Buit et sur un gneiss tonalitique du Complexe d'Aguanish respectivement (Wodicka et al., 2003; van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006).

Les suites felsiques

La Suite felsique de Katath comprend un porphyre à quartz et feldspath ainsi qu'un granite à texture rapakivique d'âge Pinwarien (1510 – 1495 Ma; Verpaelst et al., 1997b;

Wodicka et al., 2003). Le porphyre à quartz et feldspath est intrusif dans les roches supracrustales du Groupe de Wakeham. Les unités de la Suite de Katath sont d'affinité calco-alcaline et montrent une signature chimique typique des granites d'arc magmatique continental (Machado, 1999).

La Suite felsique d'Oломане comprend, quant à elle, un granite à fluorine et un granite à quartz bleu d'âge pré-grenvillien (1245 – 1239 Ma; Martignole et al., 1994). Ces unités ont une signature chimique diagnostique des granites intraplaques anorogéniques (Martignole et al., 1994; Machado, 1999; Machado et al., 2003). Les rhyolites porphyriques répertoriées au Nord du Groupe de Wakeham et datées entre 1271 et 1246 Ma (Loveridge, 1986 ; Clark et Machado, 1995), se seraient mises en place dans un environnement similaire (Martignole et al., 1994).

Les suites mafiques

Les suites mafiques de Lillian et de Robe Noire comprennent des dykes et filons-couches de gabbro, variablement amphibolitisés, qui recoupent les unités supracrustales du Groupe de Wakeham, les complexes métamorphiques et les suites felsiques. Les unités mafiques de ces deux suites ont des compositions chimiques semblables et présentent des signatures typiques des basaltes intraplaques de type plateau continental (Scherrer, 2003). L'âge d'intrusion pour la Suite de Robe Noire est de 1177 Ma (Martignole et al., 1994). Toutefois, Gobeil et al. (2003) soulignent que cet âge ne peut pas être appliqué, sans controverse, à toutes les intrusions mafiques. Ces auteurs montrent, en effet, que certaines amphibolites, pétrogénétiquement semblables aux unités mafiques de la Suite de Robe Noire ou de Lillian, sont en enclave dans des granitoïdes de 1,5 Ga et pourraient donc être beaucoup plus anciennes que 1177 Ma.

1.5.2.2 Métamorphisme

Les unités supracrustales du Groupe de Wakeham montrent des paragenèses typiques du faciès inférieur des schistes verts à celui supérieur des amphibolites; l'intensité du

métamorphisme augmentant en bordure des complexes métamorphiques (Camion, 1990; Gobeil et al., 2003). L'augmentation du grade métamorphique, du moins vers la bordure occidentale, résulterait de l'emplacement d'intrusions granitiques, mangéritiques et anorthositiques adjacentes au Groupe de Wakeham (Camion, 1990; Martingole et al., 1994; Verpaelst et al., 1997b). Les complexes métamorphiques, situés en bordure des unités supracrustales, sont métamorphisés au faciès moyen à supérieur des amphibolites. Les datations U–Pb sur zircon, sur monazite et sur titanite des gneiss granitiques, des granitoïdes et des roches volcaniques du domaine de Natashquan situent l'âge du métamorphisme entre 1028 et 990 Ma (Clark et Machado, 1995; Wodicka et al., 2003, van Breemen et Corriveau, 2005). Un âge de 1495 Ma interprété comme métamorphique a aussi été obtenu localement sur un gneiss granitique (Clark et Machado, 1995) et serait compatible avec un événement métamorphique précoce d'âge Pinwarien, tel que documenté dans le terrane de Pinware.

1.5.2.3 Structuration

À l'échelle régionale, le domaine de Natashquan montre un patron morphologique en synformes et antiformes ou en dômes et bassins, d'échelle kilométrique (Gervais, 2003; Gobeil et al., 2003; Gervais et al., 2004). Les plis majeurs comprennent un antiforme et deux synformes, dont le Synclinorium de Davy, qui constituent l'aire d'affleurement du Groupe de Wakeham. Ces grandes structures, aux flancs abrupts, sont orientées Nord-Ouest – Sud-Est au Nord du domaine et Nord-Est – Sud-Ouest, au Sud. Elles plissent la foliation régionale et la gneissosité ainsi que les filons-couches et les dykes de gabbro de la Suite mafique de Robe Noire. Dans le secteur nord du domaine, elles reprennent aussi des structures plus précoces, définies par des plis orientés Nord-Est – Sud-Ouest à Est – Ouest. Les roches des complexes gneissiques adjacents au Groupe de Wakeham sont déformées le plus souvent en dômes et bassins, dont la plupart sont orientés Nord-Ouest – Sud-Est. Dans le secteur ouest du Complexe d'Aguanish, une augmentation de l'intensité de la déformation et du grade métamorphique, du bord vers le cœur des dômes est observée et conduit Gervais et al. (2004) à proposer un modèle de mise en place des dômes par montée diapirique, en réponse à la formation par sagduction du Synclinorium

de Davy. Les grandes structures orientées Nord-Ouest – Sud-Est, décrites ci-dessus, sont reprises par quatre zones de cisaillement majeures : le cisaillement de Romaine et le cisaillement de l'Abbé Huard à l'Ouest et au Nord-Ouest du domaine de Natashquan, le cisaillement du lac Caron au Sud, et celui de Natashquan au Nord-Est (Fig. 1.2).

1.5.3 L'évolution géologique de la Province de Grenville orientale

L'évolution géologique de la Province de Grenville orientale est marquée par trois phases de magmatisme et de tectonisme (Gower, 1996; Gower et Krogh, 2002).

1.5.3.1 La première phase : >1710 Ma à 1600 Ma

La première phase, correspondant aux événements pré labradorien (>1710 Ma) et labradorien (1710 – 1600 Ma), est interprétée comme la formation d'une marge continentale passive suite à l'accrétion d'un arc magmatique au-dessus d'une zone de subduction à pendage vers le Sud. Les événements tectoniques ou magmatiques paléoprotérozoïques (géons 17 – 16) sont principalement documentés au Nord du terrane de Pinware (Fig. 1.1). Cependant, des roches supracrustales d'âge pré-Labradorien et des roches magmatiques labradoriennes sont aussi documentées dans le terrane de Pinware, indiquant que la croûte labradorienne s'étend vers le Sud jusqu'à ce terrane (Gower, 1996; Gower et Krogh, 2002; Perreault et Heaman, 2003). Dans le domaine de Natashquan, les zircons détritiques des sédiments arénacés du Groupe de Wakeham indiquent un héritage archéen et paléoprotérozoïque (Larbi et al., 2003, Wodicka et al., 2003). Ces auteurs proposent que les unités paléoprotérozoïques constituent l'une des sources et le substratum sur lequel ou en marge duquel, le Groupe de Wakeham s'est déposé. La présence de zircons hérités de 1.61 – 1.55 Ga provenant de roches volcaniques sus-jacentes aux roches métasédimentaires du Groupe de Wakeham confirme aussi ce modèle (van Breemen et Corriveau, 2005).

1.5.3.2 La seconde phase : entre 1600 et 1230 Ma

Entre 1600 et 1520 Ma, l'activité magmatique est très réduite dans le secteur sud-est de la Province de Grenville, suggérant le développement d'une marge continentale passive (Gower et Krogh, 2002, 2003; Gobeil et al., 2003). Toutefois, la présence de zircons xénocristiques de 1,61 – 1,55 Ga dans des roches volcaniques et platoniques de la région des lacs Musquaro et d'Auteuil indiquent que l'absence d'une activité magmatique entre 1600 et 1520 Ma ne serait qu'apparente (van Breemen et Corriveau, 2005).

Par la suite, lors du cycle orogénique Pinwarien, compris entre 1520 et 1460 Ma, un arc magmatique se forme sur la marge laurentienne (Gower et Krogh, 2002; Heaman et al., 2004). Cet arc magmatique est associé à une subduction vers le Nord. Il est défini par des granitoïdes, des roches volcaniques et des intrusions de porphyres, de composition felsique à intermédiaire et d'affinité calco-alcaline (Fig. 1.1). Dans le domaine de Natashquan, les premières manifestations du magmatisme d'arc continental débutent autour de 1535 ± 5 Ma (Gobeil et al., 2003, Wodicka et al., 2003). Les sédiments du Groupe de Wakeham, du moins ceux de la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, et les roches supracrustales du Complexe d'Aguanish se seraient déposés au début de la mise en place de l'arc magmatique pinwarien, dans un bassin arrière-arc (Corriveau et Bonnet, 2005; van Breemen et Corriveau, 2005). Le magmatisme d'arc est accompagné, localement, d'un épisode métamorphique de haut-grade. Ce dernier est reconnu localement dans le terrane de Pinware et dans le domaine de Natashquan (Perreault et Martignole, 1988; Clark et Machado, 1995; Wasteneys et al., 1997; Wodicka et al., 2003) (Fig. 1.2). Les éléments structuraux contemporains à cet événement métamorphique pinwarien ne sont pas documentés dans la littérature.

La construction de l'arc pinwarien est ensuite suivie, entre 1460 et 1230 Ma, d'un épisode magmatique. Cet épisode magmatique est associé à un régime en extension attribué à un plan de subduction subhorizontal (Gower et Krogh, 2002). Il se subdivise en trois périodes. Une première période, comprise entre 1460 et 1350 Ma, est associée à un magmatisme principalement anorthositique et mafique. Cet événement magmatique se

manifeste principalement au Nord du Front de Grenville (ex., les suites AMCG de Michikamau, de Harp Lake et de Mistastin), ainsi que dans les secteurs nord-est (ex., les gabbros de Michael et Shabogamo; Gower et Krogh, 2002) et sud-est de la Province de Grenville, à l'Ouest du domaine de Natashquan (ex., les gabbronorites du Complexe de Matamec; Gobeil et al., 1999; Saint-Germain et Corriveau, 2003; Fig. 1.1). Les deux autres périodes, comprises entre 1330 – 1290 Ma et 1290 – 1230 Ma, sont associées à un magmatisme principalement felsique. Ces événements magmatiques sont bien documentés dans le secteur nord-est de la Province de Grenville (ex., la Suite intrusive de Red Wine; Thomas, 1983; Gower et Krogh, 2002) et dans le domaine de Natashquan où elles sont définies par la mise en place des granites de la Suite felsique d'Olomane et de granitoïdes indifférenciés (Loveridge, 1986; Martignole et al., 1992, 1994). Un magmatisme mafique est aussi documenté entre 1290 et 1230 Ma, dans le secteur nord-est de la Province de Grenville (dykes de diabase et de gabbro à olivine de Mealy Mountain; Hamilton et Emslie, 1997; Gower et Krogh, 2002; Fig. 1.1) et autour de 1248 Ma dans le terrane de Pinware (intrusion de gabbronorite; Heaman et al., 2004).

1.5.3.3 La troisième phase : entre 1230 et 955 Ma

La troisième phase regroupe les événements associés à la période comprise entre 1230 et 955 Ma. Gower et Krogh (2002) suggèrent que le secteur oriental de la Province de Grenville subissait jusqu'à 1180 Ma l'influence légère et distale de l'orogenèse elzévirienne.

La période entre 1180 et 1062 Ma est marquée par plusieurs événements magmatiques mafiques et anorthositiques, répertoriés dans le domaine de Natashquan. Ils comprennent un événement magmatique mafique autour de 1177 Ma, représenté par la mise en place des suites mafiques de Lillian et de Robe Noire dans le domaine de Natashquan (Martignole et al., 1994); un événement magmatique anorthositique entre 1,13 et 1,06 Ga auquel est associé la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (van Breemen et Higgins, 1993; Wodicka et al., 2003; Fig. 1.1) et enfin du magmatisme mafique à 1062 Ma, caractérisé par la mise en place de l'intrusion litée de Musquaro dans

le Complexe d’Aguanish (van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006). Gobeil et al. (2003) soulignent que ces événements magmatiques pourraient être associés à la présence d’une plume mantellique sous la croûte continentale.

La période allant de 1080 à 985 Ma correspond aux collisions grenvillienes continent-continent (Gower et Krogh, 2002). Dans le secteur oriental de la Province de Grenville, le cycle orogénique grenvillien a atteint son intensité maximale à des temps différents suivant les endroits (Gower et Krogh, 2002). Dans le terrane de Pinware et le domaine de Natashquan, les événements tectono-métamorphiques majeurs, associés à l’orogénèse grenvillienes, auraient lieu principalement entre 1050 et 985 Ma (Wodicka et al., 2003; van Breemen et Corriveau, 2005).

Dans le domaine de Natashquan, un épisode de magmatisme post-orogénique prend ensuite place entre 995 et 970 Ma. Il est défini entre autre par la mise en place de la Suite de La Galissonnière (Loveridge, 1986; Gobeil et al., 2003). Un événement magmatique mafique-anorthositique-syénitique a aussi été identifié dans le terrane de Pinware entre 985 et 975 Ma (Heaman et al., 2004).

1.6 Géologie du secteur d’étude

1.6.1 Travaux antérieurs

Le secteur d’étude, localisé dans la région sud-est du domaine de Natashquan (région des lacs Musquaro et d’Auteuil, SNRC 12K10, 11 et 14; région côtière comprise entre Kégashka et Baie-des-Loups, SNRC 12K01, 02 et 03), est dominé par des gneiss felsiques appartenant au Complexe d’Aguanish et renferme des proportions mineures de roches supracrustales appartenant à la ceinture supracrustale de La Romaine et à la marge sud-est du Groupe de Wakeham (Annexe II). Le secteur a fait l’objet de plusieurs projets de cartographie géologique régionale réalisés par Claveau (1945, 1950), Bassaget (1970, 1972), Sharma (1973a, 1973b), Bourne et al. (1978), Bourne (1981) et plus récemment

par la Commission géologique du Canada (Corriveau et Bonnet, 2001; Corriveau et al., 2002, 2003; Bonnet et Corriveau, 2003; annexe II). Une brève revue des résultats obtenus lors de ces travaux de cartographie est présentée dans cette section. Elle est complétée par l'étude des roches métasomatiques et par une analyse structurale et métamorphique, faites au cours du doctorat. Ces résultats servent d'assise fondamentale aux recherches thématiques présentées dans les prochains chapitres.

1.6.2 Description des unités

1.6.2.1 Le Groupe de Wakeham (région des lacs Musquaro et d'Auteuil)

Dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, la marge sud-est du Groupe de Wakeham (carte SNRC 12K10, 11 et 14 de l'annexe II) comprend de la base au sommet, une unité sédimentaire et une unité volcanique de composition rhyolitique à dacitique (planches I à IV de l'annexe I). Ces unités sont métamorphisées au faciès des amphibolites (Bonnet et Corriveau, 2003). Le contact stratigraphique entre les roches métasédimentaires et les roches métavolcaniques est normal. Les roches métasédimentaires comprennent principalement du quartzite, de l'arénite et de la sub-arkose, lesquels sont intercalés avec du paragneiss alumineux, du gneiss à biotite-grenat et du gneiss à nodules de quartz-fibrolite \pm muscovite. Les roches métavolcaniques sont constituées principalement de roches volcanoclastiques ainsi que de niveaux felsiques massifs ou laminés, présentant des textures rappelant celle d'une rhyolite rubanée. Cette séquence volcano-sédimentaire renferme plusieurs indicateurs d'une activité hydrothermale, en particulier des gneiss quartzofeldspathiques riches en veines et nodules alumineux interprétés comme des altérations à séricite (planche X de l'annexe I) et des roches métasomatiques. Une étude détaillée des roches métavolcaniques et des altérations hydrothermales est illustrée dans les chapitres 3 et 4 de cette thèse. La minéralogie et la chimie des roches métasomatiques sont détaillées ci-après.

Les roches métasomatiques du lac Musquaro

Les roches métasomatiques affleurent (1) au Nord du lac Musquaro où elles forment un niveau d'épaisseur métrique sus-jacent aux roches métasédimentaires; (2) au contact entre les roches métasédimentaires et les roches métavolcaniques de la zone centrale du lac Musquaro et (3) en enclaves décimétriques à décamétriques, dans les granitoïdes au Sud du lac Musquaro (Fig. 3.1). Au Nord du lac Musquaro, le niveau de roche métasomatique est associé à du marbre et des roches calco-silicatées. Ce niveau est hétérogène, finement rubané et est composé par des interlits ou lamines de gneiss quartzofeldspathique à grenat, de coticule (Qtz-Grt), de formation de fer (Qtz-Hbl-Grt-Mag), de grenatite, d'amphibolite à grenat et localement à clinopyroxène, d'hornblendite, de quartzite à grenat et magnétite, d'épidotite et de biotitite grenatifère (Planche VI, VII et IX de l'annexe I; abréviation des minéraux suivant Kretz, 1983). Il est recoupé par des veines de plagioclase, sub-parallèles ou recouvrant le rubanement (Fig. 1.3). Chacun de ces lits ou lamines présente des textures, des assemblages et des compositions minéralogiques très variés. Par exemple, suivant les lits ou lamines observés, la couleur, la morphologie et la composition du grenat peuvent être très variables; et cela, tant à l'échelle de l'affleurement que de la lame-mince (Tableau 1.4). Les sulfures (pyrite, pyrrhotite) et les oxydes de fer sont localement observés dans ces unités et peuvent être abondants (30%). Ils apparaissent sous la forme de grains plurimillimétriques subautomorphes ou sont présents en inclusion dans le quartz, la hornblende et plus rarement le grenat (Planche IX-D et E de l'annexe I). Ces roches métasomatiques montrent des compositions très diverses (Fig. 1.4 et Annexe V). Certaines sont composées principalement de silice ($\text{SiO}_2 = 69 - 78\%$ poids) et aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5 - 11\%$ poids), d'autre, moins riches en silicium ($\text{SiO}_2 = 41 - 58\%$ poids) montrent de fortes teneurs en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 17 - 21\%$ poids) ou aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 19 - 20\%$ poids) ou encore en calcium ($\text{CaO} = 15\%$ poids). Les veines de plagioclase recouvrant des roches supracrustales sont composées principalement de SiO_2 (49% poids), Al_2O_3 (22% poids), CaO (9% poids), Fe_2O_3 (6,5% poids). Le sodium est peu abondant dans ces unités ($\text{Na}_2\text{O} = 1\%$ poids). Les teneurs en Ba des roches métasomatiques sont variables et peuvent être importantes dans certains échantillons (7 – 933 ppm). Les roches métasomatiques ont des spectres en éléments des

terres-rares normalisés aux chondrites (valeurs de Sun et McDonough, 1989) qui sont, dans la plupart des cas, similaires à ceux des roches métasédimentaires arénacés adjacentes et qui présentent des rapports $(\text{La/Sm})_N$ et $(\text{Gd/Yb})_N$ compris respectivement entre 3,1 – 4,4 et 1,3 – 1,8 (Fig. 1.5A). Certaines roches métasomatiques présentent des spectres en éléments des terres-rares qui se différencient des précédents par un appauvrissement en terres-rares légères et un enrichissement en terres-rares lourdes (Fig. 1.5B) ou par un appauvrissement en terres-rares lourdes (Fig. 1.5C). Ces spectres sont alors peu fractionnés et sont caractérisés par des rapports $(\text{La/Sm})_N$ et $(\text{Gd/Yb})_N$ compris respectivement entre 2,4 – 3,5 et 1,4 – 3,9. Enfin, une grenatite présente un type de spectre qui se différencie des autres par une anomalie positive en Eu ($\text{Eu}^*_N = 1.9$) et un léger enrichissement des éléments des terres-rares lourdes (Fig. 1.5D).

Tableau 1. 4 : Caractéristiques des grenats des roches métasomatiques au Nord du lac Musquaro. Leur composition est exprimée en pourcentage de pyrope (Pyr), almandin (Alm), spessartine (Sps), grossulaire (Grs) et andradite (And). La composition minéralogique de ces grenats est détaillée dans l'annexe VI. (Abréviations : GF, grain fin; GM, grain moyen; XM, xénomorphe; SA, sub-automorphe; IN, riche en inclusions).

| N° lame-mince_analyse | Couleur | Morphologie | Faciès | Composition (%) | | | | |
|-----------------------|---------|-------------|------------------------|-----------------|-----|-----|-----|-----|
| | | | | Pyr | Alm | Sps | Grs | And |
| 170GH_1GT1 | Orangé | GF, XM | Grenatite | 5 | 26 | 44 | 17 | 8 |
| 170GH_1GT2 | | | | 5 | 25 | 43 | 18 | 8 |
| 170GH_1GT3 | | | | 5 | 28 | 44 | 18 | 8 |
| 170GH_2GT1 | Orangé | GM, XM | Épidotite | 3 | 23 | 44 | 21 | 7 |
| 170GH_2GT2 | | | | 4 | 22 | 45 | 19 | 9 |
| 170GH_3Gt1 | Rose | GM, SA | Grenatite | 5 | 30 | 30 | 28 | 7 |
| 170GH_3Gt2 | | | | 6 | 31 | 31 | 24 | 8 |
| 170GH_3Gt3 | | | | 6 | 28 | 37 | 20 | 9 |
| 170GH_4GT5 | Rose | GM, SA | Amphibolite | 5 | 32 | 34 | 17 | 10 |
| 170GH_4GT6 | | | | 5 | 34 | 31 | 22 | 8 |
| 170GH_4GT7 | | | | 6 | 34 | 30 | 22 | 7 |
| 170GH_4GT8 | | | | 5 | 32 | 32 | 21 | 8 |
| 171E_3GT2 | Rouge | GM, SA, IN | Quartzite à Grt-Hbl-Py | 10 | 63 | 4 | 18 | 2 |
| 171E_3GT3 | | | | 9 | 62 | 5 | 23 | 0 |
| 171E_2GT6 | Rouge | GM, XM, IN | grenatite | 6 | 54 | 11 | 21 | 5 |
| 171E_2GT5 | | | | 5 | 51 | 15 | 28 | 0 |
| 171A_1GT1/5* | Rouge | GM, SA, IN | coticule | 10 | 56 | 10 | 19 | 3 |
| 171A_2GT1/58 | | | | 12 | 61 | 6 | 20 | 0 |

Les roches métasomatiques de la zone centrale du lac Musquaro comprennent des roches à quartz, grenat et épидote (planche VII-C de l'annexe I). Elles renferment des traces de barytine, fluorine, titanite et zircon. Ces roches contiennent en moyenne 57% de SiO₂, 14,5% de Al₂O₃ et 14% de CaO ainsi que des teneurs variables en Fe₂O₃ (5 – 10%) et TiO₂ (2 – 0,5%) (Fig. 1.4, Annexe V). Les spectres en éléments des terres-rares, normalisés aux chondrites, de ces roches métasomatiques sont similaires à ceux des roches volcaniques et des roches métasédimentaires adjacentes ou se différencient de ces derniers par un appauvrissement en terres-rares légères (Fig. 1.5E).

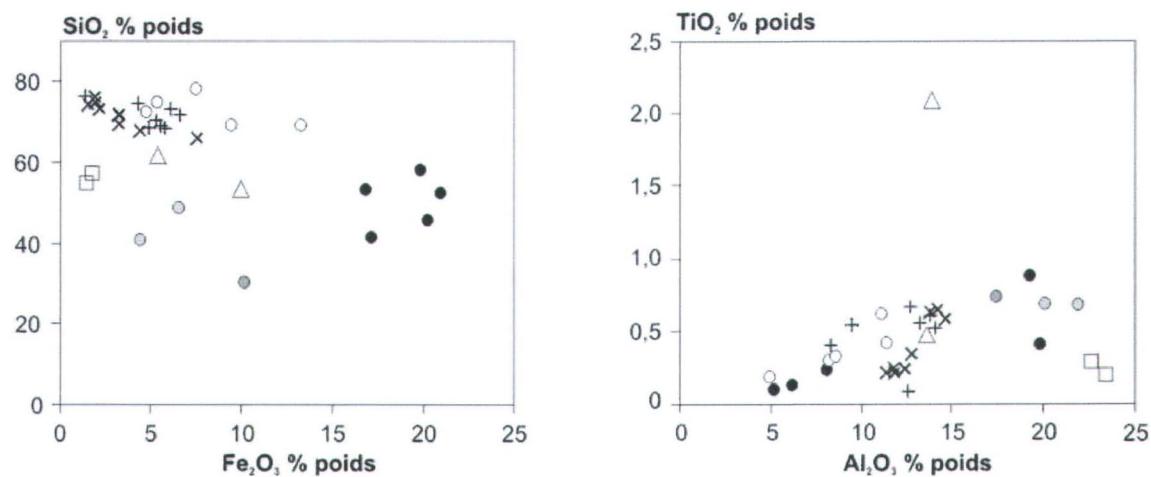
Au Sud du lac Musquaro, les enclaves de roches métasomatiques comprennent principalement du coticule à texture rubanée, composé de niveaux à andradite-anorthite, à anorthite ou à épидote-quartz-grenat-anorthite, ainsi que de la grenatite (Qtz-Grt), du gneiss blanc (Qtz-Pl-Grt-Cpx-Ttn), de l'épidotite (Ep-Pl-Cpx-Ttn) et de la hornblendite. Ces unités contiennent aussi des traces d'apatite, barytine, fluorine, titanite et zircon. Localement le zircon peut avoir un habitus inhabituel. Par exemple, les niveaux à anorthite-andradite-quartz du coticule renferment des grains de zircon d'égales dimensions et disposés en chapelets en bordure de grains de grenat (Fig. 3.4 de l'annexe I). Cet habitus en « chapelets » pourrait refléter leur croissance lors d'un influx de fluides enrichis en Zr (voir discussion dans le chapitre 3 de l'annexe I). Le coticule est composé principalement de silicium (SiO₂ = 55 – 57% poids), aluminium (Al₂O₃ = 23% poids) et calcium (CaO = 14 – 16% poids) et montre des teneurs élevées en Ba (14000 ppm) et Sr (1500 ppm) (Fig. 1.4, Annexe V). Les spectres en éléments des terres-rares, normalisés aux chondrites, de ces unités sont similaires à ceux des roches volcaniques adjacentes (Fig. 1.5F).

Les variations minéralogiques et chimiques observées dans les roches métasomatiques du lac Musquaro peuvent provenir de processus métamorphiques ou hydrothermaux (ex., exhalation de fluides hydrothermaux, circulation de fluides dans le protolite). La différenciation métamorphique contribue au développement, lors du métamorphisme, d'assemblages variés à partir d'un protolite uniforme et se développe à la suite de réactions entre deux couches incompatibles, telles que les couches silicatees et

carbonatées. Cette réaction est pertinente dans le cas des roches métasomatiques observées au nord du lac Musquaro; ces dernières étant associées à des métacarbonates. Toutefois, dans ce cas, cette hypothèse est peu probable. En effet, la différenciation métamorphique peut affecter la chimie en éléments majeurs des roches et expliquer les variations chimiques observées, mais elle ne peut pas aboutir à des enrichissements en Ba, en terres-rares lourdes et à des pics positifs en Eu, ni expliquer la présence de sulfures et les fortes teneurs en fer observées. De telles caractéristiques impliquent, au contraire, la contribution de fluides hydrothermaux (Lottermoser, 1992; Spry et al., 2000). L'exhalaison de fluides hydrothermaux sur les fonds sous-marins contribue à la formation de sédiments chimiques ou exhalites. Une fois métamorphisées, ces dernières forment des unités finement laminées, discontinues et peu épaisses (quelques mètres); lesquelles sont constituées de roches sédimentaires silico-clastiques interlitées avec du métachert, de la formation de fer, du coticule, de la grenatite, de la tourmalinite et de la roche riche en quartz-gahnite, apatite, barytine, staurolite zincifère, sulfures et oxydes de fer (Spry et al., 2000). Ces unités présentent des textures, des assemblages minéralogiques et des signatures chimiques qui s'apparentent à ceux des roches métasomatiques observées dans le secteur nord du lac Musquaro. Ces dernières peuvent donc être interprétées comme des méta-exhalites. Les fortes teneurs en Ba des roches métasomatiques du Sud et du centre du lac Musquaro, leur distribution à proximité de zones d'altération hydrothermale ou encore la présence de zircon, dont l'habitus suggère l'interaction de fluides enrichis en Zr, appuient aussi l'origine hydrothermale de ces roches.



Figure 1. 3 : Veine de plagioclase associée aux roches métasomatiques observées au Nord du lac Musquaro



Roche métasomatique - Musquaro nord
 ○ Riche en Si (quartzite à Mag, coticule)
 ● Riche en Fe (hornblendite, grenatite)
 ○ Riche en Ca (plagioclasite)
 ● Riche en K (biotitite)

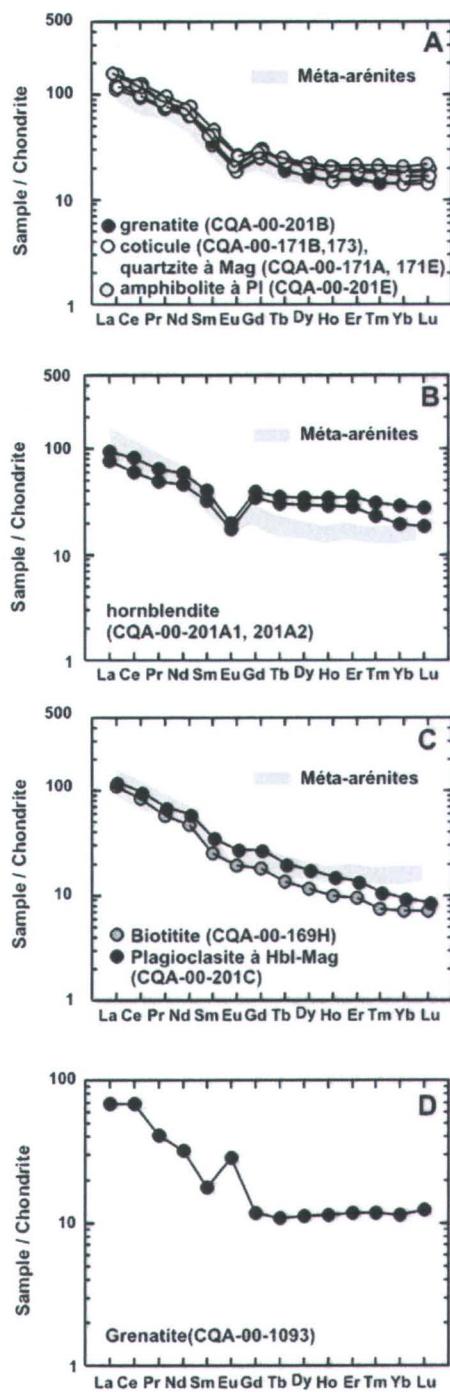
Roche métasomatique - Musquaro centre
 △ Quartzite à Grt-Ep

Roche métasomatique - Musquaro sud
 □ Coticule à andradite
 + Roche métasédimentaires
 + Arénite

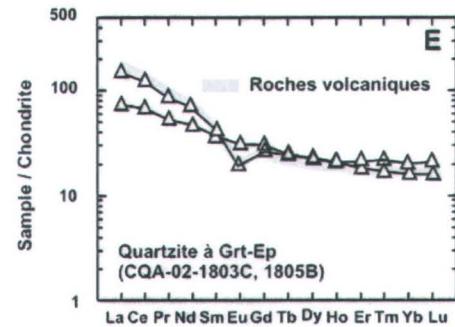
Roches métavolcaniques
 × Rhyolite et dacite

Figure 1. 4 : Diagrammes SiO_2 vs Fe_2O_3 et TiO_2 vs Al_2O_3 pour les roches métasomatiques du lac Musquaro. La composition des roches métasomatiques est comparée avec celle des roches métasédimentaires et volcaniques adjacentes.

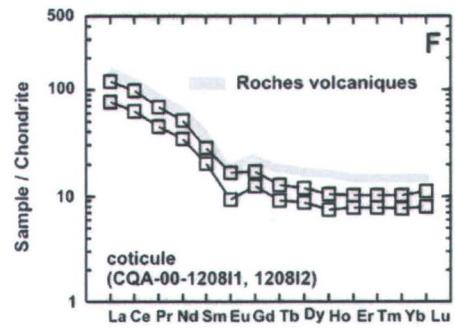
Roches métasomatiques - Musquaro Nord



Roches métasomatiques - Musquaro Centre



Roches métasomatiques - Musquaro Sud



Roches métasomatiques et métavolcaniques

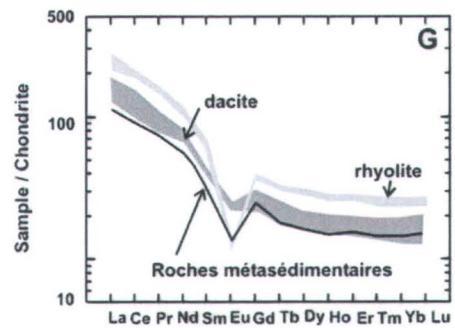


Figure 1.5 : Spectres des éléments des terres-rares normalisés aux valeurs des chondrites (valeurs de Sun et McDonough, 1989) pour les roches métasomatiques du lac Musquaro. Ces spectres sont comparés avec ceux des roches métasédimentaires arénacées et des roches métavolcaniques felsiques adjacentes aux roches métasomatiques. Notez que les spectres des roches métasédimentaires et volcaniques sont très similaires. Les signatures chimiques des roches volcaniques sont détaillées dans Corriveau et Bonnet (2005).

1.6.2.2 La ceinture supracrustale de La Romaine

Lors des travaux de cartographie réalisés durant cette étude doctorale, les roches supracrustales affleurant dans la région côtière entre Kegashka et Baie-des-Loups ont été regroupées dans une unité informelle, c'est-à-dire non définie en accord avec le code stratigraphique nord-américain (NACSN, 1986), appelée «ceinture supracrustale de La Romaine». Cette unité comprend des roches métasédimentaires principalement arénacées, des roches volcanoclastiques métamorphisées de composition, d'affinité et d'âge similaire à ceux du Groupe de Wakeham (Chapitre 2 et 5, van Breemen et Corriveau, 2005), du gneiss alumineux migmatisé ainsi qu'une unité composite d'amphibolite (Corriveau et al., 2003) (planche I-D à F et planche V de l'annexe I; carte 12K02 de l'annexe II). Le gneiss alumineux présente localement un mode en silicates d'alumine élevé (35%) par rapport à celui d'une métapélite et des fragments volcaniques bien préservées. Son protolite est alors interprété comme une roche volcanoclastique lessivée par hydrothermalisme (voir discussion dans les chapitres 2 et 3). Ce gneiss affleure à proximité d'un gneiss quartzofeldspathique (interprété comme du métatuf) riche en veines et nodules alumineux, reconnus eux-aussi comme des indicateurs d'une altération hydrothermale (Chapitre 3, planche X-C de l'annexe I). L'unité composite d'amphibolite renferme de l'amphibolite migmatisée, intercalée avec de l'hornblendite, des roches métasomatiques à biotite et orthopyroxène, de l'amphibolite magnétifère, des roches calco-silicatées et des grenatites. Des minéralisations en cuivre sont observées en plusieurs endroits de cette unité, interprétée comme une zone de décharge des fluides hydrothermaux (Tableau 1.5) (Chapitre 3, Corriveau et al., 2003). Une étude détaillée de ces différentes unités volcaniques et mafiques, peu à intensément altérées par hydrothermalisme, est illustrée dans les chapitres 3 et 4 de cette thèse

Nomenclature stratigraphique

L'appellation informelle «ceinture supracrustale de La Romaine» a été employée à cause de la difficulté pour reconnaître, sur le terrain, le protolite des amphibolites migmatisées de l'unité composite d'amphibolite. Les travaux de terrain et les données de géochimie de roche suggèrent que ces amphibolites migmatisées soient d'origine extrusive (lave) ou

intrusive (sill gabbroïque) (chapitres 3 et 4). L'unité composite d'amphibolite, et par cela même, la «ceinture supracrustale de La Romaine» renfermeraient, donc, un ensemble de roches de deux classes génétiques (ignées et sédimentaires/volcaniques). D'après le code stratigraphique nord-américain, un tel ensemble peut être défini par le terme formel Complexe. Toutefois, ce terme n'a pas été employé puisqu'il n'illustre pas (1) le lien génétique et temporel qui existe entre les roches métasédimentaires, métavolcaniques et les intrusions mafiques associées composant la «ceinture supracrustale de La Romaine», ni (2) la géométrie lithostratigraphique initiale, préservée malgré le métamorphisme de haut-grade des unités supracrustales.

Tableau 1. 5 : Teneurs en métaux de certaines zones minéralisées. Analyses par activation neutronique instrumentale réalisées par le MRNQ.

| N° Station | Estant (UTM Nad 83) | Nordant (UTM Nad 83) | Type de Roche | Cu ppm | Au ppb | Ag ppm | Mo ppm | Zn ppm | W ppm |
|------------|---------------------|----------------------|---------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 359 | 661568 | 5564898 | Volcanite mafique | 12400 | 430 | 11,8 | 820 | 101 | - |
| 358 | 661558 | 5564809 | Volcanite mafique | 760 | 10 | 1 | - | - | - |
| 554 | 662429 | 5564402 | Volcanite mafique | 770 | - | - | - | - | - |
| 556 | 663088 | 5565682 | Volcanite mafique | 5502 | 28,2 | 7,1 | 105 | - | - |
| 554 | 662429 | 5564402 | Volcanite mafique avec calc-silicates | - | - | - | 26,5 | - | 2416,5 |

1.6.2.3 Le Complexe d'Aguanish

Le Complexe d'Aguanish est composé principalement de granitoïdes gneissiques comprenant (1) un granite porphyrique observé uniquement dans la région du lac Musquaro mais rapporté communément à l'intérieur des terres par Claveau (1950) et Bassaget (1972), (2) de l'orthogneiss granitique ainsi que (3) des proportions mineures de gneiss tonalitique et de gneiss à orthopyroxène (voir cartes 12K01, 02 et 03 de l'annexe II). Les granitoïdes gneissiques renferment localement des enclaves plurimétriques d'anorthosite recristallisées. Ils sont aussi communément recoupées par des dykes de

granite rose leucocrate, des dykes granitiques rubanés et des dykes d'amphibolite et de métagabbro associés aux suites mafiques de Robe Noire et de Lillian (Scherrer, 2003).

Le granite porphyrique présente une fabrique magmatique avec des phénocristaux de feldspath potassique non recristallisés et automorphes. Ces derniers peuvent être orientés aléatoirement ou définir une foliation magmatique (cf., critères de Vernon, 2000). L'orthogneiss est homogène et à texture lenticulaire à oeillée. Sa composition varie de granitique à granodioritique. Les datations U–Pb obtenues sur les zircons d'un granite porphyrique et d'orthogneiss indiquent un âge de cristallisation compris entre 1505 et 1494 Ma (van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006).

Le gneiss de composition tonalitique affleure sur les archipels côtiers du havre Fraser et de la baie de Washicoutai à l'Ouest de La Romaine ainsi qu'au havre Bluff plus à l'Est (voir carte 12K01, 02, 03 de l'annexe II). Ce gneiss est hétérogène, à grain moyen, folié et rubané et à texture granoblastique. Des veines granitiques ainsi que des niveaux décimétriques mafiques très riches en hornblende ou de composition dioritique, définissent un rubanement parallèle à la foliation. Le gneiss est extrêmement plissé avec des motifs d'interférence de plis en dôme et bassin témoignant d'une histoire de déformation complexe (Fig. 1.6A). Cependant, plus à l'Ouest vers Kégaska et sur les îles les plus méridionales, le gneiss tonalitique devient très homogène et est alors à grain moyen et à texture porphyroclastique. Il contient localement des enclaves dioritiques et est recoupé par des dykes de puissance décimétrique à métrique montrant localement des apophyses d'amphibolite noire, foliée et à grain fin, de diorite foliée, à grain moyen et à texture porphyroclastique, et de granite tardif rose, folié, grenu, à grain fin à moyen, leucocrate (3 % de biotite) (Fig. 1.6B). De par ces caractéristiques, ce gneiss homogène pourrait représenter l'équivalent non déformé du gneiss tonalitique plissé.

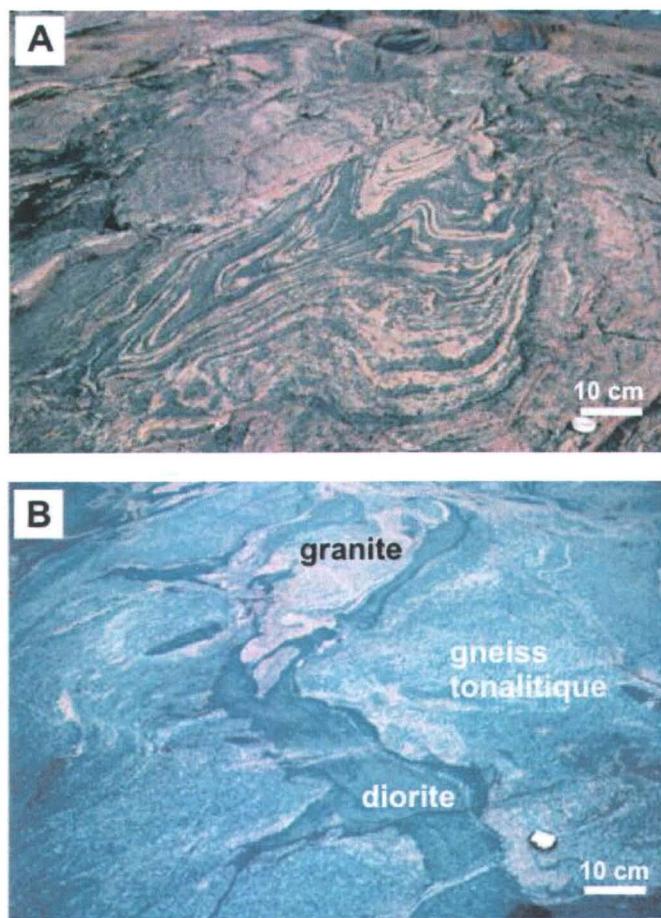


Figure 1. 6 : Le gneiss tonalitique. A) Faciès extrêmement déformés montrant des motifs structuraux qui témoignent d'un plissement complexe. B) Gneiss tonalitique homogène recoupé par des dykes de granite et de diorite montrant des apophyses.

1.6.2.4 Les unités mafiques

Métagabbros de La Romaine et Baie des Loups

Ces métagabbros sont migmatisés et renferment des leucosomes amiboïdes à orthopyroxène et clinopyroxène répatis dans une matrice à hornblende et plagioclase (Fig. 1.9). Ils présentent localement des reliques d'une texture ignée sub-ophitique et localement du litage magmatique. Le cœur des intrusions gabbroïques comprend des niveaux leucocratiques et anorthositiques à grains moyens à grossiers. En bordure des intrusions, le gabbro est homogène, à grain fin et s'apparente alors aux amphibolites de l'unité composite d'amphibolite observée dans la séquence supracrustale. Cette intrusion,

possiblement un lacolithe à l'origine, pourrait représenter une intrusion subvolcanique contemporaine au volcanisme.

Intrusion litée de Musquaro

L'intrusion litée de Musquaro affleure à l'embouchure de la rivière Musquaro. Elle est de composition mafique à ultramafique et comprend des unités de péridotite, de troctolite coronitique, de gabbronorite localement minéralisée en Cu et Ni ainsi que des brèches intrusives mafiques. La marge Est de l'intrusion est définie par des brèches de diorite et de gabbro (Corriveau et al., 2002). L'olivine, présente dans la troctolite, est entourée d'agrégats successifs d'enstatite, d'augite, d'amphibole et de biotite, typique d'une couronne métamorphique (Claveau, 1950). Les travaux de datation U–Pb indiquent un âge de mise en place de 1062 ± 9 Ma (van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006).

Les dykes mafiques

Le Complexe d'Aguanish et, localement, les unités supracrustales sont recoupés par des dykes d'amphibolites et de métagabbros. Ces dykes mafiques sont de puissance décimétrique à métrique et sont localement boudinés. Ils présentent un héritage pétrogénétique similaire à ceux de la Suite mafique de Robe Noire et de Lillian (Scherrer, 2003). Du point de vue de leur texture et de leur minéralogie, les dykes mafiques de la région côtière et de celle des lacs Musquaro et d'Auteuil, sont similaires. Le métagabbro est à grain fin et présente généralement une texture porphyroblastique. Il montre localement une texture ignée sub-ophitique relique, soulignée par des bâtonnets de plagioclase trapus, pas à peu recristallisés. Le métagabbro est constitué principalement par du plagioclase, de la hornblende et des traces de magnétite. Il présente aussi localement des reliques de clinopyroxène igné. L'amphibolite est à grain fin et présente une fabrique planaire très bien développée. Elle est constituée d'amphibole, de plagioclase et localement de biotite, de quartz et de magnétite.

Dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, l'ensemble de ces dykes sont répartis en deux suites distinctes qui se diffèrentent du point de vue de leur structuration. En effet, ces dykes sont soit plissés avec leurs contacts sub-concordants à la foliation régionale elle-même plissée, soit rectilignes et orientés Nord-Est – Sud-Ouest à Est – Ouest. Par analogie avec les observations faites dans le Groupe de Wakeham, les premiers ont été interprétés comme appartenant à la Suite de la Robe Noire et les seconds, à celle de Lillian (voir carte 12K11 de l'annexe II).

1.6.2 Métamorphisme

1.6.3.1 Métamorphisme des unités supracrustales

La cartographie des unités supracrustales, présentes dans le secteur d'étude, a permis de mettre en évidence une augmentation du grade métamorphique du faciès des amphibolites, dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, à celui des granulites, dans la région côtière (Bonnet et Corriveau, 2003).

Unités supracrustales du Groupe de Wakeham, région des lacs Musquaro et d'Auteuil

Les roches métasédimentaires arénacées et les roches volcaniques felsiques sont composées principalement de quartz, feldspath et de biotite (3 à 5%). Elles renferment localement des nodules hyperalumineux composés de muscovite, fibrolite ou sillimanite et quartz. Dans ces nodules, la muscovite est remplacée par de la fibrolite ou de la sillimanite prismatique. Les paragneiss alumineux, qui alternent avec les grès, présentent un assemblage minéralogique à biotite (30 à 65%), quartz (15 à 25%), plagioclase (10 à 30%), grenat (3%), muscovite (2 à 7%) et localement fibrolite (Fig. 1.7). Ils renferment aussi de faibles proportions (<1%) d'apatite, d'ilménite et de zircon. La muscovite peut être absente dans certains paragneiss moins alumineux, composés alors essentiellement de biotite, quartz, plagioclase et grenat. Lorsque présent dans les paragneiss, le grenat a une taille plurimillimétrique, une forme subautomorphe à xénomorphe et est riche en inclusions rectilignes ou hélicitiques de quartz, feldspath et plus rarement de biotite.

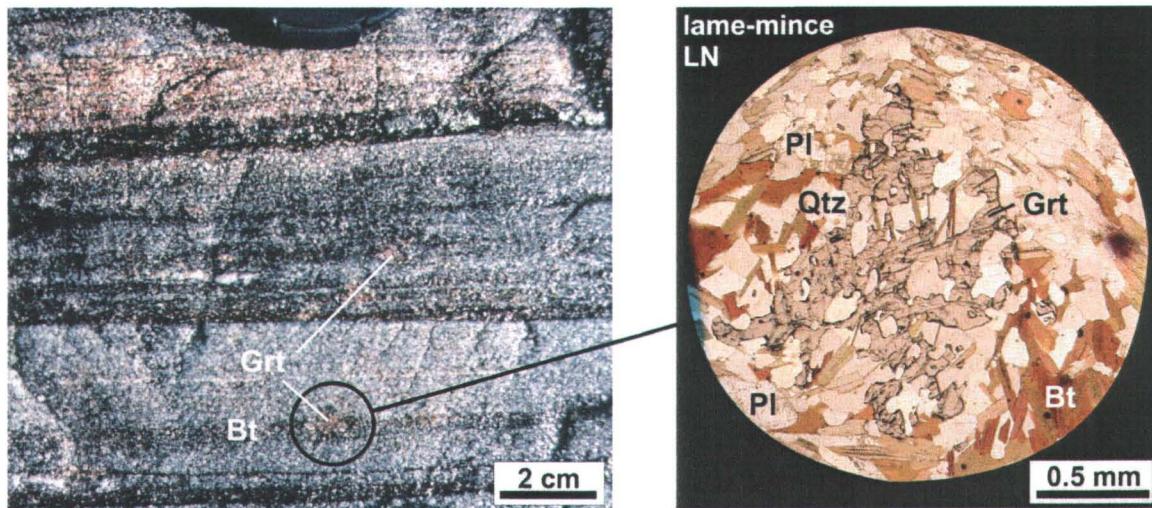


Figure 1.7 : Paragneiss observé au Nord du lac Musquaro. Les niveaux plus alumineux sont riches en biotite et grenat (noir). En lame-mince (photographie en lumière naturelle LN) le grenat est squelettique et est associé à de la biotite, du plagioclase et du quartz.

Wei et al. (2004) ont calibré des grilles pétrogénétique dans le système KMnFMASH (K_2O , MnO , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) pour des micaschistes composés de grenat, biotite, muscovite, plagioclase, quartz et de faibles proportions d'ilménite, apatite et graphite. Leur système semble approprié aux paragneiss alumineux observés dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil. D'après leur calibrage, la stabilité des assemblages à grenat-biotite-muscovite nécessiterait des températures supérieures à 550°C et des pressions supérieures à 4000 bars. Ces conditions pression-températures concordent avec celles calculées à partir de méthodes quantitatives (thermomètre grenat-biotite et baromètre plagioclase-grenat-silicate d'alumine-quartz) sur un échantillon de paragneiss présentant une paragenèse à grenat-biotite-plagioclase-fibrolite (Tableau 1.6 et 1.7). Ces conditions sont typiques d'un métamorphisme au faciès des amphibolites (zone à grenat). Sous de telles conditions de pression et température, la sillimanite observée dans les nodules hyperalumineux est hors de son champ normal de stabilité et sa présence pourrait être reliée à la composition même de ces nodules. En effet, Tinkham et al. (2001) mettent en évidence que la sillimanite devient stable à des températures plus faibles lorsque la teneur en aluminium d'une roche augmente et passe un certain seuil critique.

Tableau 1. 6 : Composition de la biotite, du grenat et du feldspath de l'échantillon de paragneiss CQA-00-7EG utilisés pour les calculs géothermobarométriques.

| Biotite | | | Grenat | | | Feldspath | | |
|--|--------|-------|--|--------|--------|--|-------|-------|
| N° analyse | 7-1B10 | 7-1B9 | N° analyse | 7-1G25 | 7-1G24 | N° analyse | 7-1F4 | 7-1F3 |
| SiO ₂ | 35,2 | 35,1 | SiO ₂ | 37,22 | 36,97 | SiO ₂ | 51,32 | 51,88 |
| TiO ₂ | 1,7 | 1,6 | TiO ₂ | 0,00 | 0,03 | Al ₂ O ₃ | 31,09 | 30,92 |
| Al ₂ O ₃ | 17,7 | 17,6 | Al ₂ O ₃ | 21,56 | 21,39 | FeO | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 19,1 | 18,9 | FeO | 29,96 | 29,90 | CaO | 13,10 | 13,08 |
| MnO | 0,1 | 0,2 | MnO | 6,18 | 5,65 | Na ₂ O | 3,73 | 4,01 |
| MgO | 11,4 | 11,2 | MgO | 2,96 | 2,87 | K ₂ O | 0,17 | 0,06 |
| CaO | 0,1 | 0,0 | CaO | 2,88 | 2,85 | K ₂ O | 0,17 | 0,06 |
| Na ₂ O | 0,2 | 0,2 | Total | | | BaO | 0,09 | 0,00 |
| K ₂ O | 9,3 | 9,3 | | | | Total | | |
| CL | 0,0 | 0,0 | | | | | | |
| F | 0,5 | 0,6 | | | | | | |
| Total | 95,6 | 95,2 | | | | | | |
| formule structurale calculée sur 22 oxygènes | | | formule structurale calculée sur 24 oxygènes | | | formule structurale calculée sur 32 oxygènes | | |
| Si | 5,40 | 5,42 | Si | 5,94 | 5,96 | Si | 9,36 | 9,41 |
| Aliv | 2,60 | 2,58 | Al | 4,06 | 4,06 | Al | 6,69 | 6,61 |
| Alvi | 0,59 | 0,63 | | | | | | |
| Ti | 0,20 | 0,18 | | | | | | |
| Fe(ii) | 2,45 | 2,43 | Fe | 4,00 | 4,03 | Fe(ii) | 0,00 | 0,00 |
| Mn | 0,02 | 0,02 | Mn | 0,84 | 0,77 | | | |
| Mg | 2,60 | 2,57 | Mg | 0,70 | 0,69 | Ca | 2,56 | 2,54 |
| Ca | 0,01 | 0,01 | Ca | 0,49 | 0,49 | Na | 1,32 | 1,41 |
| Na | 0,05 | 0,06 | | | | K | 0,04 | 0,01 |
| K | 1,82 | 1,84 | TOTAL | 16,03 | 16,01 | Ba | 0,01 | 0,00 |
| Cl | 0,01 | 0,00 | | | | | | |
| F | 0,25 | 0,27 | Pyrope | 12 | 12 | TOTAL | 19,97 | 19,99 |
| | | | Almandin | 66 | 67 | | | |
| TOTAL | 15.73 | 15.74 | Grossulaire | 8 | 8 | Anorthite | 65 | 64 |
| | | | Spessartine | 14 | 13 | Albite | 34 | 36 |
| | | | | | | Orthose | 1 | 0 |

Tableau 1. 7 : Résultats des calculs géothermobarométriques obtenus pour l'échantillon 7EG. Les résultats ont été obtenus avec le logiciel TherBaro v. 2.0 de Kleemann (1994). Les températures T_{KR94} ont été estimées avec le thermomètre grenat-biotite de Kleemann et Reinhardt (1994). Les pressions P_{NH81} , P_{GS84} , P_{KN89} , P_{GT76} avec les baromètres plagioclase-grenat-silicate d'alumine-quartz de Newton et Haselton (1981), Ganguly et Saxena (1984), Kozlak et Newton (1989) et Ghent (1976).

| P (bars) | T_{KR94} | T (°C) | P_{NH81} | P_{GS84} | P_{KN89} | P_{GT76} |
|----------|------------|--------|------------|------------|------------|------------|
| 2000 | 566 | 550 | 4084 | 3274 | 4758 | 2877 |
| 4000 | 572 | 570 | 4298 | 3385 | 4961 | 3074 |
| 6000 | 579 | 580 | 4462 | 3509 | 5103 | 3217 |

Les analyses U–Pb sur les zircons métamorphiques provenant de roches volcaniques indiquent que le métamorphisme au faciès des amphibolites aurait eu lieu vers 1020 Ma. Le métamorphisme grenvillien aurait pris fin vers 990 Ma, d’après les résultats obtenus par les analyses U–Pb sur les titanites (van Breemen et Corriveau, 2005). Ces âges métamorphiques sont compatibles avec ceux obtenus sur les granitoïdes de l’ensemble du domaine de Natashquan (Wodicka et al., 2003).

La ceinture supracrustale de La Romaine

Les roches métasédimentaires arénacées et les roches métavolcaniques felsiques, observées dans la ceinture supracrustale de La Romaine, présentent un assemblage minéralogique à quartz, feldspath, biotite et localement magnétite ou hématite. L’assemblage minéralogique des gneiss alumineux, sus-jacents aux roches métasédimentaires arénacées, est à alumino-silicates (sillimanite, disthène), biotite, grenat, cordiérite, feldspath (feldspath potassique et plagioclase) et quartz. Le zircon, la magnétite et la pyrite sont aussi présents en trace. Le gneiss est localement migmatisé et renferme des leucosomes amiboïdes à grenat et cordiérite. Le paléosome est à grain fin à moyen. Il renferme des porphyroblastes de grenat, de la biotite, sillimanite, feldspath potassique, plagioclase et quartz. Les porphyroblastes de grenat sont de taille millimétrique à centimétrique, de forme xénomorphe et sont très riches en inclusions de biotite ou de sillimanite. Ces derniers minéraux sont aussi présents dans la matrice et forment localement des amas définissant la gneissosité. Les leucosomes sont à grain moyen à grossier et composés par des porphyroblastes de cordiérite et grenat, ainsi que par du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz (Fig. 1.8A). Dans les leucosomes, le grenat est de forme xénomorphe à subautomorphe, limpide ou contient de rares inclusions de sillimanite, biotite et quartz. La cordiérite est souvent pinitisée. Elle apparaît au contact avec le grenat et le feldspath potassique (Fig. 1.8B). Occasionnellement, la cordiérite contient des inclusions de biotite ou plus rarement, de sillimanite. Ces assemblages et ces textures suggèrent que les leucosomes sont le produit de la réaction univariante : biotite + sillimanite + quartz \pm plagioclase \pm H₂O = grenat + cordiérite + feldspath potassique + liquide. Le peu de connectivité apparente entre les leucosomes soulignent leur caractère *in situ* avec peu de transport de matériel (voir section 5.2.3 de

l'annexe I). Une deuxième génération de sillimanite prismatique et de biotite croît autour et enveloppe les porphyroblastes de grenat limpide ou riche en inclusion de sillimanite (de première génération) (Fig. 1.8C).

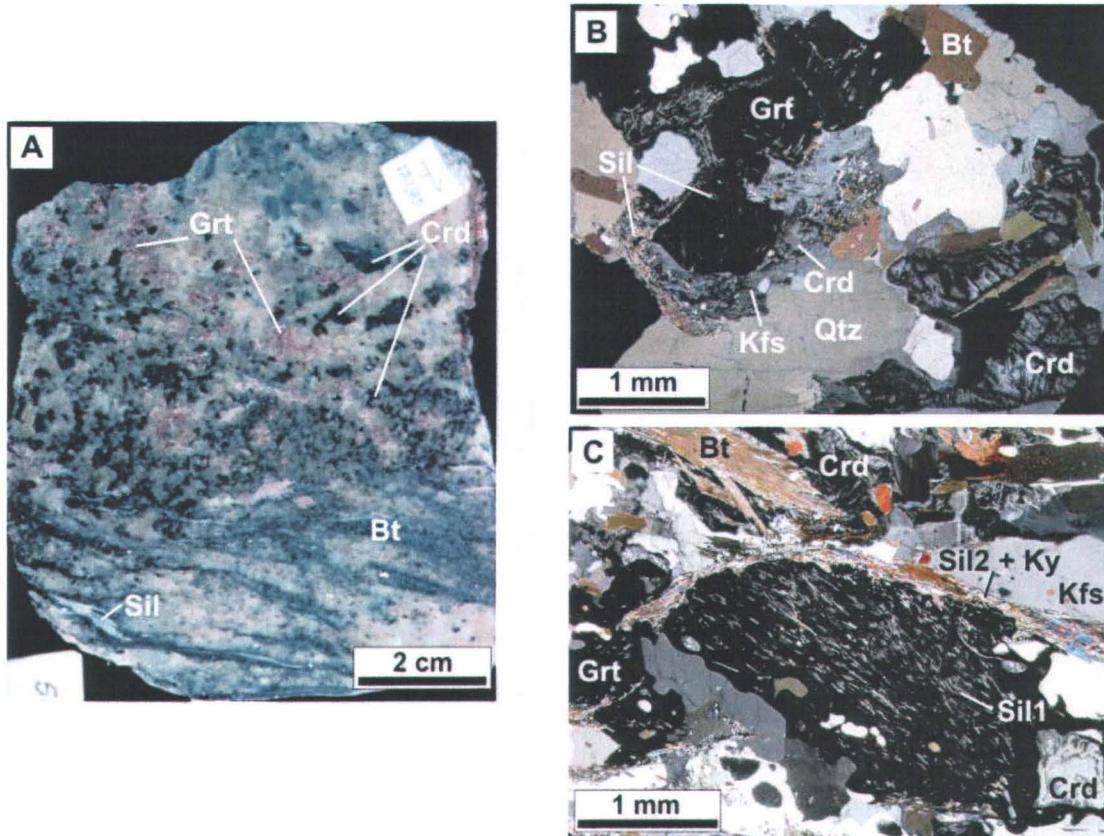


Figure 1. 8: Assemblages minéralogiques des gneiss alumineux de la ceinture supracrustale de La Romaine. **A)** Leucosome à grenat (Grt) et cordiérite (Crd) et paléosome riche en biotite (Bt) et sillimanite (Sil). **B)** Leucosome à grenat-cordiérite observé en lame-mince (photographies en lumière polarisée). Le grenat est en contact avec la cordiérite et le feldspath potassique (Kfs). Il est automorphe et renferme de rares inclusions de sillimanite d'orientation aléatoire. Ce grenat est entouré d'une couronne de grenat très riche en inclusion de sillimanite. **C)** Porphyroblaste de grenat renfermant des inclusions de sillimanite de première génération (Sil1) et cordiérite. Ce grenat est bordé par de la biotite, de la sillimanite de deuxième génération (Sil2).

L'amphibolite migmatisée affleurant dans l'unité composite d'amphibolite présente une association minérale à plagioclase, hornblende, orthopyroxène, localement clinopyroxène, quartz, biotite ainsi que magnétite et apatite en trace (Fig. 1.9A et B). Elle renferme des leucosomes amiboïdes à grain grossier, à orthopyroxène et, dans certains cas, à clinopyroxène (Fig. 1.9A). L'orthopyroxène est remplacé partiellement par de la biotite rétrograde (Fig. 1.9B). Localement, de la magnétite apparaît en contact avec l'orthopyroxène. Le quartz et le plagioclase sont présents dans le leucosome et le paléosome. Les leucosomes sont répartis dans une matrice à hornblende et plagioclase (Fig. 1.9A). L'assemblage à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase et localement magnétite est compatible comme produit de la réaction hornblende \pm quartz = orthopyroxène + (clinopyroxène) + plagioclase + magnétite + liquide.

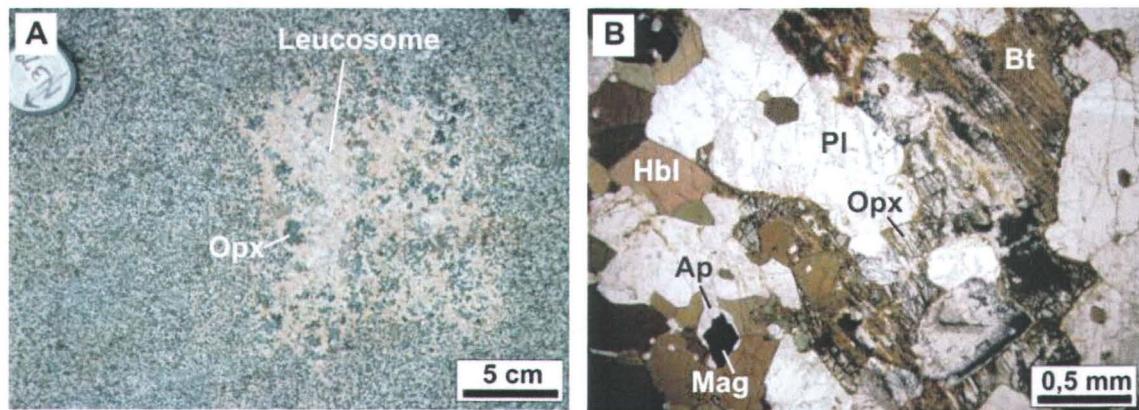


Figure 1.9: Assemblages minéralogiques des amphibolites migmatisées de la ceinture supracrustale de La Romaine. A) Leucosome amiboïde à orthopyroxène (Opx). B) Leucosome à orthopyroxène observé en lame-mince (photographies en lumière naturelle). L'orthopyroxène est remplacé par de la biotite rétrograde (Bt). Abréviations minérales de Kretz (1983).

La disparition de la muscovite dans les gneiss alumineux et la présence de leucosomes à grenat et cordiérite en contact stable et de mélanosomes à biotite et sillimanite, témoignent d'un métamorphisme de haut grade au faciès des granulites. La réaction générant les leucosomes à grenat et cordiérite implique une température minimum du pic métamorphique de 750°C pour des pressions de l'ordre de 4000 bars (Carrington et Harley, 1995; Stevens et al., 1997; Spear et al., 1999; White et al., 2001). La stabilité de la biotite dans les unités felsiques indique que la fusion de la biotite documentée autour

de 850°C pour les roches dont la composition s'apparente à celle de greywacke, n'a pas eu lieu (Vielzeuf et Schmidt, 2001). De plus, l'apparition de l'orthopyroxène dans les roches mafiques et l'absence de grenat impliquent des températures de l'ordre de 800°C et des pressions inférieures à 8000 bars (Pattison et al., 2003). Des calculs géothermobarométriques préliminaires ont été réalisés pour deux échantillons de gneiss alumineux et un échantillon de tonalite afin de quantifier les conditions pressions-températures du pic thermique (Tableau 1.8). Les températures calculées avec le thermomètre grenat-cordiérite de Bhattacharya et al. (1988) concordent assez bien avec les températures estimées à l'aide des grilles pétrogénétiques.

Tableau 1. 8 : Résultats des calculs géothermobarométriques obtenus pour les échantillons de gneiss alumineux (CQA-02-506F, -506E2) et de tonalite (CQA-02-1930A). Les températures T_{B88} et T_{PL81} ont été estimées avec le thermomètre grenat-cordiérite de Bhattacharya et al. (1988) et Perchuk et Lavrent'eva (1981). Les pressions P_{H74} et P_{S91} ont été calculées à partir du baromètre grenat-cordiérite-sillimanite-quartz de Hutcheon et al. (1974) et du baromètre empirique basé sur la teneur d'Al de la hornblende de Schmidt (1992). Le détail des calculs ainsi que la composition du grenat, de la cordiérite et de la hornblende sont présentés dans l'annexe VI.

| Échantillon | P_{H74} (bars) | P_{S91} (bars) | T_{B88} (°C) | T_{PL81} (°C) |
|---|------------------|------------------|----------------|-----------------|
| CQA-02-506F (moyenne sur 9 couples) | 4828 | | 750 | 658 |
| CQA-02-506E (moyenne sur 12 couples) | 4816 | | 752 | 664 |
| CQA-02-1930A (2 analyses) | | 5162 | | |

1.6.3.2 Métamorphisme des granitoïdes du Complexe d'Aguanish

Dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, les orthogneiss de composition granitique du Complexe d'Aguanish présentent une association minérale à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, magnétite et hornblende dans certains faciès, caractéristique d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. Dans la région côtière où les roches supracrustales enregistrent un métamorphisme au faciès des granulites, la majorité des orthogneiss de composition granitique et tonalitique présente aussi une

paragenèse à biotite + quartz + feldspaths \pm hornblende \pm magnétite. Ce contraste entre les assemblages métamorphiques préservés dans les roches supracrustales (faciès des granulites) et les granitoïdes gneissiques à biotite avoisinant (faciès des amphibolite) suggère que le pic thermique de haut-grade métamorphique affectant les roches supracrustales pourrait être précoce et contemporain à la mise en place des orthogneiss lors de l'orogenèse pinwarienne (Bonnet et Corriveau, 2003). Dans ce cas de figure, les orthogneiss et les roches supracrustales auraient été, par la suite, métamorphisés régionalement au faciès des amphibolites lors de l'orogénie grenvillienne, tel que le démontrent les données U–Pb acquises dans la région (âge U–Pb sur zircon, monazite et titanite autour de 1.1–1.0 Ga; van Breemen et Corriveau, 2005, communication personnelle, 2006). Cette hypothèse n'est cependant pas compatible avec certaines données récentes de géochronologie et de pétrographie. En effet, les analyses U–Pb sur les zircons métamorphiques provenant d'une amphibolite migmatisée de la ceinture supracrustale de La Romaine indiquent que le métamorphisme de haut-grade aurait eu lieu vers 1029 Ma, donc durant l'orogénie grenvillienne (chapitre 5). Cet âge métamorphique est similaire à ceux enregistrés par les orthogneiss à biotite dans le même secteur (van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006). De plus, l'assemblage minéralogique des orthogneiss est similaire à celui observé dans les gneiss quartzofeldspathiques d'origine sédimentaire ou volcanique de la ceinture supracrustale de La Romaine, ayant une même affinité en terme de composition. Ces similitudes entre les granitoïdes et les roches supracrustales, de l'âge du métamorphisme et des assemblages minéralogiques, indiquent que ces unités auraient enregistré un même événement métamorphique de haut grade, d'âge Grenvillien. Dans les roches ignées de composition felsique à intermédiaire, la biotite se déstabilise en orthopyroxène suivant la réaction générale biotite + quartz \pm plagioclase = orthopyroxène + liquide \pm grenat \pm cordiérite \pm feldspath potassique, dans un intervalle de pression et température variant entre 800°C à 1 kbar et 900°C à 15 kbar (Pattison et al., 2003). Or les conditions maximums du métamorphisme de haut-grade dans la région côtière ne dépassent pas les températures de l'ordre de 750 – 800°C pour des pressions comprises autour de 5 kbar. Sous de telles conditions, la biotite reste donc stable dans les granitoïdes gneissiques ou les gneiss quartzofeldspathiques alors que des leucosomes à grenat-cordiérite ou à

orthopyroxène sont générés dans les roches alumineuses et mafiques. Le découplage observé entre les unités alumineuses ou mafiques migmatisées et les granitoïdes ou les gneiss quartzofeldspathiques à biotite pourrait alors résulter des différences de composition de ces unités.

Il faut noter, toutefois, que les granitoïdes gneissiques affleurant dans la région côtière, entre La Romaine et Baie-des-Loups, présentent une patine verdâtre et une paragenèse à biotite, orthopyroxène, quartz, feldspath alcalins. L'apparition de l'orthopyroxène dans ces faciès pourrait indiquer une augmentation de l'intensité du métamorphisme régional vers l'Est de La Romaine (Bonnet et Corriveau, 2003).

1.6.3.4 Les dykes mafiques

Les dykes d'amphibolites et de métagabbros, recoupant les roches supracrustales et les granitoïdes du Complexe d'Aguanish et plissés suivant la structuration régionale, présentent une association minérale à hornblende et plagioclase diagnostique d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. Dans la région côtière, cette association minérale contraste avec celle des unités mafiques migmatisées (faciès des granulites) composant la ceinture supracrustale de La Romaine. Ce contraste entre les associations minérales des unités mafiques pourrait suggérer que les dykes mafiques se soient mis en place postérieurement au pic thermique mais antérieurement aux phases de plissement. Dans ce cas, les dykes mafiques auraient enregistré uniquement les conditions métamorphiques rétrogrades. Les relations de recouplement entre les dykes mafiques à hornblende et plagioclase et les unités migmatisées n'ont pas été documentées lors des travaux de cartographie. Toutefois, les données structurales, acquises lors de la cartographie régionale, montrent qu'au moins une des différentes phases de plissement post-date le métamorphisme de haut-grade (voir section 1.6.3.2). Ces données pourraient donc être compatibles avec l'hypothèse proposée.

1.6.3 Structuration

L'interprétation structurale du secteur d'étude, présentée dans cette section, est basée sur les données de terrain et l'interprétation des images satellites. Aucun travail de cartographie structurale détaillée n'a été réalisé.

1.6.3.1 Région des lacs Musquaro et d'Auteuil

Structuration régionale

Dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil, Bassaget (1972) a mis en évidence une déformation polyphasée caractérisée par deux phases de plissement. Le patron d'interférence qui en résulte est souligné par des structures en dôme et bassin, d'échelle kilométrique. Les dykes mafiques appartenant à la Suite de Robe-Noire ainsi que les contacts des orthogneiss et des roches supracrustales sont sub-concordants à ces grands plis. La première phase de plissement est particulièrement bien visible sur les images satellites Landsat. Elle est définie par de grands plis fermés dont les plans axiaux montrent des orientations Nord – Sud à Nord-Ouest – Sud-Est. Ces plis sont aussi observés dans les unités supracrustales, à l'échelle de l'affleurement. Ils plissent une gneissosité et une foliation régionale S_1 d'orientation et de pendage variables. Cette dernière se superpose au litage compositionnel observé localement dans les grès. Une foliation de plan axial S_2 subverticale est localement associée aux plis Nord – Sud à Nord-Ouest – Sud-Est. Les deux foliations S_1 et S_2 sont définies par l'orientation des micas et, lorsque présent, des silicates d'alumine et sont donc associées au métamorphisme au faciès des amphibolites. La deuxième phase de plissement est beaucoup plus discrète. Elle est représentée par des plis ouverts, orientés Nord-Est – Sud-Ouest. Ces plis replissent les foliations S_1 et S_2 . Aucune fabrique n'est associée à cette deuxième famille de plis. Les fabriques métamorphiques sont reprises par des zones de cisaillement très locales, orientées principalement Nord-Est – Sud-Ouest. Ces zones de cisaillement sont principalement observées dans les métasédiments et les métacarbonates. Les indicateurs cinématiques associés à ces cisaillements, tels que les figures d'enroulement et les queues de cristallisation autour de clastes quartzofeldspathiques ou de boudins calco-silicatés, la

forme amiboïde de lentilles mafiques déformées et les plis d’entraînement, indiquent une tectonique décrochante senestre. Enfin, les structures cassantes sont caractérisées par des failles Nord-Est – Sud-Ouest, Nord-Ouest – Sud-Est et Est-Ouest à composante décrochante.

Évidences d'une compartimentation de la déformation

Dans les gneiss quartzofeldspathiques d'origine volcanique du lac Musquaro, la forme rectangulaire à arrondie des nodules présents dans les faciès noduleux, la cristallisation radiale des minéraux qui les forment et la préservation de textures primaires (i.e., litage, ponce vacuolaire, ponce moulée, lapilli fracturé in-situ, fluage syn-déposition) indiquent que ces unités ont localement été peu déformées (Fig. 1.10A). C'est aussi le cas des grès affleurant au Nord du lac Musquaro. Ces derniers présentent, en effet, des structures sédimentaires (litage modale) très bien préservées (Planche I de l'annexe I). Au contraire, les métapélites et les marbres adjacentes aux métasédimentaires arénacées et aux roches métavolcaniques, sont caractérisées par des nodules extrêmement allongés lorsque présents, par des fabriques plano-linéaires très bien développées et localement par du rubanement mylonitique et du cisaillement ductile souligné par des plis d’entraînement et des plis en fourreau (Fig. 1.10B). Ces unités sont des marqueurs d'une déformation plus intense. Cette compartmentation de la déformation apparaît directement liée aux contrastes de compétence entre les différentes unités; le matériel rhéologiquement faible (c.-à-d. métapélite, marbre), se comportant de manière ductile, enregistrera facilement les différents épisodes de déformation contrairement au matériel plus rigide (c.-à-d. arénite, arkose, gneiss quartzofeldspathique, lapillistone).

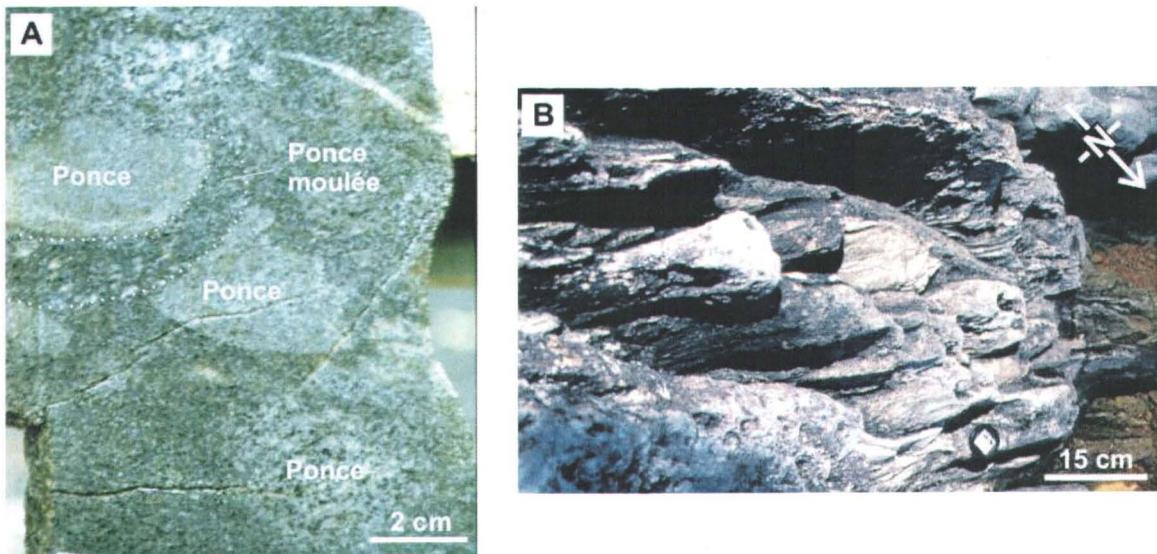


Figure 1. 10 : Compartimentation de la déformation dans la région du lac Musquaro. A) Ponces très bien préservées dans les unités volcanoclastiques, secteur centre ouest du lac Musquaro. B) Plis en fourreau dans du marbre, secteur nord-ouest du lac.

1.6.3.2 Région côtière entre Kégashka et Baie-des-Loups

Structuration régionale

Dans la région côtière, des linéaments extrêmement bien marqués sont observés sur les images satellites. Ils soulignent de grands plis serrés dont les plans axiaux montrent une orientation Nord-Ouest – Sud-Est à Nord-Nord-Ouest – Sud-Sud-Est, ainsi que des structures en dômes et bassins d'échelle kilométrique, s'apparentant à celles observées au lac Musquaro. Les dykes mafiques appartenant à la Suite de Robe Noire ainsi que le contact entre les orthogneiss et la ceinture supracrustale de La Romaine sont sub-concordant à l'orientation de ces grands plis régionaux. Ces derniers replissent la foliation régionale subverticale. Cette foliation régionale est définie par la biotite dans les gneiss quartzofeldspathiques et les orthogneiss ou par la biotite, le grenat et la sillimanite dans les gneiss alumineux. Elle est donc associée au métamorphisme de haut-grade. Aucune fabrique n'est associée aux grands plis Nord-Ouest – Sud-Est à Nord-Nord-Ouest – Sud-Sud-Est. L'ensemble de ces observations indique donc que ces grands plis post-datent le pic thermique du métamorphisme de haut-grade.

Sur la plupart des affleurements, les roches métasédimentaires arénacées présentent un litage modal défini par une variation de l'abondance de la biotite. Sur un affleurement, des plans de stratification sub-horizontaux, soulignés par l'alternance de niveaux quartzofeldspathiques et de niveaux alumineux d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont bien visibles. Ces plans de stratification se superposent avec une foliation S_1 sub-horizontale. Ces structures sont localement plissées suivant des plis semblables, d'amplitude centimétrique à décimétrique, auxquels est associée une foliation de plan axial S_2 correspondant à la foliation régionale (Fig. 1.11A). Cette dernière porte une linéation minérale d'orientation variable et de faible plongée. Les plis semblables sont aussi observés dans les unités de tufs où ils replissent des veines alumineuses. Ces dernières sont localement segmentées et les nodules issus de cette segmentation sont réorientés dans le plan de la foliation de plan axial (Fig. 1.11B).

Du cisaillement est communément observé dans la région côtière, particulièrement dans les orthogneiss et dans les roches supracrustales. Les cisaillements reprennent la foliation régionale et sont marqués par des veines granitiques et de pegmatite, de puissance centimétrique. Les plans de cisaillement sont sub-verticaux et orientés Est – Ouest à Nord-Ouest – Sud-Est. Les indicateurs cinématiques (plis d'entraînement, porphyroblastes révélant un mouvement de rotation) et la linéation d'étirement subhorizontale, qui sont associés à ces cisaillements, suggèrent une tectonique décrochante d'ampleur régionale.

Origine des structures en dômes et bassins du Complexe d'Aguanish

À l'échelle régionale, le Complexe d'Aguanish montre une structuration en dômes et bassins, d'échelle kilométrique. Les dômes ont des flancs abrupts et sont, pour la plupart, orientés Nord-Ouest – Sud-Est. Les bassins forment des synformes étroits coincés entre deux dômes. Localement, deux foliations S_1 et S_2 sont localement observées dans les granitoïdes gneissiques du Complexe d'Aguanish. La cartographie des dômes, et en particulier celui de Washicoutai (carte 12K02 de l'annexe II), révèle aussi que les linéations présentent deux orientations préférentielles, l'une variant de Est-Nord-Est –

Ouest-Sud-Ouest à Est-Sud-Est – Ouest-Nord-Ouest et l'autre Nord-Est – Sud-Ouest. L'origine de dômes en terrains métamorphiques est communément attribuée à des processus de raccourcissement crustal polyphasé (Ramsay, 1967) ou uniphasé (Fowler et El Kalioubi, 2002) ou à un diapirisme à l'état solide (Weinberg et Podladchikov, 1994). Le modèle de mise en place des dômes par montée diapirique a été adopté pour les dômes situés à l'ouest du Complexe d'Aguanish (Gervais et al., 2004). Toutefois, dans notre région d'étude, l'absence d'une augmentation de l'intensité de la déformation du cœur vers la bordure des dômes, ne permet pas de valider la théorie du diapirisme. Bien plus, d'après les critères géométriques et cinématiques déterminés par Brun (1983), l'observation de deux fabriques dans les granitoïdes gneissiques et les roches supracrustales serait un bon indice pour interpréter ces motifs en dôme et bassin par une tectonique polyphasée.

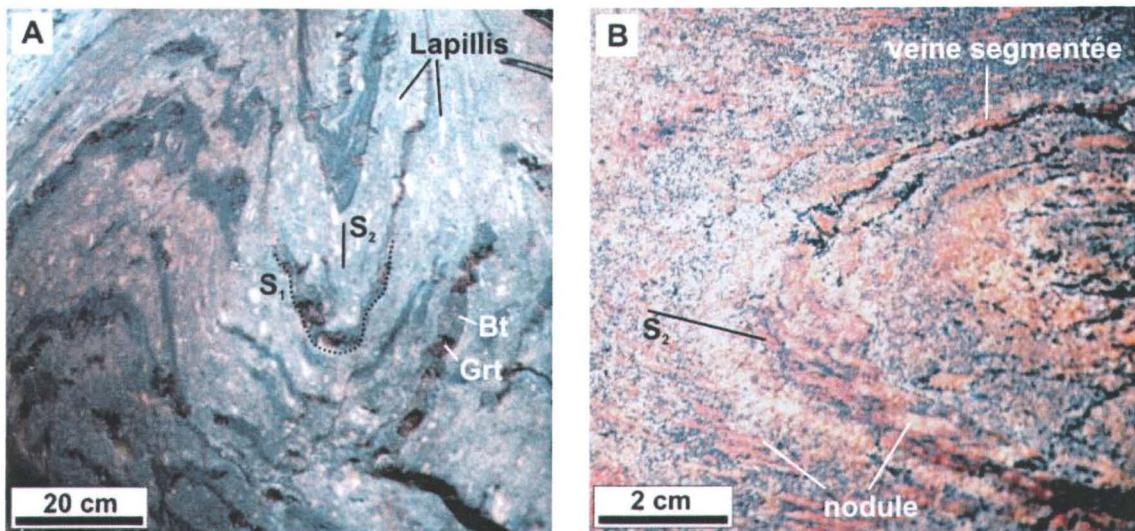


Figure 1. 11 : Fabrique des roches supracrustales dans la région de La Romaine. A) Niveaux alumineux à biotite et à grenat plissés. Les plis sont associés à une foliation de plan axial S₂ définie par l'orientation de la biotite et la réorientation des lapillis. B) Tufs présentant des veines alumineuses segmentées et plissées. Les nodules de sillimanite, issus de la segmentation de ces veines, sont réorientés dans le plan de la foliation de plan axial.

CHAPITRE 2

ALTERATION VECTORS TO METAMORPHOSED HYDROTHERMAL SYSTEMS IN GNEISSIC TERRANES

Anne-Laure Bonnet and Louise Corriveau

A.-L.Bonnet. Université du Québec, INRS-Centre Eau-Terre-Environnement, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

L. Corriveau. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

Article publié conjointement par l'Association géologique du Canada et la Commission géologique du Canada dans le recueil « *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* », Special publication 5, p1035–1049.

L'INRS ne détient pas les droits pour diffuser cette version de l'article. Vous pouvez le consulter dans le document suivant :

Bonnet, A.L. et Corriveau, L. (2007) Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terraines. Dans: Wayne, D.G., (Ed.) *Mineral deposits of Canada : a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*, pp. 1035-1049. Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division]

CHAPITRE 3

PINWARIAN (1.5 GA) VOLCANISM AND HYDROTHERMAL ACTIVITY AT THE EASTERN MARGIN OF THE WAKEHAM GROUP, GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC

Louise Corriveau¹ and Anne-Laure Bonnet

L. Corriveau. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

A.-L. Bonnet Université du Québec, INRS-Centre Eau-Terre-Environnement, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

Article publié dans la Revue canadienne des Sciences de la Terre (2005), volume 42, pages 1749–1782

¹ Corresponding author: Louise Corriveau, lcorrive@nrcan.gc.ca

2 Geological Survey of Canada contribution number

Abstract

Volcanic belts developed along the southeastern continental margin of Laurentia between 1.70 and 1.30 Ga and subsequently metamorphosed at high grade are today largely concealed among gneiss complexes of the Grenville Province. At the eastern end of the Wakeham Group and in the La Romaine supracrustal belt to the east, four 1.50 Ga volcanic centres were found among gneissic synvolcanic intrusions typical of the 1.52–1.46 Ga Pinwarian continental magmatic arc. Upper amphibolite- to granulite-facies rhyolitic to dacitic lavas and coarse lapillistone overlie or are intimately associated with arenites typical of the Wakeham Group. Garnetite, ironstone, carbonate rock, calc-silicate rock, and sillimanite-bearing nodules, veins, and gneiss, locally preserving lapillis, are also present. The distribution, parageneses, and modes of most of these latter units differ from those of normal metasediments but are diagnostic of metamorphosed exhalites and hydrothermal alteration zones. In the La Romaine supracrustal belt, they are associated with volcaniclastic horizons and a mineralized composite amphibolite unit. Volcanic textures include flow banding, wispy lapilli moulding fragmented lapilli and rounded lapilli with quartz-feldspar mosaics (filled vesicles), and *in situ* shattering of lapillis. These textures and the presence of argillic alteration point to vesicular volcanism and hydrothermal activity in a sub-aerial to shallow submarine environment. Rare mafic lapillis attest to coeval mafic magmatism. The pervasive calc-alkaline signature of the eruptive and intrusive felsic to mafic rocks and their distribution are compatible with the development of 1.50 Ga intra-arc volcano-sedimentary belts stemming from the Wakeham Group basin and extending eastward among the Pinwarian continental magmatic arc.

Résumé

Les ceintures volcaniques développées le long de la marge continentale sud-est de Laurentia entre 1,70 et 1,30 Ga sont aujourd’hui métamorphisées et plusieurs demeurent dissimulées au sein de complexes gneissiques de la Province de Grenville. À l’extrême orientale du Groupe de Wakeham et dans la ceinture supracrustale de La Romaine, à

l'Est, quatre centres volcaniques de 1,50 Ga ont été découverts parmi des intrusions syn-volcaniques gneissiques typiques de l'arc magmatique continental pinwarien de 1,52–1,46 Ga. Des laves et lapillistones rhyolitiques à dacitiques, métamorphisés aux faciès amphibolite-supérieur et granulites, se sont déposés sur, ou sont intimement associés à des arénites typiques du Groupe de Wakeham. Des grenatites, des unités ferrugineuses et calco-silicatées et des gneiss, nodules ou veines riches en sillimanite et préservant localement des lapillis, sont également présents. La distribution, la paragenèse et les modes de la plupart de ces dernières unités diffèrent de ceux de métasédiments normaux mais sont diagnostiques d'exhalites et de zones d'altérations hydrothermales métamorphisées. Dans la ceinture supracrustale de La Romaine, ces roches sont associées aux niveaux volcanoclastiques et à une unité composite d'amphibolite minéralisée. Les textures volcaniques incluent du rubanement d'écoulement, des lapillis filamenteux, d'autres moulant des lapillis arrondis à mosaïques de quartz-feldspath (vésicules remplies) et enfin des lapillis fragmentés sur place. Ces textures et la présence d'altération argilique pointent vers un volcanisme vésiculaire et un hydrothermalisme en contexte sub-aérien à marin peu profond. La présence de lapillis mafiques témoignent d'un magmatisme mafique contemporain. La signature calco-alcaline dominante des roches éruptives et intrusives felsiques à mafiques et leur distribution sont compatibles avec le développement d'une ceinture volcano-sédimentaire d'intra-arc de 1,50 Ga issue du bassin du Groupe de Wakeham et se prolongeant vers l'Est parmi l'arc magmatique continental pinwarien.

3.1 Introduction

Worldwide, felsic volcano-plutonic extensional and transtensional settings of active continental margins are renowned for their significant epithermal Au, Cu-Au volcanic-hosted-massive sulphides (VMS), iron oxide Cu-Au-U (IOCG) and porphyry Cu or Mo deposits (e.g., Ohmoto, 1996; Corbett and Leach, 1998; Hedenquist et al., 2000; Large et al., 2001b; Sillitoe, 2003). In the Grenville Province, a series of magmatic continental arc, island arc and back-arc settings were formed during the Paleoproterozoic and Mesoproterozoic along and outboard of the southeastern margin of Laurentia, as reviewed by Rivers and Corrigan (2000) and Gower and Krogh (2002, 2003). Though volcanic belts and associated ore deposits form an intrinsic component of such arc environments, their recognition in the Grenville Province is largely restricted to the few low-grade areas of the orogen (Nadeau et al., 1999; Carr et al., 2000 and references therein).

In the prevailing high-grade areas of the Grenville Province, conclusive textural evidence of volcanism and hydrothermal activity is rare (e.g., Gower et al., 1995; Gower and Krogh, 2002; Blein et al., 2003; Slagstad et al., 2004; LaFlèche et al., 2005). To further exacerbate the situation, volcanic textures may be hard to distinguish from hydrothermal breccia textures (e.g., at the Kwyjibo Fe-oxide Cu-Au-REE deposit; Gauthier et al., 2004b versus Clark and Gobeil, 2005) or hypabyssal intrusive textures. In the eastern Grenville Province, reinterpretation and dating of hypabyssal intrusive rocks formerly interpreted as volcanic has led to the reassessment of the nature and the age of the Wakeham Group as largely arenaceous and ca. 1.60–1.50 Ga (cf. Sharma and Jacoby, 1972; Martignole et al., 1994; vs. Gobeil et al., 2003; van Breemen and Corriveau, 2005). In contrast, Wakeham Group units formerly mapped as arkose and reinvestigated during this study preserve conclusive evidence of a volcanic origin. Their host volcanic belts and associated hydrothermal alteration zones can be demonstrated to form series of felsic to mafic and aluminous gneisses difficult to distinguish from rocks of sedimentary or intrusive origin.

Very low light conditions (cloudy or rainy days, very early morning)

were needed to observe fragments as they are normally poorly highlighted even on wet outcrops along exceptional shore exposures.

In this paper we capitalize on current knowledge of metamorphosed volcanic-hosted ore deposit settings and protolithology to re-examine the Aguanish gneiss complex that separate the ca. 1.50 Ga Wakeham Group of Québec from the 1.65–1.40 Ga Pinware terrane of Labrador (Fig. 3.1A) (Gower and Krogh, 2002; Gobeil et al., 2003). Lithological, spatial and stratigraphic relationships described here indicate that the gneisses are derived from a Pinwarian calc-alkaline plutonic belt with restricted volcano-sedimentary basins fertile in hydrothermal systems bearing Cu-sulphides and Fe-oxides. The results also illustrate that units resembling metasediments in particular metapelites may be first order targets for the search of metamorphosed hydrothermal deposits in frontier terrane where such units are otherwise rare (Bonnet and Corriveau 2005). This premise is not new. Gauthier et al. (1985, p. 63) noted that sillimanite-rich units are a key mineral indicator for gold exploration, whereas Allard and Carpenter (1988) provided a list of minerals including sillimanite and cordierite whose unusual abundance and paragenesis formed a promising exploration tool in metamorphosed terrains. Still, widespread application of such field strategies during regional mapping is rare (e.g., Thompson et al., 1997), and the Musquaro and La Romaine case examples illustrate that volcano-plutonic belts prospective for mineral deposits can still be discovered among the undifferentiated gneiss complexes of the Grenville orogen, underscoring the mineral potential of the orogen itself (Tollo et al., 2004).

3.2 Regional geology

The Mesoproterozoic Wakeham Group is a major arenaceous metasedimentary basin intruded by or in tectonic contact with 1.50 Ga Pinwarian granitoids and gneiss complexes of the Natashquan domain, including those of the Aguanish Complex (Fig. 3.1A) (Gobeil et al., 2003). U–Pb and Pb–Pb dating of detrital zircons in three arenites

from the main body of the Wakeham Group and of igneous zircons in crosscutting granitoids constrains deposition of sediments to between 1.60–1.50 Ga (Larbi, 2003; Wodicka et al., 2003). At the eastern margin of the Wakeham Group, U–Pb dating of detrital zircons in one arenite and of igneous zircons in stratigraphically overlying volcanic rocks indicates that sedimentation took place in this area between 1.52 and 1.50 Ga (van Breemen and Corriveau, 2005). Sediments were derived from Laurentia itself and were either deposited in a back-arc or passive margin setting (Rivers and Corrigan, 2000; Gower and Krogh, 2002; Larbi, 2003; Wodicka et al., 2003; van Breemen and Corriveau, 2005). The full extent of the original basin and related subsidiary basins is uncertain but may have been as far north as the Mecatina domain and east as St. Augustin in the Pinware terrane (James et al., 2002; Perreault and Heaman, 2003). Among the three supracrustal tongues that extend south-easterly from the main body of the Wakeham Group to the Lac Musquaro, Lac Kégashka and Natashquan areas, the first two were re-examined for this study along the shores of Lac Musquaro and Lac d'Auteuil (Fig. 3.1B).

The Wakeham Group was regionally metamorphosed at 1.00 Ga from greenschist facies in its central part to a mid-amphibolite facies at its margins with gneiss complexes (Gobeil et al., 2003, and reference therein; van Breemen and Corriveau, 2005). In the Lac Musquaro area, garnet–biotite–kyanite or fibrolite paragenesis in aluminous gneisses and evidence for incipient partial melting suggest that metamorphism reached mid- to upper amphibolite facies (Bonnet and Corriveau, 2003). Despite regional metamorphism and deformation, sedimentary and volcanic structures are locally well preserved. The term meta will not be used for supracrustal units whose origin is evident in the field; otherwise we use a metamorphic nomenclature.

At La Romaine, on the St. Lawrence coast (Fig. 3.1B), a quartzite unit with arenite beds that resemble those of the Wakeham Group is associated with minor fragmental gneiss, aluminous gneiss and carbonate-rich rock formerly interpreted as conglomerate, metapelite, and marble (Bourne, 1981). Re-examination of this unit did not lead to identification of conglomerate but fragmental gneisses were observed and consist of felsic to intermediate volcaniclastic rocks (Corriveau et al., 2002, 2003). This supracrustal

assemblage extends discontinuously for over 60 km to the east, from Havre Mackenzie to Baie des Loups, and is referred to here as the La Romaine supracrustal belt. Contacts with surrounding granitic gneisses are sharp and concordant unless they are marked by intrusion of Grenvillian granitic dykes that cut gneissosity. In these supracrustal rocks, the breakdown of muscovite to sillimanite, the appearance of K-feldspar and the presence of in-situ garnet-cordierite leucosomes in the aluminous gneiss, and their association with amphibolite hosting amoeboid or stromatitic orthopyroxene-bearing leucosomes record granulite-facies metamorphism (Bonnet and Corriveau, 2003). The stability of biotite, feldspar, and quartz in arenite indicates that the beginning of melting of biotite in rocks of a greywacke composition documented around 850°C did not occur (Vielzeuf and Schmidt, 2001).

3.3 Wakeham Group volcano-sedimentary assemblage

In the Lac Musquaro area, arenite is interbedded with quartzite, subarkose, wacke (biotite-garnet gneiss), and nodular aluminous gneiss of uncertain origin (Fig. 3.2). Sedimentary structures, where preserved, consist of fine, continuous, parallel, oblique or convoluted laminated beds and compositional layering marked by variations in grain size and biotite content. The sediments share hallmarks of the Wakeham Group arenites, notably their detrital zircon signature (van Breemen and Corriveau, 2005), consistent with available mapping that extends the Wakeham Group to Lac Musquaro (Sharma, 1973ab).

Units mapped as arkose (Bassaget, 1972; Sharma, 1973ab) crop out south of the arenitic sequence at Lac Musquaro and in granitic gneiss at Lac d'Auteuil. Re-examination of these pink rocks in weather conditions that highlighted fragments led to the observation of striking lapilli textures at Lac Musquaro and flow-banded textures typical of rhyolite flow at Lac d'Auteuil. Well-laminated tuffs were also found at the southwestern end of Lac Musquaro. The distribution of mapped volcanic flows and volcaniclastic deposits

currently defines two main volcanic centres within the Wakeham Group, the Lac Musquaro and Lac d'Auteuil volcanic centres (Figs. 3.1B, 3.2).

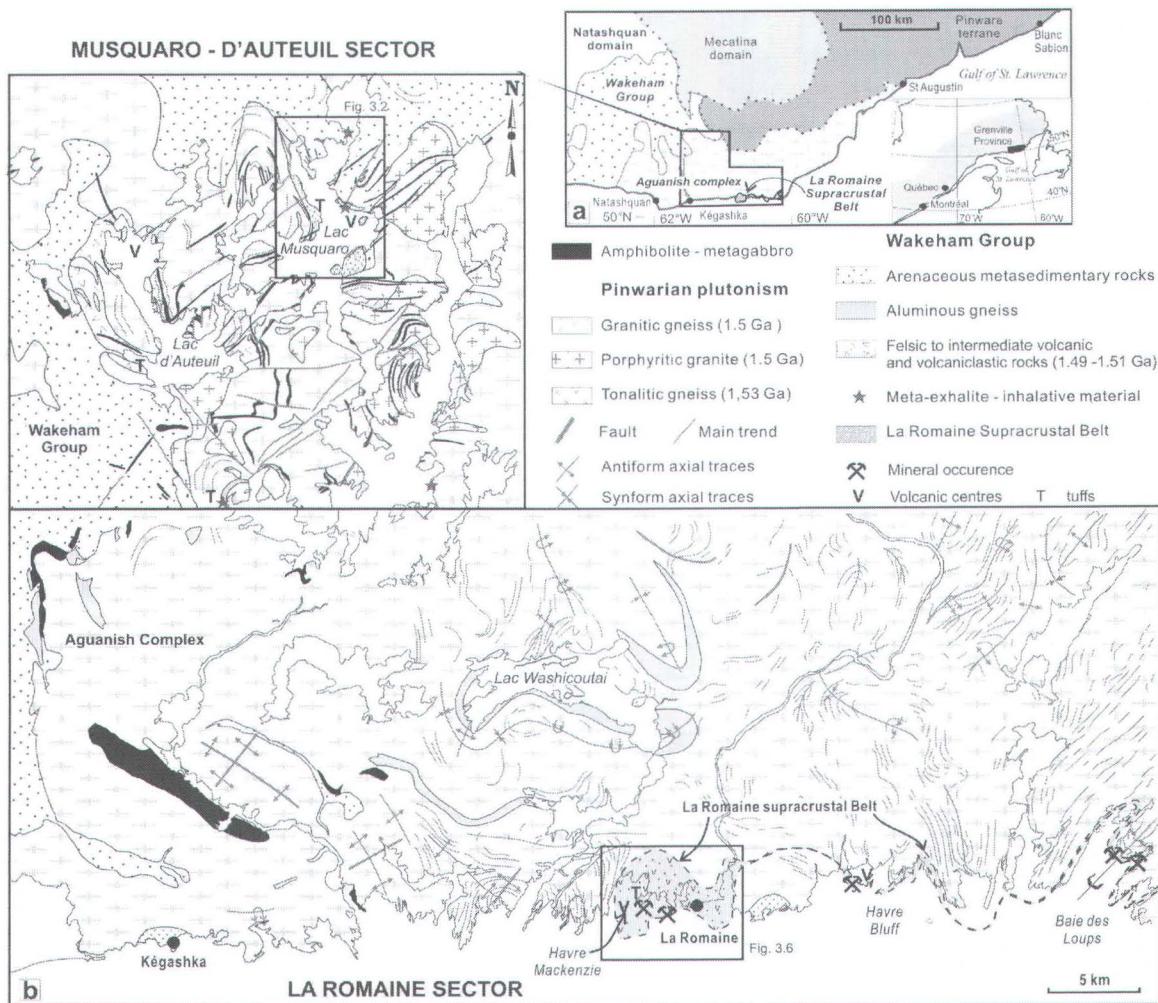


Figure 3. 1: A) Location of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt with respect to major lithotectonic subdivisions of the eastern Grenville Province (this work; Gobeil et al., 2003; Gower and Krogh, 2003; Madore et al., 2003; Nadeau et al., 2003). The inset shows the location of the study area in eastern Canada. **B)** Simplified geology of the Musquaro – d’Auteuil sector of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt with locations of Figs. 3.2 and 3.6. The large archipelago that extends as far as 7 km seaward is not shown but permitted to trace in detail the La Romaine supracrustal belt.

3.3.1 Lac d'Auteuil volcanic centre

A flow-banded rhyolite overlain by fine-grained tuff layers form the main corpus of the Lac d'Auteuil volcanic centre. The rhyolitic lavas occur as a fine- to medium-grained, thinly laminated unit of a few hundred of meters in extent (Fig. 3.3A). Sparse quartz mosaics up to 5 mm in diameter resemble the recrystallized quartz phenocrysts of the Hores gneiss at the Broken Hill deposit in Australia (Stevens and Barron, 2002). The upper contact of the unit appears to be sharp, without any breccia or hyaloclastite. It is overlain by 1 m of grey, biotite-bearing tuff with 3–10 cm thick laminations and by 3 m of fine-grained, non-diagnostic felsic volcanic–volcaniclastic rocks. The rhyolite yields a 1502 ± 9 Ma age (van Breemen and Corriveau, 2005) and is inferred to outline a volcanic dome. Some quartz-feldspar porphyries crop out adjacent to this unit. A few km to the southwest a unit of very well preserved lapilli tuffs includes some wispy mafic scorias among the prevailing felsic ovoid lapillis (Tables 3.1, 3.2). The scorias are relatively equant, have irregular shapes, and include some very fine-grained quartzofeldspathic mosaics that resemble filled vesicles (Fig. 3.3B). Faintly layered, fine to medium-grained granitic rocks abound further to the southeast along the shores of the Lac d'Auteuil (Fig. 3.1B). These rocks differ markedly from the variety of porphyritic granite and granitic augen gneiss of plutonic origin that prevails in the area and may represent massive, recrystallized lava, synvolcanic granitic sills or dykes. These outcrops were not reexamined under low light conditions, and hence their primary textures if present may have gone unnoticed.

3.3.2 Lac Musquaro volcanic centre

The Lac Musquaro volcanic centre (combined sectors A and B in Fig. 3.2) consists of aphyric rhyolitic to dacitic lapillistone, volcanic breccia and interstratified tuff and lapilli tuff (Tables 3.1, 3.2) that yield U–Pb ages of 1511 ± 13 Ma and 1506 ± 11 Ma (van Breemen and Corriveau, 2005). In sector B, this sequence can be shown to stratigraphically overly the Wakeham Group sediments, whose detrital zircons are as young as 1517 Ma (Fig. 3.2; van Breemen and Corriveau, 2005).

Pink monomictic lapillistone and pink to pale grey lapilli tuff prevail in the volcanic sequence (Figs. 3.3C–E) but a few beds of grey polymictic lapillistone (Fig. 3.3F), including a graded one, are intercalated among them in sector A. A larger unit of fine-grained, pink quartzofeldspathic gneiss with nondiagnostic textures is closely associated with these and is interpreted as a composite rhyolitic tuff unit (Fig. 3.2). In sector B, pink to grey lapillistone and volcanic breccia prevail. The lapillistone and lapilli tuff deposits are stratified, medium to thickly bedded (1–25 cm), generally massive, except for a few graded layers (Fig. 3.3G), and are either clast or matrix supported (Figs. 3.3F–I versus 3.3E and 3.3J). Grading is defined by the gentle or abrupt upward decrease in particle-size and by modal biotite (Fig. 3.3G). Laminations and very thin bedding, where present, are fine, rectilinear and parallel (Fig. 3.3C). Layers taper out locally over tens of meters, as is common in tuff sequences. Though most beds appear massive (Figs. 3.3H, 3.3I), some display a very strong linear or planar fabric defined by the prefer orientation of lapillis and bombs (Figs. 3.3D, 3.3K). A braided network of quartz-feldspar porphyry veins with irregular shapes, lobed contacts, and contorted distribution crosscuts an adjacent volcaniclastic strata and its planar fabric (sector A, Figs. 3.2, 3.3L). These porphyries are dated at 1493 ± 10 Ma (van Breemen and Corriveau, 2005). The nondeformed character of the veins at the outcrop scale illustrates that the strong planar or linear fabric of their host tuffaceous units was acquired prior to intrusion of porphyry, hence during deposition.

Lapillistone and lapilli tuff comprise lapillis and locally bombs that are mainly rhyolitic to dacitic in composition. A few nodular beds with homogeneous, spherical to subspherical, centimetre-scale quartzofeldspathic nodules among a fine-grained ash-like matrix resemble metamorphosed tuff with accretionary lapillis (Fig. 3.3C). The distribution of these nodules is restricted within the limits of specific layers, notably medium grey ones, a distribution in marked contrast to that of the sillimanite- and muscovite-bearing zoned nodules described later in the paper. In most cases, lapilli and bombs contain millimetre-size rounded quartz or quartz-feldspar mosaics akin to a pumiceous texture with spherical to sub-spherical filled vesicles or amygdules (Figs. 3.3E, 3.3F, 3.3H, 3.3I; Table 3.2). More rarely the mosaics are tubular and sub-parallel to

the contact of their host fragments, themselves aligned and flattened. These eutaxitic-like textures are typical of welded and compacted pyroclastic flow deposits. In rare cases, train of inferred vesicles are folded (internally or marginally) indicating an internal deformation of fragments or some accretion during flowage. Diffuse contacts between pumiceous lapilli and their fine-grained matrix are common and suggest that the latter is a pseudo-matrix composed of ash-size fragments (Figs. 3.3F, 3.3H). Such a vesicular pseudo-matrix is typical of pumice abrasion, a process also compatible with the presence of rounded lapillis (Figs. 3.3F, 3.3H). Less abundant vesicular mafic lapilli (andesitic composition) have morphologies and textures of cinder or scoria (Table 3.2; Fig. 3.3I). Strongly flattened scoria resembles fiamme. The amoeboid, globular, or wispy morphology of pumice and scoria corresponds to a fluidal texture, and attests to plastic behaviour during deposition. Fluidal fragments are locally deformed (ductile regime) or moulded around fragmented felsic lapilli, attesting of their hot emplacement (Fig. 3.3F). The primary amoeboid shape of mafic scoria supports such a mode of formation for the more flattened mafic fragments. Volcaniclastic rocks also include nonvesicular fragments but the latter are less abundant than the vesicular ones (Table 3.2). Some non-vesicular fragments may display a strong degree of elongation, with delicate contours being preserved in planes both parallel and perpendicular to lineation (Fig. 3.3K), attesting to primary elongation–flattening. In other cases, nonvesicular fragments display jigsaw-like textures, characteristic of in-situ shattering (Fig. 3.3J). Their presence attests to a lack of reworking of the host layer and is typical of near vent pyroclastic deposits.

A spectacular zone of chaotic volcaniclastic rocks crops out in sector B over ~15 m (Fig. 3.2). The outcrop consists of a complexly folded network of cross-cutting veins of fine-grained, pale grey to beige, gritty, and well laminated material (ashes?) that mould amphibolite and epidosite blocks as if they had flown around them (Fig. 3.4A). Contacts are sharp or diffuse, offshoots and internal folding are common and in a variety of directions (Figs. 3.4A, 3.4B). Early vein networks are themselves intruded by (1) veins with a similar gritty and laminated material; (2) veins of very fine grained gritty, homogeneous, medium to dark grey material; and (3) irregular granitic veins (Fig. 3.4B). Zones of shearing, a few tens of centimetres wide and extending for a few metres, consist

of finely layered gritty material injected of granitic veins (Fig. 3.4C). The shear zones crosscut the chaotic and folded vein network and taper out rapidly. Albeit at amphibolite facies, the textures and structures displayed by this chaotic outcrop share similarities with those described from flow-banded conduits and shear zones in pyroclastic vents (Tuffen et al., 2004).

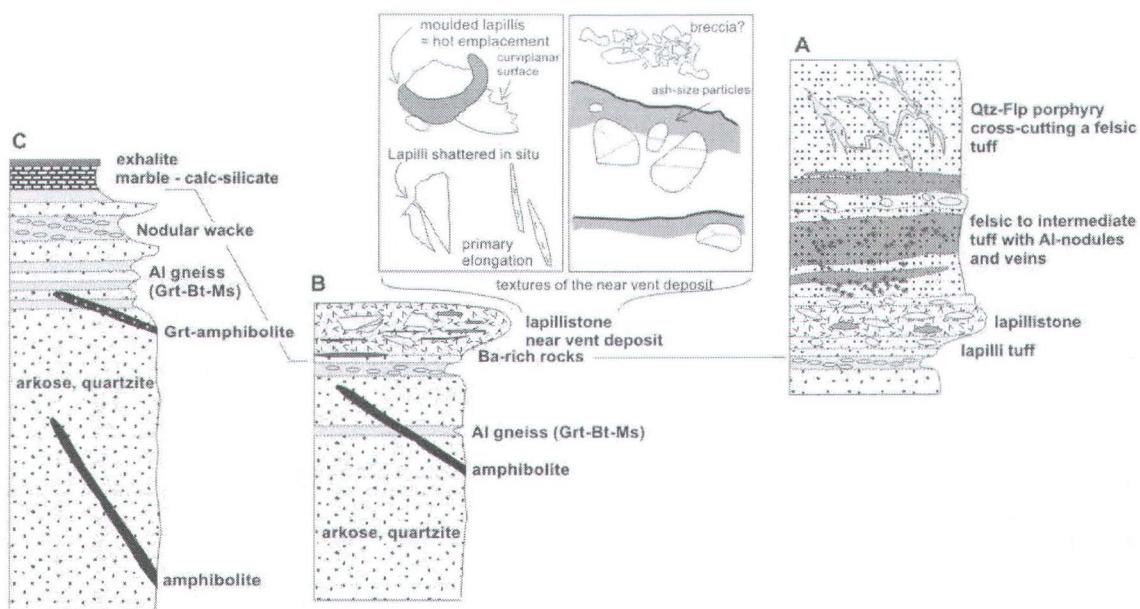
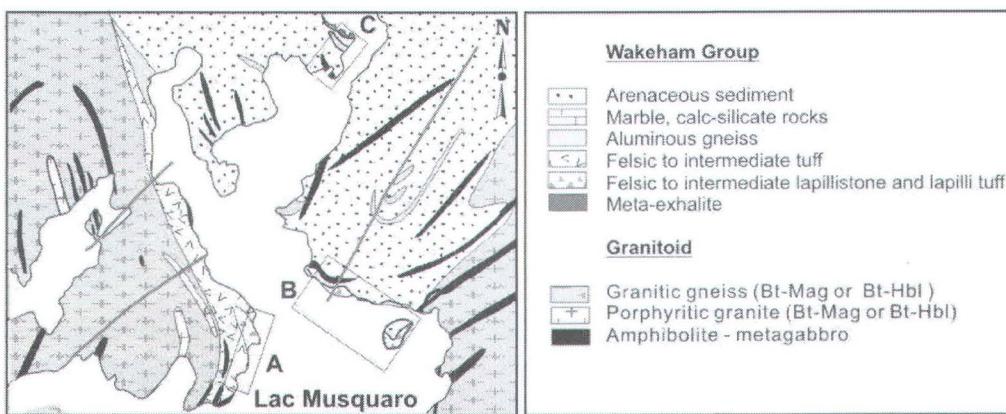


Figure 3. 2: Simplified geological map of the Lac Musquaro area of the Wakeham Group, showing the location of the stratigraphic logs (sectors A, B, and C). The sketched stratigraphic logs display the main characteristics of the sedimentary and volcanic units at Lac Musquaro.

Figure 3. 3 : Structures and textures of volcanic and volcaniclastic units from the Musquaro-d'Auteuil sector. **A)** Planar flow banding in a rhyolite at Lac d'Auteuil; laminae are sharp, pink or white, rectilinear and continuous with uniform granulometry and composition characteristics of a coherent lava flow (see Plate 8-4 in McPhie et al., 1993). **B)** Lapilli tuff with a mafic scoria from the southwest sector of Lac d'Auteuil. **C)** Lapilli tuff with occasional bombs interstratified with grey and pink nodular tuff units that bear striking similarity to layers of accretionary lapilli in tuffs (compare to Fig. 5-3 of Fisher and Schmincke, 1984). **D)** Pink monomictic lapillistone (formerly mapped as meta-arkose) comprising vesicular lapilli with subspherical to elongate amygdules or vesicles and occasional bombs (photographed in the rain; sector A). **E)** Rhyolitic bombs from D. **F)** Grey polymictic lapillistone dated at 1511 ± 13 Ma and comprising moulded pumices around felsic lapillis with curviplanar surfaces (sector A). **G)** Graded bedding in lapillistone with occasional bombs (sector B). **H)** Lithic clasts of granitic composition and felsic pumices forming a 1506 ± 11 Ma massive, clast-supported polymictic lapillistone (sector B). Note the striking resemblance with the near-vent fallout deposits of Fig. 6-20 in Fisher and Schmincke (1984). **I)** Massive, clast-supported, pink polymictic lapillistone comprising vesicular lapilli with subspherical to elongate amygdules or vesicles, biotite rims around some lapillis, and amoeboid mafic scoria (Sector B). **J)** Grey polymictic lapillistone in contact with metasediments of the Wakeham Group. The lapillistone comprises blocky-shaped felsic lapillis, some with tendril termination, one lapillus was shattered *in situ* (sector B). **K)** Detail of the lapillistone in (J) showing the delicate pyroclastic texture parallel to the elongation of the lapilli, indicative of a primary, flow-related fabric. **L)** Quartz-feldspar porphyry dated at 1493 ± 10 Ma and crosscutting a tuffaceous unit with a strong patchy fabric (sector A).

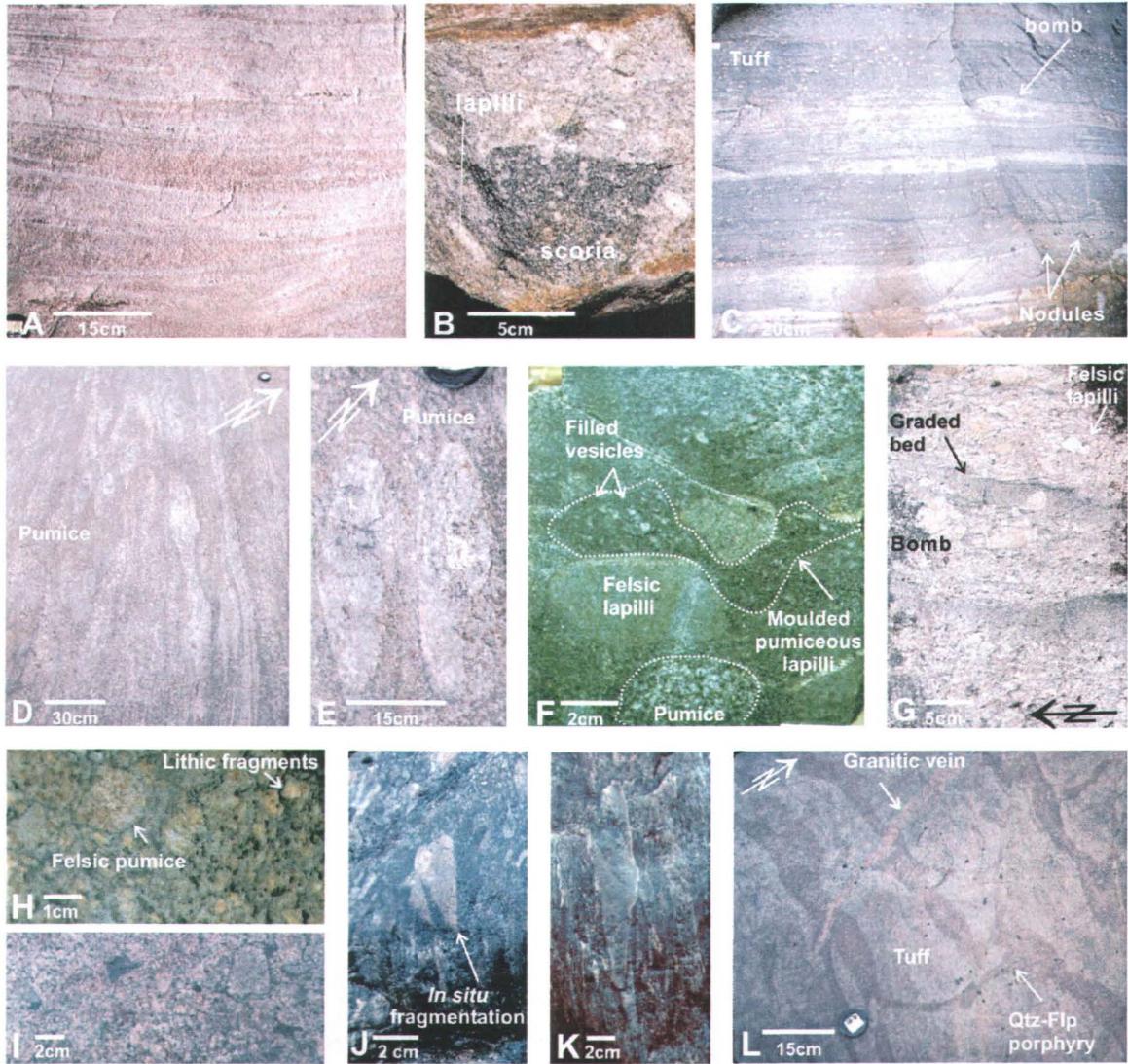


Table 3. 1 : Volcanic facies (Lac Musquaro, Lac d'Auteuil and La Romaine supracrustal belt).

| Lithofacies | Thickness | Characteristics | Interpretation |
|-------------------------------------|-----------------------------|--|--|
| Lac d 'Auteuil | | | |
| Felsic volcanics | | | |
| Rhyolite | 6 m | Pink, laminated, recrystallized porphyry or amygdules, fine grained | Flow banded rhyolitic dome |
| Felsic volcaniclastic | | | |
| Lapilli tuff | | Pink, polymictic, with pumices, juvenile intermediate or mafic magmatic fragments and mafic cinder | Abrasion of components suggesting a pyroclastic flow deposit |
| Tuff | | Pink, laminated, fine grained | Ash fallout? |
| Intrusions | | | |
| Qtz-Flp porphyry | 1 cm – 25 m | Fine-grained, thinly layered. Crosscut the flow banded metarhyolite | Syn-volcanic intrusions? |
| Lac Musquaro | | | |
| Volcaniclastic (dacite) | | | |
| Lapillistone | | | Morphology and textures of components are compatible with a pyroclastic flow.; compaction or welding structures (fiammes) are recognized |
| Volcaniclastic (rhyolite) | | | |
| Lapillistone | 25 m | Grey, polymictic, 50 % of lapillus, occasional bombs, composed of nonvesicular juvenile fragments and pumice of felsic or intermediate composition, vesicular pseudomatrix | Breccia textures (near vent deposit) |
| Lapilli tuff | | Pink, polymictic, 50 % of lapillus, occasional bombs, composed of angular lithic fragments, felsic pumice, intermediate to mafic scoria, felsic pseudo-matrix composed of vesicular ash-size particles | Abrasion of components, suggesting a pyroclastic flow deposit |
| Tuff | 25 m | Pink, monomictic, composed of felsic pumices, vesicular pseudo-matrix of felsic composition Fine-grained, leucocratic, felsic to intermediate composition, massive or with internal laminations; accretionary lapilli or trains of aluminous nodules and nodular veins are locally observed | Some thin single layers are thinly laminated and interpreted as ash fallout; accretionary lapilli may indicate hydroclastic eruption; aluminous veins and nodules suggest an hydrothermal alteration |
| Syn-volcanic veins | | | |
| Qtz-Flp porphyry | m | Braided, centimetre-wide veins with irregular and rounded contacts | |
| La Romaine – Havre Bluff | | | |
| Volcaniclastic (dacite) | | | |
| Lapillistone | 300 m, small lateral extent | Grey, polymictic, 50 % of lapillus, occasional bombs and blocs, composed of felsic pumices, mafic scoria, lithic fragments, fine-grained matrix more intermediate in composition than felsic pumices | Morphology and textures of components are compatible with those of a pyroclastic flow |
| Tuff | | Grey, massive or layered quartz-feldspathic, resembles grey tuff at Lac d'Auteuil | No diagnostic textures are observed: depositional mechanism and origin are still uncertain |
| Volcaniclastic (rhyolite) | | | |
| Lapilli tuff | | Similar to that of Musquaro Lake. Pink, fine grained, with aluminous nodules and veins | Aluminous veins and nodules suggest a hydrothermal alteration |
| Tuff? | | | |
| Mafic – intermediate volcaniclastic | | Dark grey, composed of blocs and lapilli of intermediate – mafic composition; associated with gabbroic sills | |

Table 3. 2 : Description of the fragments (lapilli to bomb size) in the volcaniclastic rocks.

| Rock ^a | Location ^b | Shape and roundness | Size (cm) | Colour | Contact With matrix | Grain-size | Fabric | Composition | Interpretation |
|-------------------|-----------------------|---|-----------|-----------------|---------------------|----------------|---|------------------------------|---|
| PPL | MUS | Irregular, angular | 1–2 | Pink | Sharp | Fine to medium | Granular with idiomorphic Kfs | Rhyolitic, no mafic minerals | Lithic fragments |
| | | Equant, amaeboid to globular, fluidal and sub-planar margins | 3–10 | Beige | Diffuse | Fine | Pumiceous (Qtz rounded mosaics) | Rhyolitic Flp, Qtz, Bt (1%) | Juvenile felsic vesicular magma |
| | | Amaeboid, elongate globule | 1–2 | Medium grey | Sharp | Fine | Homogeneous | Dacitic Flp, Qtz, Bt (1%–3%) | Juvenile intermediate magma (scoria) |
| | | Fluidal (irregular, wispy, tendril), fluidal and sub-planar margins | 2–3 | Dark grey | Sharp | Fine | Pumiceous (Qtz rounded mosaics) | Andesitic Bt (15%) | Juvenile mafic vesicular magma (scoria); hot state of emplacement |
| GPL | MUS ROM | Fluidal (irregular, wispy, tendril), | | Dark grey | Sharp | | Pumiceous | Andesitic | Scoria, hot state of emplacement |
| | | Elongate globule | 2–5 | Medium grey | Well defined | Very fine | Pumiceous (rounded Qtz mosaics) | Dacitic Bt (3%) | Juvenile intermediate magma |
| | | Amaeboid to globular | | Pink – low grey | Diffuse | Fine | Pumiceous (Qtz-Flp or Qtz or Flp rounded or lenticular mosaics) | Rhyolitic | Juvenile felsic vesicular magma |
| PML | MUS | Blocky–fluidal and sub-planar margins | 2–4 | Pink – low grey | Diffuse | Fine | Pumiceous (rounded or flattened Qtz mosaics) | Rhyolitic | Juvenile felsic vesicular magma |
| MLT | MUS | Oval | 2 | White | Very well defined | Fine | Granular, homogeneous | Qtz-Kfs-Bt (1%) | Accretionary lapillus |
| PLT | AUT | Slightly flattened | | Dark grey | Sharp | | Scoriaceous | Andesitic | Mafic scoria |
| | | Fluidal, wispy, elongate globule | | Medium grey | Well defined | | Homogeneous | Dacitic to andesitic | Juvenile mafic to intermediate magma |
| MLT, PLT | AUT MUS ROM | Irregular angular to fluidal | 4–10 | White | Diffuse | Fine | Pumiceous (Qtz rounded mosaics) | Rhyolitic Qtz-Flp | Juvenile felsic vesicular magma |

Note: Mineral abbreviations after Kretz (1993), except feldspar (Flp).
 aGPL, grey polymictic lapillistone; MLP, monomictic lapilli tuff; PLT, polymictic lapilli tuff; PML, pink monomictic lapillistone;
 bAUT, Lac d'Auteui volcanic centre MUS, Lac Musquaro volcanic centre; ROM, La Romaine area

In contact with the inferred vent, volcaniclastic deposits display alternating layers of coarse- and fine-grained volcanic clasts without sharp bedding planes. Some layers have lithic fragments and are massive, others have a well-defined fabric but the volcanic clasts (including lapilli and blocks) remain blocky, some beds are graded with grey ashes being deposited on coarse lapilli assuming normal grading (Figs. 3.2, 3.3G), and lastly some display zones of intricate mixing. Angular lithic fragments (Fig. 3.3H) have no known equivalent in the study area and resemble either a rhyolitic volcanic rock (e.g., derived from the fragmentation of a consolidated rhyolitic dome) or fine-grained granite (e.g., fragments entrained from a granitic substrate) (Table 3.2). The presence of abundant ca. 1.60 Ga zircon xenocrysts in the sample dated at this outcrop is more compatible with fragmentation of a granitic substrate (van Breemen and Corriveau, 2005). Some granitic veins that intrude the lapillistone layers next to the vent are faulted every metres, each segments varying in thickness but remaining connected as is common in ‘syn-tectonic’ intrusions. Fine-grained grey material, similar to the fine-grained tuff component in figure 3.3G forms irregular veins (or infillings) up to 1.5 m in lateral extent that crosscut the lapillistone and its fabric. In this zone, the orientation of the lapillistone beds becomes perpendicular to the layering of the overall volcaniclastic package (Figs. 3.3G versus 3.3D). A lens of polymictic, centimetre- to decimetre-long fragments with sharp and rounded margins also occurs and can be interpreted as a conglomerate but has no more than a few meters of lateral extent. Collectively, the presence of lithic fragments, marked changes in orientation of layering, restricted distribution of conglomerate, syn-tectonic-like granitic veins, and intrusion of ash-like material within lapillistone represent textures and structures typical of near-vent deposits.

3.3.2.1 Aluminous vein network and nodules

The pink tuffaceous unit in sector A is characterized by the presence of sub-hexagonal to ovoid aluminous nodules (Fig. 3.5A) sparsely distributed across tuff layers (Fig. 3.2). The nodules locally form systematic ‘trains’ that appear to define fracture systems and are in some instances highlighted by the presence of very fine rectilinear quartz veins running from one nodule to the next. Near the contact of this unit with granitic gneiss, the density

of nodules increase to the point of forming cm-wide ‘veins’ that define an intricate network over several meters (Fig. 3.5B). These veins and the nodules are composite with a white, quartz-rich margin and greyish aluminous core(s) of fibrolite, prismatic sillimanite, rare kyanite and muscovite. In outcrops that display such nodules, the tuffs have a very faint patchy aspect, and the patches may define a planar fabric. The quartz-feldspar porphyry veins described above crosscut such a fabric that is itself parallel to the fabric defined by the preferred orientation of lapilli (Figs. 3.3L versus 3.3D). Such nodules and veins are restricted to the volcanic sequence, and none were observed in the adjacent granitic gneiss. As their hosts, the aluminous veins were not penetratively deformed during Grenvillian metamorphism. In contrast, similar vein networks observed at La Romaine to the south are folded, boudinaged and transposed parallel to axial planar foliation (Fig. 3.5C).

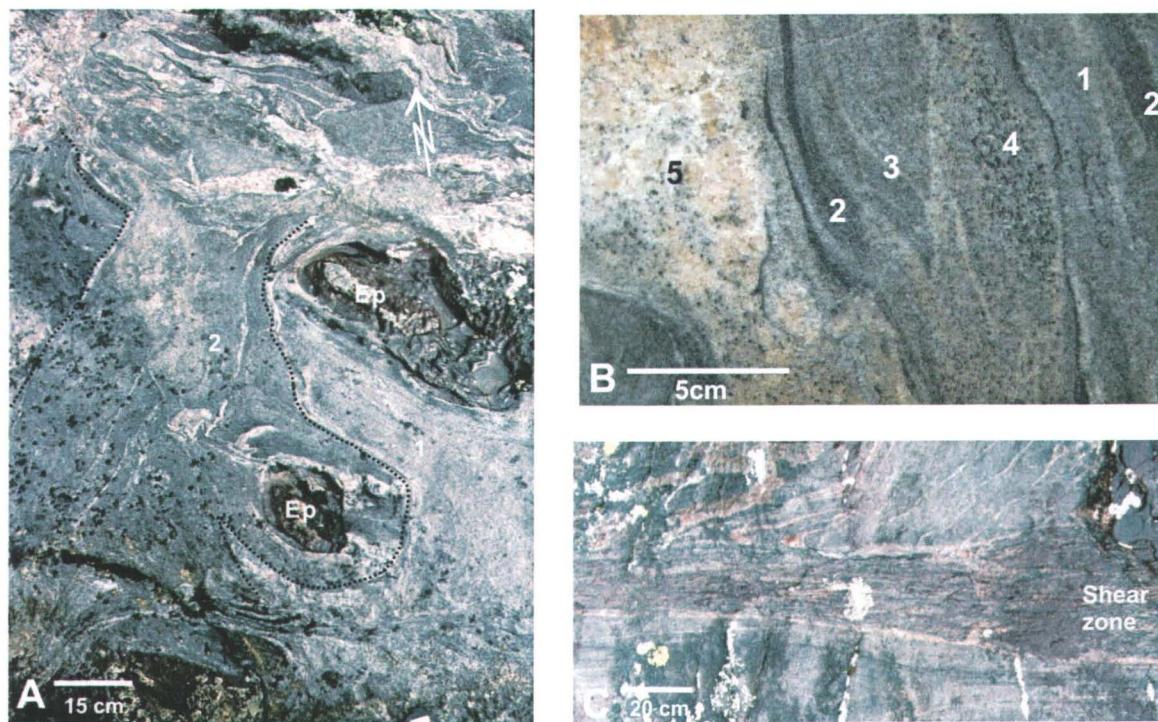


Figure 3. 4 : A) Inferred pyroclastic vent with composite and multiphase injections (1,2) of laminated ash material and blocks of epidote (Ep). **B)** Detail of multiphase injections numbered (1–5) from earlier ones to later ones. **C)** Shearing of pyroclastic vent material in (A).

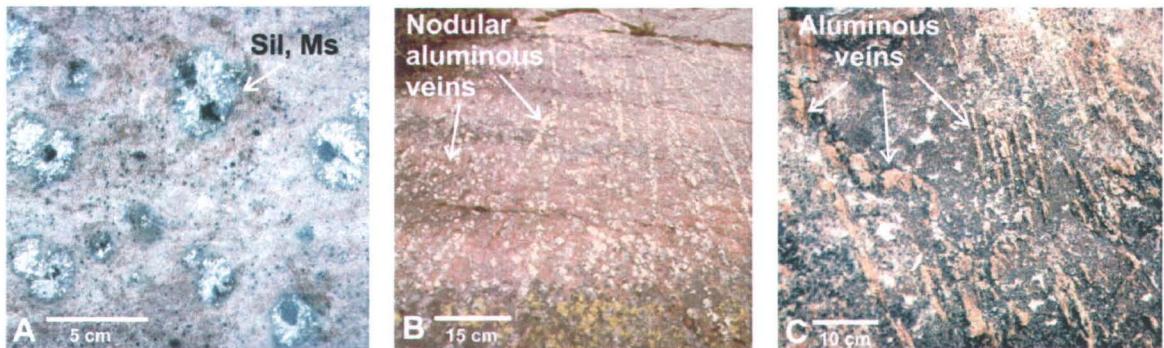


Figure 3. 5 : A) Ovoid and zoned aluminous nodules in a pink tuffaceous unit at sector A of Lac Musquaro. **B)** Aluminous nodules define an intricate vein network. **C)** Aluminous veins at La Romaine

3.3.2.2 Exhalative and subhalative units

At the northern end of Lac Musquaro (sector C in Fig. 3.2), a discrete marble and calc-silicate unit overlying the arenaceous sediments hosts a series of well-laminated garnetiferous hornblendite, clinopyroxene- or garnet-bearing amphibolite and quartzite, garnetite (Grt–Hbl–Qtz; Grt–Bt; Grt–Qtz–Mag; abbreviations after Kretz, 1983), magnetite-bearing coticule (quartz-garnet rock; Qtz–Mag–Grt; Qtz–Grt–Bt) and biotitite systematically enriched in manganese or barium. The laminae are discontinuous or continuous and millimetres to decimetres in width. Accessory minerals, such as titanite, allanite, zircon, fluorite, and disseminated sulphides (pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite) are common and locally abundant (more than 1%); magnetite can reach 30% in mode; and garnet varies in colour from one layer to the other. Such diagnostic, thinly and sharply laminated rocks are typical of metamorphosed exhalites, a distal member of VMS deposits that serves as guide to ore (Spry et al., 2000). In sector B, a lens of Ba-rich epidote- and garnet-bearing siliceous gneiss crops out near the contact between the lapillistone unit and the Wakeham Group arenite. In contrast to the exhalite, lamination and strong compositional variation were not observed. Along strike, rusty aluminous gneiss is present and was mapped as metapelite (Fig. 3.2).

At the southeastern end of Lac Musquaro (Fig. 3.1B), Ba-rich coticule with a garnet (andradite)-anorthite-titanite paragenesis and garnet amphibolite crop out as jigsaw rafts

within granitic gneiss. In contrast to the garnet-rich rocks at the northern end of the lake, they do not display well-defined and sharp laminations, but instead layering is diffuse, centimetre to metre in scale, and paragenesis is fairly homogeneous, indicating that the original protolith was thin to medium bedded with layers of fairly similar composition. The characteristics of these coticules are more typical of subhalative rocks hydrothermally altered below the sea floor than exhalative units deposited on the sea floor. To the west, a thickly bedded but finely laminated tuffaceous unit overlies a unit formed of amphibolite that grades locally and gradually along strike into garnet-rich amphibolite and garnet-biotite gneiss, attesting to strong chemical modification of the amphibolite precursor prior to metamorphism (Fig. 3.1B) (Bonnet et al., 2005). This indication of hydrothermal activity at the southern end of Lac Musquaro suggests that the coticule bearing characteristics of subhalative material may have originated from alteration of preexisting tuffs.

3.4 La Romaine supracrustal belt

The La Romaine supracrustal belt comprises two main volcanic centres essentially defined by the restricted spatial distribution of coarse lapillistone deposits, the La Romaine and Havre Bluff volcanic centres. The volcaniclastic rocks occur structurally above arenaceous sediments that resemble those of the Wakeham Group and below a laterally extensive, semi-continuous composite amphibolite unit associated with Cu mineralization (Figs. 3.1B, 3.6).

3.4.1 La Romaine and Havre Bluff volcanic centres

The volcaniclastic rocks that crop out at Havre Mackenzie west of La Romaine (Figs. 3.6, 3.7A–C) and at Havre Bluff (Figs. 3.1B, 3.7D, 3.6E) consist mainly of layers of poorly sorted, polymictic, grey lapillistone with locally diagnostic pyroclastic textures and nondistinctive grey to pink quartzofeldspathic gneiss. Albeit at granulite facies, these lapillistones share many of the characteristics of the Lac Musquaro and Lac d'Auteuil

examples (compare Figs. 3.7A–C versus Figs. 3.3F, 3.3G, and 3.3J, and Fig. 3.7D versus Fig. 3.3B). Their lapilli and bombs are mainly rhyolitic to dacitic in composition and occur within a dacitic matrix composed of ash-size fragments. Blocks occur also at Havre Bluff and consist of granitic or calc-silicate rock (Figs. 3.1B, 3.7F). Most fragments share a fluidal morphology and display locally quartz-feldspar rounded or lenticular mosaics, pointing to a pumiceous texture (Table 3.2). Some nonvesicular, blocky-shaped, felsic monolithic fragments with curviplanar or planar surfaces display jigsaw-like textures, characteristic of *in situ* fragmentation (Fig. 3.7C; Table 3.2). Other nonvesicular fragments display a strong degree of elongation while adjacent blocks do not, attesting to primary elongation–flattening of the lapilllis deposits (Fig. 3.7A; Table 3.2). In zones where similar rocks have been subsequently severely deformed, all fragments, irrespective of size, are flattened and realigned along the foliation plane (Fig. 3.7E). The lapillistone comprises also few vesicular mafic fragments interpreted as cinder or scoria (Fig. 3.7D).

The grey, dacitic lapillistone is interstratified with massive to layered quartzofeldspathic grey gneiss of uncertain origin and pink nodular gneiss (Fig. 3.6). This quartzofeldspathic grey gneiss is very distinct from the adjacent metasediments and resembles the grey tuff unit that overlies the rhyolite flow at Lac d'Auteuil. The pink gneiss is composed of a series of aluminous veins and nodules displaying an aluminous silicates and quartz assemblage with accessory zircon. The veins are folded, and segmented nodules are realigned parallel to the axial planar foliation (Fig. 3.5C). Crosscutting relationships among veins suggest that a first generation hosted magnetite and a second generation, hematite instead of magnetite. The pink nodular and veined gneiss resembles the nodular and veined tuff intercalated with lapillistone at Lac Musquaro (Fig. 3.5B).

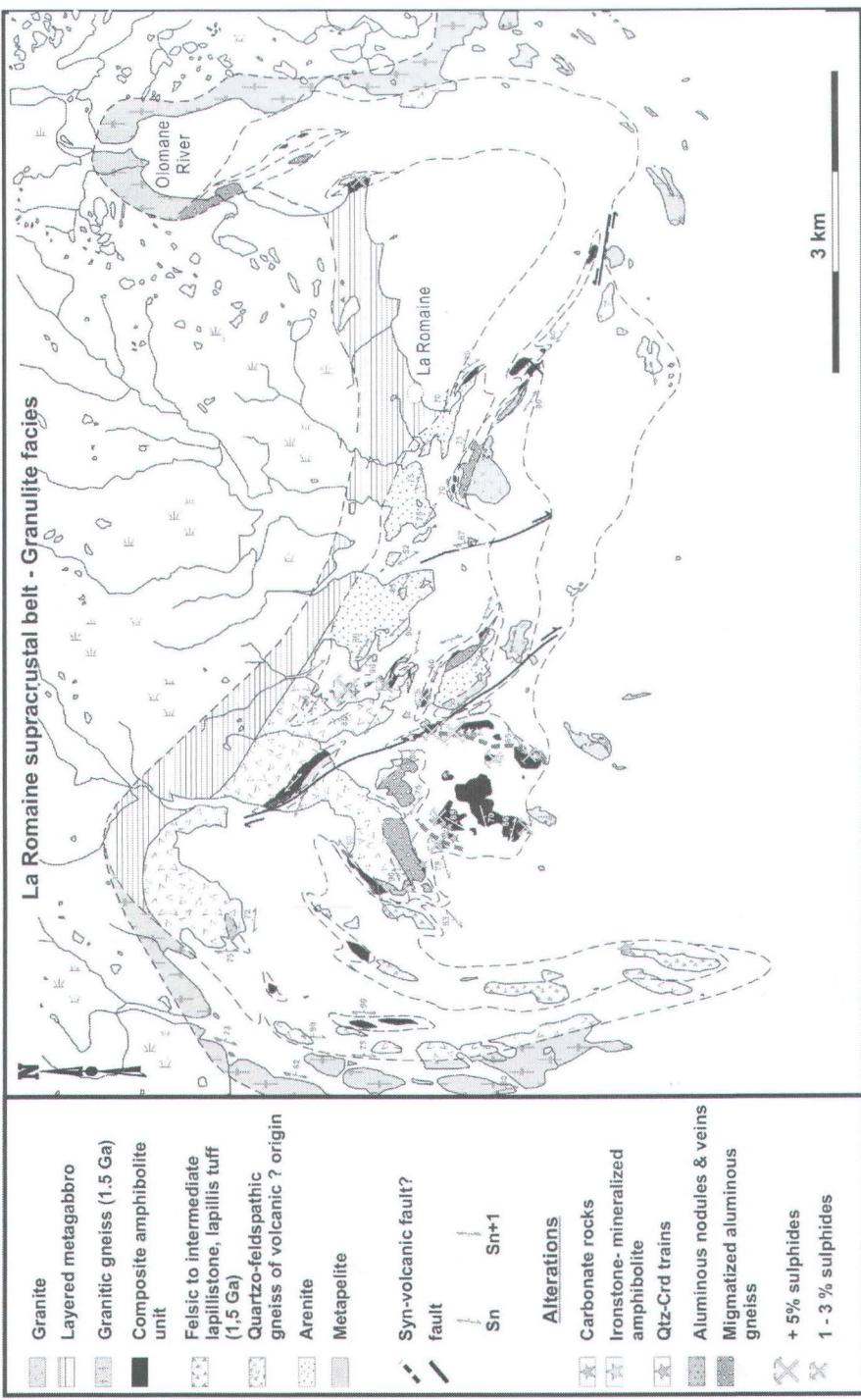


Figure 3. 6 : Detail of the geological map of the La Romaine area (National Topographic System NTS 12K02), lower North Shore, Québec. Note the distribution of mineralization and alteration zones either across stratigraphy from the composite amphibolite unit to the contact between metasediments and quartzofeldspathic gneiss interpreted as volcanic or at the base of the composite amphibolite unit.

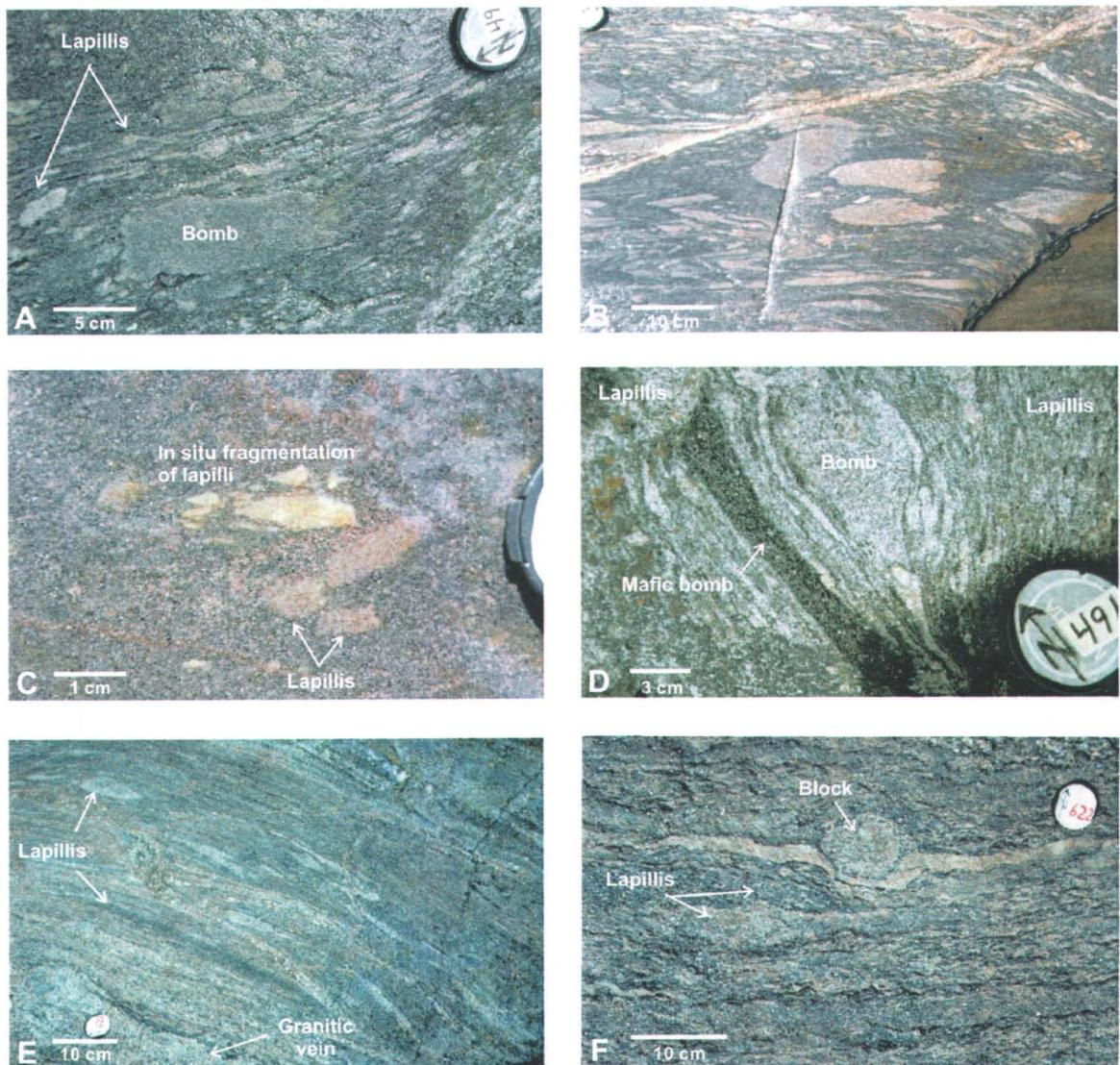


Figure 3. 7 : Structures and textures of volcaniclastic units, La Romaine supracrustal belt. **A)** Rectangular bomb at an angle with the fabric defined by strongly flattened lapilli in a felsic lapillistone. **B)** Lapillistone similar to that in (A) but more intensely deformed. **C)** Blocky-shaped nonvesicular felsic lapilli shattered in situ. **D)** Polymictic lapillistone with deformed mafic scoria and felsic bombs. **E)** Deformed polygenic lapillistone with mafic and felsic lapilli. **F)** Intermediate lapillistone within the composite amphibolite unit with well-preserved subcircular blocs and elongated lapilli.

3.4.2 Aluminous gneiss

A variety of aluminous gneisses have been mapped as metapelites in the La Romaine supracrustal belt (Bassaget, 1972; Bourne, 1981). They occur as a series of narrow, discontinuous but laterally extensive units along the contact between the composite amphibolite unit and structurally underlying arenaceous sediments or volcanic rocks (Fig. 3.6). Aluminous gneiss also occurs at Baie des Loups at the contact of a megacrystic syenite and the composite amphibolite unit (Figs. 3.1B, 3.8A–F). Marked changes in paragenesis, modal proportions of minerals, structures, and extent of migmatization characterize these aluminous gneisses from one occurrence to another (Fig. 3.8A versus Fig. 3.8F).

The aluminous gneisses, where migmatized, contain melanocratic biotite–sillimanite-rich layers, stromatitic granitic leucosomes, and locally amoeboid- or stromatitic-shaped garnet–cordierite leucosomes (Figs. 3.8A, 3.8B). Their granulite-facies mineral assemblage includes biotite, aluminous silicates (sillimanite, fibrolite, rare kyanite), garnet, K-feldspar, and quartz. Muscovite occurs locally as a retrograde phase. Accessory minerals are mainly zircon, magnetite, and pyrite. Aluminous silicates are abundant and locally reach unusually high modal proportions (up to 25%–30%) notably west of the Olomane River (Fig. 3.6). They form lenticular clusters (Fig. 3.8D) or occur as mineral-inclusion trails within garnet. Aluminous silicates clusters appear to be related texturally to biotite. Garnets grew, in part, from aluminous silicates cluster forming subhedral or anhedral porphyroblasts (3–7 mm) laden with anhedral inclusions. Cordierite is commonly pinitized and appears in grain contact with garnet and K-feldspar in leucosome (Fig. 3.8C). K-feldspar is also observed in the paleosome in association with plagioclase and quartz. Locally cordierite contains biotite inclusions. These textural relationships reflect peak metamorphic formation of garnet–cordierite–K-feldspar as the product of the reaction $\text{biotite} + \text{sillimanite} + \text{quartz} \pm \text{plagioclase} + \text{H}_2\text{O} = \text{cordierite} + \text{garnet} + \text{melt}$. The paragenesis of leucosomes and their little connectivity (in the observed two dimensions at surface or locally in vertical profiles) underline their *in situ* character and the lack of evidence for transport of material outside of the host unit (Sawyer, 1999). In the vicinity of the lapillistone at Havre Mackenzie, the aluminous gneiss unit has a few

layers with a well-preserved fragmental texture (Figs. 3.8E, 3.8F). Fragments are sharply bounded and homogeneous, with a fine to very fine grain size and a granoblastic texture. Their distribution, rock types, size, morphology, and colour are similar to those of the lapilli and bombs found in the nearby unaltered coarse lapillistone (cf. Fig. 3.8F versus Fig. 3.8G). The lapilli are themselves crosscut by medium- to coarse-grained granitic leucosomes and veins whose grain size, composition and morphology are distinct from those of the lapilli but are typical of the leucosome pods and granitic veins that are found in the remaining aluminous gneiss unit and elsewhere in the area.

3.4.3 The composite amphibolite unit

The main characteristics of the composite mafic unit are strikingly persistent along the entire La Romaine supracrustal belt and provided the mean to efficiently trace the belt across the Aguanish Complex. This mafic unit comprises layers, concordant with the regional structural grain, of migmatized amphibolite locally with biotite or orthopyroxene that are either homogeneous or heterogeneous, fairly massive, spotted, or laminated (Fig. 3.9A). No textural relicts of pillow lavas have been recognized, though in one outcrop the pattern defined by variation in the mode of mafic minerals and formation of hornblendite resembles breccia textures at a top of a flow unit (Fig. 3.9B). Spotted amphibolite consists of ovoid, centimetre-scale patches of granoblastic plagioclase and orthopyroxene or of granoblastic plagioclase enclosed within poikiloblastic orthopyroxene. These ovoid components are disseminated among a hornblendite-plagioclase matrix with a granoblastic polygonal texture. They can be discrete or faint, round-to-highly flattened, and are closely packed. They resemble oikocrysts, but this texture diagnostic of a gabbroic protolith is difficult to reconcile with the observed granoblastic plagioclase inclusions within the orthopyroxene. The alternative of varioles or spherulites may be more appropriate and would imply a volcanic origin (e.g., Fowler et al., 2002). Well-preserved blasto-ophitic textures are rare but occur in some medium-grained amphibolite layers (Fig. 3.9C). A laminated amphibolite that contains lenticular fragments of intermediate composition resembles a lapillistone; it could be derived from a volcanic protolith. Zones of hornblendite are common and occur as thin discrete veins, irregular schlierens, or anastomosing diffuse patterns (Fig. 3.9D). In most cases, the

hornblendite veins could be interpreted in terms of irregular alteration or veining in an igneous body. Leucosomes are commonly amoeboid and contain coarse-grained orthopyroxene. Mineral paragenesis of amphibolite consists of hornblende-orthopyroxene-plagioclase and rare biotite. Magnetite is a common accessory mineral. In some layers it can locally and sharply reach a very high content (up to 30 %) over a meter in thickness. Adjacent to these zones occur irregular zones or layers of biotite-rich ironstone (Fig. 3.9E) and thin irregular carbonate and calc-silicate zones (Fig. 3.9F) associated with largely monomineralic rocks such as albrite, diopsidite, epidote, garnetite, hornblendite, and talc-rich rock and with copper mineralization. These rock types preferentially occur within the amphibolite unit where it significantly changes in thickness or along its contact with the underlying aluminous gneiss (Bonnet et al., 2005). Amphibolite adjacent to monomineralic rocks have an atypical appearance in the field due to high modal proportion of biotite, garnet, epidote, or titanite, which reflect K, Fe, Ca and Ti enrichment, respectively, compared to the composition of a normal mafic protolith (Bonnet et al., 2005). To the east, in Havre Bluff and Baie des Loups, the unit displays segments with distinct thickness, at the contact of which are found carbonate-rich rocks (resembling marble), quartz-rich stockwork with iron sulphides, copper mineralization, or aluminous gneiss (resembling metapelite) (Corriveau et al., 2003).

The habit of the composite amphibolite unit markedly contrasts with a 2 by 6 km unit of coarse- to medium-grained layered metagabbro with leucocratic and anorthositic layers cropping out throughout the village of La Romaine (Fig. 3.6). At the southeastern end of the intrusion, fine-grained, homogeneous amphibolite prevails, and as such share similarities with some of the composite amphibolite unit. This gabbro body, unlike the Musquaro layered intrusion to the west (Corriveau et al., 2003), has been metamorphosed pervasively at granulite facies. It is interpreted as a large layered sill injected within the arenite unit at the base of the exposed supracrustal belt.

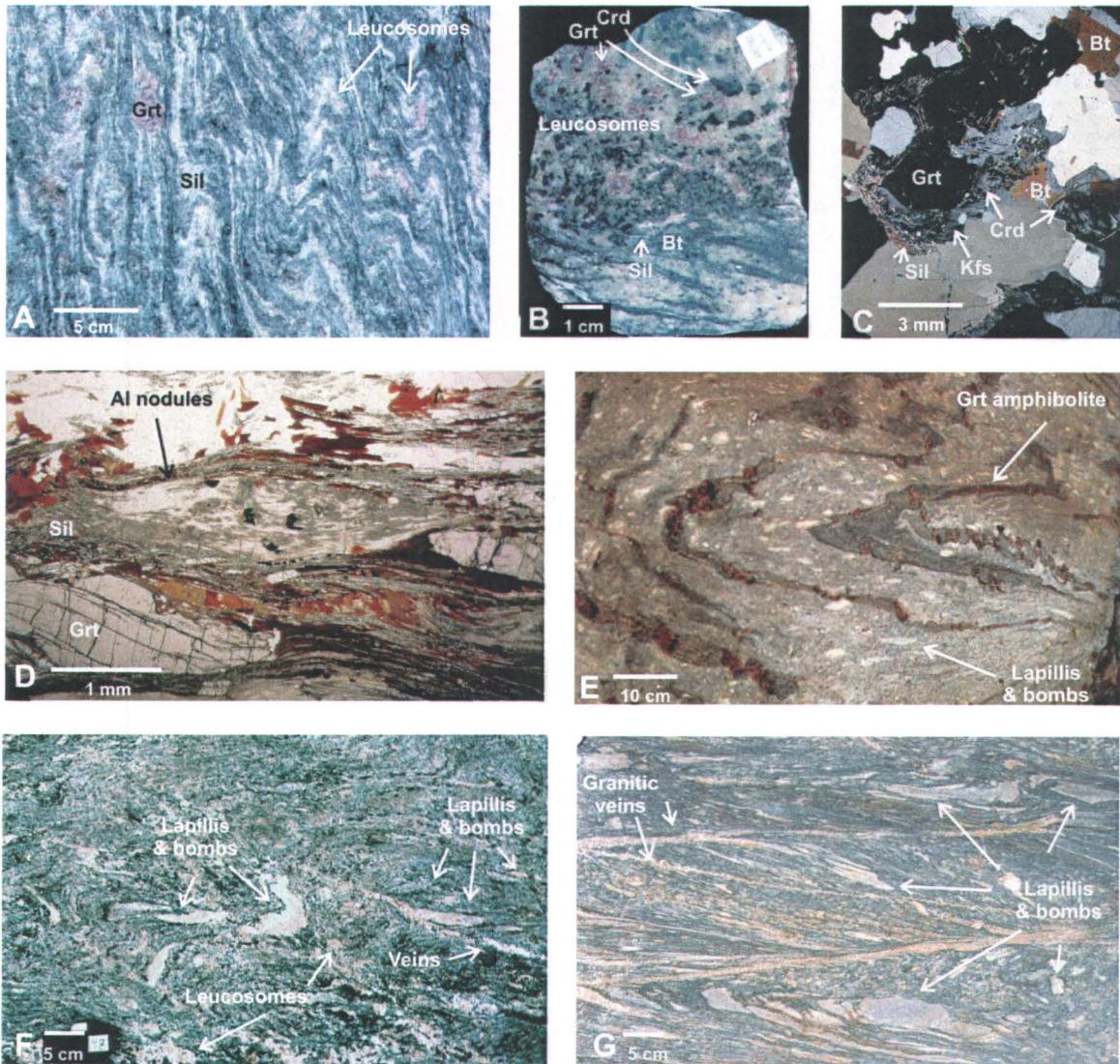


Figure 3.8 : Structures, textures, and mineral assemblages of aluminous gneisses of the La Romaine area. A) Typical aluminous gneiss with Grt–Sil–Bt assemblages with high modal proportion of sillimanite and fine stromatitic leucosomes. **B)** In situ Grt–Crd bearing leucosome crosscutting the metamorphic layering of a Sil–Bt–Grt metapelite (origin confirmed by detrital zircon ages, Bonnet and colleagues, unpublished SHRIMP data). **C)** Photomicrograph of the Grt–Crd–Sil–Kfs assemblage. **D)** Photomicrograph of Al-nodules typical of Al-rich gneisses. **E)** Lapilli in an aluminous gneiss interlayered with garnet-rich amphibolite. **F)** Another layer of aluminous gneiss with lapilli. **G)** Deformed lapillistone at Havre Mackenzie. Note the strong similarities in shape and grain size of the lapilli with the fragments interpreted as lapillus in the aluminous gneiss in (F).

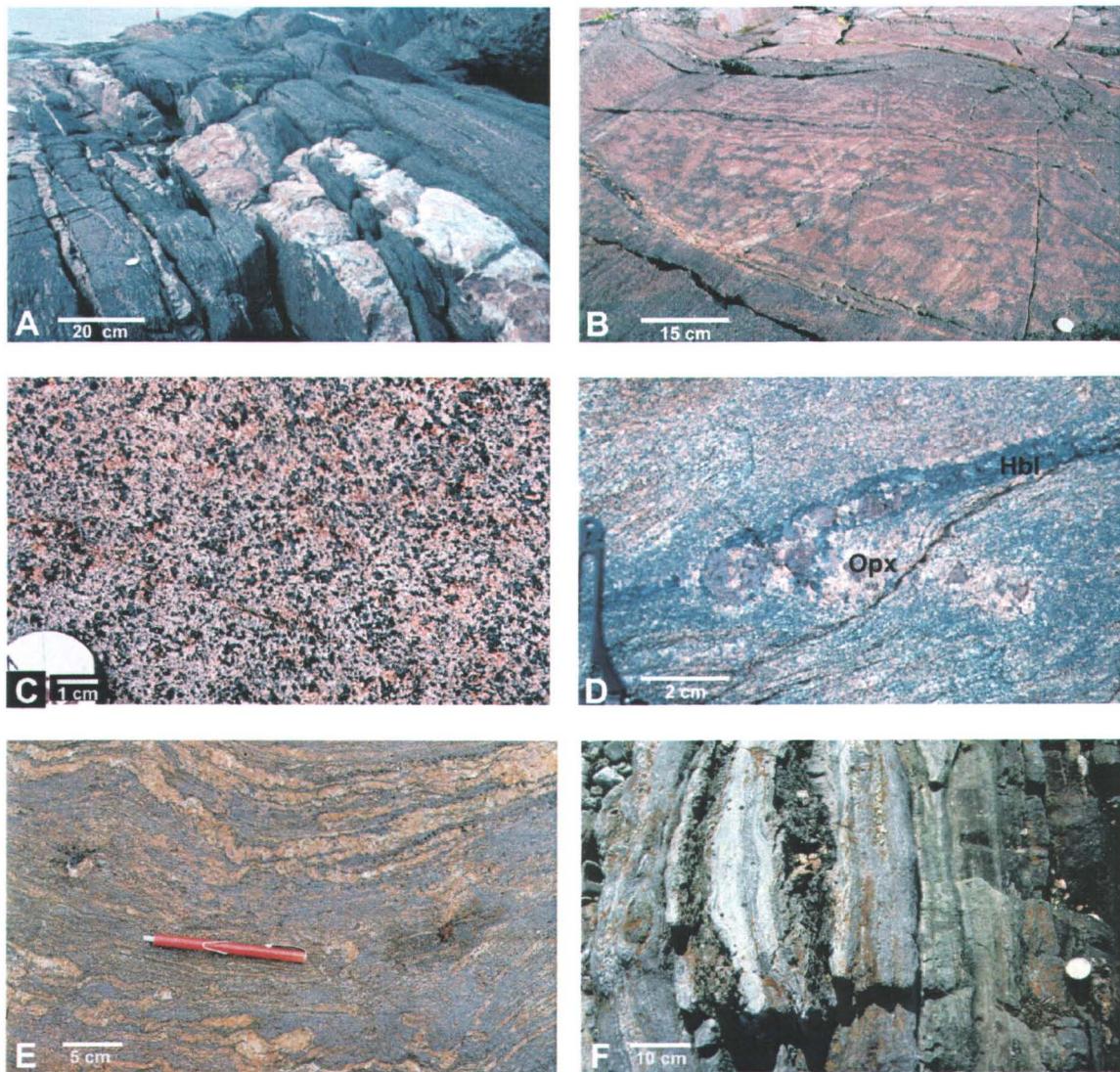


Figure 3. 9 : Structures, textures, and mineral assemblages of the composite amphibolite unit of the La Romaine area. **A)** Foliated amphibolite with Hbl-Pl-Opx-Mag mineral assemblage. **B)** Amphibolite of uncertain origin displaying atypical breccia-like textures. **C)** Gabbroic textures in an amphibolite. **D)** In-situ orthopyroxene (Opx) bearing leucosomes within an amphibolite hosting a hornblendite (Hbl) vein. **E)** Migmatized biotite-magnetite laminated ironstone. **F)** Laminated calc-silicate rocks within the amphibolite unit, comprising carbonated amphibolite, diopsidite, hornblendite, and iron-sulphide mineralization.

3.5 Granitoids

The gneissic domain of the Lac Musquaro and Kégashka – Baie des Loups area is multiphase and mainly dominated by foliated, highly magnetic, biotite–hornblende or biotite–magnetite granitic gneisses. The granitic gneisses display an augen or lenticular texture. The lenses, up to 4.0 by 0.5 cm, consist of granoblastic K-feldspar and quartz and are surrounded by ferromagnesian minerals, plagioclase, and quartz. Locally, well-preserved porphyritic biotite–magnetite granites have been observed, notably as kilometre-wide sheets or sills in granitic gneiss in the Lac Musquaro area (Fig. 3.1B). Lenticular granitic gneisses prevail in the Kégashka – Baie des Loups transect and are interspersed among a greater textural variety of granitoids, including some megacrystic ones. Some low deformed charnockitic granitoids crosscut the orthopyroxene-free lenticular gneisses but have a similar geochemical signature. In this area, magnetite is not as strikingly present as it was in the Lac Musquaro area. The granitic gneisses and the charnockitic granitoids are intruded by equigranular leucogranite dykes and veins interpreted to have been emplaced during the Grenville orogeny.

At Lac Musquaro (Fig. 3.2), where exposure is available, the contact between granitoids and the main supracrustal rocks is systematically marked by the intrusion of a gabbro dyke, and no direct contacts were preserved. The orientation of the dykes, and consequently of the contact, is parallel to layering and internal foliation of the supracrustal rocks. At Lac d'Auteuil, contacts were not observed. In the La Romaine area, the contact zone is complex and defined by a series of fine-grained granitic dykes resembling those of Grenvillian ages. The deformation is more intense, however, and granitoids near the contact display C-S fabrics. The orientation of the shear planes, defined by biotite, varies according to the regional folding event (Bonnet and Corriveau, 2003). In all areas, supracrustal xenoliths within adjacent granites have not been observed even where exposure is nearly 100% along the St. Lawrence coastline. Three exceptions are found, all in the Lac Musquaro area. At the northeastern end of the lake, a metre long enclave of fine-grained, gritty, grey rock with fine laminae could be interpreted as a tuff

or greywacke. The inclusion is folded and display very tapered ends as if it had been enclosed in a poorly consolidated state. It occurs several kilometres away from any known metasediments. At the southeastern end of Lac Musquaro, crudely laminated Ba-rich garnetite and coticule, epidosite and amphibolite crop out as *in situ* rafts, 1–10 m in size and with sharp angular contacts with their enclosing granitoids. Supracrustal rocks have been reported south of these outcrops (Bassaget, 1972) and we interpret this setting as locating the roof of a granitic intrusion. A similar relationship is found at the southwestern end of the lake. There, an openly folded, roughly 100 m wide and 7 km-long unit of hydrothermally altered amphibolite with quartz gneiss and aluminous gneiss of uncertain origin crops out among granitic gneisses and is overlain by finely laminated tuffaceous beds (Fig. 3.1B). Above the tuffs are granitic gneisses of uncertain origin. As Wakeham Group sediments crop out nearby to the west (Fig. 3.1B) (Bassaget, 1970; Sharma, 1973), we also interpret this setting as a roof zone of a granitic intrusion.

3.6 Whole-rock geochemistry

3.6.1 Analytical procedure and sampling

Sampling of whole rocks and lapilli was targeted on rocks with key field relationships or texture and achieved with a diamond saw where needed. Chunks of whole rocks were obtained from 5–10 kg samples (except in the cases of individual lapillus) directly in the field and on the host unit to avoid contamination, and special care was taken to remove or stay away from veins and weathering. The rock chips were pulverized to pea size with a steel jaw crusher and to powder with a ferrochrome shatter-box. Major elements were determined by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES), and rare-earth (REE) and other trace elements (Ba, Rb, Sr, Cs, Th, U, Hf, Nb, Ta, Pb) by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the INRS-ETE geochemical laboratory (Québec). Sample dissolution with lithium metaborate fluxes and fusion in a crucible (Pt) ensured that acid-resistant phases were dissolved. The fusion cakes were

dissolved in nitric and chloridric acids prior to ICP–AES and ICP–MS analysis. Data is provided in tables 3.3 and 3.4.

Seventeen samples of felsic to intermediate volcaniclastic rocks and rhyolite from the Lac Musquaro, Lac d'Auteuil, Havre Mackenzie, and Havre Bluff volcanic centres, four samples of intermediate to mafic volcanic rocks from the composite amphibolite unit (Table 3.3) (cf. Bonnet et al., 2005), and 58 granitoids from the Musquaro – d'Auteuil and the La Romaine sectors (Table 3.4) were analyzed for major and trace elements. Sampled felsic-to-mafic metavolcanic rocks were homogeneous and bore no visual evidence of hydrothermal alteration. Further screening for non-hydrothermally altered samples was done subsequently using geochemical alteration indexes (Bonnet et al., 2005). Four felsic-to-intermediate lapillus- to bomb-sized fragments were sampled separately, trimmed and analyzed. Field evidence for hydrothermal activity within the granitoids is extremely rare (e.g., epidote veining or calc-silicate patches). Such outcrops were not sampled and, as all granites display normal igneous composition, no samples were filtered out (Bonnet et al., 2005).

3.6.2 Geochemical effect of high-grade metamorphism and hydrothermal activity

In contrast to large ion lithophile elements (LILE) such as K, Rb, U and Th, HFSE (Y, P, Zr, Hf, Ti, Ta; Saunders et al., 1980), REE and transitional elements (Sc, Ni, V, Cr) are considered strongly immobile during metamorphism and hydrothermal alteration, except under extreme conditions (Finlow-Bates and Stumpfl, 1981; Jenner, 1996; Fulignati et al., 1999). In the Musquaro – d'Auteuil and La Romaine areas the geochemical signature of unaltered granitoid rocks and volcanic rocks from the felsic-dominated volcanic centres and the composite amphibolite unit indicates that the LILE, HFSE, REE and transitional elements were largely immobile during metamorphism, with the exception of K in some samples and Th in some amphibolites (Bonnet et al., 2005). This behaviour attests to a largely isochemical regional metamorphism common in high-grade metamorphic terrains (Geringer et al., 1994; Blein et al., 2003, 2004; Slagstad et al., 2004). HFSE, REE are considered also immobile under the condition prevailing during hydrothermal alteration

with the exception of Zr and heavy REE in some altered samples (Bonnet et al., 2005). By combining the age data with the geochemical signature of the volcanic rocks (including mafic lava or sill), we can gain insights on the nature of the paleoenvironment that marks the end of sedimentation and the onset of volcanic activity in the study area.

3.6.3 Geochemical signature of the volcanic rocks

The volcanic rocks from the felsic-dominated volcanic centres and the composite amphibolite unit are classified in terms of rock types and alkalinity using immobile elements ratios that measure the degree of differentiation (Zr/TiO_2) and the degree of alkalinity (Nb/Y) with respect to SiO_2 (Figs. 3.10A, 3.10B; Winchester and Floyd, 1977). However SiO_2 versus Zr/TiO_2 and Zr/TiO_2 versus Nb/Y plots have to be interpreted with caution for the highly differentiated volcanic rocks because of the compatible behaviour of Zr during the last stages of differentiation (Bonnet et al., 2005). All samples show subalkaline trends with relatively low Nb/Y values (0.25–0.49) (Fig. 3.10A). The SiO_2 content of the volcanic rocks ranges from 48 to 77 wt.% with a narrow compositional gap between dacitic and rhyolitic rocks (between 70 to 73 wt.%; Table 3.3). Felsic-to-intermediate samples fall in the field of rhyolite to andesite; amphibolites correspond to andesite and basalt. The composition of lapillus mainly varies from rhyolite to andesite. Yb-La binary plots produce a linear trend that extends from andesite to highly differentiated rhyolite (Fig. 3.11A), with chondrite-normalized La/Yb ratios ranging from 7 to 15. According to the chondrite-normalized La/Yb classification scheme of Barrett and MacLean (1994), $La/Yb > 6$ are calc-alkaline, $La/Yb = 3–6$ are transitional and $La/Yb < 3$ are tholeiitic. The La/Yb ratios, their compatible behaviour with low Fe–Ti values and elevated Al_2O_3 contents and the lack of significant changes in the slope are diagnostic of a calc-alkaline magmatic affinity (Fig. 3.11B).

The behaviour of REE and trace elements is displayed on primitive mantle-normalized multi-element diagrams (Fig. 3.12). REE patterns for felsic volcanic rocks are fractionated ($(La/Yb)_N = 9.8 \pm 0.8$) with systematic moderate enrichment in light REE ($(La/Sm)_N = 4.1 \pm 0.1$) and little fractionation in heavy REE ($(Gd/Yb)_N = 1.5 \pm 0.1$). The

$(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}$ ratios vary from 0.24 to 0.54. Dacite, andesite and basalt from the felsic-dominated volcanic centre and the composite amphibolite unit display subparallel REE patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 9.9 \pm 2.1$) but negative Eu anomalies are systematically more pronounced for rocks with higher silica content ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}^{\text{dacite/andesite}} = 0.60\text{--}0.80$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}^{\text{basalt}} = 0.84\text{--}0.92$), suggesting plagioclase fractionation. Rhyolite samples have higher general REE abundance ($\sum \text{REE} = 321\text{--}257 \text{ ppm}$) than dacite ($\sum \text{REE} = 214\text{--}144 \text{ ppm}$) and than andesite and basalt ($\sum \text{REE} = 95\text{--}163 \text{ ppm}$). Felsic, intermediate and mafic volcanic rocks also display similar multielements profiles with strong negative anomalies in Nb, Ta and Ti. These negative anomalies are more pronounced for the more differentiated rocks. Zr and Hf depletions are also observed in the mafic samples. These anomalies and the calc-alkaline affinity of the volcanic rocks are diagnostic of an arc signature (Kelemen et al., 1990; Pearce and Peate, 1995). The general concordance of trace-element profiles of felsic and mafic metavolcanic rocks suggest that the felsic members are cogenetic with, and a derivative of, the mafic members.

Geochemical data for volcanic rocks (Table 3.3) were plotted on a number of different tectonic discrimination diagrams to draw inferences on the tectonic environment in which the volcanic rocks were emplaced and to trace the tectonic evolution of the region. Immobile elements such as Ta (or Nb), Yb (or Y, or Sc), Th, Zr (or Hf) and Ti are useful discriminators of tectonic environments. Ti versus Zr diagrams from Pearce and Norry (1979) illustrate a broad trend of Ti depletion and Zr enrichment compatible with the evolution from less evolved mafic volcanics to the more evolved rhyolites in an arc environment (Fig. 3.13A). The low values of Zr for some rhyolite samples reflect the compatible behaviour of Zr for the more differentiated rocks (Bonnet et al., 2005). Th/Yb – Ta/Yb and Th/Ta – Yb plots (Gorton and Schandl, 2000) can discriminate between arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks because, in contrast to Ta and Yb, Th behaves as a non-conservative element during subduction. In such diagrams, the volcanic samples plot in the field of active continental margin (ACM) (Figs. 3.13B, 3.13C).

Table 3. 3 : Representative major and trace element data for the metavolcanic rocks.

| Sample No | 111a2 | 111a | 111y2 | 111y | 112k | 354a1 | 520a | 111pno | 295a |
|---------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Rock ^a | RHY | DAC | DAC |
| Location ^b | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | ROM | ROM | MUS | MUS |
| Estant / Nordant | 632757 / 5617658 | 632757 / 5617658 | 632757 / 5617658 | 632757 / 5617658 | 632807 / 5617851 | 660096 / 5564296 | 659603 / 5566153 | 632757 / 5617658 | 618790 / 5607022 |
| SiO ₂ | 74.94 | 76.11 | 74.12 | 76.63 | 75.60 | 72.89 | 68.65 | 66.49 | 70.40 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.21 | 0.25 | 0.22 | 0.25 | 0.35 | 0.64 | 0.66 | 0.59 |
| Al ₂ O ₃ | 11.83 | 11.57 | 12.45 | 11.42 | 11.76 | 12.83 | 13.86 | 14.23 | 14.65 |
| Fe ₂ O _{3T} | 1.53 | 1.93 | 2.14 | 1.91 | 1.88 | 3.26 | 4.46 | 7.54 | 3.25 |
| MnO | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 0.08 |
| MgO | 0.15 | 0.15 | 0.25 | 0.20 | 0.16 | 0.64 | 0.81 | 2.38 | 0.97 |
| CaO | 0.60 | 0.77 | 0.79 | 0.68 | 0.72 | 1.98 | 3.16 | 4.00 | 2.17 |
| Na ₂ O | 2.60 | 2.19 | 2.85 | 2.40 | 2.29 | 2.66 | 2.87 | 2.33 | 4.44 |
| K ₂ O | 5.54 | 5.63 | 5.43 | 5.25 | 5.90 | 5.14 | 4.13 | 2.10 | 3.64 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.18 | 0.12 | 0.16 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.26 | 0.42 | 0.40 | 0.34 |
| total | 97.81 | 98.98 | 98.70 | 99.12 | 98.97 | 100.28 | 99.42 | 100.61 | 100.88 |
| Cr | 115.3 | 131.9 | 147.3 | 127.9 | 105.6 | 121.7 | 166.8 | 158.1 | 93.3 |
| Ni | < 10.4 | 29.6 | 23.4 | < 10.3 | 13.2 | < 26 | < 26.6 | 48.3 | < 10.4 |
| Co | < 10.4 | < 10 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.4 | < 10.6 | 22.8 | < 10.4 |
| Sc | 5.3 | 4.6 | 7 | 5.4 | 5.1 | 7.3 | 9.5 | 16.4 | 9.4 |
| V | < 10.4 | < 10 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.3 | 23.5 | 50.4 | 114.2 | 25.8 |
| Cu | 16.6 | 21.2 | 8.8 | 11.1 | 14.7 | < 5.2 | 24.3 | 71.4 | < 5.2 |
| Pb | 31.7 | 30.8 | 32.3 | 34 | 33.1 | 23.8 | 15.6 | 18.5 | 26.5 |
| Zn | 44.4 | 32.2 | 59.2 | 48.6 | 42 | 72.8 | 88.1 | 91.5 | 70.6 |
| Rb | 189 | 210 | 224 | 194 | 177 | 257 | 158 | 169 | 109 |
| Cs | 3.2 | 4.3 | 7.4 | 5.6 | 4.6 | 2.2 | 2.1 | 29.9 | 3.1 |
| Ba | 517 | 496 | 559 | 582 | 635 | 829 | 916 | 512 | 905 |
| Sr | 63 | 70 | 73 | 90 | 119 | 167 | 263 | 384 | 386 |
| Ta | 1.14 | 1.07 | 1.59 | 1.06 | 0.75 | 1.42 | 1.13 | 0.57 | 0.74 |
| Nb | 19.6 | 17.8 | 21 | 16.8 | 15.9 | 19.8 | 17.6 | 9 | 11.2 |
| Hf | 6.90 | 7.53 | 8.06 | 6.26 | 6.98 | 10.46 | 8.81 | 4.16 | 5.08 |
| Zr | 234.1 | 265.1 | 282.5 | 217.2 | 240.7 | 470.9 | 405.9 | 162.4 | 207.2 |
| Y | 39.8 | 40 | 45.8 | 41.8 | 41.6 | 50.7 | 44.1 | 21 | 27.7 |
| Th | 17.72 | 15.05 | 17.06 | 15.90 | 14.22 | 18.77 | 17.60 | 7.40 | 10.98 |
| U | 5.04 | 4.54 | 4.24 | 4.88 | 2.66 | 3.92 | 3.54 | 3.27 | 3.38 |
| La | 59.1 | 55.8 | 61 | 50.9 | 56.2 | 66.7 | 60.2 | 35.6 | 38.8 |
| Ce | 126.6 | 116.4 | 132.2 | 110.3 | 120.3 | 138.4 | 123.2 | 69.7 | 82.7 |
| Pr | 14.28 | 13.04 | 15.20 | 12.68 | 13.85 | 16.01 | 14.63 | 8.67 | 9.4 |
| Nd | 51.87 | 46.98 | 53.38 | 45.71 | 49.16 | 57.25 | 52.57 | 32.75 | 35.6 |
| Sm | 8.96 | 9.06 | 9.61 | 8.44 | 8.81 | 10.29 | 9.40 | 5.85 | 6.13 |
| Eu | 0.66 | 0.70 | 0.68 | 0.72 | 0.75 | 1.35 | 1.50 | 1.26 | 1.26 |
| Gd | 7.87 | 7.98 | 7.97 | 7.27 | 7.53 | 8.35 | 7.70 | 4.74 | 5.03 |
| Tb | 1.12 | 1.11 | 1.23 | 1.14 | 1.11 | 1.25 | 1.14 | 0.67 | 0.67 |
| Dy | 7.19 | 7.17 | 7.72 | 7.35 | 7.02 | 8.33 | 7.37 | 4.16 | 4.36 |
| Ho | 1.44 | 1.44 | 1.56 | 1.52 | 1.37 | 1.66 | 1.47 | 0.79 | 0.85 |
| Er | 4.43 | 4.25 | 4.75 | 4.67 | 4.21 | 4.93 | 4.22 | 2.36 | 2.58 |
| Tm | 0.63 | 0.60 | 0.72 | 0.70 | 0.61 | 0.76 | 0.62 | 0.34 | 0.39 |
| Yb | 4.27 | 4.19 | 4.55 | 4.46 | 3.99 | 4.82 | 3.92 | 2.21 | 2.47 |
| Lu | 0.62 | 0.60 | 0.72 | 0.71 | 0.62 | 0.72 | 0.58 | 0.35 | 0.38 |

Note: Northings and eastings are for Universal Transverse Mercator (UTM) Zone 20, North American Datum for 1983 (NAD 83). Total iron as Fe₂O_{3T}; <, detection limit as per year analyzed. As, Cd, and S below detection except sample 531c2 at 0.04 % S. LOI, loss on ignition. ^aAND, andesite; BAS, basalt; DAC, dacite; RHY, rhyolite. ^bMUS, Lac Musquaro; ROM, La Romaine.

| Sample No | 353a | 496f | 497e | 531c2 | 544a | 653a | 1371 | 1371a | 1371a4 | 112d |
|---------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Rock ^a | DAC | DAC | DAC | DAC | DAC | DAC | DAC * | DAC | DAC | AND * |
| Location ^b | ROM | MUS |
| Estant / | 660189 / | 660458 / | 660414 / | 664818 / | 664672 / | 680607 / | 660139 / | 660139 / | 660139 / | 632807 / |
| Nordant | 5563952 | 5562446 | 5562233 | 5570112 | 5559936 | 5567004 | 5564402 | 5564402 | 5564402 | 5617851 |
| SiO ₂ | 65.89 | 64.00 | 64.00 | 64.37 | 61.45 | 65.01 | 68.73 | 69.52 | 66.93 | 62.71 |
| TiO ₂ | 0.65 | 0.89 | 0.74 | 0.59 | 0.57 | 0.64 | 0.57 | 0.53 | 0.65 | 0.71 |
| Al ₂ O ₃ | 14.64 | 16.94 | 15.80 | 14.64 | 16.97 | 15.78 | 13.95 | 13.07 | 14.11 | 15.44 |
| Fe ₂ O _{3T} | 6.06 | 7.99 | 5.56 | 5.09 | 4.60 | 4.68 | 5.17 | 5.32 | 6.38 | 7.70 |
| MnO | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.14 |
| MgO | 1.90 | 0.84 | 2.57 | 1.99 | 2.38 | 2.19 | 1.82 | 1.61 | 1.86 | 2.84 |
| CaO | 4.70 | 7.61 | 3.06 | 4.78 | 2.15 | 3.63 | 3.02 | 2.82 | 2.76 | 4.70 |
| Na ₂ O | 3.36 | 1.73 | 3.26 | 4.31 | 3.45 | 3.66 | 3.57 | 3.32 | 2.71 | 2.54 |
| K ₂ O | 2.52 | 0.57 | 4.54 | 1.10 | 5.94 | 2.65 | 1.91 | 1.85 | 3.43 | 2.05 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.21 | 0.17 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.15 | 0.18 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.04 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.40 | 0.40 | 0.68 | 0.60 | 0.70 | 0.39 | 0.59 | 0.73 | 0.73 | 0.65 |
| total | 100.57 | 101.38 | 100.65 | 97.85 | 98.64 | 98.99 | 99.69 | 99.11 | 99.97 | 99.93 |
| Cr | 203.4 | 242.7 | 152.1 | 191.5 | 96.4 | 167.3 | 191.2 | 283.6 | 265.1 | 105.1 |
| Ni | 50.4 | 30.4 | 30.6 | 28.1 | 26.6 | < 33.5 | < 32.6 | 39.4 | < 35.9 | 37.8 |
| Co | 11.9 | < 9.9 | 13.1 | < 10.5 | 10.5 | 14.1 | 13.4 | < 10.3 | 15.1 | 24.5 |
| Sc | 13.8 | 21 | 12.5 | 12.3 | 10.8 | 12.4 | 11.7 | 9.8 | 12.9 | 17.8 |
| V | 77.2 | 112.5 | 85.9 | 78.8 | 66 | 74.8 | 62.3 | 58.2 | 87.2 | 120.5 |
| Cu | 7.7 | 22 | 14 | 32.4 | 5.5 | 10.4 | 20 | 16.8 | 18.6 | 33 |
| Pb | 17.9 | 7.6 | 12.5 | 17 | 25.6 | 11.8 | 14.5 | 9.7 | 30.9 | 23.8 |
| Zn | 96 | 68.2 | 109.2 | 111.4 | 93 | 59.6 | 80.7 | 102.1 | 78.8 | 200.4 |
| Rb | 110 | 39 | 281 | 53 | 417 | 122 | 211 | 192 | 135 | 156 |
| Cs | 2.7 | 4.6 | 28.3 | 0.6 | 8.4 | 2 | 40.1 | 22.4 | 12.4 | 27 |
| Ba | 660 | 69 | 958 | 187 | 1370 | 637 | 524 | 403 | 848 | 902 |
| Sr | 278 | 294 | 238 | 289 | 409 | 395 | 205 | 191 | 223 | 352 |
| Ta | 1.16 | 0.76 | 0.95 | 0.72 | 0.68 | 0.73 | 1.15 | 0.89 | 1.24 | 0.51 |
| Nb | 14.4 | 14 | 11.5 | 9.9 | 9.8 | 8.3 | 12.4 | 12.5 | 12.2 | 9.4 |
| Hf | 5.58 | 4.87 | 5.50 | 5.47 | 5.03 | 5.47 | 5.81 | 6.64 | 6.81 | 4.57 |
| Zr | 244 | 228.5 | 243.2 | 235.8 | 219.4 | 199.1 | 248.1 | 298.6 | 261.1 | 195 |
| Y | 32.1 | 32.4 | 24.2 | 35 | 25.2 | 23 | 29.9 | 31.8 | 30.7 | 21.9 |
| Th | 8.3 | 9.57 | 11.62 | 10.88 | 13.69 | 9.35 | 10.85 | 9.62 | 11.66 | 5.36 |
| U | 2.7 | 4.32 | 2.17 | 4.22 | 3.12 | 1.88 | 2.63 | 3.14 | 2.20 | 0.82 |
| La | 34.5 | 43.2 | 36.9 | 31.1 | 34.8 | 29.9 | 42.9 | 38 | 43.1 | 30.5 |
| Ce | 74.5 | 87.1 | 77.4 | 66 | 67 | 57.8 | 91.1 | 80.4 | 94.4 | 63.1 |
| Pr | 9.1 | 10.31 | 8.82 | 8.35 | 7.96 | 7.18 | 9.67 | 9.45 | 9.83 | 7.89 |
| Nd | 33.9 | 38.19 | 32.50 | 31.09 | 29.26 | 28.24 | 33.41 | 34.37 | 37.65 | 29.35 |
| Sm | 6.4 | 6.64 | 5.85 | 6.23 | 5.23 | 5.23 | 6.67 | 6.43 | 6.85 | 5.16 |
| Eu | 1.32 | 1.48 | 1.36 | 1.32 | 1.23 | 1.22 | 1.20 | 1.21 | 1.37 | 1.17 |
| Gd | 5.51 | 5.82 | 4.89 | 5.36 | 4.53 | 4.17 | 5.80 | 5.25 | 6.18 | 4.42 |
| Tb | 0.82 | 0.83 | 0.67 | 0.81 | 0.64 | 0.61 | 0.83 | 0.81 | 0.90 | 0.63 |
| Dy | 5.29 | 5.35 | 4.09 | 5.31 | 4.02 | 3.89 | 5.06 | 5.25 | 5.44 | 3.84 |
| Ho | 1.04 | 1.08 | 0.81 | 1.07 | 0.79 | 0.78 | 1.07 | 1.04 | 1.14 | 0.76 |
| Er | 3.10 | 3.04 | 2.29 | 3.21 | 2.21 | 2.29 | 2.83 | 3.08 | 3.11 | 2.20 |
| Tm | 0.46 | 0.45 | 0.32 | 0.49 | 0.32 | 0.33 | 0.45 | 0.45 | 0.47 | 0.33 |
| Yb | 3.10 | 2.88 | 2.09 | 3.28 | 2.01 | 2.23 | 2.94 | 2.99 | 2.91 | 2.05 |
| Lu | 0.49 | 0.43 | 0.32 | 0.51 | 0.31 | 0.34 | 0.44 | 0.45 | 0.46 | 0.32 |

| Sample No | 496 | 622j | 622q | 550i | 626d |
|---------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Rock ^a | AND * | AND | AND | BAS | hornblendite |
| Location ^b | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM |
| Estant / Nordant | 660458 / 5562446 | 680631 / 5566181 | 680631 / 5566181 | 661116 / 5565191 | 685725 / 5566583 |
| SiO ₂ | 60.41 | 56.50 | 53.15 | 48.10 | 67.70 |
| TiO ₂ | 0.93 | 0.63 | 0.68 | 0.94 | 0.72 |
| Al ₂ O ₃ | 18.48 | 17.40 | 17.32 | 14.80 | 13.80 |
| Fe ₂ O _{3T} | 6.97 | 7.25 | 7.79 | 10.58 | 7.06 |
| MnO | 0.06 | 0.12 | 0.13 | 0.20 | 0.12 |
| MgO | 0.70 | 4.22 | 4.46 | 9.80 | 0.36 |
| CaO | 5.72 | 6.95 | 8.91 | 9.13 | 2.21 |
| Na ₂ O | 4.62 | 4.86 | 4.94 | 2.56 | 3.45 |
| K ₂ O | 0.85 | 1.49 | 1.02 | 1.52 | 4.23 |
| P ₂ O ₅ | 0.31 | 0.16 | 0.20 | 0.21 | 0.23 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.25 | 0.70 | 0.29 | 1.01 | 0.01 |
| total | 99.39 | 100.50 | 99.06 | 99.00 | 100.20 |
| Cr | 158.9 | 81.7 | 111.7 | 746 | 164.8 |
| Ni | < 34.6 | 33.5 | 105.7 | 165.2 | < 32.4 |
| Co | < 13.8 | 33.3 | 36.9 | 48.3 | < 12.9 |
| Sc | 13 | 24.2 | 22.9 | 34.6 | 13.7 |
| V | 83.3 | 136.8 | 136.6 | 213.3 | < 12.9 |
| Cu | < 6.9 | 14.9 | 6.8 | < 6.6 | 8.9 |
| Pb | 10.2 | 16.2 | 12.3 | 20.1 | 12.4 |
| Zn | 55.6 | 93.3 | 95.2 | 135.2 | 118.6 |
| Rb | 42 | 67 | 12 | 96 | 115 |
| Cs | 8.7 | 0.8 | 0.1 | 27.3 | 0.2 |
| Ba | 117 | 326 | 196 | 314 | 1754 |
| Sr | 343 | 633 | 661 | 340 | 110 |
| Ta | 1.13 | 0.72 | 0.41 | 0.49 | 0.52 |
| Nb | 11.8 | 5.4 | 4.6 | 8.5 | 12.5 |
| Hf | 4.56 | 2.30 | 2.71 | 2.65 | 12 |
| Zr | 176.3 | 89.8 | 111.6 | 101.9 | 570.8 |
| Y | 35.2 | 18.2 | 18.3 | 24.6 | 44.8 |
| Th | 8.80 | 1.71 | 5.31 | 1.66 | 5.91 |
| U | 4.28 | 1.38 | 1.38 | 0.54 | 1.03 |
| La | 33.9 | 17.7 | 31.4 | 25.2 | 48.1 |
| Ce | 72.1 | 37.5 | 69.6 | 57.4 | 95.8 |
| Pr | 7.92 | 4.74 | 8.28 | 7.05 | 12.30 |
| Nd | 30.56 | 19.9 | 33.84 | 29.6 | 51.10 |
| Sm | 5.89 | 3.49 | 6.11 | 5.38 | 9.99 |
| Eu | 1.46 | 0.98 | 1.47 | 1.58 | 3.55 |
| Gd | 6.89 | 3.12 | 4.68 | 5.15 | 8.01 |
| Tb | 1.02 | 0.47 | 0.57 | 0.70 | 1.22 |
| Dy | 5.94 | 3.04 | 3.27 | 4.29 | 7.54 |
| Ho | 1.35 | 0.63 | 0.65 | 0.87 | 1.46 |
| Er | 3.94 | 1.91 | 1.79 | 2.50 | 4.37 |
| Tm | 0.61 | 0.28 | 0.26 | 0.36 | 0.57 |
| Yb | 3.96 | 1.82 | 1.59 | 2.27 | 3.80 |
| Lu | 0.62 | 0.29 | 0.24 | 0.36 | 0.61 |

Table 3. 4 : Representative major- and trace-element data for the granitoids.

| Group 1- granitoids | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 125a | 135a | 224a | 229i | 290a | 328a | 400a | 439d | 610a | 686a | 1032d |
| Rock ^a | GRD | GRD | GRD | MZD | GRA | GRA | GRD | GRD | GRD | GRD | GRD |
| Location ^b | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | ROM | ROM | ROM | ROM | MUS |
| Estant | 641410 | 641695 | 634832 | 632701 | 625087 | 632820 | 641582 | 639694 | 671688 | 681239 | 635806 |
| Nordant | 5607216 | 5608311 | 5595695 | 5617666 | 5606483 | 5617809 | 5564249 | 5562772 | 5564621 | 5564281 | 5618019 |
| SiO ₂ | 72.89 | 71.93 | 73.90 | 60.82 | 70.6 | 70.76 | 75.22 | 63.78 | 68.55 | 65.16 | 74.50 |
| TiO ₂ | 0.18 | 0.22 | 0.28 | 0.70 | 0.32 | 0.18 | 0.1 | 1.1 | 0.50 | 0.56 | 0.21 |
| Al ₂ O ₃ | 13.99 | 14.47 | 14.37 | 17.18 | 14.5 | 14.14 | 14.41 | 13.95 | 15.55 | 16.25 | 12.11 |
| Fe ₂ O _{3T} | 1.61 | 1.95 | 1.78 | 7.16 | 2.54 | 1.75 | 1.36 | 10.46 | 3.90 | 4.26 | 1.26 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.12 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.17 | 0.04 | 0.05 | 0.01 |
| MgO | 0.47 | 0.60 | 0.77 | 2.40 | 1.03 | 0.56 | 0.27 | 1.49 | 1.11 | 2.39 | 0.15 |
| CaO | 2.31 | 2.50 | 2.31 | 3.67 | 2.20 | 1.01 | 1.66 | 3.61 | 3.14 | 3.30 | 0.51 |
| Na ₂ O | 4.01 | 4.18 | 4.34 | 3.53 | 3.91 | 2.57 | 4.46 | 3.69 | 4.29 | 4.45 | 1.83 |
| K ₂ O | 2.88 | 2.62 | 2.55 | 3.34 | 4.46 | 7.68 | 3.34 | 1.70 | 2.14 | 2.26 | 7.80 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.06 | 0.09 | 0.19 | 0.08 | 0.06 | 0.03 | 0.321 | 0.12 | 0.18 | 0.04 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.04 | < 0.01 | 0.02 | < 0.01 |
| LOI | 0.23 | 0.22 | 0.31 | 0.69 | 0.45 | 0.40 | 0.24 | 0.59 | 0.36 | 1.27 | 0.21 |
| Total | 98.90 | 99.04 | 100.97 | 100.10 | 100.30 | 99.30 | 101.3 | 101.2 | 99.87 | 100.32 | 98.79 |
| Cr | 136.4 | 112.3 | 121.8 | 56.7 | 100 | 102.8 | 156.5 | 157.6 | 188.7 | 167.9 | 116.3 |
| Ni | < 10.3 | < 10.2 | 18.6 | 14.1 | 14.2 | < 10.2 | < 26.2 | < 26.2 | < 35.5 | < 34.5 | < 10.4 |
| Co | < 10.3 | < 10.2 | < 10.5 | 20.8 | < 10.4 | < 10.2 | < 10.5 | < 10.5 | < 14.2 | < 13.8 | < 10.4 |
| Sc | 2.5 | 3 | 3.5 | 14.3 | 4.3 | 3.4 | 1.7 | 21.8 | 6.4 | 9 | 2.34 |
| V | 11.5 | 15.6 | 23.8 | 109.1 | 30.2 | 15.5 | < 10.5 | 60.6 | 47.7 | 69.8 | < 10.4 |
| Cu | 9.8 | < 5.1 | 5.8 | 26.2 | 11.8 | 20.2 | 6.5 | 18.1 | 17.5 | 29 | 5.2 |
| Pb | 26 | 22.7 | 18.8 | 30.6 | 25.5 | 42.2 | 17.1 | 11 | 11.3 | 15.7 | 37.5 |
| Zn | 39.2 | 45.5 | 34.6 | 125.4 | 43.2 | 39.5 | 37.9 | 167.1 | 53.1 | 76.4 | 10.9 |
| Rb | 83 | 76 | 83 | 209 | 182 | 273 | 93 | 63 | 49 | 86 | 206 |
| Cs | 2.3 | 2 | 1.5 | 22.9 | 5.7 | 11.5 | 1.1 | 1.7 | 0.1 | 0.9 | 3.8 |
| Ba | 806 | 771 | 708 | 1183 | 671 | 917 | 775 | 699 | 593 | 516 | 1181 |
| Sr | 517 | 532 | 516 | 350 | 325 | 228 | 395 | 300 | 510 | 597 | 161 |
| Ta | 0.28 | 0.21 | 0.29 | 0.47 | 0.96 | 0.61 | 0.28 | 0.89 | 0.25 | 0.90 | 0.46 |
| Nb | 5.2 | 4.3 | 5.5 | 8.7 | 9.9 | 8.3 | 6.1 | 16.7 | 5.4 | 8.9 | 7.3 |
| Hf | 2.97 | 3.29 | 3.43 | 4.42 | 4.65 | 2.67 | 2.69 | 9.92 | 6.29 | 4.42 | 4.89 |
| Zr | 104.5 | 116 | 126.1 | 173.6 | 189.1 | 100.74 | 104.3 | 540 | 234.5 | 171.8 | 176.9 |
| Y | 7.7 | 6.9 | 7.3 | 18.8 | 14.7 | 12.8 | 8.1 | 62.4 | 7.8 | 12.3 | 13.33 |
| Th | 5.07 | 4.09 | 8.46 | 5.50 | 20.20 | 5.39 | 6.5 | 8.7 | 9.78 | 7.68 | 11.08 |
| U | 1.09 | 1.06 | 2.53 | 0.71 | 9.43 | 1.55 | 1.1 | 1.5 | 0.32 | 1.93 | 1.51 |
| La | 17.8 | 17.8 | 21 | 41.7 | 34.1 | 22.8 | 18.6 | 39.5 | 46.7 | 33.5 | 35.8 |
| Ce | 36.8 | 36.1 | 40.5 | 80.9 | 70.6 | 47.3 | 36.9 | 90.3 | 83.3 | 67.7 | 76.8 |
| Pr | 4.17 | 4.09 | 4.36 | 9.50 | 7.1 | 4.98 | 4.0 | 11.5 | 7.86 | 7.72 | 8.12 |
| Nd | 14.56 | 14.27 | 15.85 | 35.32 | 24.0 | 17.43 | 13.8 | 48.9 | 27.80 | 28.61 | 28.90 |
| Sm | 2.47 | 2.34 | 2.57 | 5.13 | 3.55 | 2.83 | 2.4 | 10.9 | 3.98 | 5.01 | 4.53 |
| Eu | 0.61 | 0.65 | 0.67 | 1.33 | 0.71 | 0.69 | 0.52 | 2.87 | 1.01 | 1.02 | 0.88 |
| Gd | 1.96 | 1.78 | 1.91 | 4.17 | 2.63 | 2.25 | 1.81 | 10.88 | 2.87 | 3.22 | 3.33 |
| Tb | 0.27 | 0.23 | 0.22 | 0.53 | 0.34 | 0.30 | 0.25 | 1.61 | 0.31 | 0.43 | 0.41 |
| Dy | 1.51 | 1.32 | 1.33 | 3.47 | 2.16 | 1.92 | 1.45 | 10.85 | 1.69 | 2.49 | 2.33 |
| Ho | 0.29 | 0.25 | 0.25 | 0.69 | 0.44 | 0.38 | 0.27 | 2.19 | 0.29 | 0.48 | 0.43 |
| Er | 0.84 | 0.75 | 0.67 | 1.95 | 1.33 | 1.15 | 0.73 | 6.33 | 0.74 | 1.39 | 1.23 |
| Tm | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.29 | 0.20 | 0.17 | 0.10 | 0.89 | 0.09 | 0.22 | 0.18 |
| Yb | 0.71 | 0.65 | 0.56 | 1.77 | 1.37 | 1.11 | 0.64 | 5.63 | 0.53 | 1.48 | 1.20 |
| Lu | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.27 | 0.23 | 0.18 | 0.10 | 0.83 | 0.08 | 0.23 | 0.20 |

| Group 1- granitoids | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 1132a | 1145a | 1151a | 1183a | 1265a | 1272a | 1287a | 1455a |
| Rock ^a | GRD | GRA | GRD | GRA | GRD | GRA | GRD | GRD |
| Location ^b | MUS | ROM |
| Estant | 641736 | 635111 | 636070 | 636729 | 636627 | 637836 | 639808 | 659021 |
| Nordant | 5599512 | 5590377 | 5592419 | 5595809 | 5600864 | 5599705 | 5604829 | 5580053 |
| SiO ₂ | 73.20 | 65.5 | 70.74 | 74.50 | 72.47 | 72.59 | 73.32 | 71.35 |
| TiO ₂ | 0.21 | 0.86 | 0.41 | 0.09 | 0.25 | 0.36 | 0.19 | 0.32 |
| Al ₂ O ₃ | 15.00 | 14.1 | 14.20 | 13.71 | 14.28 | 14.32 | 14.38 | 15.31 |
| Fe ₂ O _{3T} | 1.84 | 7.13 | 3.33 | 1.00 | 2.04 | 3.17 | 1.81 | 2.12 |
| MnO | 0.03 | 0.128 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | 0.52 | 1.35 | 1.17 | 0.20 | 0.72 | 0.79 | 0.57 | 0.58 |
| CaO | 2.35 | 3.95 | 3.20 | 1.70 | 2.07 | 2.08 | 2.21 | 1.94 |
| Na ₂ O | 4.36 | 3.55 | 3.70 | 3.68 | 4.12 | 4.04 | 4.48 | 4.62 |
| K ₂ O | 3.44 | 3.01 | 2.76 | 4.06 | 3.40 | 4.26 | 3.13 | 3.51 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.248 | 0.14 | 0.02 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.10 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | 0.02 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.35 | 0.35 | 0.37 | 0.26 | 0.42 | 0.48 | 0.26 | 0.25 |
| Total | 101.54 | 100.42 | 100.28 | 990.39 | 100.02 | 102.42 | 100.62 | 100.33 |
| Cr | 115.3 | 83.6 | 114.6 | 108.7 | 114.4 | 114.2 | 110.6 | 101.7 |
| Ni | 10.8 | < 10.3 | 14.2 | 32.6 | < 10.5 | < 10.6 | 11.0 | 29.3 |
| Co | < 10.4 | 11.8 | < 10.6 | < 11.9 | < 10.5 | < 10.6 | < 10.4 | < 10.5 |
| Sc | 2.9 | 18.1 | 4.8 | 2 | 3.4 | 3.2 | 2.9 | 3.5 |
| V | 15.1 | 48.6 | 41.6 | 11.9 | 22.9 | 33.3 | 15 | 19.3 |
| Cu | 28.0 | 16.6 | 34.5 | 7.7 | 5.2 | 5.3 | 6.9 | < 5.2 |
| Pb | 25 | 17.2 | 23.7 | 33.7 | 22.1 | 22.1 | 24 | 23.4 |
| Zn | 40.1 | 105 | 49.1 | 23 | 38.0 | 70.8 | 42.1 | 75.8 |
| Rb | 90 | 95 | 104 | 151 | 116 | 139 | 104 | 136 |
| Cs | 2.3 | 2.7 | 2.7 | 2.7 | 2.7 | 4.4 | 3.1 | 4.2 |
| Ba | 951 | 1250 | 1115 | 781 | 700 | 1139 | 845 | 945 |
| Sr | 539 | 183 | 576 | 368 | 433 | 348. | 541 | 659 |
| Ta | 0.41 | 0.87 | 0.52 | 0.42 | 0.34 | 0.55 | 0.49 | 0.70 |
| Nb | 5 | 19.6 | 7.2 | 6.5 | 6 | 9.5 | 5.3 | 8.8 |
| Hf | 2.78 | 11 | 4.40 | 2.05 | 3.10 | 4.35 | 2.94 | 3.57 |
| Zr | 112.4 | 523 | 181.2 | 72 | 118.5 | 182.7 | 113.45 | 138 |
| Y | 6.9 | 47.7 | 16.2 | 11.1 | 9.8 | 9.9 | 9.6 | 11.6 |
| Th | 7.02 | 5.53 | 8.96 | 6.98 | 9.07 | 14.52 | 6.65 | 7.04 |
| U | 1.50 | 0.90 | 2.52 | 3.53 | 1.08 | 0.67 | 1.53 | 1.99 |
| La | 18 | 35.5 | 35.1 | 15.4 | 20.3 | 43.7 | 19.8 | 32.1 |
| Ce | 35.8 | 82.4 | 71.8 | 32.7 | 40.9 | 89.3 | 40.1 | 63 |
| Pr | 3.88 | 9.9 | 7.73 | 3.46 | 4.33 | 9.15 | 4.26 | 7.23 |
| Nd | 13.93 | 40.5 | 27.96 | 12.49 | 15.36 | 31.13 | 15.47 | 26.24 |
| Sm | 2.09 | 7.90 | 4.61 | 2.42 | 2.47 | 4.27 | 2.56 | 4.19 |
| Eu | 0.63 | 2.30 | 0.94 | 0.54 | 0.59 | 0.85 | 0.60 | 0.87 |
| Gd | 1.52 | 7.82 | 3.52 | 2.04 | 1.84 | 2.74 | 1.97 | 2.91 |
| Tb | 0.17 | 1.16 | 0.44 | 0.29 | 0.24 | 0.31 | 0.26 | 0.36 |
| Dy | 1.04 | 7.74 | 2.74 | 1.80 | 1.53 | 1.79 | 1.58 | 2.10 |
| Ho | 0.20 | 1.58 | 0.52 | 0.35 | 0.30 | 0.34 | 0.32 | 0.40 |
| Er | 0.62 | 4.74 | 1.53 | 1.03 | 0.92 | 0.94 | 0.93 | 1.04 |
| Tm | 0.09 | 0.68 | 0.22 | 0.16 | 0.14 | 0.13 | 0.15 | 0.16 |
| Yb | 0.66 | 4.48 | 1.34 | 1.15 | 0.90 | 0.81 | 0.95 | 1.00 |
| Lu | 0.11 | 0.70 | 0.20 | 0.19 | 0.15 | 0.13 | 0.15 | 0.14 |

Note: Northings and eastings are for Universal Transverse Mercator (UTM) Zone 20, North American Datum for 1983 (NAD 83). Total iron as Fe₂O_{3T}; <, detection limit as per year analyzed. As, Cd, Co, and S below detection except sample 415a, 476a, and 1151a at 0.02% S, sample 439d at 0.04% S, and samples 229i and 1145a at 20.8 and 11.8 ppm Co, respectively. LOI, loss on ignition. ^aGRA, granite; GRD, granodiorite; MZD, monzodiorite. ^bMUS, Lac Musquaro; ROM, La Romaine.

| Group 2 granitoids | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 51a | 89a | 98a | 102a | 102i | 108a | 111b | 111ya2 | 111z | 122a | 149b |
| Rock ^a | GRA | GRA | GRA | GRA | TON | GRA | GRA | GRA | GRA | MZT | GRA |
| Location ^b | MUS |
| Estant | 626601 | 625299 | 630622 | 632005 | 632005 | 632411 | 632757 | 632757 | 632757 | 639782 | 641476 |
| Nordant | 5611854 | 5611869 | 5616776 | 5616277 | 5616277 | 5617024 | 5617658 | 5617658 | 5617658 | 5601780 | 5607587 |
| SiO ₂ | 74.35 | 74.52 | 74.56 | 73.88 | 72.76 | 72.56 | 78.56 | 76.57 | 65.49 | 63.3 | 73.27 |
| TiO ₂ | 0.26 | 0.16 | 0.26 | 0.19 | 0.24 | 0.34 | 0.16 | 0.25 | 0.44 | 0.78 | 0.33 |
| Al ₂ O ₃ | 13.17 | 13.04 | 12.41 | 12.57 | 15.63 | 12.88 | 11.70 | 12.92 | 15.50 | 16.4 | 13.73 |
| Fe ₂ O _{3T} | 2.31 | 1.66 | 1.60 | 1.51 | 1.40 | 2.01 | 1.41 | 2.12 | 3.59 | 5.78 | 2.16 |
| MnO | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.05 | 0.06 | 0.11 | 0.03 |
| MgO | 0.46 | 0.21 | 0.33 | 0.22 | 0.21 | 0.88 | 0.11 | 0.26 | 1.43 | 1.91 | 0.60 |
| CaO | 1.00 | 0.90 | 1.05 | 0.82 | 1.06 | 0.47 | 0.82 | 0.90 | 1.36 | 3.56 | 2.09 |
| Na ₂ O | 3.29 | 3.99 | 3.18 | 3.65 | 7.31 | 3.34 | 2.25 | 2.62 | 2.44 | 4.06 | 3.10 |
| K ₂ O | 4.65 | 4.16 | 4.58 | 4.32 | 1.18 | 5.07 | 5.16 | 6.36 | 6.70 | 3.05 | 4.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.08 | 0.23 | 0.06 |
| S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.46 | 0.01 | 0.14 | 0.14 | 0.44 | 0.29 | 0.16 | 0.18 | 0.56 | 0.54 | 0.35 |
| Total | 100.27 | 99.05 | 98.43 | 97.59 | 100.44 | 98.22 | 100.58 | 102.40 | 98.00 | 99.98 | 100.14 |
| Cr | 113.6 | 110 | 100.3 | 117.7 | 105 | 89.5 | 108.3 | 114.8 | 71 | 77.3 | 131.7 |
| Ni | 10.9 | < 10.4 | < 10.4 | 10.8 | < 10.5 | < 10.5 | 12.9 | 26.5 | 15.4 | 12.4 | 10.2 |
| Co | < 10.5 | < 10.4 | < 10.4 | < 10.4 | < 10.5 | < 10.5 | < 10.3 | < 10.6 | < 10.4 | < 10.5 | < 10.1 |
| Sc | 5.4 | 4 | 4.2 | 4 | 4.5 | 8.5 | 4.8 | 6.5 | 9.5 | 10.4 | 3.9 |
| V | 12 | < 10.4 | 12.2 | < 10.4 | < 10.5 | < 10.5 | < 10.3 | < 10.6 | 79.8 | 77.1 | 22.5 |
| Cu | 12.8 | 8.8 | 9.2 | 10.4 | 20.9 | 34.0 | 8.9 | 12.1 | 5.2 | 5.3 | 7.3 |
| Pb | 23.66 | 25.25 | 31.08 | 25.68 | 17.00 | 43.69 | 33.04 | 36.45 | 42.50 | 20.9 | 25.86 |
| Zn | 37.3 | 34.3 | 35.3 | 27 | 24.4 | 52.4 | 27.3 | 43.9 | 56.7 | 101 | 37.3 |
| Rb | 155 | 116 | 183 | 196 | 18 | 165 | 198 | 198 | 298 | 142 | 148 |
| Cs | 1.7 | 1 | 2.1 | 2 | 0.3 | 4.4 | 3.6 | 7.3 | 20.9 | 8.3 | 7.4 |
| Ba | 697 | 844 | 778 | 738 | 59 | 988 | 567 | 655 | 2166 | 1006 | 988 |
| Sr | 168 | 109 | 167 | 112 | 94 | 111 | 83 | 111 | 261 | 518 | 447 |
| Ta | 0.97 | 0.52 | 0.98 | 0.88 | 1.23 | 0.83 | 0.77 | 1.18 | 1.20 | 8.46 | 0.63 |
| Nb | 13.5 | 11.1 | 17.4 | 13.7 | 18.5 | 16.4 | 15.4 | 20.8 | 16.3 | 45.7 | 8.6 |
| Hf | 5.78 | 4.71 | 4.89 | 4.78 | 5.30 | 5.69 | 6.10 | 6.63 | 6.27 | 6.83 | 7.32 |
| Zr | 209.2 | 171.2 | 184.6 | 164.9 | 177.6 | 221.8 | 221.2 | 230.7 | 234.2 | 321.5 | 269.1 |
| Y | 33.7 | 20.4 | 28.7 | 22.6 | 45.5 | 34.9 | 36.9 | 37.3 | 28.3 | 78.3 | 16.6 |
| Th | 16.9 | 12.3 | 14.4 | 13.7 | 16.4 | 12.8 | 12.5 | 19.3 | 11.2 | 11.8 | 20.2 |
| U | 3.02 | 1.96 | 1.83 | 2.31 | 2.27 | 2.34 | 3.76 | 6.06 | 3.30 | 1.84 | 6.20 |
| La | 47.45 | 35.6 | 46 | 18.9 | 74.8 | 49.1 | 40.8 | 55.5 | 42 | 66.4 | 60.5 |
| Ce | 101.7 | 75.1 | 96.4 | 44.6 | 139.1 | 107.5 | 90 | 120.6 | 86.9 | 128.1 | 117.3 |
| Pr | 11.04 | 8.58 | 10.32 | 4.77 | 14.27 | 12.55 | 10.30 | 13.86 | 10.28 | 14.5 | 12.03 |
| Nd | 38.60 | 29.95 | 34.80 | 17.03 | 48.42 | 46.71 | 37.47 | 50.11 | 37.67 | 51.0 | 40.59 |
| Sm | 6.95 | 4.87 | 5.91 | 3.79 | 9.66 | 7.62 | 9.18 | 8.94 | 6.78 | 11 | 5.56 |
| Eu | 0.88 | 0.66 | 0.63 | 0.64 | 1.14 | 1.39 | 0.62 | 0.72 | 1.33 | 1.42 | 0.84 |
| Gd | 5.78 | 3.84 | 4.52 | 3.59 | 8.86 | 6.80 | 7.97 | 7.64 | 5.79 | 11 | 3.98 |
| Tb | 0.77 | 0.55 | 0.62 | 0.53 | 1.13 | 1.12 | 0.81 | 1.13 | 0.83 | 2.01 | 0.46 |
| Dy | 5.60 | 3.40 | 4.25 | 3.91 | 8.39 | 6.08 | 6.39 | 6.98 | 5.06 | 14 | 2.99 |
| Ho | 1.19 | 0.70 | 0.88 | 0.83 | 1.63 | 1.22 | 1.25 | 1.36 | 1.00 | 2.70 | 0.58 |
| Er | 3.61 | 2.05 | 2.72 | 2.60 | 4.92 | 3.75 | 3.74 | 4.07 | 2.97 | 7.90 | 1.79 |
| Tm | 0.55 | 0.28 | 0.39 | 0.39 | 0.67 | 0.54 | 0.53 | 0.59 | 0.42 | 1.13 | 0.26 |
| Yb | 3.50 | 1.80 | 2.73 | 2.67 | 4.51 | 3.72 | 3.47 | 3.79 | 2.67 | 6.76 | 1.73 |
| Lu | 0.55 | 0.24 | 0.38 | 0.37 | 0.59 | 0.54 | 0.49 | 0.60 | 0.41 | 0.84 | 0.27 |

| Group 2 granitoids | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 164a | 182a | 203a | 239a | 239d | 268a | 297a | 350d | 412a | 415a | 416a |
| Rock ^a | GRA |
| Location ^b | MUS | ROM | ROM | ROM | ROM |
| Estant | 641773 | 643083 | 635963 | 617490 | 617490 | 620120 | 623208 | 654147 | 638313 | 638395 | 642791 |
| Nordant | 5614947 | 5618990 | 5626856 | 5616273 | 5616273 | 5615876 | 5607222 | 5562794 | 5559996 | 5561773 | 5563332 |
| SiO ₂ | 75.2 | 77.28 | 76.27 | 77.69 | 76.86 | 77.00 | 75.45 | 75.46 | 72.85 | 78.69 | 74.76 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.08 | 0.16 | 0.12 | 0.12 | 0.19 | 0.22 | 0.07 | 0.40 | 0.10 | 0.34 |
| Al ₂ O ₃ | 12.8 | 11.57 | 11.85 | 11.92 | 11.91 | 12.38 | 13.12 | 12.26 | 14.00 | 11.86 | 13.13 |
| Fe ₂ O _{3T} | 2.06 | 0.56 | 1.67 | 1.51 | 1.51 | 1.65 | 1.69 | 1.14 | 2.66 | 1.44 | 2.95 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.04 |
| MgO | 0.34 | 0.13 | 0.18 | 0.20 | 0.18 | 0.24 | 0.31 | 0.12 | 0.58 | 0.13 | 0.49 |
| CaO | 1.34 | 0.45 | 0.43 | 0.65 | 0.77 | 0.82 | 0.99 | 0.67 | 1.48 | 1.22 | 1.13 |
| Na ₂ O | 3.26 | 2.02 | 3.51 | 3.64 | 3.18 | 3.35 | 3.97 | 2.55 | 3.44 | 3.20 | 2.64 |
| K ₂ O | 4.15 | 6.88 | 4.74 | 4.58 | 5.20 | 4.82 | 4.81 | 6.24 | 5.32 | 3.45 | 5.81 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.10 | 0.03 | 0.06 |
| S | 0.10 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.02 | < 0.01 |
| LOI | 0.22 | 0.14 | 0.25 | 0.33 | 0.44 | 0.27 | 0.31 | 0.27 | 0.38 | 0.25 | 0.28 |
| Total | 99.93 | 99.31 | 99.33 | 100.85 | 100.36 | 100.99 | 101.07 | 98.91 | 101.42 | 100.48 | 101.81 |
| Cr | 110 | 117.8 | 176.7 | 133.6 | 152.9 | 116.9 | 103.0 | 148.0 | 120. | 136.8 | 90.3 |
| Ni | < 10.2 | 11.7 | 31.2 | < 10.3 | < 10.7 | < 10.3 | < 10.3 | < 26.6 | 31.3 | < 26.2 | 27.4 |
| Co | < 10.2 | < 10.4 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.7 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.6 | < 10.4 | < 10.5 | < 10.4 |
| Sc | 5.9 | 2.1 | 2.1 | 2.9 | 2.9 | 3.9 | 4.1 | < 0.3 | 4.9 | 1.8 | 10.2 |
| V | < 10.2 | < 10.4 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.7 | < 10.3 | < 10.3 | < 10.6 | 21.3 | < 10.5 | 11.8 |
| Cu | 5.3 | 5.2 | 5.6 | 8.7 | 16.6 | 6.6 | < 5.1 | 10.8 | < 5.2 | 11.3 | < 5.3 |
| Pb | 22.3 | 11.90 | 23.92 | 28.20 | 24.92 | 22.27 | 21.78 | 28.1 | 18.2 | 13.5 | 22.5 |
| Zn | 37.2 | 10.7 | 64.5 | 27.5 | 23.7 | 27.0 | 28.9 | 19.7 | 54.5 | 48.1 | 60.2 |
| Rb | 168 | 171 | 171 | 213 | 229 | 150 | 139 | 175 | 128 | 99 | 196 |
| Cs | 3.7 | 2.9 | 1.4 | 0.6 | 0.7 | 0.5 | 1.1 | 0.8 | 2.0 | 0.7 | 5.4 |
| Ba | 672 | 330 | 513 | 152 | 153 | 683 | 759 | 512 | 874 | 292 | 919 |
| Sr | 141 | 112 | 64 | 66 | 54 | 110 | 151 | 210 | 223 | 124 | 130 |
| Ta | 1.0 | 1.07 | 0.91 | 1.57 | 2.75 | 0.80 | 0.57 | 2.25 | .80 | 2.05 | 1.20 |
| Nb | 13.7 | 13.2 | 12.8 | 16.2 | 34.6 | 11.6 | 10.5 | 83.4 | 13.4 | 24.6 | 23.0 |
| Hf | 5.46 | 3.68 | 4.40 | 4.48 | 4.03 | 5.31 | 4.25 | 8.42 | 7.68 | 6.73 | 8.60 |
| Zr | 179.2 | 85.3 | 140.1 | 116.7 | 101.75 | 173.2 | 155.8 | 195.4 | 325.9 | 202.6 | 375.9 |
| Y | 39.0 | 33.2 | 17.6 | 36.4 | 44.2 | 28.5 | 21.2 | 40.5 | 24.1 | 83.1 | 49.2 |
| Th | 17.7 | 13.8 | 14.1 | 23.6 | 25.9 | 14.2 | 14.3 | 11.07 | 11.1 | 23.56 | 14.8 |
| U | 3.48 | 1.96 | 2.71 | 5.47 | 4.74 | 1.39 | 2.19 | 2.86 | 1.5 | 10.97 | 1.6 |
| La | 57.0 | 22.6 | 29.6 | 34.8 | 32.3 | 37.4 | 44.3 | 24.5 | 81.0 | 61.1 | 74.4 |
| Ce | 113.1 | 52.2 | 74.7 | 75.2 | 71.1 | 79.8 | 92.9 | 58.9 | 150.5 | 127.6 | 149.4 |
| Pr | 12.4 | 6.14 | 6.74 | 8.67 | 8.26 | 8.77 | 9.87 | 7.43 | 16.3 | 14.53 | 17.1 |
| Nd | 45.2 | 23.97 | 23.95 | 32.18 | 32.02 | 31.42 | 34.90 | 28.70 | 56.3 | 52.82 | 62.2 |
| Sm | 7.64 | 5.28 | 4.04 | 6.30 | 6.98 | 5.63 | 5.63 | 7.14 | 7.6 | 11.30 | 10.6 |
| Eu | 0.90 | 0.27 | 0.48 | 0.30 | 0.44 | 0.66 | 0.75 | 0.87 | 1.04 | 0.52 | 1.37 |
| Gd | 6.37 | 4.99 | 3.14 | 5.61 | 6.60 | 4.69 | 4.34 | 7.15 | 5.22 | 11.27 | 8.94 |
| Tb | 0.90 | 0.76 | 0.45 | 0.82 | 1.01 | 0.69 | 0.54 | 1.35 | .66 | 1.98 | 1.18 |
| Dy | 6.33 | 5.47 | 3.20 | 5.95 | 7.47 | 4.98 | 3.34 | 9.87 | 4.19 | 13.84 | 7.44 |
| Ho | 1.31 | 1.15 | 0.66 | 1.26 | 1.56 | 1.03 | 0.65 | 2.03 | .84 | 2.83 | 1.52 |
| Er | 4.03 | 3.47 | 2.09 | 3.90 | 4.82 | 3.15 | 1.95 | 6.11 | 2.44 | 8.38 | 4.36 |
| Tm | 0.61 | 0.54 | 0.33 | 0.62 | 0.75 | 0.47 | 0.27 | 0.89 | .36 | 1.20 | .67 |
| Yb | 3.94 | 3.44 | 2.28 | 4.13 | 4.85 | 2.96 | 1.63 | 5.25 | 2.23 | 7.49 | 4.51 |
| Lu | 0.59 | 0.51 | 0.34 | 0.64 | 0.71 | 0.42 | 0.25 | 0.68 | .31 | 1.04 | .68 |

| Group 2 granitoids | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 444f | 476a | 484a | 650a | 658a | 676a | 1094a | 1098a | 1104a | 1168a | 1176a |
| Rock ^a | GRA | MZT | GRA | GRA | GRD |
| Location ^b | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS |
| Estant | 683927 | 697459 | 683619 | 680353 | 682161 | 689022 | 626866 | 627695 | 626728 | 628479 | 631169 |
| Nordant | 5564242 | 5565730 | 5564306 | 5567243 | 5566258 | 5567898 | 5613868 | 5612043 | 5614776 | 5598176 | 5595209 |
| SiO ₂ | 70.96 | 72.19 | 73.21 | 72.28 | 77.53 | 74.3 | 73.28 | 67.3 | 74.41 | 73.28 | 72.09 |
| TiO ₂ | 0.41 | 0.40 | 0.38 | 0.37 | 0.11 | 0.37 | 0.20 | 0.40 | 0.19 | 0.14 | 0.45 |
| Al ₂ O ₃ | 12.98 | 13.26 | 12.98 | 12.26 | 11.68 | 12.6 | 13.04 | 15.5 | 13.11 | 13.58 | 13.90 |
| Fe ₂ O _{3T} | 3.27 | 3.51 | 3.03 | 4.26 | 1.33 | 2.84 | 1.76 | 3.37 | 1.74 | 2.22 | 3.38 |
| MnO | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.04 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 0.50 | 0.68 | 0.45 | 0.38 | 0.07 | 0.37 | 0.29 | 0.96 | 0.29 | 0.37 | 1.54 |
| CaO | 1.56 | 1.22 | 1.19 | 0.57 | 0.47 | 0.83 | 0.99 | 1.23 | 0.98 | 1.42 | 0.93 |
| Na ₂ O | 3.09 | 3.73 | 3.08 | 2.96 | 2.58 | 2.71 | 3.65 | 3.13 | 3.68 | 3.32 | 4.91 |
| K ₂ O | 5.32 | 4.92 | 5.03 | 5.38 | 6.24 | 6.26 | 5.31 | 7.77 | 5.32 | 4.63 | 2.37 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.11 | 0.04 | 0.04 | 0.08 |
| S | < 0.01 | 0.02 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.59 | 0.21 | 0.35 | 0.23 | 0.21 | 0.23 | 0.17 | 0.52 | 0.20 | 0.20 | 0.37 |
| Total | 99.03 | 100.46 | 99.95 | 98.94 | 100.28 | 100.8 | 98.93 | 100.6 | 100.14 | 99.39 | 100.20 |
| Cr | 170.6 | 168.1 | 143.7 | 179.6 | 214.7 | 153.2 | 113.1 | 74.4 | 132.4 | 82.4 | 85.0 |
| Ni | < 26.0 | < 24.3 | < 24.0 | < 33.8 | < 32.2 | 127.6 | 11.3 | 10.1 | < 10.2 | 27.3 | < 10.2 |
| Co | < 10.4 | < 9.7 | < 9.6 | < 13.5 | < 12.9 | < 13.2 | < 10.4 | < 10.1 | < 10.2 | < 10.9 | < 10.2 |
| Sc | 9.0 | 7.4 | 7.6 | 4.2 | 3.7 | 5.9 | 4.1 | 8.7 | 4.4 | 5.6 | 7.5 |
| V | 13.3 | 18.6 | 13.1 | < 13.5 | < 12.9 | 14 | < 10.4 | 28.7 | < 10.2 | < 10.9 | 15.3 |
| Cu | 27.9 | 20.9 | 10.9 | 11.1 | 13.7 | 14.7 | < 5.2 | 9.8 | 12.0 | 16.6 | < 5.1 |
| Pb | 24.8 | 44.0 | 19.8 | 25.3 | 31.09 | 27.8 | 28.88 | 31.0 | 27.49 | 30.67 | 11.55 |
| Zn | 160.3 | 207.3 | 72.9 | 143.9 | 45.6 | 43.8 | 36.5 | 63.5 | 32.6 | 36.6 | 41.2 |
| Rb | 180 | 169 | 202 | 179 | 315 | 311 | 176 | 279 | 210 | 205 | 60 |
| Cs | 1.1 | 0.2 | 1.6 | 0.4 | 2.1 | 7.4 | 1.8 | 6.5 | 3.7 | 7.6 | 0.7 |
| Ba | 941 | 898 | 760 | 418 | 246 | 546 | 841 | 12 | 798 | 707 | 735 |
| Sr | 179 | 112 | 101 | 31 | 34 | 72 | 136 | 235 | 127 | 214 | 71 |
| Ta | 1.29 | 0.66 | 0.82 | 0.68 | 0.54 | 1.43 | 0.51 | 0.67 | 1.01 | 0.67 | 0.67 |
| Nb | 20.1 | 13.7 | 17.8 | 16.1 | 8.7 | 15.1 | 12.1 | 14.7 | 11.2 | 9.9 | 21.2 |
| Hf | 11.59 | 7.74 | 7.85 | 15.54 | 5.25 | 9.37 | 5.70 | 6.28 | 5.02 | 3.99 | 10.33 |
| Zr | 501.1 | 333.3 | 353.4 | 659.1 | 152.1 | 308.1 | 211.7 | 264.0 | 188.6 | 133.3 | 421.6 |
| Y | 76.9 | 43.8 | 57.7 | 58.7 | 63 | 51.9 | 19.9 | 30.0 | 32.1 | 26.7 | 53.5 |
| Th | 15.83 | 6.72 | 11.32 | 13.14 | 20.08 | 22.7 | 15.9 | 15.17 | 16.4 | 10.0 | 8.0 |
| U | 1.85 | 1.27 | 1.01 | 2.50 | 4.35 | 282 | 1.93 | 1.60 | 2.62 | 1.91 | 1.54 |
| La | 67.5 | 41.7 | 60.7 | 61.1 | 55 | 70 | 34.14 | 43.9 | 38.5 | 30.0 | 59.5 |
| Ce | 141.5 | 86.9 | 123.4 | 128.8 | 117.3 | 151.9 | 76.3 | 94.1 | 85.4 | 65.3 | 126.1 |
| Pr | 16.78 | 10.41 | 13.96 | 17.11 | 13.22 | 15.1 | 7.92 | 10.3 | 9.15 | 7.03 | 13.76 |
| Nd | 62.96 | 39.58 | 52.13 | 69.78 | 52.07 | 58.7 | 27.57 | 37.5 | 32.48 | 25.40 | 52.17 |
| Sm | 12.88 | 8.11 | 9.93 | 13.68 | 10.48 | 10 | 4.50 | 6.65 | 5.70 | 4.60 | 9.28 |
| Eu | 1.54 | 1.38 | 1.27 | 1.81 | 0.54 | 0.89 | 0.70 | 1.13 | 0.63 | 0.81 | 1.73 |
| Gd | 12.24 | 7.53 | 8.86 | 11.57 | 9.34 | 8.99 | 3.32 | 5.64 | 4.69 | 4.17 | 8.68 |
| Tb | 1.92 | 1.17 | 1.42 | 1.70 | 1.48 | 1.43 | 0.47 | 0.76 | 0.68 | 0.61 | 1.28 |
| Dy | 13.29 | 7.65 | 9.71 | 11.41 | 9.71 | 9.18 | 3.04 | 4.78 | 4.69 | 4.12 | 8.60 |
| Ho | 2.72 | 1.51 | 2.00 | 2.16 | 2.01 | 1.95 | 0.61 | 0.92 | 0.96 | 0.84 | 1.77 |
| Er | 7.67 | 4.32 | 5.73 | 6.37 | 6.12 | 5.71 | 1.88 | 2.72 | 3.11 | 2.61 | 5.35 |
| Tm | 1.09 | 0.60 | 0.80 | 0.90 | 0.90 | 0.85 | 0.28 | 0.39 | 0.47 | 0.39 | 0.76 |
| Yb | 6.54 | 3.75 | 4.92 | 6.00 | 5.52 | 5.12 | 1.79 | 2.33 | 3.10 | 2.52 | 4.61 |
| Lu | 0.89 | 0.55 | 0.66 | 0.97 | 0.85 | 0.77 | 0.27 | 0.37 | 0.46 | 0.39 | 0.70 |

| Group 2 granitoids | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No | 1226a | 1280a | 1667d | 1862a | 1786a |
| Rock ^a | GRA | GRA | GRA | GRA | GRA |
| Location ^b | MUS | MUS | ROM | ROM | ROM |
| Estant | 631465 | 639824 | 652139 | 701834 | 638391 |
| Nordant | 5591124 | 5603044 | 5563163 | 5569583 | 5561760 |
| SiO ₂ | 70.32 | 69.9 | 72.15 | 72.80 | 76.58 |
| TiO ₂ | 0.63 | 0.63 | 0.2 | 0.34 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | 13.22 | 13.1 | 13.16 | 13.06 | 11.65 |
| Fe ₂ O _{3T} | 4.93 | 5.87 | 1.76 | 2.96 | 2.15 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.01 |
| MgO | 1.48 | 1.06 | 0.32 | 0.29 | 0.18 |
| CaO | 1.65 | 1.88 | 1.43 | 1.42 | 0.44 |
| Na ₂ O | 3.02 | 3.01 | 3.92 | 3.29 | 2.71 |
| K ₂ O | 5.12 | 4.88 | 4.34 | 4.96 | 5.62 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.19 | 0.04 | 0.07 | 0.04 |
| S | < 0.01 | 0.10 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 |
| LOI | 0.34 | 1.26 | 0.17 | 0.11 | 0.31 |
| Total | 101.4 | 102.06 | 97.65 | 99.50 | 99.91 |
| Cr | 113.8 | 151 | 131.0 | 149.0 | 203.5 |
| Ni | 13.8 | 57.2 | < 20.6 | < 34.1 | < 34.7 |
| Co | < 10.5 | < 10.6 | < 8.2 | < 13.6 | < 13.9 |
| Sc | 12.9 | 13.3 | 1.5 | 5.6 | 1.2 |
| V | 63.1 | 16.3 | 13.7 | < 13.6 | < 13.9 |
| Cu | 18.1 | < 5.3 | 6.1 | 11.9 | 6.9 |
| Pb | 20.9 | 23.7 | 17.3 | 17.25 | 21.94 |
| Zn | 58.5 | 97.9 | 31.3 | 48.8 | 52.1 |
| Rb | 132 | 182 | 99 | 194 | 170 |
| Cs | 1.4 | 1.4 | 0.2 | 1 | 1.5 |
| Ba | 972 | 823 | 830 | 861 | 259 |
| Sr | 192 | 183 | 244 | 117 | 27 |
| Ta | 0.67 | 1.83 | 0.67 | 1.68 | 1.33 |
| Nb | 13.6 | 37.3 | 7.7 | 17.7 | 15.1 |
| Hf | 5.44 | 14 | 3.61 | 9.00 | 11.48 |
| Zr | 225.4 | 627.2 | 139 | 335.6 | 389.2 |
| Y | 26.6 | 87.4 | 15.6 | 66.3 | 63.1 |
| Th | 9.91 | 19.77 | 17.5 | 13.00 | 15.55 |
| U | 1.15 | 2.91 | 2.5 | 1.40 | 1.68 |
| La | 30.1 | 86.0 | 32.1 | 60.7 | 82.1 |
| Ce | 71.9 | 195.1 | 62.2 | 130.6 | 168 |
| Pr | 7.45 | 22.5 | 6.7 | 14.29 | 16.98 |
| Nd | 27.99 | 89.0 | 22.5 | 57.61 | 65.05 |
| Sm | 5.39 | 18 | 4.1 | 10.87 | 12.35 |
| Eu | 1.18 | 2.18 | 0.69 | 1.76 | 0.78 |
| Gd | 4.59 | 16 | 3.16 | 9.84 | 11.56 |
| Tb | 0.67 | 2.30 | 0.46 | 1.58 | 1.81 |
| Dy | 4.42 | 16 | 2.81 | 10.43 | 11.52 |
| Ho | 0.90 | 3.09 | 0.52 | 2.21 | 2.40 |
| Er | 2.58 | 9.07 | 1.43 | 6.81 | 6.87 |
| Tm | 0.37 | 1.34 | 0.20 | 1.00 | 0.98 |
| Yb | 2.31 | 8.12 | 1.24 | 6.24 | 5.93 |
| Lu | 0.34 | 1.21 | 0.18 | 0.94 | 0.85 |

Note: As, Cd, Co, and S below detection except sample 415a and 476a at 0.02% S. LOI, loss on ignition. ^aGRA, granite; GRD, granodiorite; MZT, monzonite; TON, tonalite. ^bMUS, Lac Musquaro; ROM, La Romaine.

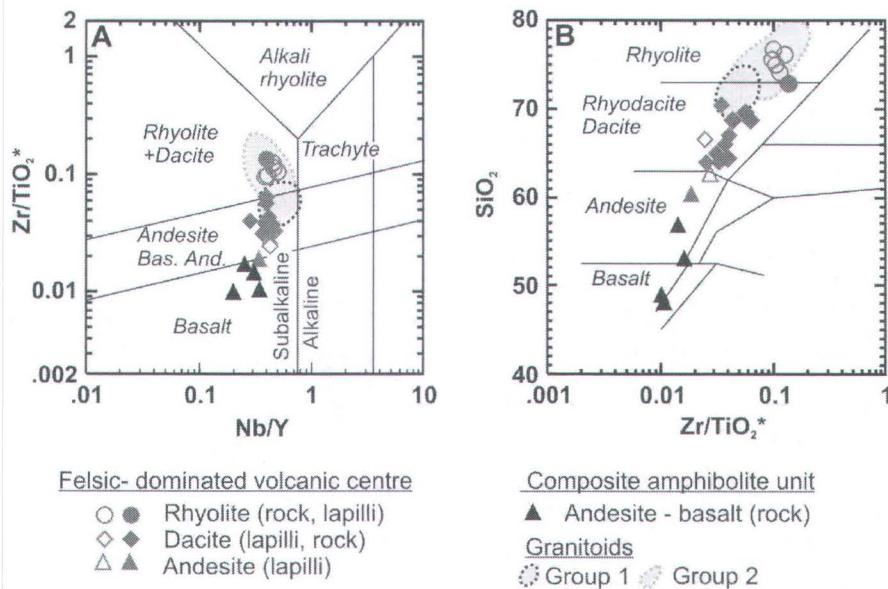


Figure 3. 10 : Classification of metavolcanic rocks. Logarithm–logarithm plots of (A) Zr/TiO_2^* versus Nb/Y and (B) SiO_2 versus Zr/TiO_2^* (Zr/TiO_2^* in ppm) for metavolcanics composing the felsic to intermediate volcaniclastic strata (grey symbols, solid for samples from La Romaine area and open for samples from Musquaro – d’Auteuil sector) and the composite amphibolite unit (solid symbols), after Winchester and Floyd (1977). All data are from table 3.3.

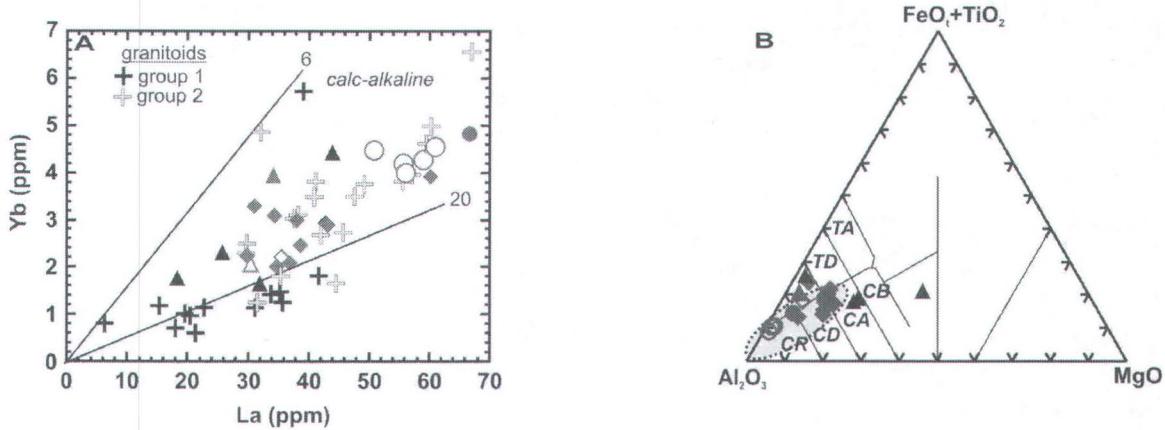


Figure 3. 11 : Affinity of metavolcanic rocks. A) Yb versus La diagram for metavolcanic rocks composing the felsic to intermediate volcaniclastic strata and the composite amphibolite unit (symbols as in Fig. 3.10). B) Jensen cation plot (Jensen, 1976) for metavolcanic and granitoids (shaded field). The fields correspond to tholeiitic series rhyolite, dacite (TD), and andesite (TA) and calc-alkaline rhyolite (CR), dacite (CD), andesite (CA), and basalt (CB). All data are from table 3.3.

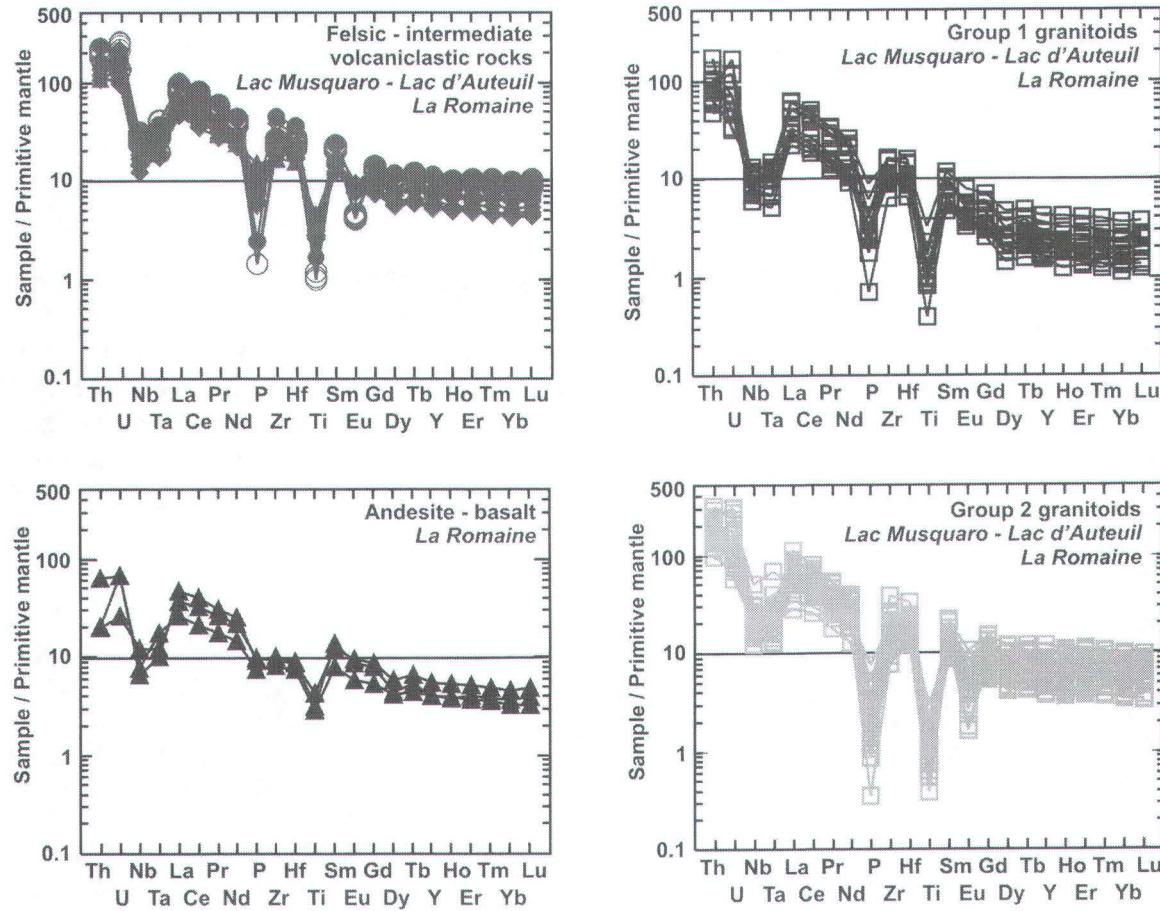


Figure 3. 12 : Primitive mantle normalized multielement diagrams for metavolcanics and granitoids (normalization values from Sun and McDonough, 1989). All data are from Tables 3.3 and 3.4.

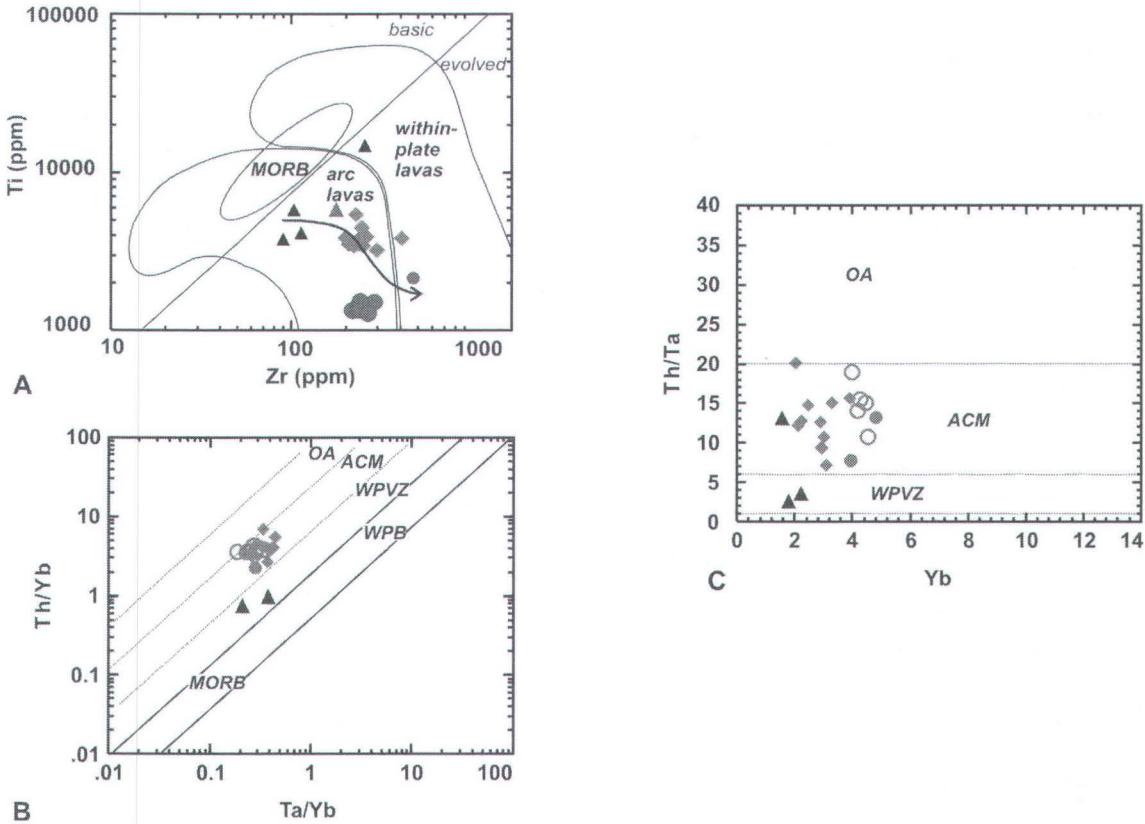


Figure 3.13 : A) Ti versus Zr plot for metavolcanic rocks (symbols as in Fig. 3.10), after Pearce and Norry (1979). **(B, C)** Th/Yb versus Ta/Yb and Th/Ta versus Yb plots for metavolcanics (symbols as in Fig. 3.10) and granitoids (shaded field) with tectonic setting field from Gorton and Schandl (2000), including oceanic arc (OA), active continental margin (ACM), within-plate volcanic zone (WPVZ), within-plate basalts (WPB), and mid oceanic-ridge basalts (MORB). All data are from tables 3.3 and 3.4.

3.6.4 Geochemical signature of the granitoids

The granitoids contain 61–79 wt.% SiO₂ with most samples having more than 70 wt.% SiO₂. They are classified as granite and granodiorite on the basis of CIPW norms (Fig. 3.14A) and display a calc-alkaline trend in an AFM diagram (alkalis–FeO–MgO). Nb/Y ratios of granitoids (0.3–0.96) are similar to those of volcanic rocks and characteristic of a subalkaline affinity. Two groups of granitoids are distinguished on the basis of major and trace element data. Group 1 granitoids are mostly granodiorite (Fig. 3.14). This group also includes some tonalite. The REE patterns are fractionated ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 22.6 \pm 12.7$) with light REE enrichment ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 5.0 \pm 1.1$) and relatively low heavy REE pattern ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.0 \pm 0.7$). The Eu anomaly is mild with $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}$ ratio around 0.7 ± 0.2 .

Their Rb/Nb ratios range between 14.5 and 33.1 for Rb contents of 75–210 ppm. These high Rb/Nb ratios are a typical feature of I-type granitoids (Christiansen and Keith, 1996). Group 2 granitoids are mostly granites (Fig. 3.12). Their REE patterns are less fractionated than those of group 1 granitoid ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 10.5 \pm 5.3$), with moderate enrichment in light REE ($(\text{La/Sm})_{\text{N}} = 4.1 \pm 1.0$), and relatively flat heavy REE pattern ($(\text{Gd/Yb})_{\text{N}} = 1.5 \pm 0.3$). However, they have higher overall REE abundance and more pronounced negative Eu anomaly than group 1 granitoids ($(\text{Eu/Eu}^*)_{\text{N}} = 0.2 \pm 0.1$). Their Rb/Nb ratios are lower than those of group 1 granitoids and range between 9 and 21 for Rb contents of 85–214 ppm. These values indicate that HFSE depletion in the source is less important than group 1 granitoids. Groups 1 and 2 granitoids display similar HFSE profiles with negative anomalies for Nb, Ta, and Ti (Fig. 3.12). These anomalies are diagnostic of subduction-related I-types magmas (Christiansen and Keith, 1996).

Geochemical data from granitoids are displayed on the tectonic discrimination Nb versus Y diagrams of Pearce et al. (1984). Groups 1 and 2 granitoids plot along a same Y and Nb enrichment trend (Fig. 3.14B) from the field of volcanic arc or syn-collisional granitoids (VAG or syn-COLG) to the one of within-plate granitoids (WPG) coherent with the evolution observed for the volcanic rocks. Group 1 granitoids have lower values of Nb and Y than group 2 and plot in the field of VAG or Syn-COLG. Group 2 has higher values of Nb and Y and overlaps the field of VAG or Syn-COLG and WPG. In the field the distinction between these two groups is not clear and U–Pb data suggest that granites and granodiorites have coeval ages (1.50 Ga).

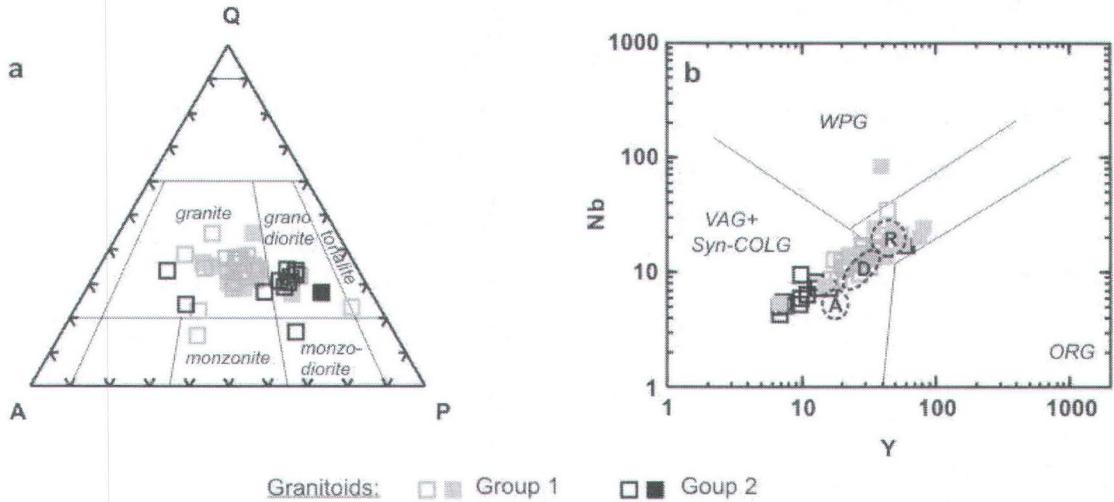


Figure 3. 14 : Classification of granitoids. A) Classification of granitoids in the diagram of Streickeisen (1976) using CIPW normative quartz (Q), albite and anorthite (P), and orthoclase (A). Samples from La Romaine area are represented solid symbols and samples from the Musquaro – d’Auteuil sector by open symbols. B) Nb versus Y with tectonic setting fields from Pearce et al. (1984) for granitoids and volcanic rocks (A, andesite; D, dacite; R, rhyolite). Fields are as follows: VAG, volcanic arc granitoids; Syn-COLG, syn collision granitoids; WPG, within-plate granitoids; ORG, ocean ridge granitoids. All data are from table 3.4.

3.7 Interpretation

3.7.1 Volcanic and tectonic paleosettings

In the Lac Musquaro and Lac d’Auteuil area of the Wakeham Group and in the La Romaine supracrustal belt to the southeast, four volcanic centres have been identified, three with coarse volcaniclastic deposits and one with lava flows (Fig. 3.1B). Sediments underlying the volcanic rocks at Lac Musquaro are typical of those from the main body of the Wakeham Group and were deposited concurrently with early volcanism slightly after 1.52 Ga and prior to deposition of the currently exposed 1.50 Ga volcanic rocks (van Breemen and Corriveau, 2005). Distribution of coarse volcaniclastic rocks is circumscribed to specific centres that do not appear to overlap with each other, whereas fine and laminated tuffs appear to blanket a variety of supracrustal rocks and as such would extend beyond the limit of individual volcanic centres.

The Lac d'Auteuil volcanic centre, with its association of flow-banded rhyolitic lava, porphyries and volcaniclastic deposits laden with pumiceous lapilli and wispy scoria, bears similarities with sub-aerial to shallow marine environments (Gibson et al., 1999). The vesicular volcanic clasts may have formed from an early gas-rich eruption of the Lac d'Auteuil volcanic centre or possibly a more distant one (Lac Musquaro?). Degassed magma batches were emplaced prior to tuff deposition as a rhyolitic lava dome with porphyries. Other granitic material may record the presence of cryptodomes or of polygenic lava domes with synvolcanic sills or dykes.

The Lac Musquaro volcaniclastic deposits display locally spectacular evidence of explosive volcanism, welding, and elongation. Such textures typical of emplacement of hot pyroclastic deposits are mainly restricted to subaerial or shallow-water environments (Fritz and Stillman, 1996; Gibson et al., 1999). Though not a conclusive evidence, accretionary lapilli in fine-grained ash-layer are commonly observed in hydroclastic eruptions (McPhie et al., 1993). In one location (Fig. 3.2, sector B) a pyroclastic vent with flow-banded conduit textures and synvolcanic shear zones record the flow of gas-laden ash particles and their subsequent viscous deformation (Tuffen et al., 2004). Granitic veins crosscut and are intertwined with the vent material, recording the emplacement of non-gas-laden felsic magmas as the last vent-infilling ashes were ejected from the volcanic conduit. The braided, interconnected, and very contorted quartz–feldspar porphyry veins that crosscut a volcaniclastic unit a few kilometres west of the vent likely belong to this late-stage felsic magmatism. In terms of available ages these 1.49 Ga porphyries mark the end of the volcanic-related magmatism (van Breemen and Corriveau, 2005). Next to the vent, the inferred pyroclastic deposits are disrupted and intruded by fine-grained grey material (ashes?) and synvolcanic granitic veins; their layers change sharply in orientation but internally the pyroclasts are very well preserved in all directions illustrating that Grenvillian deformation had little effect on the fabric and layer orientation in this outcrop. The fine-grained grey material observed within the near-vent deposit is interpreted as *in situ* ashes being reinjected in a poorly consolidated host lapillistone. The near-vent zone appears to record some form of collapse and block tilting,

an interpretation compatible also with the presence of a restricted lens of conglomerate within the outcrop.

Deposition of highly vesicular coarse pyroclastic flows on the largely arenitic, shallow-marine, Laurentia-derived Wakeham Group points to eruptions under low hydrostatic pressures, in shallow water to subaerial environments. The presence of exhalites, normally deposited by hot aqueous solution during a hiatus of volcanism, may be an evidence for a submarine environment. Subaqueous primary pyroclastic flow deposits are commonly a product of the entrance of a subaerial pyroclastic flow into water, the collapse of a subaqueous eruption column or a dome, or the voluminous boiling over eruption. The relatively small volume of the deposits, the tilting of near-vent pyroclastic rocks, and the presence of lithofacies with lithic fragments are collectively indications of a dome collapse.

The volcaniclastic deposits at La Romaine and Havre Bluff are defined by series of coarse lapillistone deposits with bomb material. Even if metamorphism reached granulite facies at La Romaine and deformation is more intense than at Lac Musquaro, textural evidences of in situ fragmentation, vesicles, and primary flattening of hot lapilli is locally clear. When such textures are observed, volcaniclastic rocks are also interpreted as a primary pyroclastic flow deposit emplaced in a subaerial or shallow-water environment. The volcaniclastic and pyroclastic units are part of a narrow but laterally extensive volcano-sedimentary belt where detrital sediments are common but laterally discontinuous. They define two volcanic centres to which are associated rocks inferred to be representative of hydrothermal alteration zones. The composite amphibolite unit, though very continuous, display sharp changes in thickness from segments to segments. Spatially associated to these changes is the presence carbonate-rich rocks, quartz-rich stockwork with iron sulphides, copper mineralization, or aluminous gneiss. The sharp contacts between the La Romaine supracrustal belt and adjacent granites, the lack of supracrustal xenoliths within the granitoids, and the spatial distribution of the composite amphibolite unit and associated sediments and volcanic centres constitute an indication that volcanism and sedimentation was restricted to fault-bounded, long and narrow basins that subsided to

deeper crustal levels tectonically. That this semi-continuous belt preserves a coherent stratigraphy over its length of at least 60 km suggests that subsidence was at least in part coeval with deposition. The structures of the volcanic beds and the complex interdigititation of discontinuous units are analogous to those observed in recent volcanic sequences (e.g., Figs. 5-24, 6-23 in Fisher and Schmincke, 1984) and are particularly typical of arc environments (cf. Hamilton, 1995). This interpretation is consistent with the geochemical data. Magmatism appears to become more evolved northward with volcaniclastic rock composition varying laterally from mostly intermediate in the La Romaine supracrustal belt to mainly felsic in the Lac Musquaro and Lac d'Auteuil volcanic centres.

3.7.2 Evidence for a subvolcanic intrusive activity

Granite and granodiorite intrusions extend for hundreds of square kilometres east of the Wakeham Group. Available sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) U–Pb ages of igneous zircons and major and trace element signatures suggest that they form a major multiphase Pinwarian batholith (Fig. 3.1B), coeval and cogenetic with the exposed volcanic rocks, and emplaced between 1505 ± 12 Ma and 1494 ± 12 Ma (O. van Breemen and L. Corriveau, unpublished ages from hornblende–biotite and biotite–magnetite orthogneisses, respectively).

Granitoids and volcanic rocks are typically calc-alkaline. They display deep negative Nb–Ta–Ti anomalies on primitive mantle-normalized trace-elements profiles and high to moderate Rb/Nb ratios characteristics of subduction-related I-type magmas. The distribution of granitoid and volcanic rock samples on tectonic diagrams points toward an evolving tectonic setting. Rhyolite and granite, which have lower Rb/Nb ratio and higher HFSE contents than intermediate to mafic volcanic rocks and granodiorite fall in the within-plate field on the Nb–Y and Ti–Zr tectonic diagrams whereas the intermediate to mafic volcanic rocks plot in the volcanic arc field. Lentz (1998) points out that the changes from compressional to extensional tectonic regimes in arcs settings leads to the emplacement of magmas with a within-plate signature. Changes in source composition and (or) variations in magmatic processes can also induce such variations; however, the

general concordance of trace-element profiles of felsic and mafic volcanic rocks and group 1 and 2 granitoids suggest they were derived through fractional crystallization processes from a common parental magma. The evolution of rock affinities is thus inferred to be associated with a change of the tectonic regime during arc formation.

In the La Romaine area, early 1.53 Ga tonalitic intrusions crop out to the south of the granitic batholith (O. van Breemen and L. Corriveau, unpublished SHRIMP U–Pb zircon ages, cited in Corriveau et al., 2003). The geochemical signature of tonalite mimics the one of group 1 granitoids. Their spatial distribution largely as islands within the Gulf of St Lawrence, with a few incursions along the coast, suggests that little remains exposed of the early stages of the arc magmatism. The presence of *in situ* rafts of hydrothermally derived coticules within the granitoids at Lac Musquaro constrains the roof of intrusions to the southern end of Lac Musquaro and indicates that granite emplacement in that area was at a shallow depth. This interpretation is also compatible with the presence of porphyritic textures in some of these granites and their sill-like morphology. These features and the cogenetic relationship of the plutonic rocks with the volcanics are indicative of subvolcanic intrusions (Gibson et al., 1999). In contrast, in the La Romaine supracrustal belt, surrounding granites are either megacrystic such as the syenite at Baie des Loups or form lenticular gneisses derived from coarse-grained granite. The setting of these intrusions could be deeper. In the Pinware terrane, 1.65 Ga Labradorian granitic plutons are intertwined with 1.50–1.45 Ga Pinwarian plutons and their distinction without geochronological data proves to be very difficult (cf. Heaman et al., 2004). It is thus possible that Labradorian plutonic rocks also occur in the study area but remains to be detected.

3.7.3 Hydrothermal activity and economic implications

The association of volcanic eruptions and coarse volcaniclastic deposits with a subvolcanic batholith, and the evidence for extensional rifting and subsidence of intra-arc basins constitute settings conducive for hydrothermal activity and mineralization. At Lac Musquaro, metamorphosed exhalites and subhalative rocks constitute key geological indicators of hydrothermal fluid discharge on and below the sea floor (see fig. 3 in Spry et

al., 2000). The meta-exhalites are interbedded with carbonaceous chemical sediments (marble) and are found distally from the known volcanic centres, whereas subhalatives rocks occur near the contact between the Lac Musquaro volcanic centre and metasediments or within the granitic gneiss. The latter occurrence indicates that hydrothermal activity predates final emplacement of granites in the area.

Fine-grained volcaniclastic rocks are locally the host of muscovite–sillimanite nodules and veins typical of those resulting from sericitic alteration in the Bathurst mining camp (Appalachian orogen; Lentz and Goodfellow, 1993) and in the Kiruna-type iron oxide Cu deposits of the Lyons Mountain intrusion (Adirondack; McLelland et al., 2002). Moreover the veins, and their internal zoning, share striking similarities with some of the VMS-related altered fracture systems of the Snow Lake camp (cf. Galley, 2003, fig. 10B), suggesting that the veins are in fact metamorphosed leaching zones along fractures for which the metasomatic front was sharp. The pink nodular and veined gneiss at the Havre Mackenzie volcanic centre is interpreted as a granulite-facies equivalent to the hydrothermally altered tuffs of Lac Musquaro. These altered tuffs underlie the mineralized composite amphibolite unit and are found next to aluminous gneisses in the La Romaine supracrustal belt. The significance of their chemical signatures is explored in Bonnet et al. (2005).

Aluminous gneisses most commonly have a fine-grained argillite as protolith (Gromet et al., 1984). In some instances though, their precursor may have been formed through severe weathering of pre-existing rocks (saprolites or laterites; Owen and Greenough, 1995; O’Beirne-Ryan and Zentilli, 2003), or through hydrothermal alteration (sericitic, argillic and advanced argillic alterations or chloritization; Galley, 1995). A correct interpretation of aluminous gneiss protolith is thus critical for inferring paleoenvironments and identifying ore-forming environments (Allard, 1978; Gauthier et al., 1985; Barham and Froese, 1997). Weathering and hydrothermal activity will leach alkali and transitional metals out of a volcanic, intrusive or sedimentary protolith, leaving at the extreme an Al, Si, Ti, and Zr residue (e.g., argillic and advanced argillic alteration zones; Eaton and Setterfield, 1993; Hedenquist et al., 2000). Metamorphism of such

altered rocks will give rise to aluminous gneisses with normal to extremely unusual paragenesis and mode (e.g., Allard and Carpenter, 1988). A significant degree of partial melting of a metapelite with concomitant melt extraction profoundly modifies the appearance of pelitic gneisses and results in the formation of ferromagnesian and aluminous silicate bearing restitic residues. At La Romaine, where partial melting occurred, the shape and the mineral paragenesis of the leucosomes were systematically compared with the paragenesis of the host, and the presence of melanosomes was noted as these features are criteria to assess if melting was *in situ* and accompanied by large-scale remobilization or not (Sawyer, 1999). We found that leucosomes have paragenesis consistent with that of their host in terms of potential leucosome-forming reactions, and amoeboid to stromatitic shape compatible with *in situ* melting and minor remobilization (i.e., decimetre in extent and along gneissosity).

Metapelites have a proportion of clay minerals (20% by mass) in their protolith that translates into an overall 20–30% mineral mode of ferromagnesian and aluminous silicates distributed laterally fairly uniformly among layers. At La Romaine, a few aluminous gneisses have well above 20–30% sillimanite (Figs. 3.8A, 3.8D), along with a normal mode of biotite and garnet. Such a high mode attests to an excess of aluminium. This can either be achieved through anatexis, lateritic leaching of a sedimentary or igneous precursor or hydrothermal leaching. There is generally no compelling evidence for the aluminous gneisses with unusual modes to be restites. Their thickness which may reach hundred of metres without significant folding are beyond what would be expected of a metamorphosed regolith. In contrast, the search for primary texture has led to the discovery of preserved lapilli among a garnet–cordierite–sillimanite gneiss unit (Figs. 3.8E, 3.8F). The excess of aluminium with respect to normal sedimentary protolith and the presence of lapilli constitute a conclusive field evidence for extreme pre-metamorphic argillic alteration of a volcanic protolith (e.g., Fig. 3.8G) prior to peak metamorphism. This field inference is testable through lithogeochemistry (Willner et al., 1990; Galley, 1995; Blein et al., 2004), and the positive results are provided in Bonnet et al. (2005).

In the composite amphibolite unit at Havre Mackenzie, copper mineralization occurs within irregular zones of ironstones and largely monomineralic rocks (albitite, diopsidite, epidote, garnetite, hornblendite and talc-rich rock) associated with migmatized amphibolite, magnetite-rich amphibolite, or biotite gneiss. Where in excess of a few percents, high magnetite contents in amphibolite cannot solely result from the metamorphic breakdown of amphibole to orthopyroxene during amphibolite- to granulite-facies transition. Instead they have to form either through Fe-oxide alteration of a mafic protolith or to correspond to a banded iron formation. The distribution of the various nearly monomineralic rocks defines a band that crosscut the coherent layering of the amphibolite unit as discussed in more details in Bonnet et al. (2005) (Fig. 3.6). Such a distribution cannot be an artefact of sedimentation. The magnetite-rich units, together with the calc-silicate rocks, garnetite, hornblendite, albitite in the amphibolite units are interpreted as hydrothermal alteration zones and their calcic character provide effective guides to sites of fluid discharge and mineralization (successfully found as discussed in Corriveau et al., 2003). Similar relationships were observed at Havre Bluff and at Baie des Loups.

Felsic volcanic geochemistry is commonly used to recognize prospective or nonprospective volcanic environment for VMS deposits (Lesher et al., 1986; Lentz et al., 1998; Hart et al., 2003). Lesher et al. (1986) and more recently, Hart et al. (2004) show that $(La/Yb)_N$ and Zr/Y ratios are particularly useful to determine ore-bearing and barren felsic volcanic rocks. These authors note that most Proterozoic Cu–Zn–Pb volcanic massive sulphide (VMS) deposits associated with subaqueous rift-related environment are hosted by calc-alkaline rhyodacite or rhyolite with low $(La/Yb)_N$ and Zr/Y ratios. Calc-alkaline rhyolite and dacite from the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt have a REE and HFSE signature that broadly matches those of prospective Proterozoic examples.

3.7.4 Extension of Pinwarian volcanism

Pinwarian 1.52–1.45 Ga plutonism, such as that documented herein in the Natashquan domain, extends continuously from the Pinware terrane of Labrador as far west as the Saguenay area in the central Grenville Province (Gower and Krogh, 2002; Dickin, 2004; Heaman et al., 2004; Hébert and van Breemen, 2004). This magmatic event also occurs in the western Grenville Province (i.e., in the Britt domain; van Breemen and Davidson, 1988). Nowhere had conclusive evidence of Pinwarian-age volcanic rocks been documented prior to this study. By demonstrating that formerly mapped meta-arkose units of the Wakeham Group at Lac d'Auteuil and Lac Musquaro consist of hydrothermally altered volcaniclastic deposits, questions arise again about the role of volcanism in forming the Wakeham Group itself and its mineral potential in volcanic-hosted ore deposits. Kilometre-wide belts of ‘meta-arkoses’ in association with metasandstone, metacalcareous sandstone, quartzite and paragneiss are reported in the Wakeham Group west of the study area (Sharma, 1973). The meta-arkoses are characterized locally by the presence of sillimanite and muscovite nodules; some display sedimentary textures, others are described as massive. This assemblage mimics the one hosting the hydrothermally altered volcanic centre at Lac Musquaro and some of the supracrustal units extend directly to the Lac d'Auteuil volcanic centre. This spatial distribution of meta-arkoses suggests that the volcanic belts unveiled at Lac d'Auteuil and Lac Musquaro may extend further into the main body of the Wakeham Group. This is predicated by the observation of pillows lavas in the eastern half of the Wakeham Group (Martignole et al., 1994). In turn, the mineralized La Romaine supracrustal belt is very likely to extend to the east to encompass mineral showings and metasedimentary or metasedimentary-like units found along the coast, to join those at St-Augustin where aluminous gneisses are found (Fig. 3.1A; Perreault and Martignole, 1988). The presence of volcanic centres and synvolcanic hydrothermal activity within subsiding intra-arc basins in and east of the Wakeham Group among largely uncharted gneiss complexes indicate that other mineralized volcanic belts may also still be concealed within the Pinwarian arc and opens this continental arc to mineral exploration.

3.8 Conclusion

Pinwarian volcanism in the eastern Grenville Province records the development of orogen-parallel intra-continental arc volcano-sedimentary basins following the main episode of detrital sedimentation of the Wakeham Group. Sedimentation and volcanism occurred coevally with emplacement of a composite subvolcanic 1.50 Ga granitic batholith. Both the volcanic and the intrusive rocks share a calc-alkaline, arc-like affinity. Four volcanic centres have been documented. Rhyolitic to dacitic lapilli tuffs and lapillistones formed near an explosive volcanic centre at 1.50 Ga above the sedimentary sequence of the southeastern margin of Wakeham Group at Lac Musquaro. A coeval rhyolite dome formed at Lac d'Auteuil to the west. A third 1.50 Ga felsic volcanic centre is preserved at Havre Mackenzie in the La Romaine supracrustal belt and a fourth occurs at Havre Bluff to the east but is has not been dated. The lapillistones and their occasional bombs preserve striking volcanic textures typical of hot emplacement in shallow subaqueous to subaerial environments.

The association of felsic volcanic eruptions and mafic sills with large, subvolcanic and multiphase plutons in extensional and subsiding intra-arc rift basins corresponds to a setting that can generate high heat flow, nurture and sustain hydrothermal cells, efficiently channel hydrothermal fluids along fault zones and provide potential chemical and structural traps for base and precious metal precipitation. At Lac Musquaro, exhalites occur distally from volcanic centres among chemical sediments of the Wakeham Group. At Havre Mackenzie, extensive zones of aluminous gneiss locally preserve lapillis and attest to severe hydrothermal leaching of a volcanic precursor prior to metamorphism. Aluminous, hematite to magnetite-bearing veins in adjacent felsic gneiss (tuff?) preserve field evidence for metamorphosed leaching zones along fractures. Roof pendants of hydrothermally altered tuffs in 1.50 Ga Pinwarian granitoids indicate that hydrothermal activity was synvolcanic and slightly predated final emplacement of the granitoids. The systematic occurrence of mineral showings or hydrothermal alteration zones associated with the composite amphibolite unit and felsic-dominated volcanic centres of the La

Romaine supracrustal belt suggest that the belt may warrant further exploration for base and precious metals ore deposits.

Acknowledgments : This study is part of a Labrador-Québec geological transect funded through the Targeted Geoscience Initiative of the Geological Survey of Canada in partnership with the Geological Survey of Newfoundland and Labrador (GSNL), the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (MRNF). We thanked these surveys and research centres and the La Romaine/Unamen Shipu community for their scientific or logistical input, in particular L. Nadeau (project leader), O. van Breemen (geochronology), R. Gratton, É. Hébert, A. Lalo, J. Lehmann, A. Laamrani, Y. Lavallée, P. Normandeau, G. Scherrer, and C. Stein (field work), P. Pilote, T. Clark, S. Perreault and P. Verpaelst (MRNF), D. James and C. Gower (GSNL), and the people of the Lac Musquaro and Lac Washicoutai fish camps. Research funding was also provided by the DIVEX research network and the Institut national de la Recherche scientifique - Eau-Terre-Environnement (INRS-ETE). We express our thanks to M.R. LaFlèche (INRS-ETE) and A. Tremblay (UQAM), co-directors for A.-L. Bonnet Ph.D. thesis, and to the analytical and administration staff of INRS-ETE. Particularly constructive, detailed and helpful reviews by J.V. Owen, D. Corrigan and V. Garnier significantly improved the manuscript.

CHAPITRE 4

CHEMICAL IMPRINT OF HIGHLY METAMORPHOSED HYDROTHERMAL ALTERATIONS IN THE LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT. EASTERN GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC

Anne-Laure Bonnet, Louise Corriveau and Marc R. La Flèche

*A.-L. Bonnet*¹. Université du Québec, INRS-Centre Eau-Terre-Environnement, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

L. Corriveau. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

M.R. La Flèche. Université du Québec, INRS-Centre Eau-Terre-Environnement, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada.

Article publié dans la Revue canadienne des Sciences de la Terre (2005), volume 42, pages 1783–1814

¹ Corresponding author (e-mail : anne_bonnet@yahoo.ca)

² Geological Survey of Canada contribution number 2005189

Abstract

The La Romaine supracrustal belt and the southeastern end of the Wakeham Group in the eastern Grenville Province, Canada, host a series of Pinwarian, 1.5 Ga felsic-dominated volcanic centres metamorphosed at amphibolite to granulite facies during the Grenville orogeny. The centres are interpreted as related to the emergence of rhyolitic domes in shallow marine intra-arc basins within the active Pinwarian continental magmatic arc. High-grade metamorphosed hydrothermal alteration zones are intimately associated with metavolcaniclastic deposits composing these volcanic centres and an overlying composite amphibolite unit. They comprise layers of quartzofeldspathic gneisses bearing networks of aluminous nodules and veins, migmatized garnet–biotite–sillimanite gneiss with well-preserved volcanic fragments, and grey lapilli tuffs with discontinuous trains of quartz–cordierite material. Alteration zones of ironstone, carbonate and calc-silicate rocks, garnetite, diopsidite, epidote, and sulphide mineralization collectively cut across the internal contacts of a composite amphibolite unit inferred to be a mafic lava and sill complex. Lithogeochemical analysis of inferred metamorphosed altered rocks and precursors highlights chemical changes typical of metamorphosed sericitic, argillic and silicic alteration zones, and discharge zones characterized by calcic alterations and copper mineralizations. Such alterations involve the interaction of hot, acidic to neutral fluids. Middle–heavy REE and Zr behave as mobile elements in the hydrothermal system as a result of the presence of F-rich fluids. The chemical changes recorded by the various alteration zones share similarities with those observed in volcanic-hosted massive sulphide deposits occurring in proximal, shallow marine, volcanic sequences.

Résumé

La ceinture supracrustale de La Romaine et la région sud-est du Groupe de Wakeham, localisées dans la Province de Grenville orientale, renferment plusieurs centres volcaniques à prédominance felsique, d'âge Pinwarien (1,5 Ga). Ces derniers ont été métamorphosés au faciès des amphibolites à celui des granulites durant l'orogenèse grenvillienne. Ces centres volcaniques se seraient développés lors de l'émergence de dômes rhyolitiques dans des bassins sous-marins peu profonds associés à un arc

magmatique continental. Les roches métavolcanoclastiques composant ces centres volcaniques ainsi que l'unité composite d'amphibolite sus-jacente, renferment plusieurs zones d'altération hydrothermale métamorphisées à haut-grade. Ces dernières comprennent du gneiss quartzofeldspathique à nodules et veines de composition alumineuse, du gneiss migmatisé à grenat-biotite-sillimanite renfermant des fragments volcaniques et des tufs à lapillis présentant des trains discontinus à quartz-cordiérite. Une zone d'altération hétérogène composée de gneiss ferrugineux, de roches carbonatées et calco-silicatées, de grenatite, de diopsidite, d'épidosite et d'amphibolite minéralisée recoupe aussi la structure interne de l'unité composite d'amphibolite, laquelle est formée de sills et de laves mafiques. L'analyse lithogéochimique des roches altérées a mis en évidence la présence de zones d'altération séricitique, argilique, siliceuse ainsi qu'une zone de décharge des fluides, caractérisée par des altérations calciques et la précipitation de métaux (Cu). La formation de ces altérations résulterait de l'interaction de fluides chauds et de pH acide à neutre. Les éléments des terres-rares intermédiaires et lourdes ainsi que le Zr sont mobiles dans le système hydrothermal étudié du fait de la présence de fluides potentiellement riche en fluor. Les changements chimiques enregistrés par les différentes altérations semblent similaires à ceux observés dans les gisements de sulfures massifs volcanogènes, reconnus dans les environnements volcaniques sous-marins peu profonds et proximaux.

4.1 Introduction

Felsic-dominated volcanic belts formed in shallow marine environments of active continental margins are attractive targets for volcanic-hosted massive sulphide (VMS) deposits (Galley et al., 2007). These deposits are surrounded by alteration zones that record strong chemical changes during hydrothermal fluid and rock interactions. Variations in chemistry, and consequently in mineral assemblages and rock types, serve as vectors to hydrothermal leaching, discharge, and mineralization zones (Galley, 1995; Large et al., 2001). Hence, they constitute important field criteria for exploration and elaboration of ore deposit models.

In high-grade metamorphic environments, complex interplay of metamorphism, deformation and magmatism will transform, if present, hydrothermal mineral assemblages and primary volcanic textures and structures (Vokes, 1991, 1993, 2000) to the point that upon discovery of an ore deposit or prospective setting, identifying a deposit type may present a particular challenge (e.g., the Challenger deposit in Australia, Tomkins and Mavrogenes, 2002). Despite partial to complete obliteration of primary relationships, textures, and assemblages, recent studies on metamorphosed hydrothermal alteration zones and ore environments have shown that regional metamorphism has little or no effect on rock composition beyond dehydration unless other processes were also involved (Offler and Whidford, 1992; Geringer et al., 1994; Zaleski and Peterson, 1995; Roberts et al., 2003). In these case studies, the metamorphosed alteration zones preserved the imprint of the chemical changes undergone by the original protolith during pre-metamorphic hydrothermal alteration. Consequently, petrological and lithogeochemical studies commonly used to identify and quantify hydrothermal alteration associated with VMS deposits can also be applied to environments metamorphosed to high grade (Hodges and Manojlovic, 1993; Barrett and MacLean, 1994; Zaleski and Peterson, 1995; Roberts et al., 2003; Mc Farlane et al., 2007).

The use of geological criteria, such as atypical rock types and mineral modes (Allard and Carpenter, 1988; Spry et al., 2000), during regional mapping of the Natashquan domain in the Grenville Province has led to the identification of volcanic-hosted hydrothermal alteration zones in the Wakeham Group (Lac Musquaro sector) and in the La Romaine supracrustal belt (Fig. 4.1A, 4.1B) (Corriveau and Bonnet, 2001; Corriveau et al., 2002, 2003). The host volcanic centres are described and their geochemical signatures characterized in a companion paper (Corriveau and Bonnet, 2005). The latter also presents the field characteristics of units mapped as metamorphosed hydrothermal alterations and the key textures and structures linking them to a volcanic precursor. This contribution documents the whole-rock geochemical and petrographic signatures of the field-inferred hydrothermally altered rocks and integrate them to field data to decipher the nature of the volcanic-hosted hydrothermal activity and its potential ore environment. These data suggest that pre-metamorphic geochemical signatures are well preserved and are amenable to lithogeochemical analysis, including mass-balance calculations, to assess the chemical changes between inferred altered rocks and precursor and identify the nature of the pre-metamorphic hydrothermal activity. On this basis, the types of alteration zones and their spatial distribution are assessed and put into the framework of current ore deposit models.

4.2 Geological setting

The southeastern half of the Natashquan domain in the eastern Grenville Province comprises Mesoproterozoic supracrustal rocks belonging to the eastern margin of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt, and granitic gneisses and granitoids of the Aguanish Complex (Gobeil et al., 2003; Corriveau and Bonnet, 2005) (Fig. 4.1A, 4.1B). The area was intruded by mafic dykes, currently interpreted as part of the Robe Noire Suite for which a singly U-Pb age at 1.17 Ga is available (Martignole et al., 1994; Gobeil et al., 2003). All these rock suites were metamorphosed and deformed at 1.0 Ga during the Grenville orogeny (van Breemen and Corriveau, 2005). Regional

metamorphism reached mid- to upper-amphibolite facies at Lac Musquaro, where crops out the Wakeham Group, and granulite facies in the La Romaine supracrustal belt (Bonnet and Corriveau, 2003; Corriveau and Bonnet, 2005).

Despite the structural and metamorphic overprint, the Mesoproterozoic supracrustal rocks form stratigraphically coherent sequences that consist of felsic-dominated volcanic centres, metasediments and a composite amphibolite unit. The felsic-dominated volcanic centres located at Lac d'Auteuil, Lac Musquaro, Havre Mackenzie and Havre Bluff comprise metarhyolite lavas and rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks locally crosscut by synvolcanic quartz–feldspar porphyries. Metavolcaniclastic rocks contain abundant wispy or angular, lapillis- and bombs-size fragments with a pumiceous texture (fig. 3.3F in Corriveau and Bonnet, 2005). At Lac Musquaro, they display evidence of welding (eutaxitic-like textures; flattened pumice fragments), moulding, in-situ fragmentation (jigsaw-like textures), and pumice abrasion (ash-size vesicular pseudo-matrix), which point to a pyroclastic mode of fragmentation and deposition (figs. 3.3D-E, 3.3J in Corriveau and Bonnet, 2005). In this area, metavolcaniclastic rocks are interpreted as pyroclastic flow deposits related to the emergence of a rhyolitic dome (Corriveau and Bonnet, 2005). Albeit at granulite facies, coarse metavolcaniclastic rocks at Havre Mackenzie and Havre Bluff (La Romaine supracrustal belt) share many similarities with those at Lac Musquaro, including textures of lapillis shattered in situ, and are thought to also have a pyroclastic origin (fig. 3.7 in Corriveau and Bonnet, 2005). They are interstratified with grey and pink, massive to layered quartzofeldspathic gneisses interpreted as tuffs (Corriveau and Bonnet, 2005). Metavolcaniclastic deposits were emplaced between 1511 to 1493 Ma in a shallow marine intra-arc basin within the active Pinwarian continental magmatic arc (Corriveau and Bonnet, 2005; van Breemen and Corriveau, 2005). The volcanic centre at Lac Musquaro stratigraphically overlies Wakeham Group arenaceous metasediments deposited between 1517 ± 20 Ma and 1511 ± 13 Ma and their associated minor marble, calc-silicate rock and aluminous gneiss (van Breemen and Corriveau, 2005). Metavolcaniclastic rocks and arenaceous metasediments also appear to be in conformable contact in the La Romaine supracrustal belt. In this belt, a composite amphibolite unit structurally overlies the well-circumscribed and texturally

well-preserved rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic deposits found at Havre Mackenzie (Fig. 4.2) and is in close spatial relationship with those occurring at Havre Bluff. It is interpreted as volcanic-related and polygenic, with andesitic metavolcaniclastic rocks, mafic volcanic flows and gabbroic sills (Corriveau and Bonnet 2005). Homogeneous, unmigmatized gabbroic dykes of the Robe Noire Suite locally crosscut the high-grade metamorphosed mafic rocks of the composite amphibolite unit. These dykes are affiliated to an extensive intracontinental within-plate mafic magmatism postdating the arc-related magmatic activity (Scherrer, 2003). Two large, layered mafic sills with well-preserved gabbroic textures are closely associated with the supracrustal rocks at La Romaine and Baie des Loups and occur at the inferred base of the exposed supracrustal belt. They display granulite-facies mineral assemblages and local migmatitic textures. As such they differ with the Robe Noire dykes and share similarities with the amphibolites of the composite amphibolite unit.

The volcano-sedimentary and mafic units are intruded by a subvolcanic and multiphase magnetite-rich granitic batholith, emplaced coevally between 1505 and 1494 Ma (Corriveau and Bonnet, 2005; van Breemen and Corriveau, unpublished data). Mafic-felsic magma mingling textures and mafic enclaves in granitic rocks, and mafic lapilllis in lapillistone record the presence of coeval mafic magmatism. The association of shallow marine to subaerial volcanism with subvolcanic felsic to mafic magma emplacement provides a setting favourable for hydrothermal activity (Corriveau and Bonnet, 2005). Meta-exhalites, subhalative-like coticules, rocks diagnostic of hydrothermal alteration zones and copper mineralization occur in close association with the felsic-dominated volcanic centres at Havre Mackenzie, Havre Bluff and Lac Musquaro and, where present, the overlying composite amphibolite unit. The inclusion of coticule within a 1.5 Ga synvolcanic granitoid indicates that hydrothermal activity took place prior to or coevally with granitic magmatism.

The presence of metamorphosed hydrothermal alteration zones was inferred based on (1) the presence of atypical mineralogy and rock types diagnostic of composition where major elements are in excess or depleted with respect to normal sedimentary, volcanic or

intrusive protoliths; (2) the similarities of these units with documented metamorphosed hydrothermal alterations and meta-exhalites; and locally (3) the preservation of primary textures of their unaltered precursor. These are documented in Corriveau and Bonnet (2005). At La Romaine, where evidence of partial melting has been recognized, leucosomes are commonly not abundant and their shape and mineral paragenesis with respect to that of their host indicate that partial melting was *in situ* and not accompanied by large-scale remobilization. The implication is that, in this area, rocks with unusual mineralogy, composition or textures cannot be simply a restitic product left after significant partial melting and are diagnostic of an unusual composition of their protolith (Corriveau and Bonnet, 2005).

The main alteration zones consist of (1) quartz–muscovite–sillimanite–iron oxide nodules and veins in pink quartzofeldspathic gneiss interpreted as rhyolitic tuffs; (2) migmatized, aluminous biotite–sillimanite–garnet gneiss locally preserving felsic lapilli- and bombs-sized fragments; (3) quartz–cordierite trains in a grey lapilli tuff; and (4) ironstone, carbonate and calc-silicate rocks, garnetite, diopsidite, epidote and sulphide-rich amphibolite within the composite amphibolite unit. A few km to the east of the Havre Mackenzie volcanic centre crops out a narrow but extensive and semi-continuous zone of atypical, ribboned quartzite and quartz-rich gneiss closely associated with aluminous rocks. This zone is found next to a garnet–biotite-rich amphibolite and nodular gneiss also diagnostic of a hydrothermally altered setting. The hydrothermal or sedimentary origin of this banded silica-rich zone cannot be tested, as samples are not available, and these rocks are not treated further in this paper. We recognize though that the unit resembles banded quartz-rich veins typical of intense silicification zones in low sulphidation settings and could be of significance to mineral exploration.

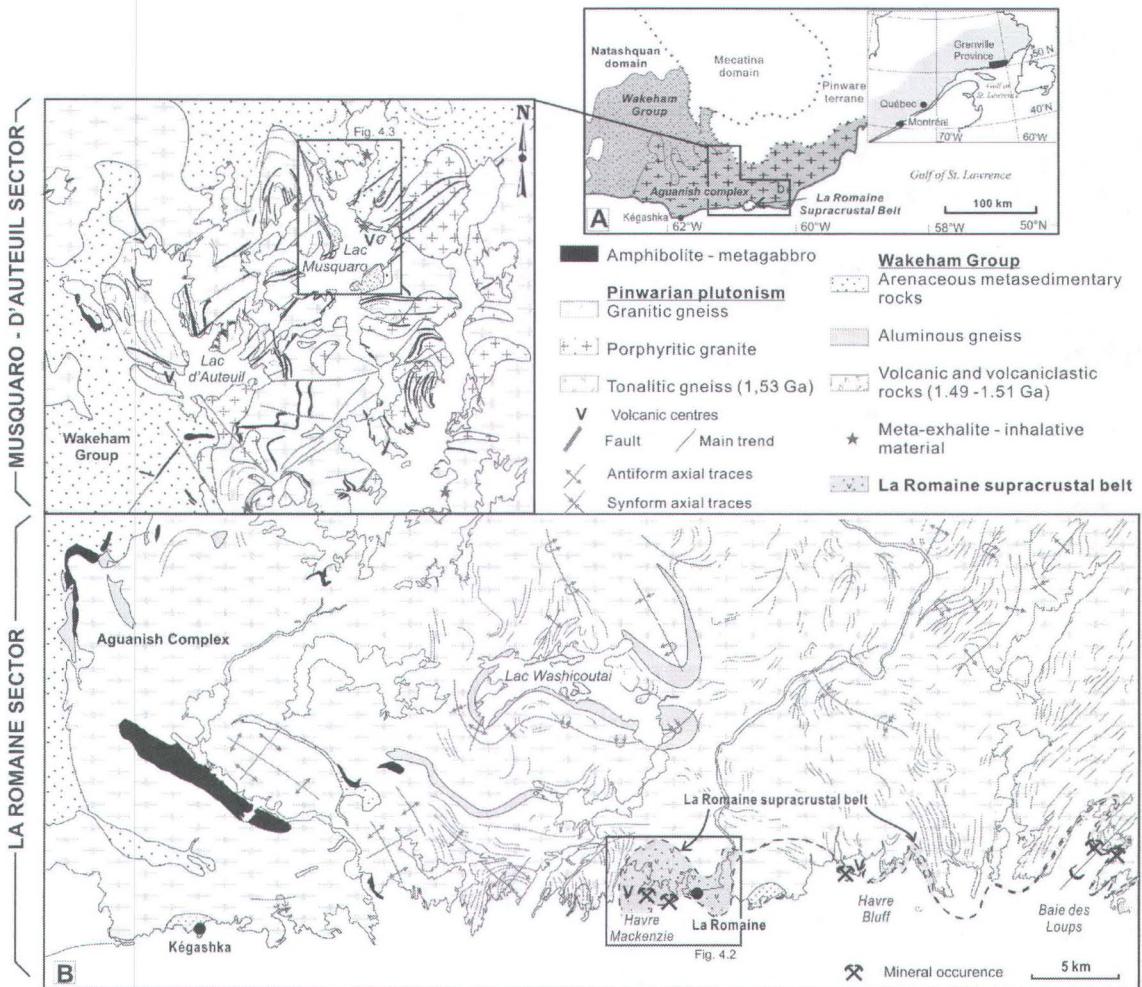


Figure 4. 1 : A) Location of the study area with respect to major lithotectonic divisions of the eastern Grenville Province (Gobeil et al., 2003; Gower and Krogh, 2002). The study area includes supracrustal belts belonging to the eastern end of the Wakeham Group and to the La Romaine supracrustal belt, and surrounding granitic gneisses of the Aguanish Complex. **B)** Simplified geological map of the study area including the Musquaro-d'Auteuil and the La Romaine sectors with locations of Figs. 4.2 and 4.3 (from Corriveau and Bonnet, 2005).

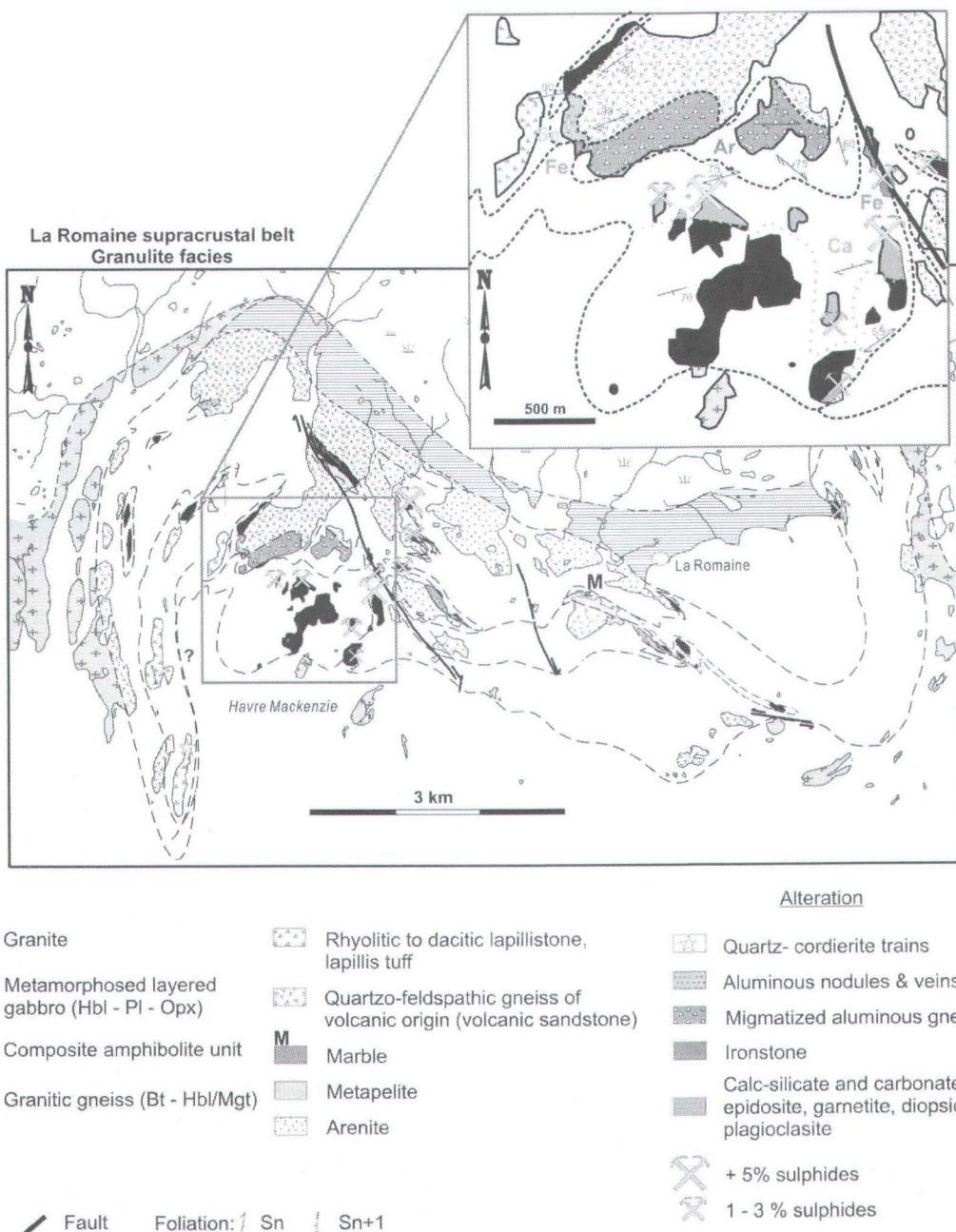


Figure 4. 2 : Geological map of the La Romaine supracrustal belt (NTS 12K02) in the Havre Mackenzie-La Romaine area showing the rhyolitic to dacitic volcanic unit and the composite amphibolite unit which host the hydrothermal system. A simplified map of the Havre Mackenzie volcanic centre localizes the alteration zones described in the text (Se, sericitic alteration; Ar, argillitic alteration, Ca, Fe, Ca-Fe alteration).

4.3 Mineralogy and textures of inferred hydrothermally altered rocks

4.3.1 Rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic hosts

The volcanic centres of Havre Mackenzie, Havre Bluff, and Lac Musquaro, are defined by high-grade metamorphosed coarse polymictic or monomictic lapillistones and lapilli tuffs in their central parts and by metatuffs at their margins. These metavolcaniclastic rocks have mainly a rhyolitic to dacitic composition (Corriveau and Bonnet 2005). Their mineralogy consists of quartz, plagioclase, microcline, and biotite in various proportions, and more rarely hornblende, with accessory magnetite (1%), titanite (<1%), and zircon (<1%). Zircons are largely prismatic and interpreted as magmatic (van Breemen and Corriveau, 2005).

Some quartzofeldspathic gneiss crops out within the metatuffs with zoned nodules and veins consisting of muscovite- and aluminous silicate-rich core(s) and external margins of quartz and feldspar. These units have been recognized both at the Lac Musquaro extremity of the Wakeham Group and in the La Romaine supracrustal belt (Figs. 4.2, 4.3; Table 4.1). At Lac Musquaro, nodules are disseminated randomly or form systematic trains. Locally, they are aligned and stacked and may form a well-defined network of rectilinear veins locally with a central hairline quartz veins. These veins have a lateral extension of several meters. At Havre Mackenzie in the La Romaine area, the nodules define trains that resemble boudinaged veins. Similar material forms well-defined networks of veins. The veins and trains of nodules are folded, and segmented nodules are realigned parallel to the axial planar foliation (Fig. 4.4A). The veins and nodules have positive relief in outcrop, compatible with their siliceous nature. They tend to be more homogeneous than at Lac Musquaro and consist of a mixture of Al-silicates and quartz (Fig. 4.4B). Zircon, magnetite and hematite are common accessories. Zircon appears as very fine round grains whereas magnetite and hematite form fine xenomorphic grains. Accessory minerals are heterogeneously distributed; they are more abundant within nodules and veins where they locally reach 3%.

Migmatized, aluminous gneisses were identified in the La Romaine supracrustal belt and occur within a narrow, several metre-wide, discontinuous but extensive unit (Fig. 4.2; Table 4.1). The aluminous gneiss presents locally some very well preserved lapillus- and bombs-sized fragments of size, morphology and composition similar to those found in the unaltered coarse lapillistone that crops out nearby (Figs. 4.4C, 4.4D). The presence of these fragments attests to a volcaniclastic origin for the aluminous gneiss as presented in Corriveau and Bonnet (2005). The origin of these aluminous gneisses is confirmed also by the internal structure and composition of their zircon grains typical of growth in an igneous melt (Bonnet et al. unpublished SHRIMP data). Aluminous gneisses have a granulite-facies mineralogy consisting of biotite, Al-silicates, cordierite, garnet, K-feldspar, plagioclase, and quartz. Aluminous silicates (25–30%) are abundant and form lenticular clusters. They are also observed as mineral inclusion trails within garnet, another major aluminous phase. In some cases, sillimanite inclusions represent more than 70% of the garnet volume. Accessory minerals include mainly zircon and magnetite.

Discontinuous trains of zoned material with a quartz–cordierite assemblage were identified at Havre Mackenzie within grey lapilli tuffs of dacitic composition (Fig. 4.4E; Table 4.1). They crop out in direct contact and structurally above a lapillistone unit of similar composition. This unit, with its observed thickness of a few meters and its lateral extent of about tens of meters, has a very limited extent (Fig. 4.2). Iron oxides are locally abundant within the discontinuous trains; they are disseminated or aligned defining an internal linear fabric. Accessory zircon is rarely observed in these rocks in contrast to the altered metavolcanic rocks described above.

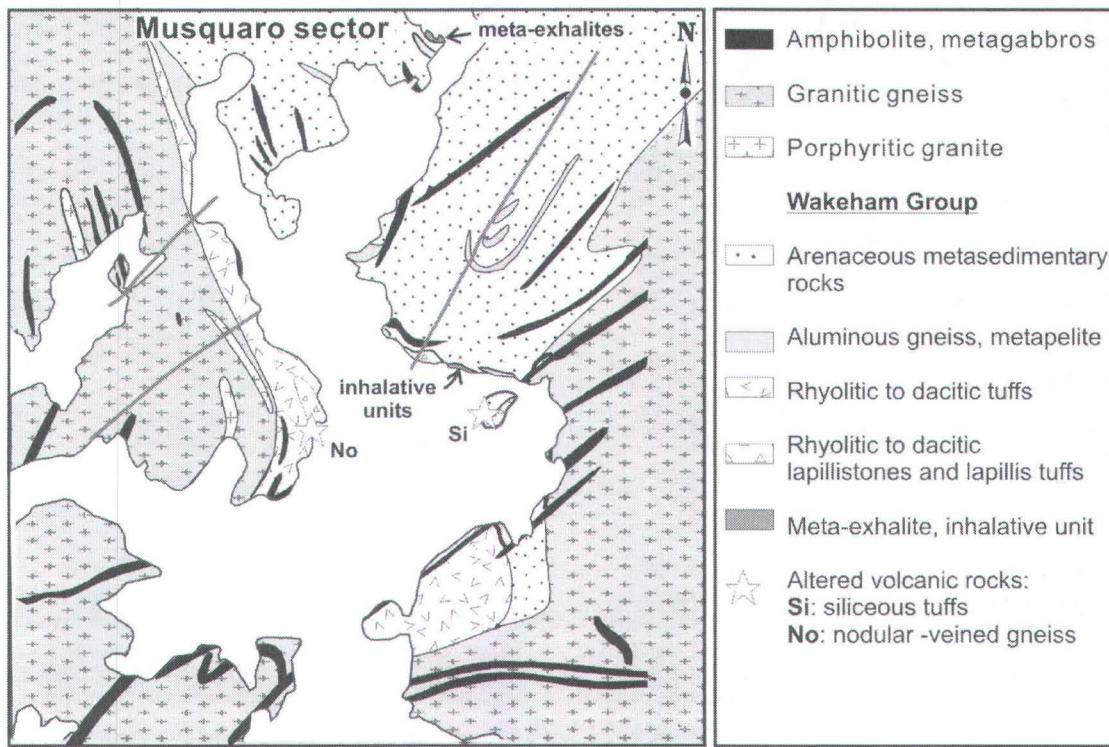


Figure 4. 3 : Simplified geological map of the eastern end of the Wakeham Group with the location of the alteration facies, inhalative material, and meta-exhalites.

Table 4. 1 : Description of the various hydrothermally altered rocks.

| Host rock | Type of alteration | Location/ metamorphic grade | Precursors inferred from field data | Assemblages | Accessory minerals | Textures Grain size |
|-----------|----------------------------------|-----------------------------------|--|---|-----------------------------|---|
| FVU | Nodular and veined gneiss | Lac Musquaro/ Amphibolite facies | Rhyolitic tuff: -medium grained - Qtz, Pl, Mc, Bt, Mag, Ttn, Zrn | Fib (20%), Ms (20%) Qtz, Pl | Zrn, iron oxides | - Medium grained - Nodules: rare to abundant; zoned; 1–4 cm wide; sub-hexagonal to ovoid; disseminated or form systematic trains or network of rectilinear centimetre-wide veins |
| | Nodular and veined gneiss | La Romaine/ Granulite facies | Rhyolitic tuff: -medium grained - Qtz, Pl, Mc, Bt, Mag, Ttn, Zrn | Fib (60%), Sil (20%), Qtz, Ms, Ky | Zrn, Mag, Hem | - Medium grained - Nodules: rare to abundant; - Homogeneous, rectangular - Well-defined network of veins |
| | Migmatized, aluminous gneiss | La Romaine/ Granulite facies | Lapillistone: -medium grained - felsic lapilli | Sil ± Fib ± Ky (25–30%), Grt (5%), Crd (1–3%), Bt, Kfs, Pl, Qtz | Zrn, Mag, Py | - Medium grained - Lapilli texture - <i>In situ</i> Grt–Crd leucosomes |
| | Lapilli tuff with Qtz–Crd trains | La Romaine/ Granulite facies | Dacitic tuffs: -medium grained - felsic lapilli | Qtz, Crd (25%), Pl, Bt, Kfs | Iron oxides | - Fine to coarse grained - Contain trains of zoned material, negatively eroded in their core |
| CAU | Carbonate rock | La Romaine/ Granulite facies | Uncertain Some marble | Cal, Ol, Di, Spl | Py ± Po ± Ccp | - Coarse to fine grained - Laminated |
| | Calc-silicate rock | La Romaine/ Granulite facies | Uncertain | Hbl, Pl, Qtz, Ep, Adr, Ttn, Di, Scp | Mad, Ilm, Py ± Po ± Ccp | - Variable grain size |
| | Ironstone | La Romaine/ Granulite facies | Uncertain | Hbl, Pl, Mag (30%), Qtz, Bt, ± Cpx, ± Ep | Ap (< 1%), Ttn (1%), Py, Po | - Fine to medium grained - Homogeneous / finely laminated |
| | Calc-silicate veins | La Romaine/ Granulite facies | | Pl, Qtz, Ep, Fl | | - Medium- to coarse-grained |
| | Mineralized amphibolite | La Romaine/ Granulite facies | Uncertain | Hbl, Pl, Bt, Qtz, Py ± Po ± Ccp (5%), ± Cpx, ± Ep | Ap (1%), Ttn (1%), Ilm, Mag | - Fine grained - Mineralized, mm-wide, Qtz veins |

Notes: CAU, composite amphibolite unit; FVU, rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic unit; mineral symbols from Kretz (1983); Fib, fibrolite.

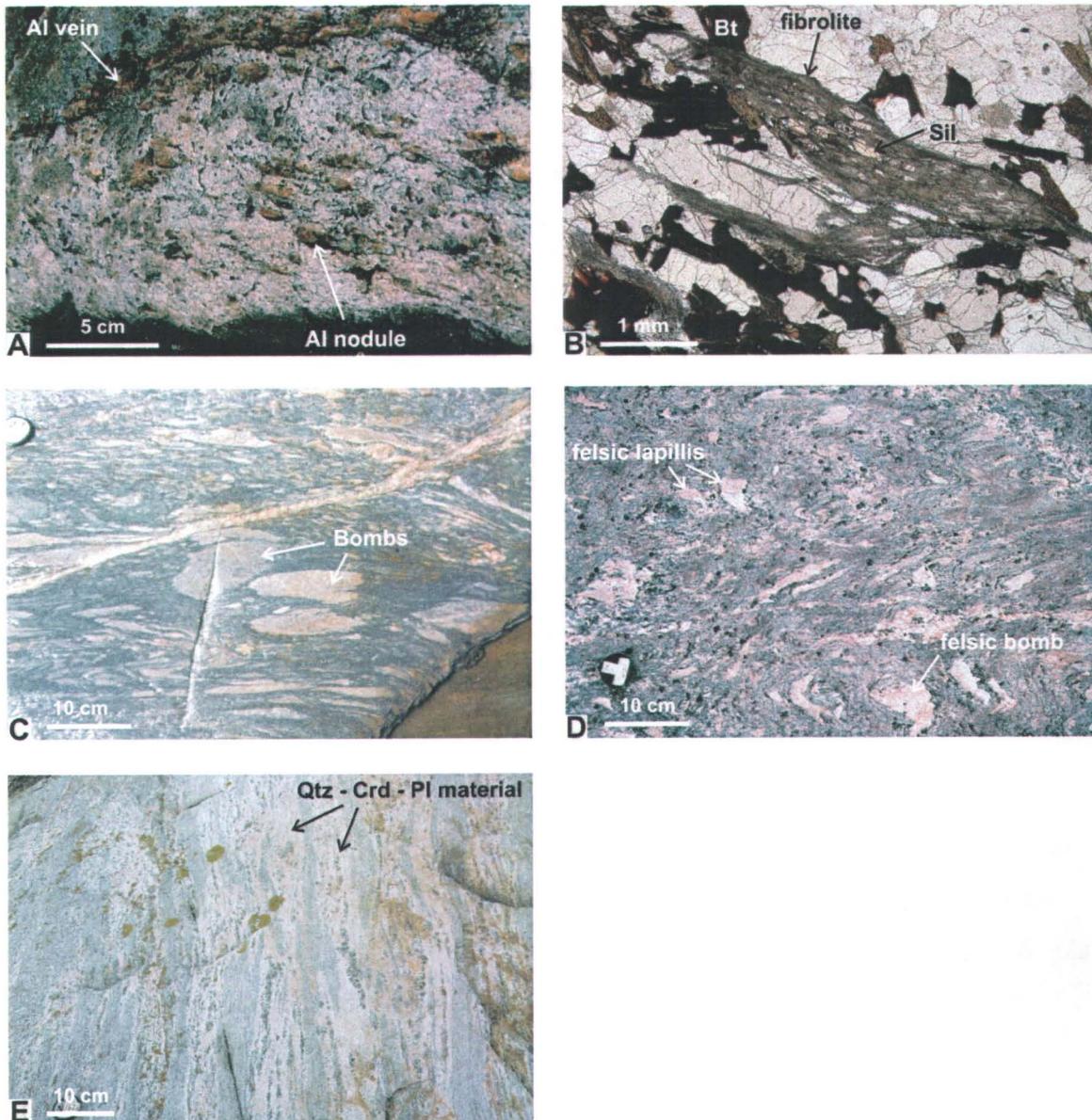


Figure 4.4: Photographs illustrating the various altered, rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks of the La Romaine area. **A)** Aluminous nodules and veins in a pink quartzofeldspathic gneiss interpreted as felsic tuff. **B)** Photomicrograph of a nodular gneiss showing a fibrolite aggregate overprinted by prismatic sillimanite grains (plane-polarized light). **C)** Unaltered lapillistone metamorphosed to high grade. **D)** Migmatized aluminous gneiss with well-preserved lapilli and bomb textures. **E)** Grey lapilli tuff with quartz-cordierite trains. Abbreviations from Kretz (1983).

4.3.2 The composite amphibolite unit

The composite amphibolite unit comprises layers of amphibolite of uncertain, intrusive (gabbroic sill) or extrusive (basaltic lava flows, intermediate volcanoclastic rocks) origin, (Corriveau and Bonnet, 2005). Layering is systematic, meter to ten's of meter in thickness, and concordant with the regional structural grain. The mineralogy of the amphibolite consists of orthopyroxene, hornblende, plagioclase, locally biotite, and accessory apatite, magnetite and zircon. The rocks are migmatized and display orthopyroxene-bearing, amoeboid or stromatitic leucosomes. The latter are locally associated with hornblende-rich melanosomes, reflecting an *in situ* origin following Sawyer's (1999) criteria.

Adjacent to these migmatized rocks occur a series of marble and calc-silicate rocks, which form a sub-continuous narrow (15 m wide) and homogenous layer. They are concordant with the regional structural grain and are located near the contact of the composite amphibolite unit with the arenaceous metasediments and a metapelite bearing a typical detrital zircon population (Fig. 4.2; Bonnet et al., unpublished SHRIMP data). The appearance of these marbles and calc-silicate rocks is different from other carbonate and calc-silicate rocks observed at Havre Mackenzie. The latter forms narrow, irregular, and heterogenous zones and are associated, at the outcrop scale, with layered amphibolite and irregular, centimetre- to metre-wide layers of ironstone, mineralized amphibolite and largely monomineralic rocks such as hornblendite, plagioclase, diopsidite, epidote, garnetite and locally with a talc zone (Figs. 4.5A, 4.5B). Calc-silicate rock and garnet amphibolite occur locally as angular enclaves within amphibolite of uncertain origin (Fig. 4.5B). This heterogeneous package is crosscut by centimetre-wide, calc-silicate, fluorite-bearing veins. It is located near the contact with the felsic-dominated volcanic centres or with the sedimentary package and collectively transects the internal 'stratigraphy' of the composite amphibolite unit (Fig. 4.2). Locally it extends to the north within the sedimentary package. The distribution and the nature of the various rock types may be diagnostic of metamorphosed hydrothermal alteration zones along fault zones or contact zones (Hannington et al., 2003; Corriveau and Bonnet, 2005). In all metamorphosed altered rocks associated with the composite amphibolite unit, primary gabbroic or

volcanic textures have not been observed and the extrusive or intrusive origin of their unaltered precursor is uncertain.

Carbonate rocks are laminated and consist of calcite with variable proportions of olivine, diopside, spinel and sulphides. Calc-silicate rocks contain continuous or discontinuous layers composed of hornblende and plagioclase associated with variable proportions of quartz and Ca-silicates including Ca-garnet, titanite, epidote, scapolite and/or diopside, and locally abundant magnetite, ilmenite and/or sulphides (Figs. 4.5C, 4.5D). Ironstones contain abundant magnetite with hornblende, plagioclase, quartz and biotite (Fig. 4.5E). They also enclose locally Ca-rich phases such as clinopyroxene, epidote, and accessory apatite and titanite. Apatite is homogenously disseminated within the rocks. Titanite forms thin coronas around magnetite or occurs as disseminated grains. Magnetite is disseminated and appears as 1–5 mm-diameter porphyroblasts. Ironstones are locally migmatized and in such cases, magnetite is located at the margins of amoeboid, plagioclase-rich veins (Fig. 4.5E). Mineralized amphibolites form meter- to 10 meter-wide layers. These layers can be followed in some cases over several meters in length. The mineral assemblage consists of hornblende, plagioclase, quartz, Ca-rich phases (clinopyroxene, epidote), biotite, sulphides, and accessory apatite, titanite, magnetite and ilmenite. Apatite locally reaches an unusual high mode (3%). Sulphides (pyrite, pyrrhotite and more rarely chalcopyrite) are disseminated or are located within thin quartz veins (Fig. 4.5F). Cu occurrences found during the regional mapping are modest in size and the modal proportion of sulphides rarely exceeds 5%, but massive sulphide nodules have been observed at Baie des Loups and a centimetre-wide massive layer occurs east of Have Mackenzie.

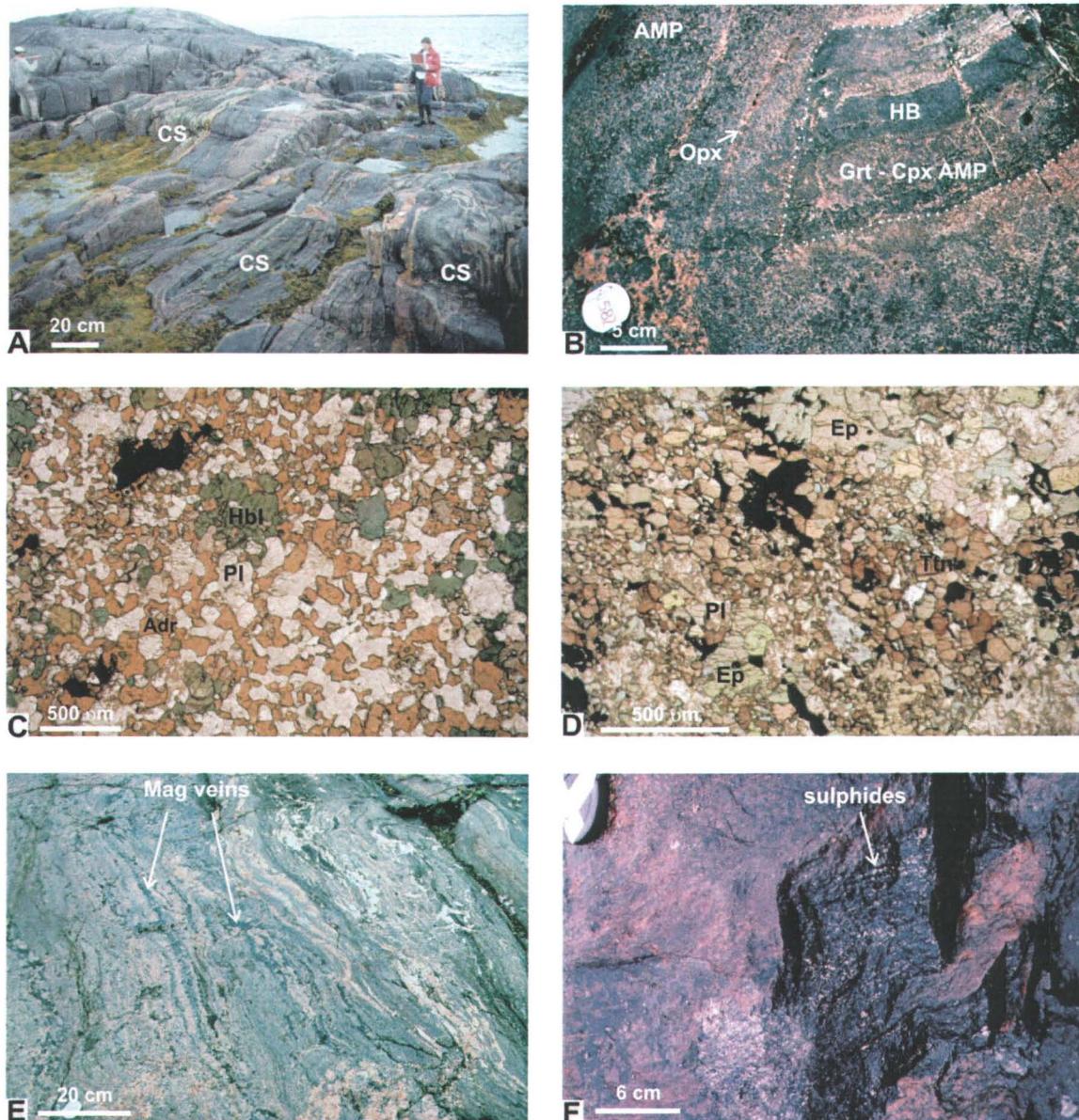


Figure 4.5 : Photographs illustrating the altered and mineralized intermediate to mafic metavolcaniclastic rocks and gabbroic sills of the composite amphibolite unit. **A)** Calc-silicate- and marble-rich units (CS) within the composite amphibolite unit. **B)** Enclave of garnet- and clinopyroxene-bearing mafic rocks (Grt-Cpx AMP) and hornblendite (HB) in amphibolite (AMP). **C)** Photomicrograph of calc-silicate rock showing a Ca-garnet (Adr)-hornblende (Hbl)-plagioclase (Pl) assemblage. **D)** Photomicrograph of calc-silicate rock showing an epidote (Ep)-plagioclase (Pl)-titanite (Ttn)-iron oxide assemblage. **E)** Ironstone with irregular magnetite (Mgt) veins. **F)** Mineralized amphibolite with disseminated sulphides (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite).

4.4 Geochemistry

4.4.1 Analytical procedure and sampling

Geochemical data was acquired to compare the composition of field-inferred hydrothermally altered and least-altered potential precursor as a mean (1) to characterize the various alteration facies; (2) to test the consistency of our field interpretation of probable precursors; (3) to display the major- and trace-element changes due to hydrothermal activity and then (4) to estimate the degree of alteration. Samples used in this study are both least-altered and altered metagabbros and metavolcanic rocks from the Havre Mackenzie, Havre Bluff, and Lac Musquaro volcanic centres. Special care was taken in the field and during sample preparation to avoid any potential contamination from veins, weathering, etc. Moreover only samples presenting low degree of partial melting were collected. Rock samples were first broken into chunk size on the unit sampled to avoid contamination and ensure that sufficient clean material would be available for analysis. Chunks were pulverized to pea size in a steel jaw crusher and then to powder in a ferrochrome shatter-box. Major element composition was determined by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). Rare-earth (REE) and other trace elements (Ba, Rb, Sr, Cs, Th, U, Hf, Nb, Ta, Pb) were analyzed by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the analytical facilities of INRS-ETE (Québec). Sample dissolution was accomplished using lithium metaborate fluxes and by fusion in a platinum crucible to ensure that acid-resistant phases were dissolved. The fusion cakes were then dissolved in nitric and hydrochloric acids prior to ICP-AES and ICP-MS analysis. Analytical precision was better than 4% for the major elements and better than 1–10% for most trace elements.

The choice of least-altered metagabbros and metavolcanic rocks was based on field, petrographic, and geochemical data using the criteria of Kerrich and Wyman (1996). For all selected samples, unusual paragenesis, mineral colour and mode or any other visible indicators of pre-metamorphic alteration were lacking in the field or in thin section. Some samples are little deformed and have well preserved primary textures. Moreover all least-

altered samples have low loss on ignition values ($\text{LOI} = 0\text{--}1 \text{ wt.\%}$), do not present abnormal CIPW normative minerals, and display Alteration Index ($\text{A.I.} = [(\text{MgO} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO})]*100$) of Hashiguchi et al. (1983) in the range of values obtained for ‘fresh’ volcanic rocks (Large et al., 2001a). Nineteen samples of least-altered rhyolitic to dacitic metavolcanic rocks from the volcanic centres of Lac Musquaro, Havre Mackenzie and Havre Bluff (Table 3.4 in Corriveau and Bonnet, 2005), fifteen samples of least-altered metagabbros and metavolcanic rocks from the composite amphibolite unit (Table 4.2), and thirty-seven samples of metamorphosed hydrothermally altered, non weathered, rocks (Tables 4.3, 4.4) were analyzed for major and trace elements. Analyzed felsic to mafic metavolcanic rocks were homogeneous, and a few felsic to intermediate lapillis or bombs were sampled separately, trimmed and analyzed.

4.4.2 Geochemical effects of metamorphism

High-grade metamorphic processes such as partial melting, deshydratation and fluid-rock metasomatic interactions can lead to enrichment or depletion of potentially mobile major and trace elements such as Ca, Na, K, Si and low field strength elements (LFSE : Cs, Rb, K, Rb, Ba, Pb, U and Th; Saunders et al., 1980) under certain metamorphic conditions (Tarney and Weaver, 1987; Ague, 1991). Prior to using lithogeochemical tools to evaluate and identify geochemically-based alteration vectors in a high-grade metamorphosed hydrothermal system, it is necessary to evaluate the element mobility related to metamorphic remobilization.

Table 4. 2 : Representative major- and trace-element data for least-altered, intermediate to mafic metavolcanic rocks and metagabbros of the composite amphibolite unit.

| Sample No | 359A | 600E1 | 600E2 | 616B | 636B | 645C | 698B | 1840A | 1843A | 1843C |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | HMK | HMK | HMK | HBL | HBL | HBL | WB | HMK | ROM | ROM |
| UTM East | 661568 | 662478 | 662478 | 678847 | 701697 | 695375 | 701903 | 662531 | 666199 | 666199 |
| UTM North | 5564898 | 5564020 | 5564020 | 5566708 | 5568718 | 5566161 | 5566865 | 5564088 | 5564003 | 5564003 |
| Rock | MG |
| SiO ₂ | 45.51 | 45.91 | 45.99 | 45.68 | 43.57 | 48.93 | 45.64 | 46.62 | 44.76 | 47.00 |
| TiO ₂ | 3.31 | 2.73 | 2.57 | 2.95 | 3.77 | 2.55 | 2.74 | 2.50 | 2.67 | 3.06 |
| Al ₂ O ₃ | 13.80 | 15.61 | 16.45 | 16.16 | 15.88 | 13.71 | 16.54 | 15.73 | 16.30 | 15.16 |
| Fe ₂ O ₃ T | 19.09 | 14.53 | 15.00 | 16.28 | 17.99 | 14.60 | 14.80 | 14.91 | 15.42 | 15.61 |
| MnO | 0.23 | 0.20 | 0.20 | 0.19 | 0.22 | 0.21 | 0.23 | 0.19 | 0.19 | 0.21 |
| MgO | 6.28 | 6.28 | 6.53 | 5.90 | 3.61 | 3.55 | 6.67 | 6.70 | 6.65 | 4.96 |
| CaO | 8.15 | 8.65 | 8.54 | 8.54 | 9.06 | 6.77 | 8.50 | 8.80 | 9.59 | 8.48 |
| Na ₂ O | 2.54 | 3.37 | 2.84 | 2.73 | 3.06 | 3.54 | 2.61 | 2.47 | 2.90 | 2.24 |
| K ₂ O | 2.02 | 1.09 | 1.77 | 1.57 | 1.29 | 3.19 | 1.85 | 1.39 | 0.89 | 1.67 |
| P ₂ O ₅ | 0.46 | 0.45 | 0.41 | 0.43 | 0.74 | 1.04 | 0.52 | 0.36 | 0.43 | 0.48 |
| S | 0.09 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.11 | 0.04 | 0.1 | 0.05 | 0.07 | 0.05 |
| total | 101.82 | 99.88 | 100.96 | 100.80 | 99.95 | 98.30 | 101.30 | 100.16 | 100.35 | 99.29 |
| LOI | 0.15 | 0.83 | 0.46 | 0.10 | 0.44 | -0.16 | 0.91 | 0.24 | 0.32 | 0.20 |
| Cr | 144.4 | 102.9 | 102.9 | 94.2 | 81.1 | 47.8 | 157.1 | 240 | 106.1 | 106.8 |
| Ni | 79.3 | 66.8 | 71 | 73.7 | <35 | <34.8 | 126.5 | 108.1 | 59.8 | <34.5 |
| Co | 57.1 | 54.2 | 51.6 | 57 | 47.6 | 33.6 | 57.1 | 56 | 55.7 | 47.2 |
| Sc | 31.9 | 28.6 | 24.9 | 26 | 36.9 | 35.3 | 20.3 | 28.3 | 29.6 | 32 |
| V | 304.2 | 268.6 | 241.5 | 240.5 | 277 | 175.2 | 263.5 | 237.3 | 266.8 | 295.6 |
| Cu | 24.5 | 23 | 34.2 | 28.9 | 60.6 | 43.3 | 55.1 | 53.9 | 68.2 | 79.7 |
| Pb | 7.1 | 5.3 | 6.4 | 3 | 7 | 11.4 | 18.1 | 9.2 | 3.6 | 7 |
| Zn | 177.4 | 125.9 | 122 | 155.9 | 175.5 | 138.4 | 129 | 142 | 122.2 | 147.8 |
| Rb | 66 | 15 | 54 | 69 | 26 | 110 | 115 | 47 | 27 | 145 |
| Cs | 5.8 | 1.3 | 12.4 | 8.2 | 0.5 | 0.7 | 9.5 | 3.4 | 3 | 18.1 |
| Ba | 652 | 344 | 281 | 694 | 322 | 1917 | 419 | 398 | 346 | 465 |
| Sr | 358 | 393 | 425 | 441 | 514 | 352 | 475 | 389 | 399 | 334 |
| Ta | 1.24 | 0.95 | 0.89 | 1.30 | 2.12 | 0.71 | 0.63 | 1.08 | 0.98 | 1.16 |
| Nb | 25.1 | 12.7 | 12.1 | 18.3 | 27.1 | 9.8 | 8 | 15.5 | 13.7 | 13.9 |
| Hf | 6.01 | 3.86 | 3.41 | 5.41 | 8.50 | 5.90 | 3.02 | 4.48 | 3.66 | 4.44 |
| Zr | 265.3 | 158.5 | 144 | 230.3 | 365 | 262 | 119.7 | 204.1 | 152.1 | 173 |
| Y | 45.1 | 32.5 | 28.2 | 35 | 60.6 | 48.6 | 24.1 | 35.2 | 34 | 35.8 |
| Th | 1.28 | 1.85 | 1.36 | 1.61 | 1.32 | 1.44 | 1.00 | 0.79 | 0.72 | 1.99 |
| U | 0.37 | 0.85 | 0.43 | 0.36 | 0.88 | 0.73 | 0.53 | 0.26 | 0.30 | 0.56 |
| La | 30.2 | 17.9 | 15.2 | 25.5 | 42.7 | 43.4 | 16.6 | 22.9 | 15.9 | 18.9 |
| Ce | 70 | 43.4 | 36.7 | 60.9 | 110.6 | 104.9 | 37.9 | 56.2 | 39.7 | 45.5 |
| Pr | 9.52 | 5.87 | 5.04 | 8.24 | 13.92 | 12.50 | 5.17 | 7.08 | 5.81 | 6.34 |
| Nd | 42.16 | 27.87 | 24.73 | 36.18 | 62.19 | 52.11 | 23.85 | 30.67 | 26.95 | 29.85 |
| Sm | 9.25 | 6.35 | 5.42 | 7.74 | 13.57 | 9.97 | 5.59 | 7.18 | 6.38 | 6.91 |
| Eu | 2.71 | 2.22 | 1.84 | 2.51 | 3.66 | 4.50 | 1.88 | 2.18 | 2.16 | 2.39 |
| Gd | 9.15 | 6.43 | 5.56 | 8.22 | 13.08 | 10.09 | 5.56 | 6.81 | 6.50 | 7.15 |
| Tb | 1.25 | 0.96 | 0.84 | 1.12 | 1.92 | 1.43 | 0.80 | 0.95 | 0.94 | 1.06 |
| Dy | 7.86 | 5.90 | 5.07 | 6.51 | 11.38 | 8.64 | 4.85 | 5.98 | 5.78 | 6.35 |
| Ho | 1.57 | 1.15 | 1.01 | 1.30 | 2.28 | 1.74 | 0.96 | 1.16 | 1.15 | 1.31 |
| Er | 4.20 | 3.27 | 2.98 | 3.61 | 6.27 | 4.98 | 2.64 | 3.27 | 3.31 | 3.66 |
| Tm | 0.61 | 0.46 | 0.42 | 0.50 | 0.89 | 0.68 | 0.37 | 0.48 | 0.47 | 0.50 |
| Yb | 3.73 | 2.87 | 2.53 | 3.21 | 5.46 | 4.46 | 2.38 | 2.99 | 2.95 | 3.22 |
| Lu | 0.54 | 0.45 | 0.37 | 0.50 | 0.82 | 0.68 | 0.36 | 0.45 | 0.44 | 0.50 |

Table 4.2 (suite)

| Sample No | 622-J | 622-Q | 550-I | 582A | 626A |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | HBL | HBL | HMK | HMK | HBL |
| UTM East | 680631 | 680631 | 661116 | 662659 | 685725 |
| UTM North | 5566181 | 5566181 | 5565191 | 5564574 | 5566583 |
| Rock | AD, V | AD, V | BS | BS | BS |
| SiO ₂ | 56.50 | 53.15 | 48.10 | 51.31 | 41.58 |
| TiO ₂ | 0.63 | 0.68 | 0.94 | 1.52 | 3.23 |
| Al ₂ O ₃ | 17.40 | 17.32 | 14.80 | 15.79 | 15.41 |
| Fe ₂ O _{3T} | 7.25 | 7.79 | 10.58 | 11.38 | 18.54 |
| MnO | 0.12 | 0.13 | 0.20 | 0.17 | 0.19 |
| MgO | 4.22 | 4.46 | 9.80 | 6.11 | 7.55 |
| CaO | 6.95 | 8.91 | 9.13 | 10.16 | 7.24 |
| Na ₂ O | 4.86 | 4.94 | 2.56 | 2.81 | 3.51 |
| K ₂ O | 1.49 | 1.02 | 1.52 | 0.70 | 0.76 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.20 | 0.21 | 0.24 | 0.42 |
| S | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.10 |
| total | 100.50 | 99.06 | 99.00 | 100.80 | 99.45 |
| LOI | 0.70 | 0.29 | 1.01 | 0.39 | 0.71 |
| Cr | 81.7 | 111.7 | 746 | 462.1 | 181.5 |
| Ni | <33.5 | 105.7 | 165.2 | 60.3 | 125.2 |
| Co | 33.3 | 36.9 | 48.3 | 39.2 | 73.4 |
| Sc | 24.2 | 22.9 | 34.6 | 43.1 | 19.1 |
| V | 136.8 | 136.6 | 213.3 | 256.9 | 373.7 |
| Cu | 14.9 | 6.8 | 6.6 | 77.4 | 82.9 |
| Pb | 16.2 | 12.3 | 20.1 | 2.9 | 4.5 |
| Zn | 93.3 | 95.2 | 135.2 | 87.50 | 104.7 |
| Rb | 67 | 12 | 96 | 6 | 16 |
| Cs | 0.8 | 0.1 | 27.3 | 0.1 | 3.3 |
| Ba | 326 | 196 | 314 | 209 | 427 |
| Sr | 633 | 661 | 340 | 430 | 553 |
| Ta | 0.72 | 0.41 | 0.49 | 0.31 | 0.32 |
| Nb | 5.4 | 4.6 | 8.5 | 3.5 | 4.1 |
| Hf | 2.3 | 2.71 | 2.65 | 2.76 | 2.74 |
| Zr | 89.8 | 111.6 | 101.9 | 91.7 | 113.9 |
| Y | 18.2 | 18.3 | 24.6 | 26.3 | 22.5 |
| Th | 1.71 | 5.31 | 1.66 | 1.18 | 0.49 |
| U | 1.38 | 1.38 | 0.54 | 0.46 | 0.14 |
| La | 17.7 | 31.4 | 25.2 | 13.3 | 11.7 |
| Ce | 37.5 | 69.6 | 57.4 | 30.9 | 30.2 |
| Pr | 4.74 | 8.28 | 7.05 | 3.7 | 4.02 |
| Nd | 19.9 | 33.84 | 29.6 | 17.72 | 20.51 |
| Sm | 3.49 | 6.11 | 5.38 | 4.09 | 4.62 |
| Eu | 0.98 | 1.47 | 1.58 | 1.43 | 1.62 |
| Gd | 3.12 | 4.68 | 5.15 | 4.84 | 4.78 |
| Tb | 0.47 | 0.57 | 0.7 | 0.72 | 0.69 |
| Dy | 3.04 | 3.27 | 4.29 | 4.54 | 4.04 |
| Ho | 0.63 | 0.65 | 0.87 | 0.96 | 0.83 |
| Er | 1.91 | 1.79 | 2.5 | 2.74 | 2.31 |
| Tm | 0.28 | 0.26 | 0.36 | 0.39 | 0.32 |
| Yb | 1.82 | 1.59 | 2.27 | 2.38 | 1.96 |
| Lu | 0.29 | 0.24 | 0.36 | 0.36 | 0.3 |

Notes: HMK, Havre Mackenzie; ROM, La Romaine; HBL, Havre Bluff; WB, Wolf Bay; AD. Andesite; MG, metagabbro; BS, basalt; V, volcanoclastic origin; total iron as Fe₂O_{3T}; UTM Zone 20, NAD 83; *< detection limit as per year analyzed; As and Cd below detection.

Table 4. 3 : Representative major- and trace-element data for hydrothermally altered rocks associated with the rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks.

| Sample No | 110 | 110M2 | 111B | 111X2 | 111X | 229Q | 546A | 546AC | 546E | 510C |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | HMK | HMK | HMK | HMK |
| UTM East | 632579 | 632757 | 632757 | 632757 | 632757 | 632701 | 661079 | 661079 | 661079 | 665369 |
| UTM North | 5617377 | 5617658 | 5617658 | 5617658 | 5617658 | 5617666 | 5565335 | 5565335 | 5565335 | 5564561 |
| Rock | NO | ALG |
| SiO ₂ | 79.07 | 79.13 | 78.56 | 68.99 | 64.61 | 76.6 | 69.89 | 73.14 | 70.68 | 15.25 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.09 | 0.16 | 0.54 | 0.62 | 0.19 | 0.34 | 0.36 | 0.8 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | 12.04 | 11.45 | 11.70 | 14.78 | 15.1 | 13.07 | 13.13 | 12.46 | 12.63 | 1.98 |
| Fe ₂ O _{3T} | 1.68 | 1.72 | 1.41 | 4.41 | 7.58 | 2.47 | 3.78 | 3.89 | 5.61 | 7.99 |
| MnO | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.14 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.46 |
| MgO | 0.03 | 0.08 | 0.11 | 1.46 | 3.01 | 0.2 | 0.24 | 0.24 | 0.13 | 0.02 |
| CaO | 0.42 | 1.28 | 0.82 | 1.32 | 4.75 | 1.04 | 0.72 | 0.92 | 0.22 | 1.98 |
| Na ₂ O | 1.59 | 2.98 | 2.25 | 2.09 | 1.74 | 2.47 | 1.43 | 1.42 | 1.13 | 0.03 |
| K ₂ O | 3.91 | 3.29 | 5.16 | 3.93 | 2.6 | 3.35 | 8.2 | 6.38 | 9.01 | 70.51 |
| P ₂ O ₅ | < 0.003 | 0.01 | 0.03 | 0.11 | 0.15 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.5 |
| total | 99.30 | 100.41 | 100.58 | 98.84 | 101.03 | 99.99 | 98.28 | 99.31 | 100.84 | 99.8 |
| LOI | 0.28 | 0.17 | 0.16 | 0.89 | 0.51 | 0.33 | 0.3 | 0.3 | 0.28 | 0.66 |
| Cr | 141.1 | 155.7 | 108.3 | 104 | 93.7 | 114.7 | 159.3 | 455.1 | 163.3 | 133.3 |
| Ni | 12.2 | 11.7 | 12.9 | 18.5 | 43.4 | 12.5 | < 36.1 | < 35.7 | < 32.9 | < 28.1 |
| Sc | 3.7 | 4.2 | 4.8 | 11 | 17.2 | 7.6 | 5.5 | 5.6 | 8.2 | 7.4 |
| V | <10.5 | <10.2 | <10.3 | 50.5 | 109 | <10.3 | <14.4 | <14.3 | 22.1 | 30.6 |
| Cu | 7.1 | 22.6 | 8.9 | 11.2 | < 5 | 10.2 | 8.1 | 22.8 | 74.8 | 65.5 |
| Pb | 38.2 | 31.3 | 33 | 21.2 | 18.9 | 22.5 | 17.4 | 11.8 | 20.2 | 123.6 |
| Zn | 125.5 | 62.6 | 27.3 | 86 | 143 | 48 | 22 | 23.9 | 46.8 | 242.1 |
| Rb | 136 | 104 | 198 | 219 | 191 | 129 | 283 | 200 | 330 | 280 |
| Cs | 2.4 | 2.2 | 3.6 | 33.2 | 47.8 | 6.2 | 6.7 | 3.6 | 6.8 | 2.6 |
| Ba | 171 | 135 | 567 | 817 | 325 | 490 | 1322 | 1074 | 1491 | 594 |
| Sr | 47 | 77 | 83 | 184 | 418 | 93 | 159 | 140 | 166 | 53 |
| Ta | 0.56 | 0.42 | 0.77 | 0.77 | 0.48 | 0.7 | 1.08 | 1.13 | 2.70 | 1.35 |
| Nb | 9.2 | 10.1 | 15.4 | 15.2 | 10.2 | 12.6 | 12.4 | 13.3 | 27.9 | 18.2 |
| Hf | 6.12 | 7.79 | 6.1 | 7.57 | 3.83 | 5.57 | 14.27 | 14.33 | 20.03 | 10.78 |
| Zr | 172.7 | 214.2 | 221.2 | 295.6 | 158.9 | 196.7 | 501.5 | 499.5 | 690.8 | 438.7 |
| Y | 21.3 | 15.9 | 36.9 | 29 | 19.9 | 61.1 | 15.3 | 23.3 | 30.7 | 25.5 |
| Th | 10.38 | 7.09 | 12.53 | 9.84 | 4.48 | 15.06 | 17.3 | 27.47 | 50.47 | 16.1 |
| U | 1.67 | 1.74 | 3.76 | 1.83 | 1.45 | 3.63 | 2.19 | 2.54 | 3.42 | 4 |
| La | 22.1 | 33.4 | 40.8 | 44.1 | 26 | 57.4 | 49.4 | 67.5 | 97.4 | 40.4 |
| Ce | 53.7 | 76 | 90 | 92.8 | 53.3 | 121.1 | 99.7 | 142.6 | 221 | 86.8 |
| Pr | 6.55 | 8.95 | 10.3 | 10.64 | 6.67 | 13.74 | 10.91 | 16.12 | 24.63 | 9.2 |
| Nd | 25.81 | 33.27 | 37.47 | 38.86 | 24.82 | 51.69 | 39.91 | 60.87 | 90.11 | 31.2 |
| Sm | 5.31 | 7.31 | 9.18 | 7.1 | 4.53 | 9.5 | 6.44 | 9.73 | 15.33 | 4.8 |
| Eu | 0.33 | 0.47 | 0.62 | 1.1 | 1.09 | 0.78 | 1.58 | 1.54 | 2.1 | 1.28 |
| Gd | 4.6 | 5.49 | 7.97 | 5.7 | 3.76 | 8.35 | 5.7 | 8.98 | 14.15 | 3.59 |
| Tb | 0.7 | 0.62 | 0.81 | 0.85 | 0.53 | 1.25 | 0.7 | 1.1 | 1.7 | 0.55 |
| Dy | 4.18 | 3.88 | 6.39 | 5.18 | 3.28 | 9.46 | 3.39 | 5.37 | 7.79 | 3.74 |
| Ho | 0.86 | 0.74 | 1.25 | 1.02 | 0.66 | 2.11 | 0.64 | 0.97 | 1.3 | 0.84 |
| Er | 2.59 | 1.96 | 3.74 | 3.02 | 1.96 | 6.64 | 1.74 | 2.58 | 2.99 | 2.77 |
| Tm | 0.36 | 0.26 | 0.53 | 0.44 | 0.29 | 1 | 0.24 | 0.33 | 0.35 | 0.45 |
| Yb | 2.49 | 1.69 | 3.47 | 2.8 | 1.82 | 6.25 | 1.73 | 2.12 | 2.21 | 3.1 |
| Lu | 0.35 | 0.26 | 0.49 | 0.46 | 0.29 | 0.94 | 0.3 | 0.35 | 0.37 | 0.51 |

Table 4.3 (suite)

| Sample No | 547AI | 547EG | 549KI | 1626I | 1626I-2 |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | HMK | HMK | HMK | HMK | HMK |
| UTM East | 661195 | 661195 | 661127 | 660507 | 660507 |
| UTM North | 5565111 | 5565111 | 5565164 | 5563033 | 5563033 |
| Rock | ALG | ALG | ALG | QCG | QCG |
| SiO ₂ | 62.94 | 70.62 | 55.8 | 76.40 | 74.66 |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.36 | 0.97 | 0.21 | 0.27 |
| Al ₂ O ₃ | 19.22 | 16.77 | 24.68 | 13.22 | 13.54 |
| Fe ₂ O _{3T} | 5.47 | 2.64 | 5.47 | 2.55 | 2.47 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| MgO | 1.83 | 0.92 | 1.57 | 0.58 | 0.96 |
| CaO | 1.13 | 2.69 | 0.04 | 2.89 | 2.35 |
| Na ₂ O | 1.72 | 2.94 | 0.38 | 3.60 | 2.59 |
| K ₂ O | 5.37 | 2.40 | 4.94 | 1.49 | 1.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.06 |
| total | 99.82 | 100.4 | 100.41 | 101.44 | 99.73 |
| LOI | 1 | 0.92 | 6.33 | 0.28 | 0.8 |
| Cr | 216.9 | 280.6 | 163.8 | 136.2 | - |
| Ni | 57.2 | <36.8 | 36.6 | <26.5 | 2.9 |
| Sc | 11.8 | 4.9 | 10.3 | 1.8 | 2 |
| V | 82.8 | 28.8 | 105.1 | 23.9 | 16 |
| Cu | 56.1 | 31.7 | 144.1 | 10.1 | 53.7 |
| Pb | 16.8 | 9.9 | 9.3 | 5 | 1.7 |
| Zn | 107.2 | 57.4 | 84.7 | 34.8 | 14 |
| Rb | 204 | 86 | 296 | 52 | 89 |
| Cs | 16.6 | 4.8 | 25.6 | 0.8 | 3.6 |
| Ba | 1027 | 331 | 566 | 470 | 1002 |
| Sr | 274 | 342 | 68 | 379 | 358 |
| Ta | 1.16 | 0.66 | 1.66 | 0.5 | 0.3 |
| Nb | 14.4 | 10.4 | 27 | 7.3 | 6.4 |
| Hf | 7.64 | 4.33 | 6.15 | 3.63 | 4.3 |
| Zr | 262.4 | 164.6 | 203.3 | 165.5 | 158.5 |
| Y | 31.1 | 25.7 | 22.2 | 14 | 11 |
| Th | 15.06 | 7 | 20.37 | 7.8 | 14.4 |
| U | 3.83 | 1.75 | 2.73 | 1.43 | 1.3 |
| La | 54.4 | 29.6 | 61.4 | 30 | - |
| Ce | 117.2 | 61.7 | 133 | 55 | - |
| Pr | 13.95 | 7.53 | 16.2 | 5.89 | - |
| Nd | 54.41 | 29.01 | 60.1 | 19.22 | - |
| Sm | 9.52 | 5.32 | 9.66 | 2.83 | - |
| Eu | 1.97 | 1.77 | 1.53 | 0.76 | - |
| Gd | 8.86 | 4.6 | 7.31 | 1.83 | - |
| Tb | 1.16 | 0.66 | 0.88 | 0.28 | - |
| Dy | 6.32 | 4 | 4.56 | 1.86 | - |
| Ho | 1.23 | 0.78 | 0.75 | 0.41 | - |
| Er | 3.57 | 2.44 | 2.1 | 1.34 | - |
| Tm | 0.5 | 0.35 | 0.27 | 0.22 | - |
| Yb | 3.39 | 2.3 | 1.8 | 1.44 | - |
| Lu | 0.55 | 0.36 | 0.29 | 0.23 | - |

Notes: MUS, Lac Musquaro; HMK, Havre Mackenzie; NO, nodular and veined tuffs; ALG aluminous gneiss; QCG, grey lapilli tuff with quartz-cordierite trains; total iron as Fe₂O_{3T}; UTM Zone 20, NAD 83; * < detection limit as per year analyzed; As, Cd, Co and S below detection except, 111X at 25.2 ppm Co and 510C at 0.14% S, 547AI at 0.02% S and 17.5 ppm Co, 549KI at 0.055S and 16.2 ppm Co.

Table 4. 4 : Representative major- and trace-element data for hydrothermally altered rocks in the composite amphibolite unit.

| Sample No | 357O | 357P | 357B | 554C | 622N | 357C | 582G | LA6A | LA4D | 551G | 617G | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Location | ROM | ROM | HMK | HMK | HBL | HMK | HMK | HMK | HMK | ROM | ROM | |
| UTM East | 661568 | 661568 | 661568 | 662429 | 680631 | 661568 | 662659 | 662429 | 662429 | 662670 | 679330 | |
| UTM North | 5564851 | 5564851 | 5564851 | 5564851 | 5564402 | 5566181 | 5564851 | 5564574 | 5564402 | 5564402 | 5565091 | 5566483 |
| Rock | CR | CR | CR | GR | GR | CS | CS | CS | CS | IS | IS | |
| SiO ₂ | 11.89 | 12.09 | 11.83 | 43.97 | 45.49 | 61.14 | 63.08 | 15.39 | 46.09 | 48.71 | 39.20 | |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 3.58 | 0.59 | 0.89 | 0.57 | 2.71 | 0.19 | 3.84 | 4.75 | |
| Al ₂ O ₃ | 1.54 | 1.82 | 2.26 | 5.27 | 21.98 | 16.35 | 11.88 | 8.66 | 4.01 | 14.17 | 14.62 | |
| Fe ₂ O _{3T} | 1.17 | 1.34 | 1.68 | 15.22 | 11.80 | 5.60 | 9.76 | 16.77 | 15.91 | 17.61 | 20.87 | |
| MnO | 0.19 | 0.18 | 0.17 | 0.41 | 0.19 | 0.06 | 0.11 | 0.39 | 0.34 | 0.23 | 0.27 | |
| MgO | 9.08 | 9.15 | 2.65 | 4.14 | 0.52 | 3.62 | 3.41 | 12.95 | 10.74 | 4.62 | 4.85 | |
| CaO | 41.54 | 39.95 | 46.26 | 26.36 | 13.68 | 5.05 | 7.13 | 19.69 | 21.31 | 8.72 | 10.87 | |
| Na ₂ O | 0.23 | 0.23 | 0.26 | 0.22 | 0.82 | 2.66 | 2.22 | 0.12 | 0.11 | 2.00 | 2.52 | |
| K ₂ O | 0.11 | 0.03 | 0.33 | 0.06 | 3.59 | 2.25 | 0.56 | 2.45 | 0.04 | 0.72 | 0.97 | |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.39 | 0.18 | 0.20 | 0.25 | 0.23 | 0.01 | 0.58 | 0.85 | |
| S | 0.34 | 0.41 | 0.33 | < 0.01 | < 0.01 | 0.08 | 0.33 | 0.31 | 0.15 | 0.11 | 0.23 | |
| total | 100.26 | 98.40 | 100.99 | 99.55 | 100.81 | 99.16 | 99.89 | 99.66 | 99.55 | 101.66 | 100.35 | |
| LOI | 33.98 | 33.04 | 35.03 | -0.16 | 1.80 | 1.10 | 0.42 | 20.30 | 0.80 | 0.18 | 0.20 | |
| Cr | 13.8 | 9 | 25.4 | 64.7 | 68.5 | 183.2 | 148.2 | - | - | 145.7 | 63.2 | |
| Ni | <25.6 | <22.1 | <25.5 | <33.2 | <33.2 | <26.5 | 38.1 | 26.5 | 13.4 | 39.8 | <32.5 | |
| Co | <10.3 | <8.9 | <10.2 | 38.7 | <13.3 | 11.9 | 38.1 | 26.7 | 36.9 | 49.1 | 62.1 | |
| Sc | 2.2 | 2.2 | 2.8 | 51.2 | 22 | 7.8 | 18.3 | 14 | 2 | 41.4 | 46.2 | |
| V | <10.3 | <8.9 | <10.7 | 413.3 | 124.6 | 80.1 | 128 | 485 | 177 | 344.2 | 394.3 | |
| Cu | 39 | 14.9 | 12.6 | 10.3 | 9.1 | 21.9 | 321 | 60.7 | 41.1 | 126.1 | 154.3 | |
| Pb | 15 | 20.9 | 69.7 | <0.04 | 15 | 8.1 | 4.2 | 5.2 | 0.9 | 2.7 | 3.4 | |
| Zn | 233.8 | 214.8 | 169.8 | 157.7 | 35.9 | 95.8 | 61.4 | 182 | 59 | 186.3 | 182.9 | |
| Rb | 5 | 1 | 5 | 2 | 170 | 152 | 5 | 154 | 1 | 5 | 10 | |
| Cs | 0.4 | 0.02 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 6.4 | 0.1 | 83.5 | 1.1 | 0.5 | 0.1 | |
| Ba | 58 | 14 | 95 | 18 | 759 | 622 | 101 | 364 | 17 | 130 | 118 | |
| Sr | 217.6 | 212.2 | 185.2 | 32.3 | 589 | 326.5 | 397.4 | 101.6 | 37.9 | 339.5 | 269.7 | |
| Ta | 0.17 | 0.14 | 0.1 | 0.96 | 0.66 | 0.73 | 2.72 | 0.2 | 0.1 | 1.80 | 0.91 | |
| Nb | 1.6 | 1.6 | 1.7 | 20.2 | 5.8 | 19 | 18.5 | 5.2 | 0.8 | 23.4 | 13 | |
| Hf | 0.90 | 0.88 | 0.97 | 5.36 | 2.33 | 5.02 | 8.11 | 1.8 | 0.5 | 7.49 | 3.43 | |
| Zr | 36.1 | 33.4 | 40.1 | 184.6 | 87.5 | 213.8 | 229 | 69. | 13.9 | 313.4 | 129.2 | |
| Y | 8.5 | 8.8 | 16.2 | 47.5 | 20.9 | 14.3 | 122.1 | 22 | 25.6 | 50.3 | 46.4 | |
| Th | 1.42 | 1.63 | 1.76 | 5.51 | 3.75 | 2.34 | 21.66 | 4.6 | 0.9 | 3.86 | 2.71 | |
| U | 0.77 | 0.97 | 0.81 | 8.9 | 4.1 | 1.21 | 5.71 | 9 | 0.4 | 0.86 | 1.38 | |
| La | 9.2 | 10.1 | 7.5 | 21.78 | 19.86 | 18.56 | 65 | - | - | 34.66 | 29.4 | |
| Ce | 17.3 | 18.6 | 16.1 | 55.1 | 41.5 | 38.7 | 157.8 | - | - | 84.2 | 74.1 | |
| Pr | 1.99 | 2.15 | 2.24 | 7.6 | 4.9 | 4.5 | 17.2 | - | - | 10.9 | 10 | |
| Nd | 7.40 | 7.85 | 10.18 | 34.13 | 19.75 | 17.25 | 70.1 | - | - | 49.47 | 51.2 | |
| Sm | 1.39 | 1.47 | 2.87 | 8.21 | 3.73 | 3.23 | 16 | - | - | 11.09 | 10.71 | |
| Eu | 0.33 | 0.33 | 0.68 | 2.58 | 1.17 | 0.83 | 1.9 | - | - | 2.95 | 3.07 | |
| Gd | 1.23 | 1.28 | 2.97 | 9.13 | 3.30 | 2.8 | 17.07 | - | - | 11.00 | 11.32 | |
| Tb | 0.19 | 0.2 | 0.38 | 1.3 | 0.49 | 0.39 | 2.96 | - | - | 1.55 | 1.55 | |
| Dy | 1.20 | 1.17 | 2.22 | 8.43 | 3.24 | 2.42 | 19.78 | - | - | 9.26 | 8.95 | |
| Ho | 0.25 | 0.23 | 0.39 | 1.71 | 0.71 | 0.47 | 4.29 | - | - | 1.84 | 1.74 | |
| Er | 0.64 | 0.67 | 1.03 | 5.07 | 2.16 | 1.32 | 13.16 | - | - | 5.28 | 4.81 | |
| Tm | 0.09 | 0.09 | 0.13 | 0.74 | 0.33 | 0.18 | 1.91 | - | - | 0.74 | 0.62 | |
| Yb | 0.55 | 0.59 | 0.79 | 4.65 | 2.27 | 1.18 | 12.74 | - | - | 4.63 | 3.68 | |
| Lu | 0.09 | 0.09 | 0.11 | 0.71 | 0.37 | 0.18 | 1.92 | - | - | 0.72 | 0.54 | |

| Sample No | | 619D | | 619B | | 619G | | 619J | | 1842C | | 1845C | | 556A | | LA5A | | LA8A | |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|-------|----|------|----|------|----|------|--|
| Location | ROM | HBL | ROM | ROM | HBL | HBL | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | MA | MA | MA | MA | MA | MA | MA | |
| UTM East | 679330 | 679206 | 679206 | 679206 | 666077 | 671635 | 663084 | 662429 | 663088 | | | | | | | | | | |
| UTM north | 5566483 | 5566246 | 5566246 | 5566246 | 5564038 | 5564232 | 5565684 | 5564402 | 5565682 | | | | | | | | | | |
| rock | IS | IS | IS | MA | MA | MA | MA | MA | MA | MA | |
| SiO ₂ | 44.96 | 46.57 | 51.16 | 48.63 | 46.34 | 41.31 | 42.80 | 37.52 | 37.52 | 37.52 | 37.52 | 38.01 | | | | | | | |
| TiO ₂ | 4.67 | 4.53 | 4.24 | 4.18 | 4.04 | 3.69 | 4.60 | 14.52 | 14.52 | 14.52 | 14.52 | 5.40 | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 12.15 | 13.14 | 13.55 | 14.01 | 13.76 | 13.01 | 14.86 | 15.23 | 15.23 | 15.23 | 15.23 | 13.53 | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ T | 20.78 | 22.33 | 17.32 | 17.72 | 17.26 | 22.75 | 16.74 | 19.86 | 19.86 | 19.86 | 19.86 | 20.62 | | | | | | | |
| MnO | 0.25 | 0.32 | 0.24 | 0.27 | 0.25 | 0.28 | 0.27 | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.27 | | | | | | | |
| MgO | 3.81 | 4.04 | 3.93 | 4.54 | 5.98 | 3.63 | 4.63 | 7.12 | 7.12 | 7.12 | 7.12 | 1.16 | | | | | | | |
| CaO | 8.92 | 7.82 | 7.63 | 7.24 | 7.23 | 7.87 | 9.26 | 8.87 | 8.87 | 8.87 | 8.87 | 8.74 | | | | | | | |
| Na ₂ O | 2.42 | 0.85 | 0.69 | 0.64 | 0.55 | 3.73 | 2.94 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 2.08 | | | | | | | |
| K ₂ O | 0.67 | 0.47 | 0.89 | 1.39 | 3.30 | 1.31 | 1.08 | 2.16 | 2.16 | 2.16 | 2.16 | 1.83 | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.96 | 0.77 | 0.68 | 0.67 | 1.13 | 2.06 | 1.20 | 0.43 | 0.43 | 0.43 | 0.43 | 2.07 | | | | | | | |
| S | 0.43 | 0.13 | 0.32 | 0.07 | 0.07 | 0.15 | 0.28 | 2.22 | 2.22 | 2.22 | 2.22 | 0.78 | | | | | | | |
| total | 100.64 | 100.30 | 101.07 | 99.56 | 101.12 | 100.07 | 99.34 | 99.60 | 99.60 | 99.60 | 99.60 | 99.08 | | | | | | | |
| LOI | 0.41 | -0.84 | 0.26 | 0.03 | 1.01 | 0.02 | 0.31 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 2.50 | 1.20 | | | | | | | |
| Cr | 81 | 82.6 | 126.6 | 124.1 | 110.8 | 35.2 | 63.3 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Ni | <33.4 | <35.1 | <35.5 | <33.3 | 45.1 | <32.7 | <32.8 | 21 | 21 | 21 | 21 | 20 | | | | | | | |
| Co | 60.9 | 48.5 | 50.4 | 46.9 | 52.6 | 32.4 | 43.7 | 60.3 | 60.3 | 60.3 | 60.3 | 41 | | | | | | | |
| Sc | 46.8 | 41.7 | 39.5 | 39.8 | 29.6 | 47.7 | 44 | 50 | 50 | 50 | 50 | 39 | | | | | | | |
| V | 258.1 | 335.9 | 328.7 | 330.4 | 292.2 | 67.7 | 287.6 | 588 | 588 | 588 | 588 | 295 | | | | | | | |
| Cu | 222.5 | 55 | 142.3 | 27.9 | 139.5 | 83.6 | 2044.7 | 23.6 | 23.6 | 23.6 | 23.6 | 25.9 | | | | | | | |
| Pb | 2.4 | 0.6 | 0.9 | 2.1 | 4.1 | 7.2 | 7 | 3.4 | 3.4 | 3.4 | 3.4 | 1.6 | | | | | | | |
| Zn | 189.5 | 211.2 | 140.8 | 137.1 | 170.9 | 202.6 | 146.9 | 55 | 55 | 55 | 55 | 94 | | | | | | | |
| Rb | 6 | 12 | 27 | 72 | 178 | 39 | 19 | 80 | 80 | 80 | 80 | 143 | | | | | | | |
| Cs | 0.2 | 1 | 0.9 | 4.4 | 47.4 | 0.3 | 2.4 | 23.6 | 23.6 | 23.6 | 23.6 | 25.9 | | | | | | | |
| Ba | 184 | 129 | 120 | 244 | 380 | 301 | 212 | 610 | 610 | 610 | 610 | 1071 | | | | | | | |
| Sr | 304.2 | 265.1 | 186.3 | 247.2 | 311.9 | 413.5 | 232.9 | 221.4 | 221.4 | 221.4 | 221.4 | 233.7 | | | | | | | |
| Ta | 2.54 | 2.18 | 2.29 | 1.89 | 2.32 | 6 | 1.29 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.9 | | | | | | | |
| Nb | 39.7 | 31.5 | 35.2 | 28.6 | 34.5 | 94.9 | 14.7 | 14.2 | 14.2 | 14.2 | 14.2 | 14.1 | | | | | | | |
| Hf | 12.08 | 10.35 | 8.81 | 9.45 | 8.12 | 11.46 | 6.62 | 5.5 | 5.5 | 5.5 | 5.5 | 9.2 | | | | | | | |
| Zr | 491.5 | 428.8 | 354.5 | 399.5 | 401.6 | 727.3 | 309.8 | 190.3 | 190.3 | 190.3 | 190.3 | 350.8 | | | | | | | |
| Y | 74.1 | 62 | 58.2 | 65.4 | 50.4 | 161.6 | 76.8 | 74.9 | 74.9 | 74.9 | 74.9 | 72.8 | | | | | | | |
| Th | 1.33 | 3.36 | 4.4 | 3.89 | 2.77 | 13.86 | 1.34 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 1.1 | | | | | | | |
| U | 0.44 | 0.73 | 1.13 | 1.07 | 0.9 | 1.53 | 1.52 | 2.3 | 2.3 | 2.3 | 2.3 | 2.7 | | | | | | | |
| La | 47.6 | 41 | 37.5 | 41.6 | 39 | 141.3 | 28.2 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Ce | 118.8 | 90.7 | 93.3 | 98.4 | 91.8 | 332.7 | 77.8 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Pr | 16.46 | 11.9 | 12.12 | 13.02 | 12.56 | 43.18 | 11.45 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Nd | 77.75 | 53.94 | 56.24 | 63 | 54.4 | 177.08 | 54.15 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Sm | 17.08 | 11.47 | 12.51 | 12.82 | 11.5 | 38.59 | 13.65 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Eu | 3.78 | 3.23 | 2.88 | 3.04 | 3.19 | 5.21 | 3.72 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Gd | 17.24 | 12.40 | 12.9 | 12.11 | 10.79 | 32.59 | 13.54 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Tb | 2.48 | 1.76 | 1.82 | 1.87 | 1.49 | 4.99 | 1.98 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Dy | 14.64 | 10.76 | 10.77 | 11.51 | 8.68 | 25.62 | 12.59 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Ho | 2.91 | 2.22 | 2.2 | 2.25 | 1.75 | 5.56 | 2.55 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Er | 8.24 | 6.63 | 6.26 | 6.75 | 4.66 | 13.67 | 7.22 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Tm | 1.11 | 0.92 | 0.9 | 0.9 | 0.66 | 2.11 | 1.1 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Yb | 6.85 | 6.02 | 5.61 | 5.37 | 4.16 | 12.28 | 6.95 | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| Lu | 1 | 0.93 | 0.85 | 0.79 | 0.63 | 1.74 | 1.09 | - | - | - | - | - | | | | | | | |

Notes: HMK, Havre Mackenzie; ROM, La Romaine; HBL, Havre Bluff; CS, calc-silicate rock; CR, carbonate rock; GR, garnetite; IS, ironstone; MA, mineralized amphibolite, total iron as Fe₂O₃T; UTM Zone 20, NAD 83; * < detection limit as per year analyzed; As and Cd below detection.

In the Lac Musquaro and La Romaine areas, supracrustal rocks form a similar sequence but have been subjected to different intensity of metamorphism, corresponding to amphibolite and granulite facies respectively. These characteristics permit to assess with a fair degree of confidence the extent of element mobility at least after amphibolite-facies metamorphism. In the La Romaine area, many leucosomes in the migmatized gneisses are amoeboid in shape and are not interconnected to each other. They also display AFM assemblages that are systematically consistent to melt reaction products of the assemblages in the host paleosomes and melanosomes. These field characteristics suggest that leucosomes were formed from in-situ melts that have not migrated significantly. In such cases, major element mobility due to partial melting may be considered as minor (Vielzeuf et al., 1990). Major element composition of partially melted metavolcaniclastic rocks from the La Romaine area closely matches those from Lac Musquaro area, which display no signs of having been partially melted, an observation that is compatible with the observed mineral assemblages. The similarity in composition suggests that partial melting has not resulted in an important compositional change for major elements.

The effect of high-grade metamorphism on LFSE mobility in least-altered metavolcanic and meta-intrusive rocks can be recognized by a departure from ‘normal’ igneous compositions using ratios of elements with a coherent behaviour during igneous fractionation, such as K/Rb or Th/U ratios. The K/Rb ratio for amphibolite- and granulite-facies, rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks and andesitic lapilli is very systematic and ranges mainly from 90 to 380, regardless of metamorphic grade (Fig. 4.6A). These values broadly match those obtained from igneous fractionation trends for rocks ranging from granite to continental basalts (Shaw, 1968). Metagabbros and inferred intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks of the composite amphibolite unit display larger range of values, which match those obtained from oceanic-island and normal-mid-ocean-ridge basalts (Sun and McDonough, 1989). U and Th depletion are estimated by using La/Th and U/Th ratios (Fig. 4.6B). These ratios lie within the normal range for igneous rocks for the majority of the metagabbros and metavolcanic/volcaniclastic rocks (Fig. 4.6B) (Gill, 1981; Rudnick et al., 1985; Sun and McDonough, 1989). However, some samples have high La/Th ratio (22.1–30.4) and plot to the right of the igneous field.

Rare earth elements (REE) pattern of amphibolite- and granulite-facies metamorphosed volcanic/volcaniclastic rocks and gabbros are highly reproducible. Moreover they do not show positive Eu anomalies or light REE depletion which constitute diagnostic features of fractionation in REE pattern due to partial melting and melt segregation (Mengel et al., 2001). We interpret these observations as a permissive evidence that REE such as La, are relatively immobile during metamorphism. Then the high La/Th ratios suggest that some samples record a slight mobility of Th. In summary, it is inferred that least-altered metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros do not record significant element mobility during high-grade metamorphism, with the exception of Th in some granulite-facies rocks.

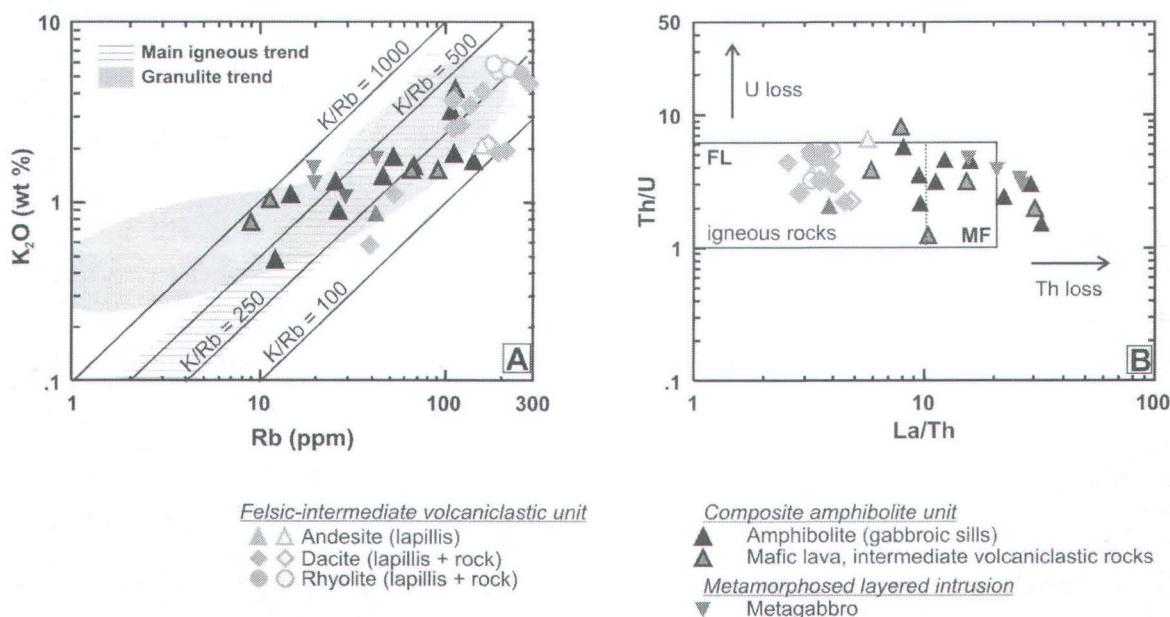


Figure 4.6 : A) K_2O vs Rb plot with the main igneous fractionation trends defined by Shaw (1968) and the granulite trend (modified from Rudnick et al., 1985). B) Th/U vs La/Th plot with box representing the field of common felsic (FL) and mafic (MF) igneous rocks (after data from Gill, 1981 and Rudnick et al., 1985). The full symbols: metavolcanic/volcaniclastic rocks or metagabbros metamorphosed to granulite facies (La Romaine area); empty symbols: metavolcanic rocks metamorphosed to amphibolite facies (Lac Musquaro).

4.4.3 Primary geochemistry of least-altered metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros

In order to estimate potential compositional changes associated with hydrothermal alteration, it is first necessary to characterize the geochemical signature of the least-altered rocks that will serve as references. Primary geochemistry of least-altered rocks was used to characterize the major- and trace-element signatures of the rhyolitic to dacitic metavolcaniclastic rocks and to compare them with those of the intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros in the composite amphibolite unit. The composition of the latter were compared also with that of mafic rocks from the layered gabbroic sills occurring at the base of the supracrustal belt and from the Robe Noire Suite, which are interpreted from field data to be affiliated to mafic magmatic events, respectively coeval with and postdating the emplacement of metagabbros from the composite amphibolite unit.

A variety of binary immobile element plots are used to subdivide least-altered samples into groups that share coherent geochemical trends. Two different coherent geochemical trends are discriminated in the binary diagram of Nb versus TiO₂. A first one comprises the least altered metagabbros associated with the composite amphibolite unit whereas the second one encompasses the felsic to mafic metavolcanic rocks belonging to the felsic-dominated volcanic centres and the composite amphibolite unit (Fig. 4.7). The high TiO₂ trend corresponds to the metagabbros whereas the low TiO₂ trend corresponds to the metavolcanic rocks.

The metavolcanic rocks are subalkaline rhyolite, dacite, andesite, and basalt (Figs. 4.8A, 4.8b). They have a calc-alkaline arc-like affinity and display similar trace-element profiles with an increase of the trace-elements abundance as the SiO₂ content increases (Fig. 4.9). The general concordance of trace-element profiles of felsic, intermediate and mafic metavolcanic rocks suggest they were derived through fractional crystallization processes from a common parental magma (Corriveau and Bonnet, 2005). Consequently felsic-to-mafic metavolcanic rocks are interpreted to belong to the same volcanic suite. Chondrite-normalized REE (values from Sun and McDonough, 1989) for metavolcanic

rocks define fractionated profiles with a systematic, moderate enrichment in light REE, relatively flat heavy REE pattern, and negative Eu anomalies (Fig. 4.9; Table 4.5). MORB-normalized multi-element patterns (values from Sun and McDonough, 1989) have a negative slope and show Nb-Ta, P, and Ti negative anomalies. The Zr of the metavolcanic rocks has a compatible behaviour in the high-silica range; the Zr content increases from basalt to dacite but decreases for rhyolite containing more than 74 wt.% SiO₂ (Fig. 4.7).

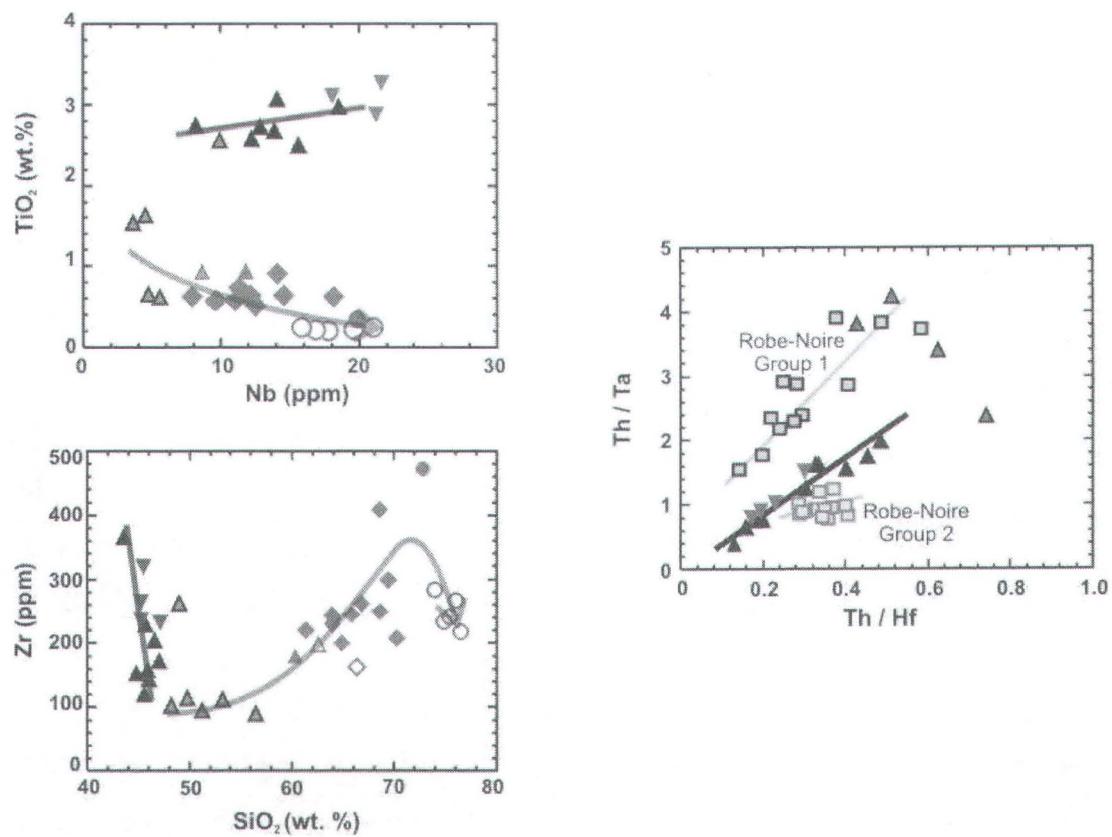


Figure 4. 7 : Bivariate geochemical diagrams Nb versus TiO₂, SiO₂ versus Zr and Th/Hf versus Th/Ta for felsic to intermediate metavolcanic rocks (same symbols as in figure 4.6), for intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros from the composite amphibolite unit (black triangle), and for metagabbro from the layered intrusion (grey triangle) and from the Robe-Noire Suite (grey square). The array represents the fractionation trend.

The major- and trace-element composition of metagabbros is distinct from that of metavolcanic rocks; the former have lower silica content and higher TiO_2 , P_2O_5 , Zr and Nb contents (Tables 4.5, 4.6). They also have higher Nb/Y ratios than metavolcanic rocks indicating a higher degree of alkalinity (Fig. 4.8B). Chondrite-normalized REE patterns are weakly fractionated with small negative, positive or non-existent Eu anomalies, and thus are clearly distinct from those of the metavolcanic rocks with lower $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ ratios (Fig. 4.9; Table 4.5). Their low $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ ratio (4.9 ± 0.7) is diagnostic of a transitional to calc-alkaline affinity (Barrett and MacLean, 1999). MORB-normalized multi-element patterns (values from Sun and McDonough, 1989) for the metagabbros are less fractionated than those for the volcanic rocks and display small Nb-Ta and Zr-Hf anomalies. Their negative slope increases from Y to Th, but heavy REE and Y are not enriched relative to MORB. These features indicate the within-plate affinity of the metagabbros (Pearce, 1996). Their affinity is also confirmed by a variety of discriminated diagrams involving major and trace elements. Within-plate metagabbros of the composite amphibolite unit have similar trace element profiles and incompatible element ratios than those of the layered gabbroic sills associated with metasediments at La Romaine and Baie-des-Loups suggesting that all these metagabbros were derived from the same mantle source region (Figs. 4.7, 4.8, 4.9). In contrast, they have similar trace element profiles but distinct incompatible element ratios involving Zr, Hf, Ta, Nb for the within-plate metagabbros of the Robe-Noire Suite that crosscut the composite amphibolite unit (Figs. 4.7, 4.9). These geochemical features and crosscutting relationship suggest that the metagabbros of the composite amphibolite unit have a different age and petrogenesis than those belonging to the Robe Noire Suite.

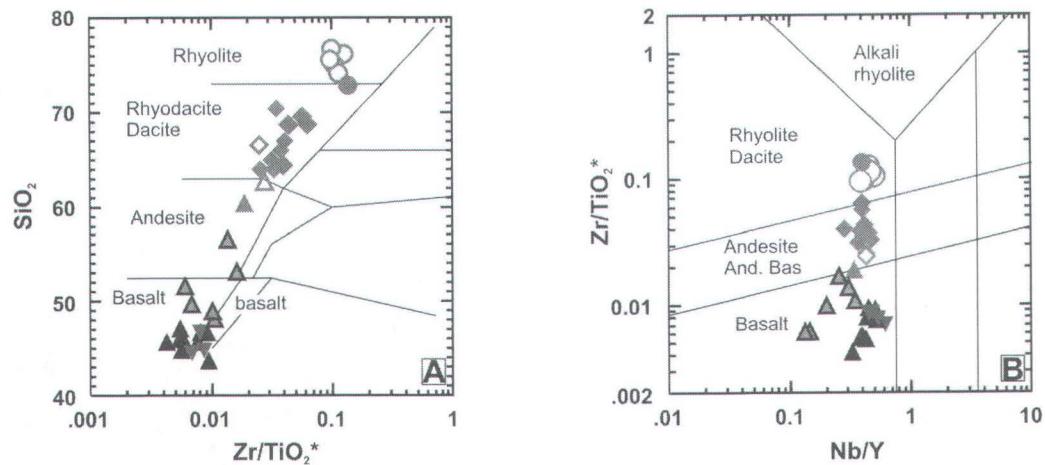


Figure 4.8 : Classification of the least-altered rocks. A) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 plots and B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y plots from Winchester and Floyd (1977). Same symbols as in figure 4.6.

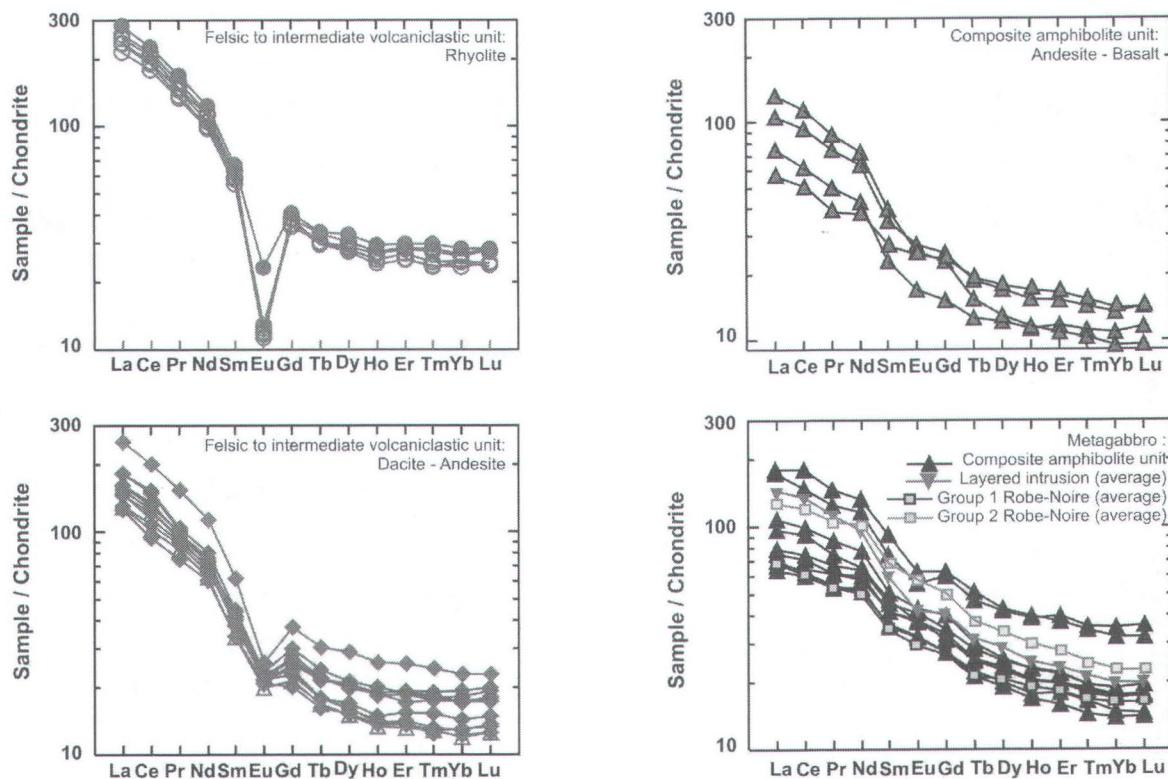


Figure 4.9 : REE-chondrite-normalized patterns for the least-altered rocks (normalizing factors from Sun and McDonough, 1989).

Table 4. 5 : Summary of trace-element characteristics for least-altered rocks, aluminous gneiss, nodular gneiss, lapilli tuff with quartz-cordierite trains, calc-silicate rock, garnetite, and mineralized amphibolite.

| Unit | Area | Rock | (La/Yb) _N | (La/Sm) _N | (Gd/Yb) _N | Eu* | ΣREE | Y (ppm) | Nb (ppm) | Nb/Y | Zr (ppm) | Zr/TiO ₂ * n |
|------|------|--------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-----------|-----------|------------|-------------|-------------|--------------|----------------------------|
| CAU | ROM | Metagabbro | 4.9 ± 0.7 | 1.9 ± 0.2 | 1.9 ± 0.1 | 1.0 ± 0.1 | 120 - 192 | 24–60 | 12–25 | 0.4 ± 0.1 | 120–265 | 0.007 ± 0.002 10 |
| CAU | ROM | Mineralized amphibolite | - | - | - | - | - | 50 | 14 | 0.2 | 190 | - |
| CAU | ROM | Garnetite | 2.9 | 1.3 | 1.61 | 0.82 | 228 | 47 | 23 | 0.5 | 350 | 0.01 3 |
| CAU | ROM | Calc-silicate rock | 3.4 | 1.7 | 1.6 | 0.9 | 161 | 47 | 20 | 0.4 | 185 | 0.005 2 |
| CAU | ROM | Andesite-basalt | 5.0 | 1.8 | 2.0 | 0.7 | 336 | 74 | 40 | 0.5 | 491 | 0.01 1 |
| CAU | ROM | Garnetite | 8.3 ± 3.1 | 3.1 ± 0.5 | 1.7 ± 0.3 | 0.9 ± 0.1 | 94 - 164 | 21 ± 3 | 6 ± 2 | 0.3 ± 0.1 | 113.9 ± 38.4 | 0.0015 ± 0.008 5 |
| CAU | ROM | Calc-silicate rock | 6.3 | 3.4 | 1.2 | 1.0 | 104 | 21 | 6 | 0.3 | 87 | 0.01 2 |
| FVU | ROM | Andesite | 11.2 | 3.7 | 1.9 | 0.8 | 92 | 14 | 19 | 1.3 | 214 | 0.02 1 |
| FVU | MUS | (lapillls) | 6.2 | 3.7 | 1.4 | 0.7 | 152 | 22 | 9 | 0.34 | 176 | 0.02 |
| FVU | ROM | Dacite | 10.6 | 3.8 | 1.8 | - | 176 | 35 | 12 | 0.43 | 194 | 0.03 2 |
| FVU | MUS | | 10.1 ± 1.7 | 3.9 ± 0.3 | 1.6 ± 0.2 | 0.7 ± 0.1 | 184 ± 20 | 29 ± 4 | 12 ± 2 | 0.4 ± 0.1 | 233 ± 35 | 0.004 ± 0.001 9 |
| FVU | ROM | Rhyolite | 9.76 ± 0.8 | 4.1 ± 0.1 | 1.5 ± 0.1 | 0.3 ± 0.1 | 285 ± 20 | 43 ± 4 | 18 ± 2 | 0.42 ± 0.04 | 217 - 470 | 0.01 ± 0.02 7 |
| FVU | MUS | Nodular gneiss | 9.5 ± 2.7 | 3.6 ± 0.5 | 1.7 ± 0.5 | 0.4 ± 0.2 | 129 - 290 | 30 ± 15 | 12 ± 3 | 0.5 ± 0.1 | 210 ± 44 | 0.13 ± 0.08 6 |
| FVU | ROM | Nodular gneiss | 25.0 ± 4.8 | 4.5 ± 0.3 | 3.8 ± 1.1 | 0.6 ± 0.2 | 220 - 480 | 23 ± 6 | 18 ± 7 | 0.7 ± 0.1 | 564 ± 90 | 0.12 ± 0.03 3 |
| FVU | ROM | Al-gneiss | 13.6 ± 6.3 | 4.2 ± 0.7 | 2.0 ± 0.9 | 0.8 ± 0.2 | 229 ± 61 | 26 ± 3 | 17 ± 6 | 0.7 ± 0.3 | 164 - 438 | 0.04 ± 0.02 4 |
| FVU | ROM | Tuff with Qtz-Crd trains | - | 14.8 | 6.8 | 1.0 | - | 11 | 6 | 0.5 | 165 | 0.06 2 |
| | | | | | | | | 121 | 14 | 7 | 158 | 0.08 |

Notes: CAU, composite amphibolite unit; FVU, felsic to intermediate volcanic unit; ROM, La Romaine area (granulite-facies); MUS, Lac Musquaro area (amphibolite-facies); TiO₂* ppm; ΣREE, sum of REE; n, number of samples; normalized values from Sun and McDonough (1989); mineral symbols from Kretz (1983).

Table 4. 6 : Summary of major-element characteristics and alteration indexes for least-altered rocks, aluminous gneiss, nodular gneiss, lapilli tuff with quartz–cordierite trains, calc-silicate rock, garnetite, and mineralized amphibolite

| Unit | Location | Rock | SiO ₂ (wt. %) | Al ₂ O ₃ (wt. %) | Fe ₂ O _{3T} (wt. %) | MgO (wt. %) | K ₂ O (wt. %) | CaO (wt. %) | Na ₂ O (wt. %) | TiO ₂ (wt. %) | P ₂ O ₅ (wt. %) | Cu (ppm) | CCPI | Al | n |
|------|----------|-------------------------------|-----------------------------|---|--|----------------|-----------------------------|----------------|------------------------------|-----------------------------|--|-------------|-------------|-------------|----|
| CAU | ROM | Least-altered metagabbro | 46.0 ± 1.3 | 15.5 ± 1.0 | 15.8 ± 1.5 | 5.7 ± 1.2 | 1.7 ± 0.6 | 8.5 ± 0.7 | 2.8 ± 0.4 | 2.9 ± 0.4 | 0.5 ± 0.2 | 47 ± 18 | 83.8 ± 3.4 | 38.8 ± 4.0 | 10 |
| CAU | ROM | Mineralized amphibolite | 39.4 ± 2.4 | 14.5 ± 0.7 | 19.1 ± 1.7 | 5.7 ± 1.1 | 1.7 ± 0.4 | 8.9 ± 0.2 | 2.1 ± 0.7 | 4.8 ± 0.4 | 1.2 ± 0.7 | 516–5501 | 84.5–88.2 | 31.8–68.5 | 3 |
| CAU | ROM | Garnetite | 44 | 5.3 | 15 | 4.1 | 0.1 | 26 | 0.2 | 3.6 | 0.4 | 10 | 98 | 17 | 1 |
| CAU | ROM | Calc-silicate rock | 45 | 12 | 21 | 3.8 | 0.7 | 8.9 | 2.4 | 4.7 | 0.9 | 222 | 88 | 28 | 1 |
| CAU | ROM | Least-altered basalt/andesite | 53.1 ± 3.2 | 16.5 ± 1.1 | 8.8 ± 1.8 | 5.8 ± 2.1 | 1.3 ± 0.3 | 8.4 ± 1.3 | 4.0 ± 1.1 | 0.9 ± 0.3 | 0.2 ± 0.0 | 6–77 | 78.9 ± 8.6 | 37.1 ± 7.6 | 5 |
| CAU | ROM | Garnetite | 46 | 22 | 12 | 0.5 | 3.6 | 14 | 0.8 | 0.6 | 0.2 | 9 | 76 | 22 | 1 |
| CAU | ROM | Calc-silicate rock | 61 | 16 | 5.6 | 3.6 | 2.2 | 5.1 | 2.6 | 0.9 | 0.2 | 22 | 70 | 43 | 1 |
| FVU | ROM | Least-altered dacite | 66.1 ± 2.0 | 14.9 ± 1.2 | 5.8 ± 1.0 | 1.8 ± 0.5 | 2.3 ± 1.2 | 4.1 ± 1.5 | 3.2 ± 0.7 | 0.6 ± 0.1 | 0.15 ± 0.0 | 5–71 | 60.8 ± 11.9 | 35.1 ± 14.3 | 9 |
| FVU | ROM MUS | Least-altered rhyolite | 74.1 ± 2.5 | 12.2 ± 0.8 | 2.4 ± 0.9 | 0.3 ± 0.2 | 5.3 ± 0.5 | 1.2 ± 0.9 | 2.5 ± 0.2 | 0.3 ± 0.1 | ~ 0.05 | 5–25 | 27.4 ± 9.1 | 60.3 ± 7.2 | 7 |
| FVU | ROM | Tuff with Qtz–Crd trains | 76.4–74.6 | 13.5–13.2 | 2.6–2.5 | 0.9–0.6 | 1.9–1.5 | 2.9–2.3 | 3.6–2.6 | 0.3–0.6 | 0.1 | 10–53 | 38.3–46.4 | 24.2–37.4 | 2 |
| FVU | MUS | Nodular gneiss | 74.5 ± 5.6 | 13.0 ± 1.4 | 3.2 ± 2.2 | 0.8 ± 0.1 | 3.7 ± 0.8 | 1.6 ± 1.4 | 2.2 ± 0.5 | 0.3 ± 0.2 | ~ 0.06 | 5–23 | 18–55 | 50–66 | 6 |
| FVU | ROM | Nodular gneiss | 71.2 ± 1.4 | 12.7 ± 0.3 | 4.4 ± 0.8 | 0.2 ± 0.1 | 7.9 ± 1.1 | 0.6 ± 0.3 | 1.3 ± 0.1 | 0.5 ± 0.2 | ~ 0.04 | 8–75 | 32–39 | 74–87 | 3 |
| FVU | ROM | Al-gneiss | 64.9 ± 6.1 | 19.0 ± 3.6 | 3.9 ± 1.6 | 1.2 ± 0.5 | 5.2 ± 1.6 | 1.0 ± 1.0 | 1.8 ± 0.9 | 0.6 ± 0.2 | ~ 0.04 | 30–145 | 24.6–64.6 | 37.1–93.9 | 4 |

Notes: CAU, composite amphibolite unit; FVU, felsic to intermediate metavolcaniclastic unit; ROM, La Romaine area (granulite-facies); MUS, Lac Musquaro area (amphibolite facies); n, number of samples.

4.4.4 Geochemistry of the inferred altered rocks associated with rholitic to dacitic metavolcaniclastic units

In this case study, binary immobile element diagrams such as TiO_2 and Al_2O_3 vs. Nb diagrams are useful to identify likely precursors of the inferred altered rocks, including nodular quartzofeldspathic gneisses, aluminous gneisses and grey lapilli tuffs with discontinuous trains of quartz–cordierite material (Fig. 4.10). Several analyses of migmatized metapelite from the La Romaine supracrustal belt are included in the figure 4.10 to compare their composition with that of aluminous gneisses. As shown in TiO_2 and Al_2O_3 vs. Nb diagrams (Fig. 4.10), the inferred altered rocks define arrays that are juxtaposed to those for unaltered metavolcanic rocks. More particularly, nodular quartzofeldspathic and aluminous gneisses have trends corresponding respectively to rhyolite and rhyolite to dacite, whereas the arrays for the lapilli tuff with quartz–cordierite trains mirror those for dacite (Fig. 4.10). Thus, the TiO_2 , Al_2O_3 , and Nb signature of these altered rocks indicate that their most likely precursors were the felsic to intermediate metavolcanic rocks. The HFSE compositions of the altered rocks also support these conclusions and the validity of the protolith inferred from field observation.

Chemical mobility of the major elements for altered felsic to intermediate metavolcanic rocks with respect to their potential precursors has been evaluated using geochemical indexes, such as the Alteration Index (AI), the Chlorite–Carbonate–Pyrite Index (CCPI = $100 * (\text{MgO} + \text{FeO}_T) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO}_T + \text{MgO})$), and the Peraluminous Index (PI = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ (molecular)) (Hashiguchi et al., 1983; Large et al., 2001a). The AI quantifies the mobility of alkalis, Ca, Fe, and Mg as a result of sodic plagioclase and volcanic glass destruction during sericite and chlorite replacements associated with hydrothermal alteration proximal to an ore body (Large et al., 2001a). The CCPI quantifies chlorite alteration and pyrite, magnetite, and hematite enrichments. The PI is also a good indicator of alkali mobility with respect to aluminium. In our case study, AI, CCPI and PI values for ‘fresh’ metavolcanic rocks fall in the range of least-altered samples, except for the rhyolitic tuffs (AI = 61–67) (Fig. 4.11; Table 4.6).

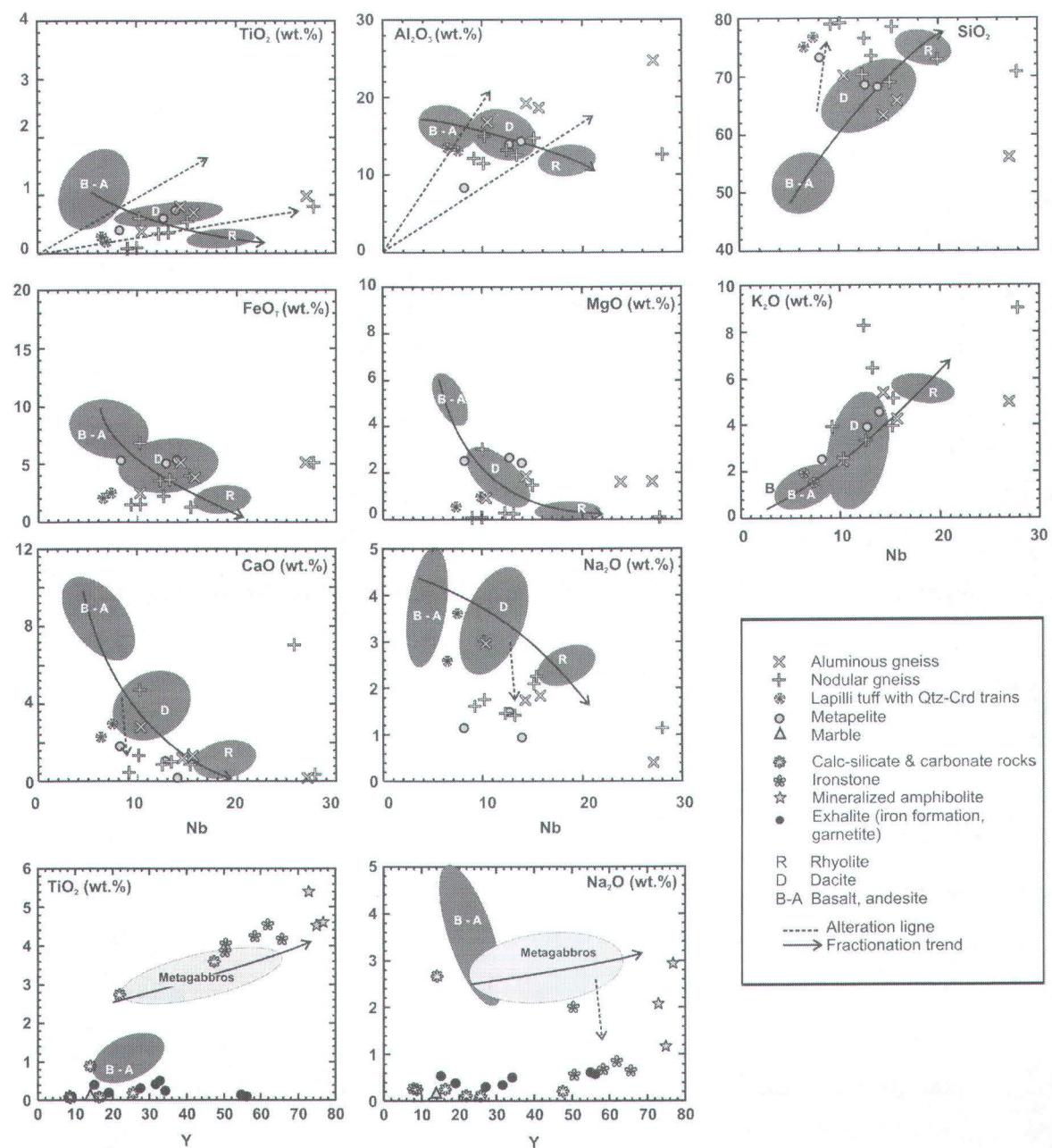


Figure 4. 10 : Major elements vs. Nb and Y plots for least-altered mafic to felsic metavolcanic rocks and metagabbros and for altered units.

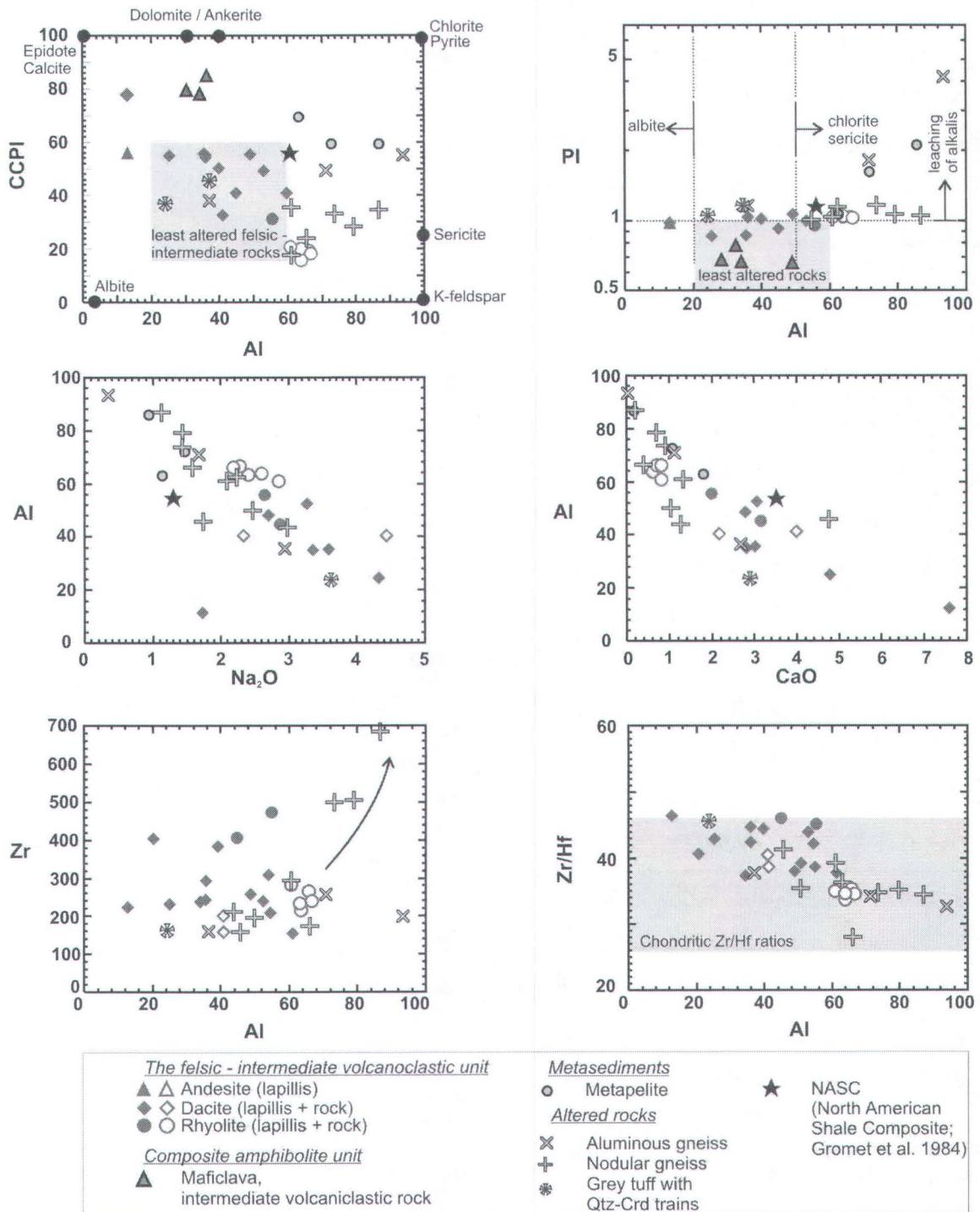


Figure 4. 11 : AI-CCPI diagram from Large et al. (2001a) and AI-PI, AI- Na_2O , AI- CaO , AI-Zr and AI-Zr/Hf diagrams for least-altered felsic to intermediate metavolcaniclastic rocks and their associated hydrothermally altered rocks (Chondritic Zr/Hf ratios from Bau 1996). Same symbols as in figure 4.10.

Nodular quartzofeldspathic gneisses have a large range of AI values (44–87) and relatively constant CCPI values (16–39); they plot along a trend toward the sericite corner in the alteration box plot of Large et al. (2001a) (Fig. 4.11). AI is positively correlated with K₂O and, FeO_T and negatively with CaO, and Na₂O compatible with hydrothermal alteration processes (Fig. 4.11). These oxides are enriched (K₂O) or depleted (CaO, Na₂O) relative to the least-altered tuffs (Fig. 4.10). Some samples also display high iron contents, consistent with the presence of iron oxides within alteration veins and nodules. The chemical changes described above (strong enrichment in K and locally in Fe and depletion in Ca, Na, and Mg with respect to least-altered rhyolitic tuffs) are more intense for the nodular gneisses from the La Romaine area than those of Lac Musquaro (Table 4.6). Comparison of chondrite-normalized REE patterns for nodular gneisses and their least-altered volcanic equivalents points to an atypical behaviour for the middle and heavy REE during hydrothermal alteration in the La Romaine area. In this area, nodular gneisses have anomalously high (Gd/Yb)_N ratio (2.7–5.3) positively correlated with the AI (Fig. 4.12; Table 4.5). In contrast to middle and heavy REE, light REE were not disturbed during the hydrothermal activity, and the (La/Sm)_N ratio remained constant and similar to that of their least-altered equivalent (Table 4.5). The comparison of HFSE profiles for nodular gneisses and their precursor shows relative enrichment in Zr (500–670 ppm) (Fig. 4.13). In contrast to Zr, the concentration of Nb, Ta and Ti is not disturbed in the altered rocks (Fig. 4.13). The high content of Zr in nodular gneisses is consistent with their unusual amount of zircon grains observed in thin section. This Zr enrichment is not associated with the fractionation of the geochemical twin pair Zr-Hf, and nodular gneisses have chondritic Zr/Hf ratios that are similar to those of the unaltered metavolcanic rocks and the normal igneous rocks (Fig. 4.11). Such coherent behaviour of the twin pair Zr-Hf suggests that chemical complexation processes did not occur during hydrothermal processes involving the formation of nodular gneisses (Bau, 1996). In this case, the high Zr concentration may result from a residual enrichment during alteration. However Bau (1996) points out that the migration of hydrothermal fluids over a long distance progressively modify the initial Zr/Hf ratio of their precipitates, which can reach chondritic values.

The aluminous gneisses have AI and CCPI values ranging respectively from 37 to 94 and from 25 to 65; they define a trend toward the sericite–chlorite field in the alteration box plot of Large et al. (2001a) (Fig. 4.11). AI is negatively correlated with CaO, SiO₂, and Na₂O and positively correlated with TiO₂ and PI (PI : 1.2–4.1). Aluminous gneisses are depleted in alkalis and enriched in Al₂O₃ relative to their least-altered volcanic equivalent (Fig. 4.10). They are composed mainly of SiO₂ and Al₂O₃ (Table 4.6), consistent with the high modal proportion of Al-silicates they contain. Their composition is distinct from that of La Romaine metapelite, the latter having lower Al₂O₃ and higher Na₂O contents (Figs. 4.10, 4.11). The aluminous gneisses broadly display the same REE patterns as those of the La Romaine nodular tuffs, with high (Gd/Yb)_N ratio and light REE patterns similar to that of their least-altered equivalent (Fig. 4.12; Table 4.5). Their REE patterns are different from that of La Romaine metapelite; the latter have lower (Gd/Yb)_N ratio (1.4–1.7). MORB-normalized multi-element patterns are similar to that shown by their precursor, suggesting that Zr, Nb, Ta, and Ti were not disturbed during hydrothermal activity (Fig. 4.13).

The samples of the grey lapilli tuff with quartz–cordierite trains have AI, CCPI, and PI values typical of those from the least-altered rocks (Fig. 4.11; Table 4.6). They have unusually high silica contents, which represent, along with Al₂O₃ more than 85% of the total major oxides content of the gneiss (Table 4.6). The composition of the lapilli tuff is consistent with the unusual quartz, cordierite and iron oxide modal contents of the trains, as observed in thin-section. The grey lapilli tuff with quartz–cordierite trains has higher SiO₂, lower Fe₂O_{3T}, and MgO, but similar Na₂O, CaO, and K₂O contents than least-altered volcaniclastic rocks of dacitic composition (Fig. 4.10). Though their REE concentrations (144–121 ppm) are similar to those of least-altered dacites, they have a U-shaped REE pattern characterized by relative depletion in middle and heavy REE (in particular Tb, Dy, and Ho) and a small positive Eu anomaly ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 1.03\text{--}1.10$) (Fig. 4.12). Their Nb–Ta and P anomalies in the MORB-normalized multi-element diagram are negative and similar to those in least-altered volcaniclastic rocks (Fig. 4.13).

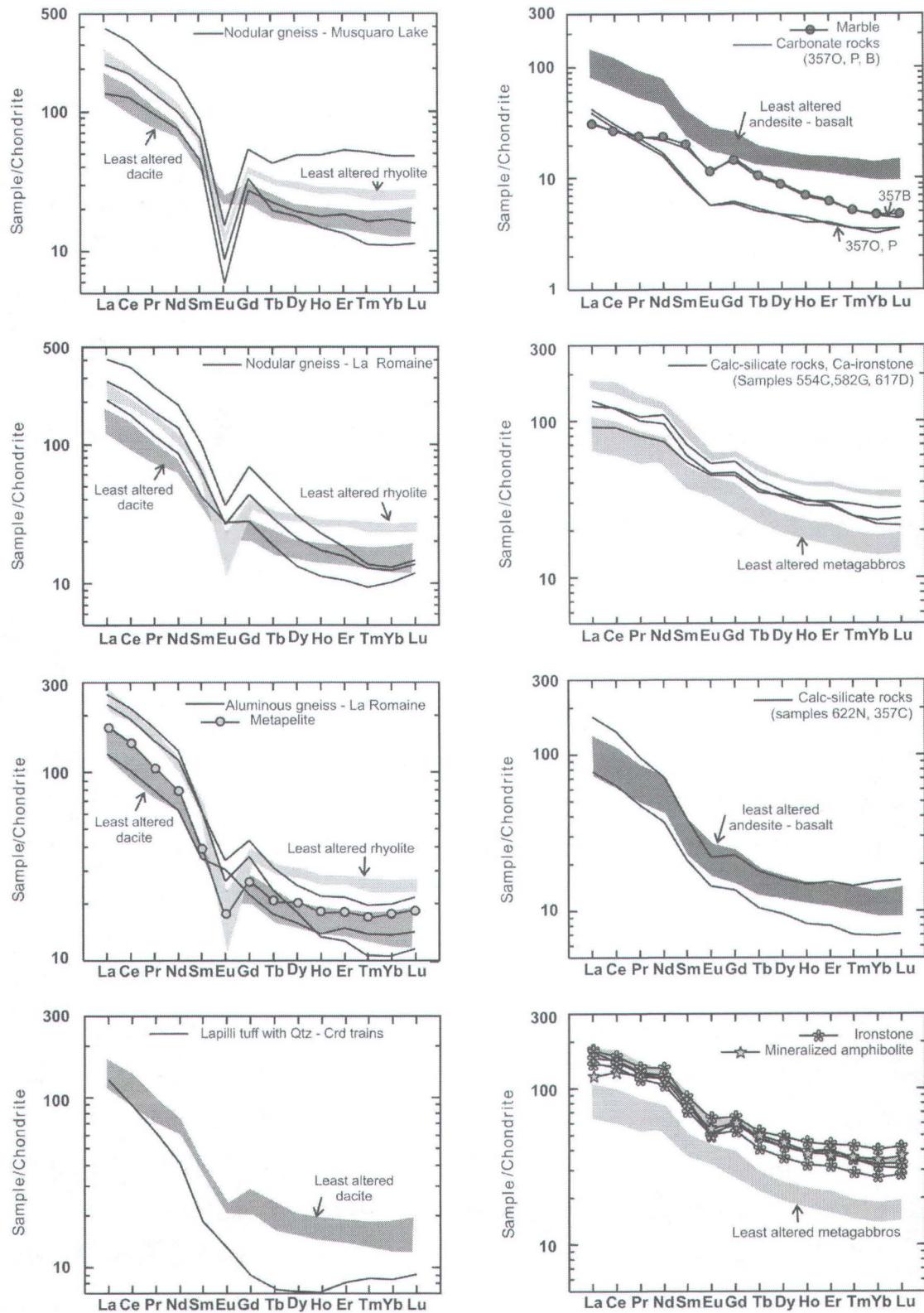


Figure 4. 12 : Chondrite-normalized REE patterns for the various hydrothermally altered rocks (normalizing factors from Sun and McDonough, 1989). The range of patterns for least-altered metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros is indicated in grey.

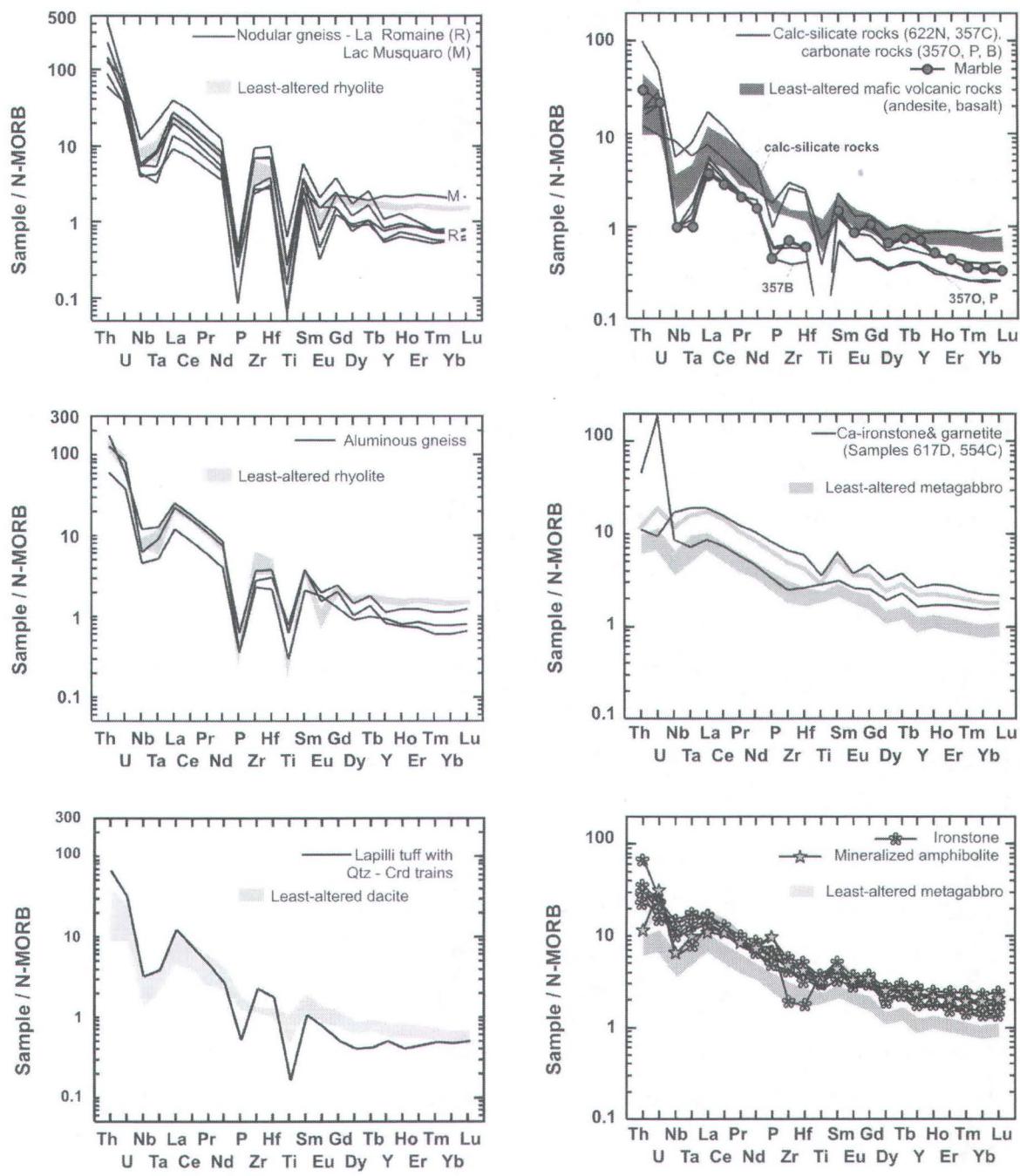


Figure 4. 13 : N-MORB-normalized patterns for the various hydrothermally altered rocks (normalising factors from Sun and McDonough, 1989). The range of patterns for least-altered metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros is indicated in grey.

4.4.5 Geochemistry of the hydrothermally altered rocks associated with the composite amphibolite unit

Ironstones and mineralized amphibolites have immobile compatible and incompatible element trends corresponding to those in least-altered metagabbros from the composite amphibolite unit (Figs. 4.10). Their trends are distinctive from that of exhalative iron formation and iron-rich garnetite. Chondrite-normalized REE and MORB-normalized multi-element patterns for mineralized amphibolites and ironstones are also broadly similar to those from least-altered metagabbros (Figs. 4.12, 4.13; Table 4.5). Considering the lack of diagnostic primary textures, these geochemical features and the abundance of sulphides suggest that mineralized amphibolites are the altered equivalents of metagabbros. The origin of the ironstones is more ambiguous as sulphide mineralization or diagnostic exotic minerals have not been observed. The strong positive correlation of Fe_2O_{3T} with TiO_2 and of TiO_2 with P_2O_5 in the ironstones and metagabbros does not support the hypothesis that they were formed by hydrothermal alteration processes (Fig. 4.14). In fact, TiO_2 is a highly refractory and insoluble element within fluids whereas Fe_2O_3 can be mobilized by reducing fluids. Thus the observed correlation suggests that the ironstones were formed through a mechanism of anhydrous magmatic differentiation which slowed the crystallization of Fe-Ti oxides. Three ironstone samples show high TiO_2 (nearly 5%), Fe_2O_{3T} and P_2O_5 concentrations (Fig. 4.14). This trend may suggest a late, light cumulation of Fe-Ti oxide and apatite for these ironstones samples during the solidification of the gabbroic bodies (Fig. 4.14). However the very high P_2O_5 concentrations in these ironstone samples and locally their high mode of magnetite (30%), are not easily explained by such magmatic processes but rather imply hydrothermal alteration processes.

In terms of major elements, SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , Na_2O and CaO contents for mineralized amphibolites and ironstones of inferred hydrothermal origin are similar to or lower than those of least-altered metagabbros but their Fe_2O_{3T} , P_2O_5 , and TiO_2 contents are higher (Table 4.6). These trends are reflected in the field by the higher mode of magnetite, biotite and apatite of these gneisses with respect to the amphibolites with

which they are interleaved. Mineralized amphibolites have high sulphur contents (0.3–2.2 wt.%) and typically display high Cu (516–5500 ppm).

Carbonate rocks are not similar, in terms of the immobile element trends and the trace-element profiles, to unaltered mafic and metavolcanic rocks, and as a consequence their sedimentary or hydrothermal (altered volcanic rocks or veins) origin is uncertain (Figs. 4.10, 4.12, 4.13). However, one sample of carbonate rock has trace-element profiles corresponding to those in marble, thus its sedimentary origin can be inferred (Figs. 4.12, 4.13). In contrast to carbonate rocks, calc-silicate rocks fall within the field of unaltered metavolcanic rocks and metagabbros, suggesting that these rocks may have been derived from the latter by hydrothermal alteration (Table 4.5; Figs. 4.12, 4.13). The major-element signatures of the calc-silicate rocks are very variable as reflected by their heterogeneous mineralogy (Table 4.4). Calc-silicate rocks deriving from a volcanic or intrusive precursor have CaO and Fe₂O_{3T} contents similar to or higher than those of least-altered metagabbros or intermediate to mafic volcanic rocks among which they are found; in contrast their Na₂O, and K₂O contents are similar to or lower than those of normal igneous rocks (Table 4.6).

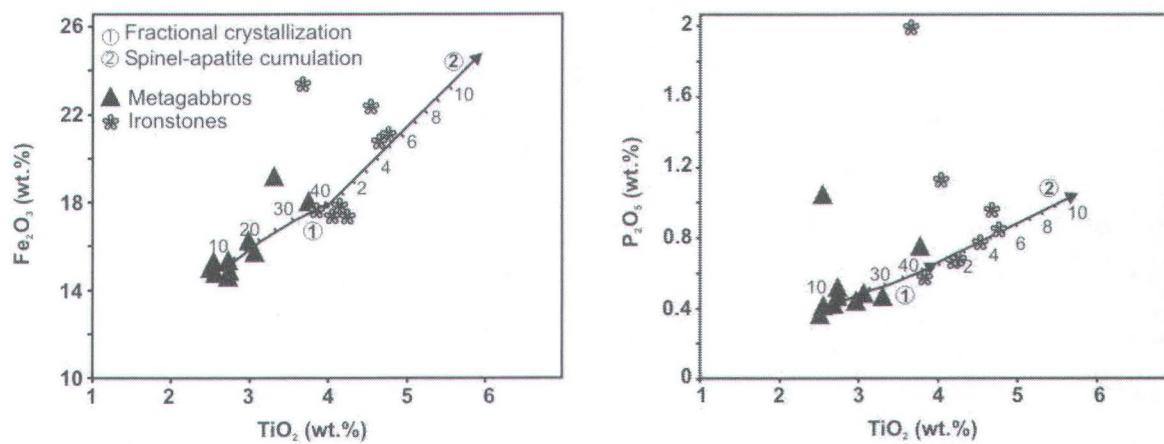


Figure 4. 14 : Bivariate diagrams TiO_2 versus Fe_2O_3 and P_2O_5 for metagabbros and ironstones showing models of simple fractional crystallization (1) and spinel-apatite cumulation (2). The composition of the presumed parental magma is that of the sample 600E2 (Table 2). From these models it is apparent that most of the ironstone samples were formed through a mechanism of magmatic differentiation.

4.4.6 Mass-balance calculations

The approach based on the compositional changes between fresh and altered rocks does not consider the complex effects that the addition or removal of elements during hydrothermal alteration and the accompanying changes of masses have on other elements (Barrett and MacLean 1994). Mass-balance calculations consider these effects and thus provide a more accurate estimate of alteration vectors and intensity. This technique quantifies mass transfer by comparing the composition of altered rocks to their precursor(s), using « mobile or immobile element/immobile element » ratios. The technique of MacLean and Kranidiotis (1987) refined by MacLean (1990), MacLean and Barrett (1993), and Barrett and MacLean (1994) is used in this study. Reliable mass-changes calculations need a good estimate of the precursor compositions for the various altered rocks. This was done above based on well-preserved primary textures and trace-element signatures. These calculations have been applied only to the nodular and veined quartzofeldspathic gneisses and the aluminous gneisses because the composition of their volcanic precursor has been inferred with reliability from field and geochemical data. Because the least-altered metavolcaniclastic rocks vary in composition from rhyolite to andesite, the multiple precursor approach was chosen for mass-balance calculations. This approach (MacLean 1990) uses the equation :

$$\Delta x = (EF * x_{\text{altered}}) - x_{\text{precursor}}$$

where Δx is the mass change in wt.% of an element x ; EF, the enrichment factor and x_{altered} , $x_{\text{precursor}}$, the concentrations of element x in the altered rock and its precursor, respectively. The Δx value can be either negative, for mass loss, or positive, for mass gain. The enrichment factor corrects for the effect of residual enrichment or dilution during hydrothermal alteration. It is calculated using the ratio of the concentrations of an immobile, incompatible element in the altered rock and in its precursor. The choice of an immobile, incompatible element is made by demonstrating that for the volcanic suite under study, bivariate plots of immobile elements such as REE and HFSE form linear arrays that have high correlation coefficients and pass through the origin (MacLean and Kranidiotis, 1987). In this study, Nb and Sc were chosen as the immobile incompatible elements of reference. The value of $x_{\text{precursor}}$ is determined from fractionation trends of element x versus Nb at the appropriate value of $Nb_{\text{precursor}}$ defined in a Sc-Nb diagram.

The results of the calculation for the nodular and the aluminous gneisses are shown in Figure 4.15. SiO_2 content is erratic for the various altered rocks. Its mass change decreases markedly for aluminous gneisses (-9 to -24 wt.%) and, except one sample, increases from 26 to 85 wt.% for nodular gneisses. Aluminous gneisses record low gains or losses in Al_2O_3 . The gain in Al_2O_3 is slightly higher in nodular gneisses, where Al_2O_3 correlates positively with SiO_2 content. Na_2O and CaO are depleted in nodular and aluminous gneisses. K_2O increases slightly to moderately in nodular gneisses (+0.8–+5 wt.%) and is erratic in aluminous gneisses (-2 to -1.5 wt.%). The increase in FeO_{T} is weak to moderate in the altered volcanic rocks (0 to +2 wt.% in nodular tuffs and -1 to +1 wt.% in aluminous gneiss). P_2O_5 , TiO_2 , MnO , and MgO do not show any significant variations. However, these oxides do not constitute the major phases of the least-altered volcanic rocks. The Ba and Zr contents are erratic. Nodular gneisses are enriched in Ba and Zr, and aluminous gneisses are enriched in Ba and depleted in Zr. Mass-change calculations also confirm the behaviour of REE. Altered rocks are plotted in precursor-normalized REE diagrams. Nodular and aluminous gneisses from La Romaine present a fractionated pattern with insignificant light REE variations and small to large heavy REE depletions (in particular Tm). Very flat patterns presenting small REE depletion but without a significant change in REE ratios are observed for nodular gneisses from Lac Musquaro. In one of these samples, heavy REE are weakly enriched.

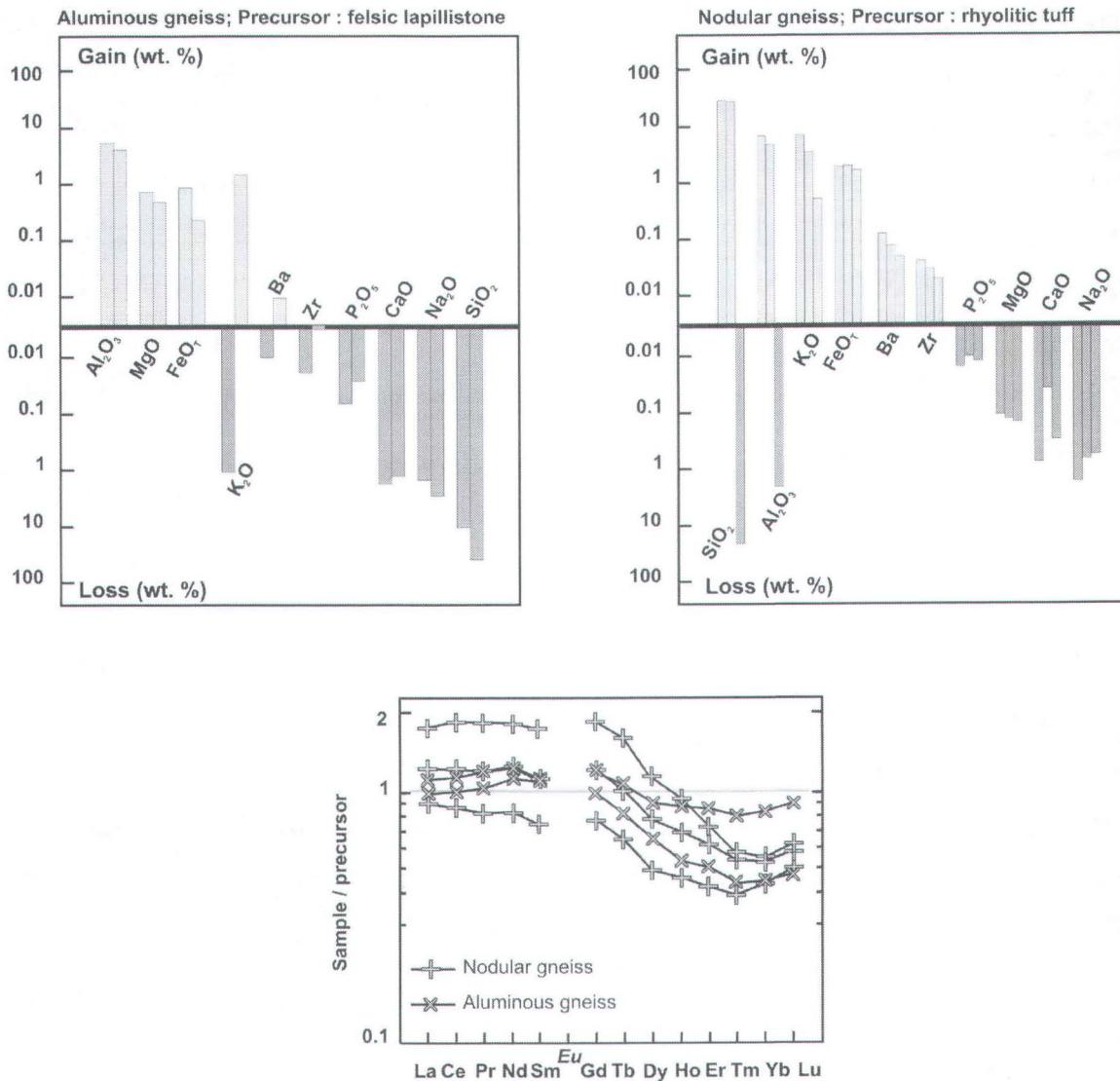


Figure 4. 15 : Gains and losses of major elements, Zr, Ba and REE (except Eu), calculated in wt.%, for aluminous gneiss and nodular and veined quartzofeldspathic gneiss from the La Romaine area. Eu mobility was not calculated because a pertinent precursor value was uncertain.

4.5 Interpretations and discussion

4.5.1 Major element mobility during hydrothermal activity

Aluminous nodules and veins represent a spatially extensive alteration zone within the metatuff at the margin of and distally from the volcanic centres. This alteration zone now consists of a muscovite–aluminous silicates–quartz–feldspar assemblage with or without zircon, magnetite and hematite. Mass-balance calculations show that these altered rocks record a strong enrichment in SiO_2 , K_2O and Al_2O_3 , and depletion in Na_2O , CaO , and MgO with respect to their precursor. The losses in CaO and Na_2O are low but could be related to low initial contents in the precursor itself (mainly rhyolitic in composition). The chemical changes recorded by the nodular gneisses are interpreted as the result of strong dissolution of igneous feldspar and ferromagnesian minerals, resulting in Na_2O , CaO , and MgO leaching. Sericite or other K-rich minerals (alunite or illite) would have been formed due to the enrichment in K_2O under weakly acidic conditions (Ohmoto, 1996). In the La Romaine area, nodular gneisses are also enriched in Fe. In A'KF diagrams, the bulk composition of nodular gneisses plot near muscovite (sericite) and K-feldspar, indicating that K-bearing silicates were stable hydrothermal phases in the unmetamorphosed, altered tuff (Fig. 4.16). The mobility of the major elements is low for nodular gneisses at Lac Musquaro but is more intense in the La Romaine area, indicating that the degree of alteration is higher in this latter sector. Similar mass changes and mineralogy have been reported from non metamorphosed to intensely metamorphosed sericitic alteration observed in a variety of Precambrian VMS deposits, such as those in the Skellefte mining district (Hannington et al., 2003). Quartz- and sericite-rich nodules have also been described in the distal part of the Bathurst mining camp and in association with Kiruna-type iron oxide deposits (e.g., Lentz and Goodfellow, 1993; McLelland et al., 2002). These authors interpret the nodular and veined facies as a product of hydrothermal alteration. By analogy, the nodular and veined textures described above in the metatuff are considered as sericitic alteration assemblages in the distal part of the hydrothermal system of La Romaine.

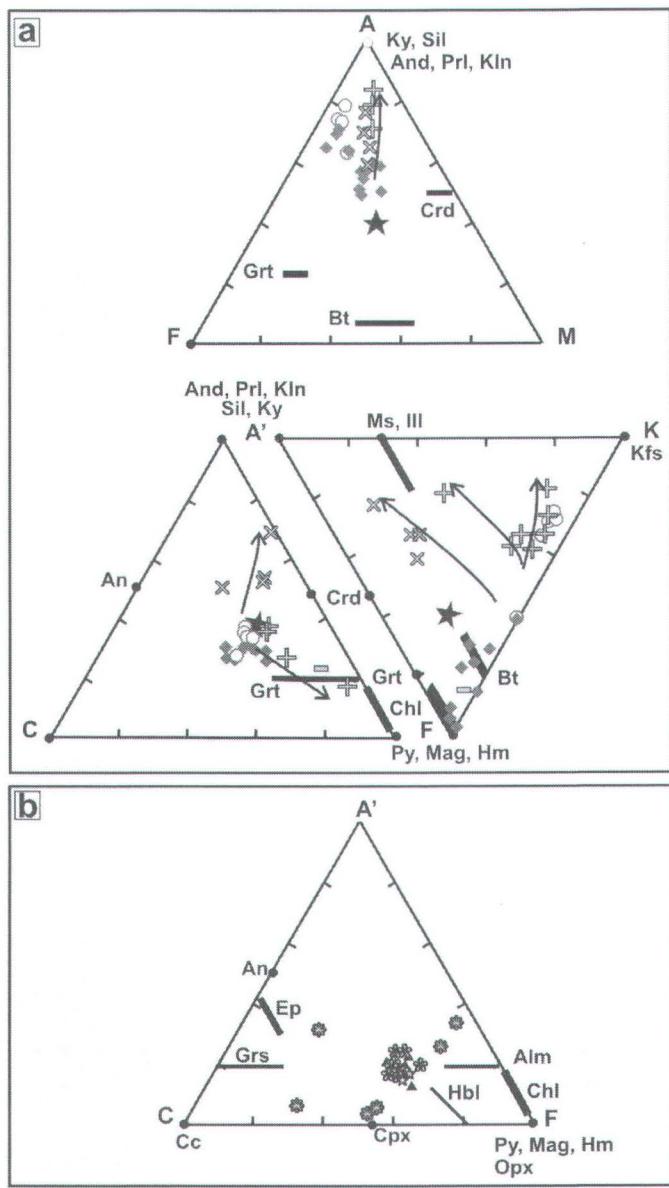


Figure 4.16 : A) AFM ($A = \text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO}$, $M = \text{MgO}$) $A'\text{CF}$ ($A' = \text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, $C = \text{CaO}$, $F = \text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}$) and $A'\text{KF}$ ($A' = \text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$, $K = \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}$) ternary diagrams showing the bulk composition of least-altered, felsic to intermediate metavolcanic rocks and their altered equivalents. The average composition of pelite (NASC from Gromet et al., 1984; black star) and the projected compositions of muscovite, chlorite, and kaolinite are also shown. **B)** $A'\text{CF}$ ternary diagram showing the bulk composition of least-altered intermediate to mafic metavolcanic/volcaniclastic rocks and metagabbros and their altered equivalents. Abbreviations from Kretz (1983). Same symbols as in figure 4.10.

Migmatized aluminous gneisses with well-preserved lapilli- and bomb-sized fragments occur at the margin of the coarse metavolcanoclastic deposit in the central part of the Havre Mackenzie volcanic centre. This alteration zone is characterized by leaching of Si, Ca, Na, K, and Mn, addition of Al, and a slight gain in Fe and Mg with respect to their precursor (Figs. 4.11, 4.16). The loss of Ca and Na is consistent with the dissolution of igneous plagioclase. These losses are low but could be related (1) to initially low Na and Ca contents in the precursor (dacitic to rhyolitic in composition), and (2) to the presence of felsic lapilli- and bomb-sized fragments within the altered rock. The loss of K and the important gain in Al and Fe are consistent with the dissolution of sericite and the formation of alumino-silicates, hydroxides (diaspore) and chlorite. The greater mass gain in Al than in Fe or Mg is attributed to the stability of alumino-silicates and hydroxides rather than chlorite during alteration processes. In AFM and A'KF diagrams, the bulk composition of aluminous gneisses plots near the alumino-silicates, indicating that the latter were stable hydrothermal phases within the altered lapillistone prior to metamorphism (Fig. 4.16). The stability of alumino-silicate phases and the breakdown of the K-silicate(s) (in particular sericite) require very low pH (pH ~3) (Montoya and Hemley, 1975; Ohmoto, 1996). Chemical changes such as these and the abundance of aluminous metamorphic minerals such as sillimanite, garnet and cordierite have been documented in metamorphosed argillic alteration zones associated with VMS deposits, such as the Boliden deposit in the Skellefte district of northern Sweden, the Archean Bousquet deposit and the Carolina Slate Belt gold deposit (Sillitoe et al., 1996; Weihs et al., 1996; Gibson et al., 1999). By analogy, the aluminous gneisses having a volcaniclastic precursor are interpreted as argillic alteration zones.

Dacitic lapilli tuff with quartz–cordierite trains occurs at the margin of the coarse metavolcaniclastic unit in the Havre Mackenzie volcanic centre. This altered tuff has a very limited extent. The evaluation of its chemical changes due to hydrothermal activity by using a dacitic precursor as reference, is difficult as the samples are composite and contain both the alteration (quartz–cordierite trains) and its least-altered volcaniclastic host. However, the mineralogy of the trains (abundance of Si-, Al- and Fe-rich minerals) and the composition of the composite sample suggest a strong leaching of Ca, Na, Mg,

and K probably due to the dissolution of primary ferromagnesian minerals and feldspars (Fig. 4.16). This leaching left a silica-aluminium-iron rich residue (the quartz–cordierite trains). Such residues resemble those associated with silicic alteration in some Au-rich VMS deposits. These silicic alteration zones are formed by the interaction of the precursor rock with very acidic fluids ($\text{pH} < 2$) (Hedenquist et al., 2000).

Altered rocks in the composite amphibolite unit comprise heterogeneous carbonate and calc-silicate rocks, closely associated with ironstones, monomineralic rocks, and mineralized amphibolites. The altered rocks occur in narrow and discontinuous zones located near the contact with felsic to intermediate metavolcaniclastic rocks and crosscutting the internal stratigraphy of the composite amphibolite unit. Geochemical data suggests that lots of the ironstones are not a product of hydrothermal activity but result from magmatic differentiation processes or cumulation of Fe-Ti oxide and apatite. Some ironstone samples have high P_2O_5 contents and may result from hydrothermal alteration processes. Ironstones of inferred hydrothermal origin and mineralized amphibolites have an atypical assemblage of hornblende, plagioclase, Ca-rich phases (clinopyroxene, epidote), magnetite, sulphides, and accessory apatite and titanite. Based on geochemical data their precursor is interpreted as an evolved metagabbro. By using this precursor as reference, chemical changes recorded by hydrothermally altered metagabbros involved strong leaching of alkalis and enrichment in Ca, Fe, P, and S. Calc-silicate rocks are thought to be the altered equivalents of either metavolcanic rocks or metagabbros. The origin of most carbonate rocks is still uncertain (hydrothermal veins, altered metavolcanic rocks or chemical and chemical-detrital sediments). The chemical changes recorded by calc-silicate rocks interpreted as altered metavolcanic rock and metagabbro point to Ca and locally Fe enrichments and alkalis loss. Leaching of alkalis in these rocks may be attributed to the dissolution of sodic-potassic feldspar. The enrichment in Ca, and thus the stability of the Ca-phase (plagioclase) involved the interaction of neutral to weakly acidic fluids capable of leaching alkalis but not calcium.

Except for Na and K, the major-element composition of rocks showing Ca-Fe alteration is not significantly different from that of their equivalent least-altered mafic rocks, and most

calc-silicate rocks and mineralized amphibolites plot in the same field as their precursor in ACF diagrams (Fig. 4.16). Thus, once metamorphosed, this type of alteration is difficult to recognize in the field and so is rarely documented in high-grade metamorphosed ore deposits. However, even if their origin is often unclear, heterogeneous assemblages associated with mafic rocks with locally anomalous concentrations of calcium and locally iron, such as observed in the altered rocks of the composite amphibolite unit, are documented near Precambrian, high-grade metamorphosed deposits formed in a high-sulphidation environment (e.g., the Enasen gold deposit in central Sweden, Hallberg, 1994).

4.5.2 Trace-element mobility during hydrothermal activity

Mass-balance calculations avoid potential misinterpretations due to the effects of residual enrichment or dilution during alteration. These calculations demonstrate the mobility of Zr and middle to heavy REE for the various alteration zones hosted by the felsic to intermediate volcanic or volcanioclastic rocks. The mobility of these elements is coherent with the unusual mode and distribution of Zr- and REE-rich minerals observed in thin sections from the series of altered rocks.

HFSE and REE correspond to the least soluble elements in metamorphic rocks and many hydrothermal systems though they can be mobilized under certain conditions during hydrothermal alteration processes (Taylor and Fryer, 1983; Hopf, 1993; Rubin et al., 1993; Carvalho et al., 1999; Fulignati et al., 1999; Schwinn and Markl, 2005). The REE and Zr mobility is mainly controlled by (1) the stability of REE and Zr complexing agents, (2) fluid pH and temperature controlling mineral stability, (3) the content of REE and Zr of the initial rock and (4) the presence of secondary minerals able to host REE and Zr in their structure (Taylor and Fryer, 1983; Michard, 1989; Lottermoser, 1992; Hopf, 1993; Rubin et al., 1993; Fulignati et al., 1999). A long fluid residence time, low pH, high fluid/rock ratios, abundance of REE complexing agents (CO_3^{2-} , F^- , Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) and stability of REE-bearing phases are favourable factors for REE mobility (Michard, 1989; Bau, 1991; Lottermoser, 1992). F^- complexing ions promote the preferential solubility of heavy REE and Zr (Taylor and Fryer, 1983; Michard and Albarède, 1986; Rubin et al.,

1993; Lewis et al., 1997, 1998). The removal of REE and Zr occurs in leaching zones where fluids filter through and scavenge complexing agents. The changes in temperature, pH, and fluid composition induce the destabilization of REE and Zr complexes transported in aqueous fluids and lead to the fractionation and deposition of REE and Zr.

In the hydrothermal system under study, the fluids involved in the formation of the various alteration zones were most likely hot and neutral (in the discharge zone of Ca alteration) to acidic (in the leached zone of argillic and silicic alteration). The presence of fluorite-bearing veins crosscutting the altered rocks and of F-rich minerals is diagnostic of an excess of F at the later stages of the hydrothermal activity. Lithogeochemical analysis demonstrates that middle to heavy REE were particularly mobile in the alteration zones and were most likely associated with the interaction of acidic fluids (sericitic, argillic and silicic alterations in the Havre Mackenzie volcanic centre). Thus removal of middle and heavy REE may have been related to fluorine-complexing ions, which increase solubility of heavy REE and Zr. The loss of middle and heavy REE has been documented in cases of silicic and argillic alteration resulting from the interaction of F-rich, acid fluids and high fluid/rock ratios (Hopf, 1993; Fulignati et al., 1999).

The breakdown of primary igneous minerals and the stability of secondary hydrothermal phases can also play a role in REE mobility. In particular, the stability of plagioclase plays a role in the decoupling of Eu from the other REE, as pointed out by Lewis et al. (1997). In the alteration zones hosted by felsic to intermediate volcanic centres in the La Romaine supracrustal belt, a strong correlation is observed between Na₂O and CaO mobility and Eu anomalies. Some nodular quartzofeldspathic gneisses with strong negative Eu anomalies have very low contents of Na₂O and CaO, compatible with the dissolution of plagioclase. Accessory phases such as zircon may influence heavy REE patterns, even if it is present in small quantities. Zircon is abundant in the nodular gneiss and thus the substitution of heavy REE in the zircon lattice may have had an influence on the heavy REE patterns leading for example to the concave-upwards shape of the patterns observed in these rocks.

4.5.3 Proposed model

The altered metavolcanic rocks and metagabbros in the La Romaine hydrothermal system comprise (1) quartzofeldspathic gneiss with Al-K-Fe nodules and veins derived from sericitic alteration; (2) aluminous gneiss derived from argillic alteration; (3) grey lapilli tuffs with discontinuous trains of quartz–cordierite material derived from silicic alteration; and (4) a heterogeneous package of carbonate, calc-silicate and monomineralic rocks affected by Ca-Fe alteration closely associated with copper mineralization. This package occurs systematically near the leaching zones in extensive but laterally restricted zones. Corriveau and Bonnet (2005) point out that their distribution is very compatible with their occurrence along a syn-volcanic fault. The sericitic, silicic and argillic alterations occur along contact between the impermeable mafic units (metagabbros, mafic lavas) and more permeable felsic-dominated volcanic centres. Their distribution suggests that rock permeability played a major role on focusing hydrothermal fluids. Textural preservation in some aluminous gneiss confirm this hypothesis as it can be attributed to permeability differences between the highly porous ash-size fragments-bearing matrix and the more rigid felsic lapillis-size fragments making up their volcaniclastic precursor. The morphology of the various alterations zones are different : argillic alteration zone hosted by highly permeable, coarse-grained volcaniclastic rocks (lapillistone) is broad and pervasive but alteration zones occurring in less permeable rocks such as medium- to fine-grained volcanoclastic rocks (lapilli tuff, tuff), mafic lavas or metagabbros are more restricted and occur along veins or faults. Such differences in morphology can be interpreted also as a product of permeability differences of the precursors.

The precursors of the altered and mineralized units are both within-plate metagabbros and calc-alkaline felsic to mafic volcanic rocks. The latter are emplaced in a proximal, shallow-water submarine environment during the development of intra-continental arc volcano-sedimentary basins at 1.5 Ga (Corriveau and Bonnet, 2005). Geological and geochemical attributes indicate that metagabbros are not related to the extensive intracontinental within-plate mafic magmatism postdating the arc-related magmatic activity, documented in the Natashquan domain (Scherrer, 2003). The major role of rock permeability on focusing hydrothermal fluids and the distribution of mineralized

metagabbros near leached, arc-related felsic-dominated volcanoclastic deposits, suggest that the within-plate metagabbros may be coeval with the 1.5 Ga arc-related magmatic activity.

Proximal, felsic-dominated volcanic sequences emplaced in a shallow-water submarine environment in intra-arc settings are favourable environment for high-sulphidation VMS ore deposits (White and Hedenquist, 1990; Sillitoe et al., 1996; Hedenquist et al., 2000). Such deposits are characterized by unusual alteration halos with a strong Si, Al, K, Fe, Ca, Cu, F, and Zr mobility. The granulite-facies sericitic (K), argillic and silicic (Al, Si) and Ca-Fe alteration zones found in the La Romaine cupriferous hydrothermal system, are similar to such alteration halos.

The composition of the alteration zones gives some indications as to the nature of the fluids. The stability of plagioclase, sericite, and perhaps epidote during the Ca-Fe and sericitic alteration events requires the interaction of hot and weakly acidic to neutral fluids (Ohmoto, 1996; Hedenquist et al., 2000). These alteration zones are observed distally with respect to the volcanic centres. In contrast, the breakdown of sericite to form aluminous silicates and the formation of a Si-Al-Fe residue by leaching, which may occur during argillic, and silicic alterations requires acidic and hot fluids. Such alteration zones are observed in the central part of the volcanic centre. Middle and heavy REE and Zr are extremely mobile during silicic, argillic and sericitic alteration due to the interaction of strongly to weakly acidic, F-rich fluids with strong fluid/rock ratios. Fluorite-bearing veins crosscutting altered rocks and F-rich minerals confirm the great abundance of F during the hydrothermal activity. The origin of F may be related to orthomagmatic fluids derived from subvolcanic felsic intrusions, which condition is required for the formation of high-sulphidation VMS deposits (Sillitoe et al., 1996).

4.6 Conclusions

Cupriferous hydrothermal systems metamorphosed to high grade has been mapped in the Lac Musquaro, Havre Mackenzie, and Havre Bluff volcanic centres at the eastern end of the Wakeham Group and in the La Romaine supracrustal belt of the eastern Grenville Province. The altered rocks mapped in the field comprise (1) quartzofeldspathic gneiss with aluminous nodules and veins; (2) aluminous gneiss with well-preserved felsic lapilli; (3) lapilli tuff with discontinuous quartz–cordierite trains; and (4) a heterogeneous package of calc-silicate and carbonate rocks, ironstone, and sulphide-rich amphibolite. These alteration facies are hosted by rhyolitic to andesitic volcanoclastic deposits emplaced in a shallow marine environment and by the structurally overlying basaltic lava flows and gabbroic sills of the composite amphibolite unit. Lithogeochemical analysis indicates that these altered rocks are the metamorphosed equivalents of rocks affected by (1) sericitic alteration, (2) argillic alteration, (3) silicic alteration, and (4) Ca-Fe alteration associated with the copper mineralization. Leached zones (argillic, and silicic alteration) involving the interaction of hot and acidic fluids occur mainly in the central part of the volcanic centres whereas sericitic and Ca-Fe alterations involving hot, weakly acidic to neutral fluids, are located more distally. Middle–heavy REE and Zr were locally mobile in the hydrothermal system. Such trace-element mobility points to the presence of F-rich fluids during hydrothermal activity. The chemical changes recorded in the wide variety of altered rocks share similarities with those observed in VMS deposits. The lithogeochemical study of the granulite-facies, cupriferous hydrothermal system located in the La Romaine and Lac Musquaro areas illustrates that volcanic-hosted hydrothermal systems can be preserved in the high-grade metamorphic Proterozoic terrains of the Grenville Province and may provide new targets for mineral exploration.

Acknowledgements : This paper is part of a Targetted Geoscience Initiative in the Grenville Province partnered by the Geological Survey of Canada, the Geological Survey of Newfoundland and Labrador, and the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. Research funding was also provided by the DIVEX research network. We express our thanks to P. Pilote for helpful discussions during field mapping and to the analytical and administration staff of

INRS-ETE. Constructive reviews by L. Harris, J.-P. Bellot, T. Clark, J. Mavrogenes and R. Frost helped clarify the manuscript.

CHAPITRE 5

AGE CONSTRAINTS ON A METAMORPHOSED VOLCANIC-HOSTED CUPRIFEROUS HYDROTHERMAL SYSTEM IN THE LA ROMAINE SUPRACRUSTAL BELT, EASTERN GRENVILLE PROVINCE, QUÉBEC

Anne-Laure Bonnet¹, Otto van Breemen² and Louise Corriveau³

¹ Institut National de la Recherche Scientifique-Eau, Terre et Environnement, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

² Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 601 Booth Street, Ottawa, ON, K1A 0E8, Canada

³ Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada

En projet de soumission

Résumé

La ceinture supracrustale de La Romaine, localisée dans l'est de la Province de Grenville, comprend une séquence volcanique bimodale de 1,5 Ga qui se serait mise en place dans un contexte de marge continentale active soumis à un régime tectonique extensif. Cette séquence volcanique renferme plusieurs foyers d'hydrothermalisme associés à de la minéralisation cuprifère. Ces foyers d'hydrothermalisme et les roches volcaniques les encaissant ont enregistré une série d'événements tectoniques, magmatiques et de haut-grade métamorphique, postérieurement à l'épisode minéralisateur. Les données U–Pb SHRIMP (microsonde ionique à haute résolution et à haut niveau de sensibilité) sur des zircons provenant de roches alumineuses, mafiques et carbonatées migmatisées, associées aux foyers hydrothermaux, permettent de contraindre les liens temporels entre les événements hydrothermaux, magmatiques et métamorphiques affectant la ceinture supracrustale de La Romaine. L'âge de 1508 ± 14 Ma obtenu sur les zircons d'origine ignée d'un gneiss alumineux dérivant d'un lapillistone lessivé par hydrothermalisme fournit à la fois une limite supérieure pour le volcanisme et un âge approximatif pour l'activité hydrothermale puisque les relations de recouplement sur le terrain et les âges obtenus sur les marqueurs principaux pointent vers une contemporanéité de l'hydrothermalisme et du volcanisme. Une amphibolite gabbroïque et une amphibolite carbonatée, provenant d'une zone d'altération carbonatée associée à de la minéralisation cuprifère, renferment deux types de zircon. Un premier type de zircon est caractérisé par des grains arrondis et homogènes, interprétés d'origine métamorphique. Le second type de zircon comprend des grains composites renfermant un cœur uranifère spongieux, riche en inclusions, entouré d'une couronne métamorphique. La morphologie et la chimie des coeurs riches en inclusions sont compatibles avec leur croissance dans un environnement hydrothermal. Les zircons hydrothermaux ont été fortement réinitialisés pendant les événements thermaux postérieurs à l'hydrothermalisme, engendrant des âges sub-concordant compris entre 1325 et 1030 Ma. L'âge le plus ancien de 1325 ± 50 Ma fournit un âge minimal pour l'hydrothermalisme. La réinitialisation est attribuée à la composition chimique du zircon hydrothermal. En effet, ce dernier étant riche en uranium, son réseau cristallin est plus susceptible de recristalliser pendant le métamorphisme de haut-grade.

Les analyses U-Pb sur les zircons métamorphiques indiquent que le pic thermique du métamorphisme de haut grade aurait eu lieu vers 1029 ± 16 Ma, durant l'orogénie grenvillienne.

Abstract

The 1.5 Ga La Romaine supracrustal belt of the eastern Grenville Province hosts a cupriferous hydrothermal system within a bimodal volcanic sequence interpreted to be deposited in an active continental margin. The hydrothermal system and its host volcanic rocks record a complex post-mineralization history of regional granulite-facies metamorphism, deformation and magmatism. SHRIMP U-Pb zircon analyses reported from high-grade metamorphosed hydrothermally altered aluminous, mafic, and carbonated units within the cupriferous hydrothermal system provide temporal constraints on the geological history of the La Romaine supracrustal belt. The 1508 ± 14 Ma age obtained on igneous zircon from an altered lapillistone provides both an upper limit and approximate age for the hydrothermal activity as crosscutting field relationships and age of markers suggest that hydrothermal alteration was coeval with the extrusion of volcanic and pyroclastic rocks. The gabboic amphibolite and the carbonated amphibolite in the Ca-Fe alteration zone contain two morphological groups of zircon: homogeneous grains of metamorphic origin and spongy grains with inclusion-rich cores that are surrounded by well-developed metamorphic rims. The morphology and chemistry of these inclusion-rich cores are consistent with their growth in a hydrothermal environment. These cores were strongly reset during thermal events post-dating the hydrothermal activity, yielding dates in the 1325 Ma to 1020 Ma range and providing a minimum age of hydrothermal activity of 1325 ± 50 Ma. The resetting is attributed to the anomalously uranium-rich composition of the hydrothermal zircon, which made the lattice susceptible to Pb-loss during subsequent metamorphism. Data from equidimensional rounded metamorphic zircons and metamorphic zircon rims indicates that granulite-facies metamorphism occurs at 1029 ± 16 Ma during the Grenvillian orogeny.

5.1 Introduction

Volcano-plutonic belts and associated hydrothermal systems or ore deposits that have been metamorphosed to high grade commonly display a complex post-mineralization history of metamorphism, deformation and magmatism. These geological events have in many cases obliterated field relationships between lithological units and transformed primary mineral assemblages, textures and structures of volcano-plutonic units and mineral deposits (e.g., Theart et al. 1989; Zaleski and Peterson, 1995); a situation that presents a challenge for resolving the geological history of mineralized volcano-plutonic belts and in the exploration for concealed mineral deposits.

Many hydrothermal systems or ore deposits in volcano-plutonic belts precipitate during the alteration process minerals suitable for U-Pb geochronology, such as zircon (Yeats et al., 1996; Hartmann et al., 2000; Lawrie and Mernagh, 2003; Hoskin, 2005). Due to its resistant behaviour to metamorphic and magmatic processes, zircon occurring in high-grade metamorphosed hydrothermal system can record and preserve the chemical fingerprint and the age of hydrothermal, magmatic and metamorphic events it was subjected to, often in a single grain. In such a case, it acquires a complex internal structure with multiple growth zones of different ages, and compositions (Rubin et al. 1989, 1993; Claoué-Long et al. 1990; Fraser et al. 1997; Rubatto et al. 2001). The use of U-Pb Sensitive High Resolution Ion MicroProbe (SHRIMP) dating provides a powerful technique to obtain reliable age information on the internal components of zircon grains and from that data clarify the geological history and constrain genetic models of ore formation in ancient high-grade metamorphic terranes (Claoué-Long et al., 1990; Yeats et al., 1996; Williams, 1998; Hartmann et al., 2000; Giles and Nutman, 2003). But, if it is relatively straightforward to measure the different age of these components, relating these ages to particular events in the history of the host rocks is more difficult and requires a precise investigation of internal structures and composition of zircon and a well documented regional temporal framework upon which base interpretation.

The La Romaine supracrustal belt is a Proterozoic granulite-facies metamorphosed volcano-sedimentary belt hosted among gneisses of the Aguanish Complex in the eastern Grenville Province (Fig. 5.1A). The belt contains a cupriferous hydrothermal system showing evidence of Zr metasomatism (Bonnet et al., 2005). Previous petrological and lithogeochemical studies were aimed at identifying and characterizing hydrothermal alteration and volcanic host rocks (Bonnet et al., 2005; Corriveau and Bonnet, 2005). However, a number of questions remained concerning the nature and age of some supracrustal rocks and the timing of hydrothermal activity and high-grade metamorphism. In this paper, we describe zircons from several metamorphosed alteration zones comprising the cupriferous hydrothermal system, with the aim of constraining the age of hydrothermal activity and regional metamorphism; using SHRIMP U-Pb zircon techniques. These age results also contribute to the understanding of the geological evolution of the La Romaine supracrustal belt within the broader framework of the Grenville Province, the 1.52–1.46 Ga Pinware orogeny and its continental magmatic arc (Gower and Krogh, 2002; Tollo et al., 2004; Corriveau and Clark, 2005).

5.2 Regional geology

The Aguanish Complex of the eastern Natashquan domain, separates the ca. 1.5 Ga Wakeham Group in Québec from the 1.65–1.4 Ga Pinware terrane in Labrador in the eastern Grenville Province. The complex comprises a number of Mesoproterozoic supracrustal inliers, such as the Musquaro and Lac d'Auteuil extensions of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt (Fig. 5.1A, B). These inliers and their host gneiss complex are folded following the regional architecture of kilometre-wide, dome-like interference structures (Gobeil et al., 2003; Bonnet and Corriveau, 2003). Extensions of the Wakeham Group were regionally metamorphosed at mid- to upper amphibolite facies. The metamorphic grade increases to granulite-facies conditions in the La Romaine supracrustal belt.

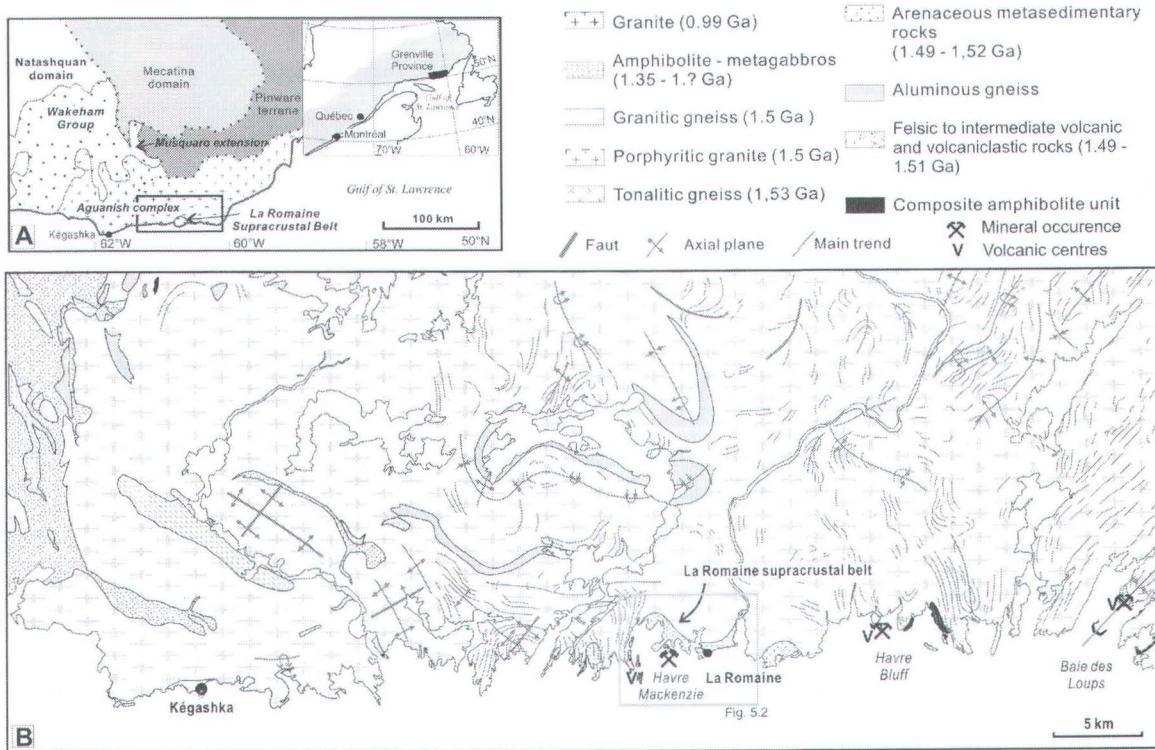


Figure 5. 1: A) Location of the study area with respect to major lithotectonic divisions of the eastern Grenville Province (Gobeil et al., 2003; Gower and Krogh, 2002). The study area includes supracrustal rocks belonging to the La Romaine supracrustal belt and surrounding granitic gneisses of the Aguanish Complex. **B)** Simplified geological map of the La Romaine sector with location of Fig. 5.2.

The supracrustal inliers comprise Pinwarian (ca. 1.5 Ga) felsic-dominated volcano-sedimentary units that have been interpreted as generated in a subduction-related setting along an ancestral active continental margin. They are intruded by or are in tectonic contact with gneissic, synvolcanic and multiphase magnetite-rich granitic plutons that have been interpreted as forming a major batholith (Corriveau and Bonnet, 2005). Synchronous granitic intrusions and volcanic eruptions provide a geological setting that can sustain large hydrothermal cells and lead to ore deposits (Galley, 1995). Petrological elements supporting volcanic-associated hydrothermal activity within the supracrustal belts, include: (1) meta-exhalites and inhalative material associated with finely laminated tuffaceous beds at the Musquaro extension of the Wakeham Group, and (2) a metamorphosed cupriferous hydrothermal system, occurring within the La Romaine supracrustal belt (Bonnet et al., 2005; Corriveau and Bonnet, 2005). The presence of pods of inhalative material occurring within a 1.50 Ga synvolcanic granitoid, and the intrusion

of a 1.49 Ga Qtz-Kfs porphyry across hydrothermally altered tuffs in a volcanoclastic sequence dated at 1.50 Ma indicate that hydrothermal activity was coeval with 1.5 Ga arc magmatism in the Musquaro area.

5.3 Geology of the La Romaine supracrustal belt

La Romaine supracrustal belt forms a stratigraphically intact sequence that consists, from the base to the top, of metasediments, felsic-dominated volcanic centres, and a composite amphibolite unit. The metasediments contain mainly meta-arenite and discrete units of marble, calc-silicate rocks and aluminous gneiss. The volcanic centres comprise mainly felsic to intermediate metavolcanoclastic rocks, which contain abundant lapilli- and bomb-size fragments with a pumiceous texture. The metavolcanoclastic rocks share many similarities with those of the Musquaro and Lac d'Auteuil extensions of the Wakeham Group, interpreted as pyroclastic flow deposits related to the emergence of a rhyolitic dome in shallow marine to subaerial setting at 1.50 Ga (Corriveau and Bonnet, 2005). In the Musquaro extension, a contact exposure indicates that the metavolcanic rocks overly stratigraphically the metasediments. At La Romaine, metasedimentary and metavolcanic rocks appear to be also conformable as no major unconformities nor layer-parallel faulting can be recognized in the succession. The composite amphibolite unit has a significant lateral extension forming a narrow zone of layers concordant with the regional structural grain. It is interpreted as volcanic-related and polygenetic, with volcanic flows, metagabbroic sills and amphibolite of uncertain intrusive or extrusive origin (Corriveau and Bonnet, 2005). The presence of both felsic pumice and mafic scoria within metavolcanoclastic rocks indicates the cogenetic and coeval nature of felsic and mafic volcanism. A cogenetic relationship is indicated also by the similar calc-alkaline arc-like affinity of the felsic-to-mafic volcanic rocks, suggesting fractional crystallization from a common parental magma (Bonnet et al., 2005). Metagabbro from the composite amphibolite unit have a geochemical signature distinct from that of the felsic to mafic metavolcanic rocks; they have higher degree of alkalinity and display within-plate affinity

(Bonnet et al., 2005). These geochemical features indicate that the metagabbros have a different petrogenesis than volcanic rocks. However, field relationship suggests that metagabbros are coeval or slightly younger than the 1.5 Ga arc-related magmatic activity (Bonnet et al., 2005).

The felsic-dominated volcanic centers and the overlying composite amphibolite unit host a cupriferous hydrothermal system (Fig. 5.2). Corriveau and Bonnet (2005) and Bonnet et al. (2005) described the various alteration zones of this hydrothermal system. These alteration zones have a granulite-facies mineral assemblages, and consist of (1) quartzofeldspathic gneiss interpreted as rhyolitic tuffs with quartz–muscovite–sillimanite–iron oxide nodules and veins derived from sericitic alteration; (2) migmatized, aluminous gneiss well-preserved volcanic fragments derived from argillic alteration; (3) grey lapilli tuffs with discontinuous trains of quartz–cordierite material derived from silicic alteration; and (4) a heterogeneous layered package of ironstone, carbonate and calc-silicate rock, garnetite, diopsidite, epidote and sulphide or iron oxide-rich amphibolite derived from Ca-Fe alteration closely associated with iron-oxide and copper-sulphide precipitation. These heterogeneous units are the altered equivalents of either calc-alkaline metavolcanic rocks or metagabbros of within-plate affinity. The Ca-Fe alteration zone is crosscut by centimetre-wide, anastomosing veins of fluorine-bearing calc-silicate rocks. Fluids involved in the formation of the various alteration zones were F-rich, hot and ranged from strongly acidic to neutral. Leaching zones (argillic alteration and silicic alteration) occurred preferentially within felsic to intermediate metavolcaniclastic rocks in the central part of the volcanic centre. The fluid discharge is achieved along contact zones between the permeable volcaniclastic units and the impermeable layer of metamorphosed mafic lava flows or gabbroic sills acting as a physical cap (Corriveau and Bonnet, 2005).

5.4 Samples description

Zircon grains were separated and analyzed from three samples taken from the argillic alteration zone (migmatized aluminous gneiss, sample 547A), and the Ca-Fe alteration zone (amphibolite, sample 1840A; sample 1564E). Sample locations are illustrated in figure 5.2.

5.4.1 Argillic alteration (aluminous gneiss)

A sample of aluminous gneiss interpreted as an altered lapillistone (sample 547A) was collected from the inferred argillic alteration zone. The aluminous gneisses have a granulite assemblage of biotite, sillimanite, cordierite, garnet, K-feldspar, plagioclase and quartz (Fig. 5.3A). They contain coarse-grained amoeboid- or stromatitic-shaped garnet- and cordierite-bearing leucosomes with apparently little connectivity from one to the other, underlining their *in-situ* character following the criteria of Sawyer (1999). Primary felsic volcanic fragments (lapilli and bomb size) are locally well preserved and display similar size, morphology and composition to those found in the adjacent unaltered coarse felsic lapillistone (Corriveau and Bonnet, 2005). These fragments attest to a volcanoclastic origin for the aluminous gneisses. In thin-section, the sample displays a fragmental texture with foliated feldspathic fragments surrounded by a fine-grained sillimanite- and biotite-rich matrix. The fragments are abundant and are composed of medium-grained K-feldspar with abundant inclusions of biotite, quartz, plagioclase and zircon. The fragments are rimmed by a recrystallized inclusion-free zone (Fig. 5.3B). Zircon grains also occur within garnet-cordierite leucosomes.

5.4.2 The Ca-Fe alteration zone (carbonated amphibolite and metagabbro)

Two samples were collected from the Ca-Fe alteration zone. They include a carbonated amphibolite and a metagabbro closely associated with the inferred altered rocks.

The metagabbro (sample 1840A) was sampled within a homogeneous and medium-grained layer spatially associated with altered rocks. Unusual paragenesis, mineral color and mode or any other visible alteration indicators have not been observed in the field. However, the metagabbro is closely associated with mafic layers comprising inclusions of layered ironstones showing high TiO_2 , Fe_2O_{3T} and P_2O_5 concentrations interpreted as metamorphosed hydrothermal alteration. The metagabbro is medium grained and presents a granoblastic texture. Its mineralogy consists of orthopyroxene, hornblende, plagioclase, quartz, rare biotite and accessory apatite, magnetite and zircon. The rock is migmatized and contains *in-situ* orthopyroxene-bearing, amoeboid leucosomes (Fig. 5.3C). Orthopyroxene is partially replaced with retrogressive biotite and amphibole. Accessory magnetite appears as disseminated fine to medium grains, commonly in contact with orthopyroxene. The paleosome consists of plagioclase, hornblende and quartz, and is separated from the leucosome by a hornblende-rich melanosome. The zircon appears as very fine round grains included within hornblende or plagioclase closely associated with leucosomes or more rarely with the paleosome. The leucosomes are interpreted as formed through a dehydration melting reaction of the form (all mineral abbreviation after Kretz 1983): $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Hbl} \pm \text{Zrn} = \text{Opx} + \text{Mag} + \text{melt} + \text{Zrn}$.

The carbonated amphibolite (1564A) is medium to coarse grained and displays a polygonal texture. It presents medium-grained Ca-silicate-rich laminae interlayered with coarser-grained biotite and sulphide-rich laminae. The carbonated amphibolite is migmatized and displays a granulite-facies mineralogy consisting of plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite, orthopyroxene, quartz, sulphides (pyrrhotite, pyrite) and accessory apatite, magnetite and zircon. It contains orthopyroxene and clinopyroxene-bearing, stromatitic leucosomes along foliation. Zircon grains are preferentially distributed within biotite-sulphide-apatite-rich layers, (Fig. 5.3D).

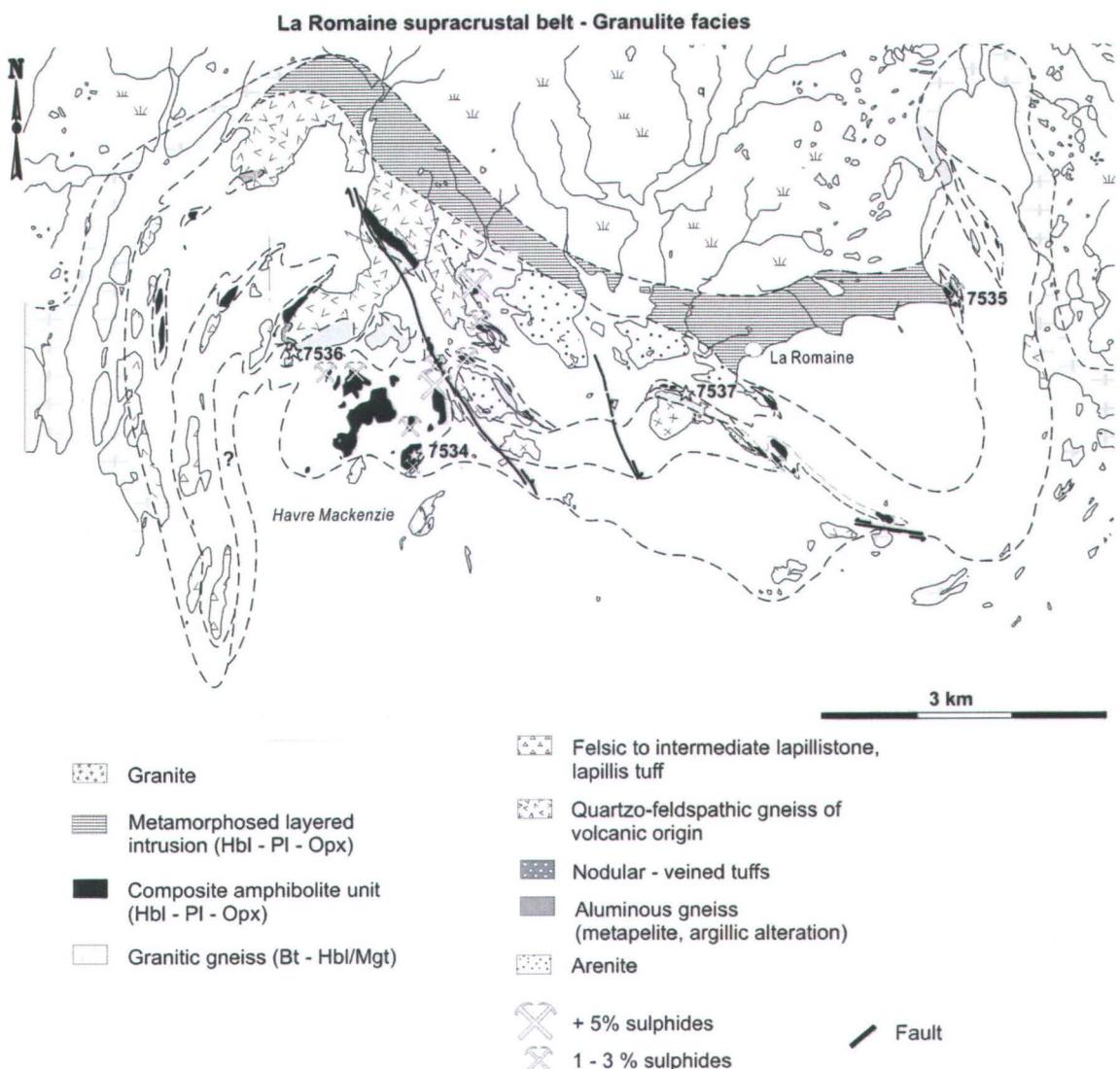


Figure 5. 2: Geology of the La Romaine supracrustal belt (NTS 12K02) showing location of the samples dated.

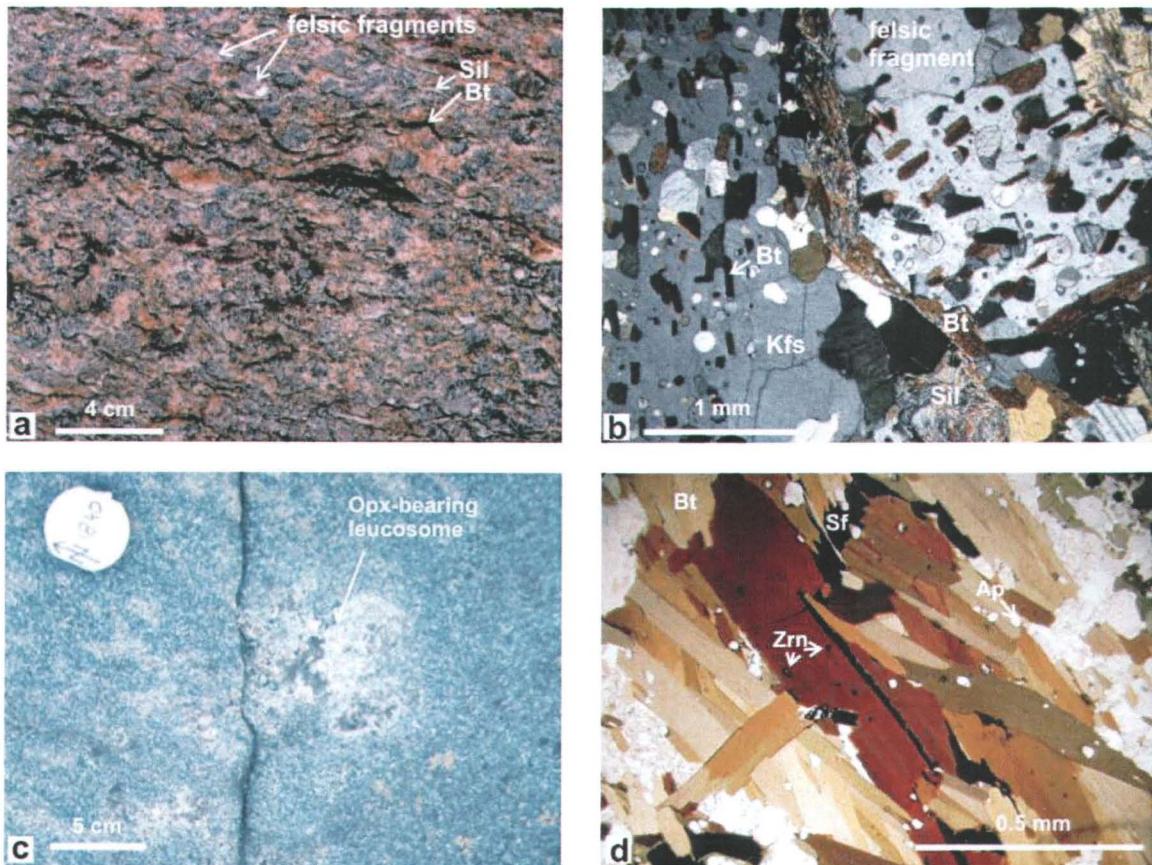


Figure 5.3 : Field and thin-section photographs. A) Aluminous gneiss with felsic volcanic fragments interpreted as an argillic alteration (CQA-02-547A). B) Thin-section microphotograph of the aluminous gneiss showing foliated feldspathic fragments surrounded by a fine-grained sillimanite- and biotite-rich matrix. C) Metagabbro with orthopyroxene-bearing leucosome. D) Thin-section microphotograph of the biotite and sulphide- rich laminae (Sf) within the carbonated amphibolite showing abundant inclusions of zircon and apatite.

5.5 Zircon Geochronology

5.5.1 Analytical procedure

For U-Pb analysis using the Geological Survey of Canada SHRIMP facility, approximately 150 grains were selected at random from the least-magnetic fraction with an average size of approximately 100 microns. Zircon grains were mounted in a 2.5 cm epoxy disk (#IP306) along with fragments of the international SHRIMP zircon standard BR 266. The polished zircons were imaged using an Electron Microscope in secondary

backscattered electron mode for the purpose of guiding the placement of ion probe analysis (Fig. 5.4). Zircons that are high in U and Th show up bright. Selected areas of the zircons were sputtered using a mass-filtered O₂⁻ primary beam operating in Kohler mode. Primary beam currents ranged from 2-6 nA, generating elliptical pits of 20 microns in diameter. Pits were <1 micron deep after completion of the 10 minute analyses. Details of analytical procedures using the SHRIMP ion microprobe at the Geological Survey of Canada are available in Stern (1997) and Stern and Amelin (2003). Age estimates and error calculations, mean square of weighted deviates (MSWD) and probability of fit (POF), given in percent, were performed using Isoplot/Ex version 2.2 (Ludwig, 2000). As all the analyses in this study were concordant to slightly discordant, calculated ages are either concordia ages (Ludwig, 2000) or weighted mean ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages. SHRIMP U-Pb data are listed in Table 5.1 and SHRIMP U-Pb isotopic data are shown as concordia diagrams in Figs. 5.5A, 5.5B, 5.5C. Age uncertainties are given at the 65% confidence level in the table but are presented at the 95% confidence level in the concordia plots and as discussed in the text.

5.5.2 U-Pb isotopic results

5.5.2.1 The aluminous gneiss (sample 547A; 7537)

The aluminous gneiss yielded euhedral to subhedral zircon grains displaying fine-scale oscillatory zoned cores. Most of these grains averaged 100 to 200 µm in length and showed minor cracking. Electron imaging reveals the euhedral to irregular morphology of these cores (Fig. 5. 4). The Th/U ratio of the cores ranges from 0.34 to 0.89 and their U and Th content are between 111–395 ppm and 52–339 ppm, respectively (Table 5.1). The subhedral prismatic morphology, weak oscillatory zoning and typically igneous Th/U ratios of these cores suggest that they are magmatic in origin. Zoned cores are overgrown by unzoned rims which impart the rounded subhedral external morphology of the grains. Rims are generally a few µm wide but their thickness increases in some grains and can constitute up to 40% of the cross section. None of the rims were analyzed as more precise metamorphic ages could be obtained from other samples.

Table 5. 1: SHRIMP isotopic data for zircon

| Sample name | type | spot size | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb (ppm) | ^{204}Pb (ppb) | $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ | P^{206} |
|--|------|-----------|---------|----------|-------|----------|-------------------------|-----------------------------------|---------------|------------------|
| CQA-02-547A : aluminous lapillistone | | | | | | | | | | |
| 7537-13.1 | IZ | 120 | 222.15 | 85.18 | 0.396 | 59 | 2 | 4.25E-05 | 2.96E-05 | 0.0007 |
| 7537-39.1 | IZ | 120 | 111.8 | 52.12 | 0.482 | 30 | 4 | 1.58E-04 | 4.44E-05 | 0.0028 |
| 7537-9.1 | IZ | 120 | 336.44 | 202.19 | 0.621 | 95 | 6 | 8.47E-05 | 2.23E-05 | 0.0015 |
| 7537-48.1 | IZ | 120 | 303.35 | 110.9 | 0.378 | 81 | 4 | 5.91E-05 | 3.63E-05 | 0.0010 |
| 7537-97.1 | IZ | 120 | 337.59 | 188.72 | 0.577 | 96 | 0 | 3.03E-06 | 3.80E-05 | 0.0001 |
| 7537-24.1 | IZ | 120 | 307.67 | 196.62 | 0.660 | 90 | 5 | 6.96E-05 | 3.84E-05 | 0.0012 |
| 7537-143.1 | IZ | 120 | 395.35 | 339.55 | 0.887 | 123 | 6 | 6.61E-05 | 1.94E-05 | 0.0012 |
| 7537-40.1 | IZ | 120 | 303.88 | 101.21 | 0.344 | 83 | 4 | 5.23E-05 | 9.76E-05 | 0.0009 |
| CQA-02-1564E : Carbonated amphibolite | | | | | | | | | | |
| 7535-104.1 | IRZ | 70 | 568 | 755 | 1.372 | 130 | 16 | 1.85E-04 | 4.85E-05 | 0.0032 |
| 7535-103.1 | IRZ | 70 | 530 | 169 | 0.329 | 95 | 10 | 1.19E-04 | 6.44E-05 | 0.0021 |
| 7535-128.1 | IRZ | 70 | 938 | 248 | 0.273 | 166 | 10 | 6.87E-05 | 6.20E-05 | 0.0012 |
| 7535-129.1 | IRZ | 70 | 1304 | 304 | 0.240 | 230 | 138 | 6.83E-04 | 6.12E-05 | 0.0118 |
| 7535-32.1 | IRZ | 70 | 610 | 277 | 0.468 | 116 | 7 | 7.76E-05 | 9.77E-05 | 0.0013 |
| 7535-5.1 | IRZ | 70 | 567 | 160 | 0.292 | 103 | 16 | 1.87E-04 | 5.69E-05 | 0.0033 |
| 7535-99.1 | IRZ | 70 | 944 | 635 | 0.695 | 193 | 22 | 1.53E-04 | 8.44E-05 | 0.0027 |
| 7535-151.1 | IRZ | 70 | 971 | 298 | 0.317 | 177 | 24 | 1.58E-04 | 3.94E-05 | 0.0027 |
| 7535-7.1 | IRZ | 70 | 993 | 908 | 0.944 | 220 | 23 | 1.47E-04 | 3.63E-05 | 0.0026 |
| 7535-63.1 | IRZ | 70 | 1028 | 309 | 0.311 | 192 | 14 | 8.77E-05 | 4.00E-05 | 0.0015 |
| 7535-130.1 | IRZ | 70 | 423 | 319 | 0.780 | 98 | 17 | 2.24E-04 | 7.22E-05 | 0.0039 |
| 7535-98.1 | IRZ | 70 | 454 | 292 | 0.664 | 111 | 10 | 1.17E-04 | 6.70E-05 | 0.0020 |
| CQA-02-1840A : amphibolite | | | | | | | | | | |
| 7534-33.1 | MZ | 120 | 90 | 43 | 0.494 | 15 | 2 | 1.66E-04 | 1.25E-04 | 0.0029 |
| 7534-36.1 | MZ | 120 | 322 | 90 | 0.288 | 54 | 2 | 4.59E-05 | 3.38E-05 | 0.0008 |
| 7534-88.1 | MZ | 120 | 185 | 43 | 0.242 | 30 | 3 | 1.10E-04 | 4.66E-05 | 0.0019 |
| 7534-35.1 | MZ | 120 | 320 | 182 | 0.586 | 55 | 2 | 4.99E-05 | 2.37E-05 | 0.0009 |
| 7534-7.1 | MZ | 120 | 253 | 56 | 0.229 | 40 | 3 | 8.18E-05 | 2.92E-05 | 0.0014 |
| 7534-122.1 | MZ | 120 | 235 | 88 | 0.388 | 41 | 5 | 1.33E-04 | 1.40E-04 | 0.0023 |
| 7534-83.1 | MZ | 120 | 436 | 88 | 0.208 | 71 | 2 | 2.43E-05 | 3.66E-05 | 0.0004 |
| 7534-12.1 | MZ | 120 | 264 | 133 | 0.520 | 48 | 5 | 1.22E-04 | 9.80E-05 | 0.0021 |
| 7534-53.1 | MZ | 120 | 224 | 49 | 0.224 | 37 | 3 | 1.05E-04 | 8.54E-05 | 0.0018 |
| 7534-115.1 | MZ | 120 | 215 | 56 | 0.268 | 35 | 5 | 1.63E-04 | 8.71E-05 | 0.0028 |
| 7534-97.1 | MZ | 120 | 292 | 133 | 0.470 | 50 | 9 | 2.08E-04 | 4.93E-05 | 0.0036 |
| 7534-32.1 | MZ | 120 | 348 | 186 | 0.551 | 63 | 7 | 1.41E-04 | 4.82E-05 | 0.0025 |
| 7534-117.1 | IRZ | 70 | 686 | 1050 | 1.581 | 179 | 22 | 2.01E-04 | 9.37E-05 | 0.0035 |
| 7534-124.1 | IRZ | 70 | 507 | 1071 | 2.184 | 164 | 34 | 3.65E-04 | 6.75E-05 | 0.0063 |
| 7534-99.1 | IRZ | 70 | 407 | 581 | 1.477 | 120 | 12 | 1.55E-04 | 7.53E-05 | 0.0027 |
| 7534-73.1 | IRZ | 70 | 420 | 599 | 1.474 | 123 | 8 | 1.04E-04 | 5.56E-05 | 0.0018 |
| 7534-42.1 | IRZ | 70 | 977 | 712 | 0.753 | 223 | 34 | 2.05E-04 | 4.32E-05 | 0.0036 |

Table 5.1 suite

| $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 1\sigma$ |
|-----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|
| 0.1192 | 0.0021 | 3.260 | 0.068 | 0.2538 | 0.0040 | 0.0932 | 0.0011 | 1458 | 21 | 1491 | 22 |
| 0.1430 | 0.0042 | 3.288 | 0.076 | 0.2545 | 0.0041 | 0.0937 | 0.0014 | 1462 | 21 | 1502 | 28 |
| 0.1784 | 0.0020 | 3.306 | 0.054 | 0.2570 | 0.0033 | 0.0933 | 0.0008 | 1474 | 17 | 1494 | 16 |
| 0.1112 | 0.0019 | 3.315 | 0.060 | 0.2577 | 0.0036 | 0.0933 | 0.0009 | 1478 | 19 | 1494 | 18 |
| 0.1710 | 0.0021 | 3.425 | 0.064 | 0.2596 | 0.0033 | 0.0957 | 0.0012 | 1488 | 17 | 1541 | 23 |
| 0.1962 | 0.0031 | 3.472 | 0.079 | 0.2645 | 0.0044 | 0.0952 | 0.0013 | 1513 | 22 | 1532 | 26 |
| 0.2653 | 0.0046 | 3.443 | 0.059 | 0.2650 | 0.0039 | 0.0942 | 0.0006 | 1515 | 20 | 1513 | 13 |
| 0.1009 | 0.0039 | 3.448 | 0.080 | 0.2654 | 0.0035 | 0.0942 | 0.0016 | 1517 | 18 | 1513 | 33 |
| 0.4659 | 0.0059 | 1.798 | 0.062 | 0.1722 | 0.0035 | 0.0757 | 0.0019 | 1024 | 19 | 1087 | 52 |
| 0.1093 | 0.0041 | 1.827 | 0.038 | 0.1766 | 0.0020 | 0.0750 | 0.0012 | 1048 | 11 | 1069 | 33 |
| 0.0827 | 0.0027 | 1.853 | 0.044 | 0.1775 | 0.0026 | 0.0757 | 0.0013 | 1053 | 14 | 1088 | 35 |
| 0.0771 | 0.0027 | 1.817 | 0.052 | 0.1784 | 0.0032 | 0.0739 | 0.0015 | 1058 | 17 | 1038 | 41 |
| 0.1572 | 0.0042 | 1.883 | 0.105 | 0.1788 | 0.0020 | 0.0764 | 0.0041 | 1060 | 11 | 1105 | 111 |
| 0.1004 | 0.0036 | 1.850 | 0.054 | 0.1789 | 0.0025 | 0.0750 | 0.0018 | 1061 | 14 | 1069 | 49 |
| 0.2481 | 0.0084 | 1.860 | 0.044 | 0.1791 | 0.0021 | 0.0754 | 0.0015 | 1062 | 11 | 1078 | 39 |
| 0.0988 | 0.0027 | 1.831 | 0.033 | 0.1805 | 0.0023 | 0.0736 | 0.0008 | 1070 | 13 | 1030 | 22 |
| 0.3261 | 0.0066 | 1.978 | 0.044 | 0.1834 | 0.0024 | 0.0782 | 0.0013 | 1085 | 13 | 1153 | 33 |
| 0.1003 | 0.0027 | 1.934 | 0.044 | 0.1846 | 0.0031 | 0.0760 | 0.0010 | 1092 | 17 | 1094 | 28 |
| 0.2506 | 0.0067 | 2.284 | 0.054 | 0.2028 | 0.0028 | 0.0817 | 0.0014 | 1191 | 15 | 1238 | 35 |
| 0.1957 | 0.0048 | 2.562 | 0.056 | 0.2227 | 0.0029 | 0.0834 | 0.0013 | 1296 | 15 | 1279 | 31 |
| 0.1577 | 0.0075 | 1.658 | 0.062 | 0.1629 | 0.0028 | 0.0738 | 0.0023 | 973 | 15 | 1036 | 64 |
| 0.0870 | 0.0022 | 1.704 | 0.029 | 0.1676 | 0.0022 | 0.0737 | 0.0007 | 999 | 12 | 1034 | 20 |
| 0.0705 | 0.0026 | 1.634 | 0.032 | 0.1619 | 0.0022 | 0.0732 | 0.0010 | 967 | 12 | 1019 | 27 |
| 0.1794 | 0.0027 | 1.601 | 0.035 | 0.1595 | 0.0025 | 0.0728 | 0.0010 | 954 | 14 | 1009 | 28 |
| 0.0692 | 0.0019 | 1.630 | 0.029 | 0.1610 | 0.0023 | 0.0734 | 0.0007 | 962 | 13 | 1026 | 20 |
| 0.1171 | 0.0065 | 1.699 | 0.060 | 0.1691 | 0.0023 | 0.0729 | 0.0023 | 1007 | 13 | 1010 | 64 |
| 0.0598 | 0.0025 | 1.707 | 0.030 | 0.1680 | 0.0022 | 0.0737 | 0.0007 | 1001 | 12 | 1034 | 20 |
| 0.1578 | 0.0045 | 1.744 | 0.052 | 0.1697 | 0.0029 | 0.0746 | 0.0017 | 1010 | 16 | 1057 | 46 |
| 0.0665 | 0.0037 | 1.690 | 0.058 | 0.1665 | 0.0032 | 0.0736 | 0.0019 | 993 | 18 | 1031 | 54 |
| 0.0827 | 0.0038 | 1.664 | 0.045 | 0.1631 | 0.0023 | 0.0740 | 0.0016 | 974 | 13 | 1041 | 44 |
| 0.1395 | 0.0028 | 1.663 | 0.034 | 0.1650 | 0.0022 | 0.0731 | 0.0010 | 984 | 12 | 1017 | 29 |
| 0.1668 | 0.0028 | 1.724 | 0.034 | 0.1697 | 0.0024 | 0.0737 | 0.0009 | 1011 | 13 | 1033 | 26 |
| 0.5355 | 0.0071 | 2.004 | 0.059 | 0.1881 | 0.0034 | 0.0773 | 0.0016 | 1111 | 19 | 1128 | 42 |
| 0.6882 | 0.0057 | 2.485 | 0.051 | 0.2121 | 0.0026 | 0.0850 | 0.0013 | 1240 | 14 | 1315 | 30 |
| 0.4201 | 0.0092 | 2.673 | 0.094 | 0.2269 | 0.0049 | 0.0854 | 0.0022 | 1318 | 26 | 1325 | 50 |
| 0.4426 | 0.0053 | 2.611 | 0.067 | 0.2225 | 0.0028 | 0.0851 | 0.0018 | 1295 | 15 | 1318 | 41 |
| 0.2496 | 0.0054 | 2.191 | 0.049 | 0.1997 | 0.0025 | 0.0796 | 0.0014 | 1174 | 13 | 1186 | 34 |

A total of eleven analyses were carried out on oscillatory zoned cores. Analyzed spots were sited away from any visible cracks. Data from zircon cores are dominated by a cluster of eight concordant analyses with a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1508 ± 14 Ma and probability of fit (POF) of 95% (Fig. 5.5A). However, three concordant analyses

plot outside this cluster, while this main cluster itself is also spread slightly along the concordia. A regression line passing through all eleven analyses intersects concordia at 1532 ± 43 Ma (1σ) and 962 ± 230 Ma (1σ). The lower intercept age suggests that the cores experienced some Pb loss during Grenvillian metamorphism. The upper intercept age, is in agreement with the mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for the cluster of eight points but we believe this age to be unreliable as recent Pb loss would pull the upper intercept towards an older age. Our best estimate of age is based, therefore, on the three concordant analyses with oldest $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ ages (analyses 24.1, 40.1 and 143.1). A ‘concordia’ age calculated according to the methods of Ludwig (2000) yields 1508 ± 14 Ma, with a POF of 95%, which is interpreted as the time of zircon crystallization just prior to ejection of the volcaniclastic rock.

5.5.2.2 The carbonated amphibolite (sample 1564E; 7535)

The carbonated amphibolite yielded zircon grains of two morphological types. One group, representing 60% of the zircon population, are subhedral, averaging 80 to 150 μm in length, and have cores and rims that are clearly distinguishable as the cores contain numerous microscale inclusions (Fig 5.4). The cores are irregular or subbedral in shape with average length of ca. 100 μm . They display variable to high Th and U contents with low to high Th/U ratios ($\text{U} = 423\text{--}1304$ ppm; $\text{Th} = 160\text{--}908$ ppm; $\text{Th}/\text{U} = 0.27\text{--}1.37$; Table 5.1). Inclusions are abundant, having rounded to irregular shapes, and consist, in order of abundance, of quartz, biotite, potassic and alkali feldspar, chlorite, hornblende, albite and traces of iron-oxides (Table 5.2). Rims commonly have radial cracks, which suggests that metamict cores expanded more, owing to higher Th and U than rims; an interpretation corroborated by lower birefringence and higher BSE response of the cores. A second group of zircons consists of rounded equidimensional to subhedral elongate grains, generally smaller than 100 μm . They have a smooth, translucent appearance and display irregular but homogeneous zones with different U-Th composition. Their morphology is consistent with growth during high-grade metamorphism.

Only the inclusion-rich cores have been analysed in the carbonated amphibolite, again as all rims analyzed until now in the region were metamorphic in origin and Grenvillian in age. Data from zircon cores are dominated by a cluster of nine analyses with a concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 1062 ± 11 Ma with a POF of 95% (Fig. 5.5B). Two concordant or near concordant analysis plot outside this cluster and display older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1279 ± 31 Ma (1σ) and 1238 ± 35 Ma (1σ), whereas one discordant analysis yields a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1153 ± 33 Ma (1σ). These older ages are associated with zircon of lower U content (423 – 454 ppm).

5.5.2.3 The metagabbro (sample 1840A; 7534)

This metagabbro yielded similar zircon populations to those observed within the carbonated amphibolite (Fig. 5.4). However, the zircons characterized by the presence of inclusion-rich, high U cores, are less abundant in the metagabbro (35%) than in the carbonated amphibolite (60%). The inclusion-rich cores of zircon from the metagabbro are also smaller, less enriched in U ($\text{U} = 407$ – 977 ppm) and enriched in Th ($\text{Th} = 581$ – 1071 ppm) than those observed in zircon from the carbonated amphibolite. Their Th/U ratios vary between 0.75–2.18 (Table 5.1). Inclusions are, in order of abundance: feldspar (mainly potassic and alkali feldspar), biotite, chlorite, hornblende and traces of pyrite (Table 5.2).

The second group of homogeneous zircons have U and Th concentrations that are similar to the rims of the first group ($\text{U} = 90$ – 436 ppm; $\text{Th} = 43$ – 186 ppm; $\text{Th}/\text{U} = 0.2$ – 0.6 ; Table 1) and their morphology and composition is consistent with growth during high-grade metamorphism. Although the Th/U ratios of these grains are lower than that of the porous cores, metamorphic zircon grown during amphibolite facies can be less than 0.07 (Rubatto, 2002). On the other hand, Vavra et al. (1999) point out that the Th/U ratio of metamorphic zircon increases with metamorphic grade to reach higher values in the granulite facies.

Five analyses were carried out on the inclusion-rich cores and twelve on the metamorphic rims and equidimensional zircon grains. Data from zircon rims and homogeneous

rounded equidimensional grains are dominated by a cluster of 13 analyses (Fig. 5.5C). These analyses yield a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1029 ± 16 Ma with 95% POF. There is no correlation between age and compositional variations of the metamorphic zircons. As it is unlikely that there was significant metamorphic Pb loss after this time, based on available geochronology from the region (e.g. van Breemen and Corriveau, 2005), 1029 ± 16 Ma is interpreted as the time of metamorphic zircon growth.

The five zircon cores that have abundant inclusions yield concordant or near concordant analyses with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging between 1128 ± 42 Ma (1σ) and 1325 ± 50 Ma (1σ) (Fig. 5.5C). The origin of these cores and the significance of these dates will be discussed below.

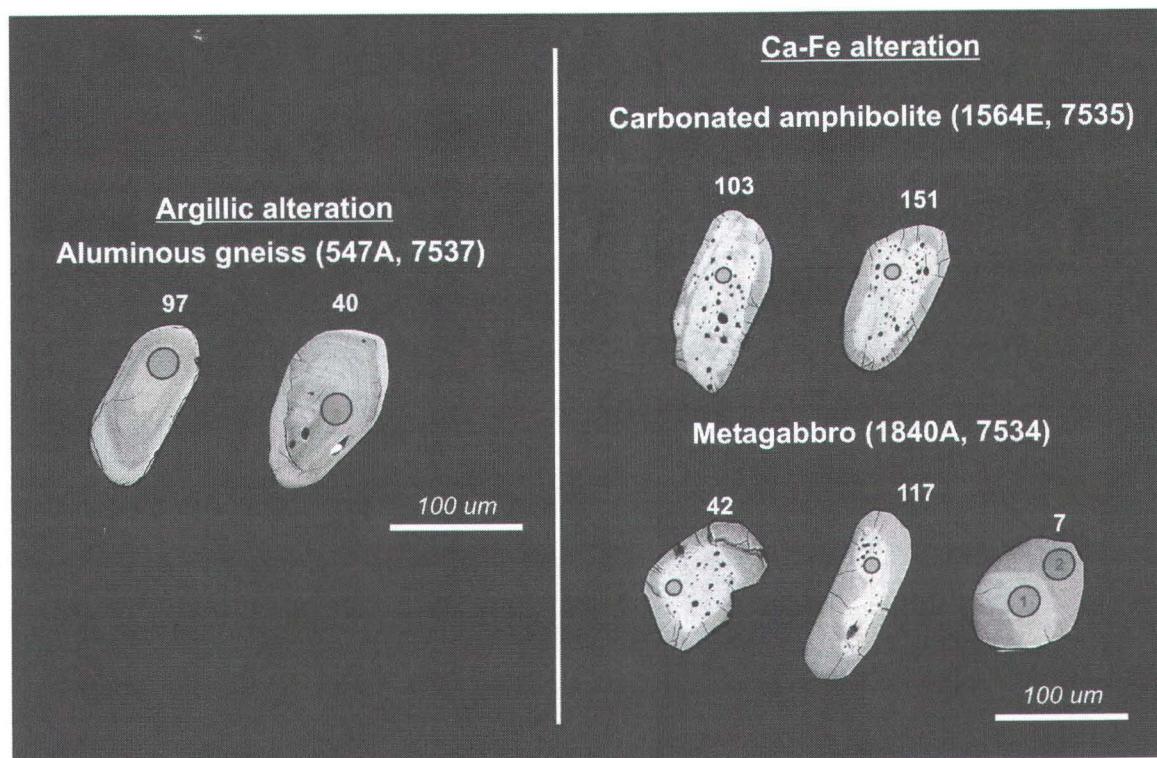


Figure 5.4 : Representative backscattered electron (BSE) images of the zircon analysed, as well as location of individual spot analyses.

Table 5. 2: Type and abundance of inclusion within U-rich zircon cores

SEM mineral identification

| inclusion type | abundance (%) |
|--|---------------|
| CQA-02-1564E : carbonated amphibolite (N = 107) | |
| quartz | 37 |
| biotite | 20 |
| K feldspar | 18 |
| alkali feldspar (Na> K) | 11 |
| chlorite | 7 |
| albite | 3 |
| hornblende | 3 |
| Fe oxide | 1 |
| CQA-02-1840A : amphibolite (N = 63) | |
| K feldspar | 32 |
| biotite | 27 |
| chlorite | 16 |
| quartz | 13 |
| alkali feldspar (Na> K) | 10 |
| albite | 2 |
| pyrite | 2 |

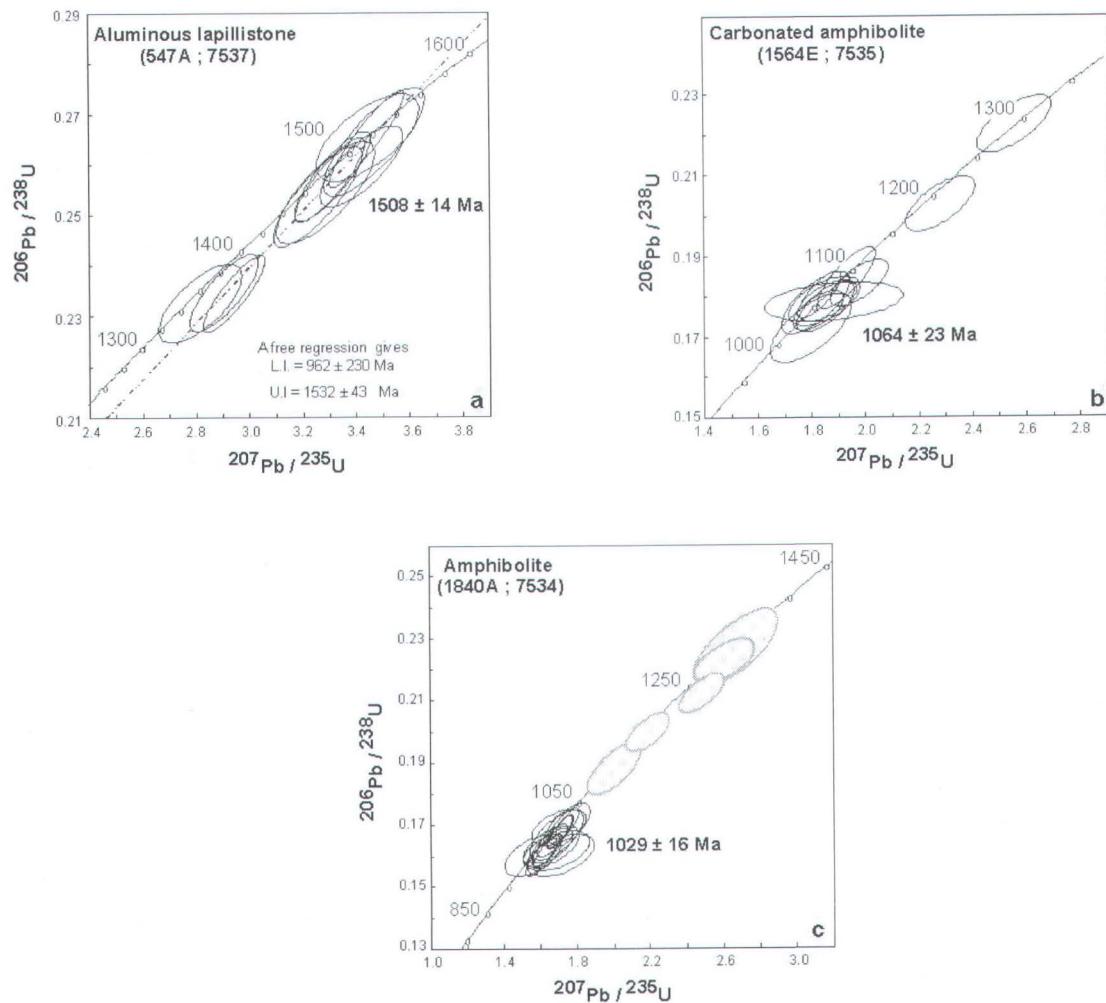


Figure 5.5 : U-Pb Concordia diagrams. A) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the aluminous gneiss (CQA-02-547A; 7537). B) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the carbonated amphibolite (CQA-02-1564E; 7535). C) Distribution of SHRIMP data points for zircon from the metagabbro (CQA-02-1840A; 7534); analyses on inclusion rich zircons are shaded. These analyses are not included in the weighted average $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ age of metamorphic zircons that are shown with dashed lines.

5.6 Discussion

5.6.1 Origin of inclusion rich zircon

The metagabbro and the carbonated amphibolite associated with the Ca-Fe alteration zone of the La Romaine hydrothermal system yield an atypical population of zircon characterized by inclusion-rich cores with variable to high U and Th content and Th/U

ratio. The spongy inclusion-filled texture and the U-rich chemistry of these zircon cores are consistent with zircon crystallized from or altered by an aqueous fluid (Corfu et al., 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003). The development of zircon during fluid-dominated processes involved the mobility of Zr and Si. Recent studies have shown that hydrothermal, magmatic and metamorphic fluids have the ability to mobilize Zr and can have a significant impact on zircon morphology and chemistry (Rubin et al., 1989; Claoué-Long et al., 1990; Kerrich and King, 1993; Williams et al., 1996; Tomaschek et al., 2003; Hoskin, 2005).

Inclusions from zircon cores occurring within the carbonated amphibolite and metagabbro, are mainly quartz, potassic and alkali feldspar, biotite, chlorite, hornblende, plagioclase, and traces of iron-oxide or pyrite. This suite of minerals does not include orthopyroxene or clinopyroxene, which are diagnostic minerals of the granulite-facies paragenesis of the host metagabbro or amphibolite. It is unlikely, therefore, that the inclusions-rich zircon formed as a result of metamorphic processes. Furthermore, as the inclusion-rich zircon did not preserve euhedral zoning, they are unlikely to be of magmatic origin (Nutman and Ehlers, 1998). The most likely alternative is that this zircon population resulted from growth or resetting in a hydrothermal environment. Rubin et al. (1993) show that Zr mobility occurs during hydrothermal alteration processes involving F-rich hydrothermal fluids, as F^- complexing ions promote the preferential solubility of Zr. The presence of metamorphosed and deformed fluorite-bearing veins crosscutting the Ca-Fe alteration zone confirm the abundance of F during the hydrothermal activity. The unusual high zircon content in the biotite-sulphideapatite-rich layer within the carbonated amphibolite provides further evidence for hydrothermal zircon precipitation or recrystallization within the discharge zone. If inclusion-rich zircon has a hydrothermal origin then the inclusions may represent mainly alteration minerals (Claoué-Long et al., 1990; Kerrich and King, 1993; Yeats et al., 1996; Williams, 1998; Hartmann et al., 2000; Corfu et al., 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003). High-grade metamorphosed zircon-rich alteration facies of the discharge zone contains high modal abundance of K- and Fe-rich minerals, such as biotite, iron-oxides and sulphide. Zircon inclusions consist mainly of K- and Fe-rich phases (biotite, potassic feldspar, chlorite, iron oxide). The abundance

of K- and Fe-rich minerals in both zircon and zircon-rich altered rocks may confirm the hydrothermal origin of inclusion-rich zircon population.

In contrast to the carbonated amphibolite, the metagabbro does not display field-evidence of strong chemical changes associated with hydrothermal alteration and thus is interpreted as a low-altered rock (Bonnet et al., 2005). However, some layers of metagabbro have inclusions of ironstones and some of these zircons may have come from the assimilation of such xenoliths.

5.6.2 Timing of the volcanism and hydrothermal activity

The aluminous gneiss (sample 547A) has a zircon U-Pb crystallization age of 1508 ± 14 Ma. This age is consistent with zircon U-Pb crystallization ages obtained on least altered metavolcaniclastic rocks in the Lac Musquaro and Lac d'Auteuil extensions of the Wakeham Group (1511 ± 13 Ma, 1506 ± 11 Ma, 1502 ± 9 Ma; van Breemen and Corriveau, 2005). The strong influence of volcaniclastic rock permeability on focussing hydrothermal fluids suggests that the hydrothermal activity is coeval with the volcanic event and that the 1508 ± 14 Ma magmatic crystallization age, while strictly a maximum age, is interpreted to represent a reasonable age estimate of the hydrothermal activity.

Hydrothermal zircon is commonly used to date hydrothermal alteration and mineralization (Claoué-long et al., 1990; Kerrich and King, 1993; Barrie and Krogh, 1996; Yeats et al., 1996; Williams, 1998; Hartmann et al., 2000). The near concordant U-Pb ages obtained from the inclusion-rich zircon occurring within the carbonated amphibolite range from 1279 ± 62 Ma to 1030 ± 44 Ma (1σ). These ages are not distributed uniformly along the concordia as nine analyses form a cluster with a concordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1062 ± 11 Ma, whereas two analyses display older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1279 ± 62 Ma and 1238 ± 70 Ma (1σ), ca. 200 my younger than the volcanic activity. The large age spread suggests that the hydrothermal zircon U-Pb systems were reset. The disturbance of the U-Pb isotopic system of hydrothermal zircon is correlated with a decrease in Th/U ratio that point to a chemical control on Pb loss. The Pb loss could be related to the high-grade metamorphism that affected the La Romaine cupriferous

hydrothermal system. A older minimum age for the hydrothermal activity is obtained from the three oldest analyses of inclusion rich zircon of the metagabbro for which a weighted average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is 1325 ± 50 Ma (1σ). This date represent also a minimum age for the within-plate gabbroic magmatism.

5.6.3 Timing of high-grade metamorphism

The metagabbro sample (1840A) contains a late Grenvillian (1029 ± 16 Ma) zircon generation that occurs either as unzoned zircon grains or as overgrowths, both with low Th/U ratios. The morphology and Th-U chemistry of these zircon grains and overgrowths are typical of zircon crystallized during high-grade metamorphism (Vavra et al., 1999). The carbonated amphibolite (1564E) and the aluminous gneisses (506A) display similar metamorphic zircons and overgrowths but these have not been analysed.

The geological significance of U-Pb dates obtained from metamorphic zircon in high-grade granulite-facies rocks depends on many parameters and the U-Pb dates themselves may constrain either prograde, peak or retrograde metamorphic conditions or have no geological significance beyond documenting lead loss (e.g. Fraser et al., 1997; Roberts and Finger, 1997). Metamorphic zircon is known to form by different processes including (1) precipitation or recrystallization from metamorphic fluids (Williams et al., 1996; Tomaszek et al., 2003), (2) solid-state recrystallization of protolith (igneous) zircons (Pidgeon, 1992; Hoskin and Black, 2000), (3) crystallization from Zr-bearing partial melt during anatetic melting (Roberts and Finger, 1997) and (4) crystallization by diffusion of Si and Zr released by metamorphic breakdown reactions of major silicate minerals (Fraser et al., 1997; Degeling et al., 2001), oxides (Bingen et al., 2001) or accessory minerals (Pan, 1997). In the present case-study, the first three possibilities can be eliminated. It is unlikely that the 1.03 Ga metamorphic zircons grew in a solid-state recrystallization process because this typically results in the preservation of the initial chemistry and textures of the original igneous zircons (Vavra et al., 1996; Hoskin and Black, 2000), which are diagnostic features that are not observed in the studied metamorphic zircon. Processes involving fluids (aqueous metamorphic fluids or anatetic melt) result in the development of textures that characterize fluid interaction such as resorption of pre-

existing zircon (embayment). In the studied zircons, the hydrothermal cores surrounded by metamorphic rims have irregular shapes indicating some resorption. However, well-defined embayment textures are rare indicating that this resorption may be considered a minor process. Therefore it is more likely that metamorphic zircon grains and overgrowths were formed through breakdown metamorphic reactions involving Zr-bearing minerals. It has been suggested that hornblende has high Zr content, whereas orthopyroxene does not contain significant Zr (Fraser et al., 1997). Peak metamorphic formation of orthopyroxene-bearing leucosome as the product of hornblende breakdown could promote the crystallization of new metamorphic zircon. In thin-section, zircons are closely associated with orthopyroxene-bearing leucosomes; a textural relationship which confirms the formation of zircon through hornblende breakdown. The U-Pb age of 1029 ± 16 Ma from metamorphic zircon is therefore interpreted as the time of peak metamorphism.

Although Pinwarian metamorphism was locally documented in the Natashquan domain (Clark and Machado, 1995), metamorphic zircon from the La Romaine supracrustal belt does not provide pre-Grenvillian ages. The U-Pb age measured in this study on metamorphic zircon from the metagabbro indicates that the high-grade metamorphic event is Grenvillian. This U-Pb metamorphic age is similar to those obtained on metamorphic zircon overgrowth from granitoids of the Aguanish Complex, ranging from 1032 ± 8 Ma to 1000 ± 10 Ma (van Breemen and Corriveau, unpublished data). This metamorphic age is also consistent with the 1019 Ma zircon age reported by van Breemen and Corriveau (2005) in the Lac Musquaro extension of the Wakeham Group. Such metamorphic age information indicates that the southeastern half of the Natashquan domain records a single late Grenvillian metamorphic event grading from amphibolite to granulite facies toward the southeast.

5.7 Conclusions

The southeastern half of the Natashquan domain displays a complex history of magmatism, mineralization, regional metamorphism, and deformation. Regional mapping of this area shows that the Musquaro and Lac d'Auteuil extensions of the Wakeham Group and the La Romaine supracrustal belt conceal similar felsic-dominated volcanic centers generated in shallow marine to subaerial, subduction-related setting. The new zircon U-Pb crystallization age of 1508 ± 14 Ma obtained from an aluminous gneiss interpreted as an altered lapillistone agrees with a previous volcanic age from the Wakeham Group, suggesting that both supracrustal inliers record a similar 1.5 Ga arc-related volcanic history.

The 1508 ± 14 Ma crystallization age from the altered lapillistone (aluminous gneiss) also provides a reasonable age estimate of the hydrothermal activity as field data suggest that the latter event is coeval with the extrusion of volcanioclastic rocks. Inclusion-rich zircon cores interpreted to be of hydrothermal origin yielded near concordant U-Pb ages from 1325 Ma to 1030 Ma. Hydrothermal zircon was strongly reset during thermal events post-dating the hydrothermal activity and, therefore, a direct age of the hydrothermal activity has not been determined.

Regional high-grade metamorphism reached a peak at 1029 ± 16 Ma, during the late stage of the Grenvillian orogeny. However, evidence for an early metamorphic event at the end of the Pinwarian arc-related magmatic event was not found.

CHAPITRE 6

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

Cette partie est une synthèse des résultats obtenus lors de l'étude de la ceinture supracrustale gneissique identifiée dans le secteur sud-est du domaine de Natashquan. Ces résultats ont été discutés dans les chapitres précédents. Toutefois, dans ce chapitre, nous discuterons plus en détail du modèle métallogénique invoqué pour le système hydrothermal, reconnu dans les régions de La Romaine et du lac Musquaro, et du potentiel minéral du secteur d'étude.

6.1 Méthodes d'exploration pour les terrains gneissiques

Les contextes volcano-plutoniques felsiques métamorphisés à haut grade représentent des milieux potentiellement fertiles en ressources minérales et donc propices à l'exploration. Toutefois, au sein de tels contextes, les ceintures volcaniques et de leurs gîtes volcanogènes potentiels sont souvent difficiles à identifier lors des travaux d'exploration ou de cartographie régionale. En effet, les épisodes métamorphiques et tectoniques affectant ces contextes oblitèrent à divers degrés les éléments primaires (minéralogie, texture, structure) des roches; lesquels sont essentiels à l'identification des protolites. Les unités volcano-plutoniques felsiques métamorphisées à haut grade demeurent, de ce fait, largement cartographiées comme du gneiss non différenciés et leur potentiel minéral reste non apprécié. Toutefois, en adaptant à la spécificité des terrains de haut-grade métamorphique, les outils d'exploration géologique traditionnels axés sur les zones d'altérations hydrothermales, il devient possible d'identifier des systèmes hydrothermaux fossiles dans les contextes volcano-plutoniques gneissiques. Cela permet aussi, de reconnaître plus facilement les ceintures volcaniques et de réévaluer le potentiel minier de ces terrains encore méconnus et sous-explorés. Les outils d'exploration géologique adaptés aux terrains de haut-grade métamorphique sont basés sur (1) les empreintes

métamorphiques des gneiss (assemblages, proportion modale et composition des minéraux) reflétant la composition chimique de leurs protolites et les conditions physiques du métamorphisme; (2) les textures ou structures primaires localement préservées; et (3) les indices de terrain diagnostiques de processus hydrothermaux, comme par exemple la présence de méta-exhalites. Ils ne constituent pas des outils exacts mais offrent plutôt des pistes de réflexion permettant, dans un premier temps, de bien évaluer l'origine des gneiss sur le terrain et d'identifier ceux dérivant d'altérations hydrothermales et de volcanisme. Puis, lorsqu'un système hydrothermal et/ou un contexte volcanique a été diagnostiqué, ces outils peuvent être utilisés pour tracer les différents types d'altérations hydrothermales et/ou de faciès volcaniques et volcanoclastiques rencontrés, estimer les changements chimiques pré-métamorphiques associés à l'hydrothermalisme et cibler les unités importantes pour des études lithogéochimiques et l'interprétation des environnements de formation. Ces données permettront, alors, de confirmer les hypothèses de terrain et d'établir des modèles métallogéniques appropriés.

6.2 La ceinture volcano-plutonique gneissique du secteur sud-est du domaine de Natashquan

6.2.1 Le volcanisme : paléoenvironnement, contexte tectonique et âge

La ceinture supracrustale identifiée dans le secteur sud-est du domaine de Natashquan, renferme quatre centres volcaniques à prédominance felsique; deux localisés dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil et deux autres, dans la région côtière proche du village de La Romaine. Ces différents centres volcaniques sont sus-jacents aux roches métasédimentaires principalement arénacées, typiques du Groupe de Wakeham et sont légèrement plus jeunes que ces dernières. Dans la région côtière, ils sont sous-jacents à une unité composite d'amphibolite. Les assemblages volcano-sédimentaires de la région des lacs Musquaro et d'Auteuil sont métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites. Dans la région côtière, ils sont métamorphisés à plus haut grade, au faciès des granulites. Les différents centres volcaniques sont composés principalement de roches

métavolcaniques et métavolcanoclastiques de composition rhyolitique à dacitique. La préservation exceptionnelle des textures volcaniques primaires sur le terrain (décrivées ci après) permet une interprétation concluant que les protolites soient des unités de lapillistone, de tuf à lapillis monogéniques et polygéniques, de tuf à cendres, de porphyres et de laves rhyolitiques rubanées. L'unité composite d'amphibolite, sus-jacente aux dépôts volcanoclastiques de la région côtière, comprend (1) de l'amphibolite laminée renfermant des fragments volcaniques et interprétée d'origine volcanoclastique, (2) des amphibolites présentant des taches ovoïdes s'apparentant probablement à des varioles ou des sphérolites, donc à des textures diagnostiques de laves mafiques et (3) des sills ou filons-couches de métagabbros.

Bien que les roches métavolcaniques et métavolcanoclastiques aient été métamorphisées au faciès des amphibolites à celui des granulites et qu'elles aient l'apparence de gneiss quartzofeldspathiques, elles renferment, localement, des pences et scories de forme fluidale irrégulière ou amiboïde, des fragments lithiques, des fiammes ainsi que des textures d'aplatissement primaire de lapillis, de moussages et de fragmentation (voir chapitre 3). Ces textures témoignent d'un volcanisme vésiculaire et d'une mise en place à chaud et in-situ dans un environnement volcanique proximal, subaérien ou sous-marin peu profond. Les textures primaires des roches métavolcanoclastiques des quatre centres volcaniques sont similaires, témoignant d'une même affinité en termes de paléo-environnement volcanique. Les données de géochronologie mettent aussi en évidence la contemporanéité des centres volcaniques des deux régions. En effet, les données U-Pb (SHRIMP) obtenues sur des zircons ignés d'un lapillistone altéré par hydrothermalisme dont la texture primaire était bien préservée et provenant d'un des centres volcaniques de la région côtière, indique un âge de cristallisation de 1508 ± 11 Ma. Cette date concorde avec les âges de mise en place des centres volcaniques situés dans la région des lacs Musquaro et d'Auteuil (âges compris entre 1511 ± 13 Ma et 1493 ± 10 Ma; van Breemen et Corriveau, 2005).

Les signatures géochimiques des roches métavolcanoclastiques de composition rhyolitique et dacitique, des scories de composition andésitique et des amphibolites

d'origine effusive et de composition basaltique (lave mafique, roche volcanoclastique de composition intermédiaire) sont similaires et suggèrent des processus de cristallisation fractionnée d'un même magma parental. De ce fait, l'ensemble des roches métavolcaniques de composition felsique à mafique pourrait appartenir à une même suite lithogéochimique. Ces interprétations basées sur les signatures géochimiques des roches sont compatibles avec la reconnaissance de certaines textures diagnostiques d'un magmatisme bimodal. Ces dernières sont la présence (1) de scories (composition andésitique) moulant des ponces (composition rhyolitique) dans les roches métavolcanoclastiques composant les différents centres volcaniques et (2) de zones de mélange de magmas mafiques-felsiques dans les intrusions granitiques contemporaines au volcanisme (datations U-Pb, van Breemen et Corriveau, 2005). Dans la région côtière, une intrusion litée de gabbro est observée à la base présumée de la séquence sédimentaire. Un certain nombre d'éléments dont (1) la proximité de cette intrusion avec les unités volcano-sédimentaires et (2) les évidences d'un magmatisme bimodal reconnues dans la région, suggère que cette intrusion litée, possiblement un lacolithe à l'origine, pourrait représenter une intrusion mafique subvolcanique, contemporaine au volcanisme. Cette hypothèse est aussi corroborée par l'identification, dans cette intrusion litée, de paragenèses diagnostiques du faciès des granulites, similaires à celles des sills et filons-couches gabbroïques de l'unité composite d'amphibolite. Les paragenèses de ces unités mafiques migmatisées contrastent avec celles des dykes d'amphibolite et de métagabbro composant les suites mafiques de Robe Noire et de Lillian et interprétés comme s'étant mises en place postérieurement aux unités de 1,5 Ga. En effet, ces dykes mafiques présentent une paragenèse typique d'un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Les roches composant la suite volcanique bimodale, à prédominance felsique, sont d'affinité calco-alcaline et présentent des spectres multiélémentaires qui se distinguent par une anomalie négative en Nb-Ta-Ti. Ces caractéristiques géochimiques sont compatibles avec une pétrogenèse magmatique impliquant une zone de subduction. Bien que les signatures géochimiques soient similaires, les teneurs en HFSE et ÉTR sont plus importantes dans les roches volcaniques les plus différenciées. Ces dernières vont alors se projeter dans le champ « intraplaque » dans les diagrammes tectono-magmatiques Ti-Zr

alors que les roches volcaniques moins différencierées tombent dans le champ « arc volcanique ». Cette évolution des caractéristiques tectono-magmatiques des roches volcaniques est compatible avec un environnement d'arc continental dont le régime tectonique initialement compressif aurait évolué vers un régime extensif. Les signatures géochimiques des unités métavolcaniques concorderaient, donc, avec leur développement au sein d'un rift intra-arc.

Les facies volcaniques identifiés, les datations géochronologiques et les études lithogéochimiques démontrent, donc, que ces quatre centres volcaniques appartiendraient à une suite lithogéochimique cohérente. Leur étude permet, non seulement, une meilleure compréhension régionale mais aussi, de tracer la mobilité des éléments due au métamorphisme en tant que tel ; la chimie des unités non altérées pouvant être comparées à différents facies métamorphiques (faciès des amphibolites pour les centres volcaniques des lacs Musquaro et d'Auteuil et faciès des granulites pour les centres volcaniques de la région côtière ; chapitre 4).

6.2.2 Activité subvolcanique

Les centres volcaniques affleurent au sein des granitoïdes gneissiques du Complexe d'Aguanish s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres carrés. Les granitoïdes gneissiques sont de composition granitique et plus rarement granodioritique et tonalitique. Ils présentent des signatures en éléments majeurs et traces similaires à celles des roches métavolcaniques/volcanoclastiques; ils sont d'affinité calco-alcaline, se distinguent par une anomalie négative en Nb-Ta-Ti sur les spectres multiélémentaires et ont des rapports Rb/Nb forts à modérés, diagnostiques des magmas associés à des zones de subduction. Les données de géochronologie obtenues par la méthode U-Pb (SHRIMP) sur zircons ignés, témoignent de l'âge contemporain des granitoïdes et des roches métavolcaniques/volcanoclastiques (âges de cristallisation de 1505 ± 12 Ma et 1494 ± 12 Ma obtenus pour des orthogneiss à biotite-hornblende et à biotite-magnétite; van Breemen et Corriveau, communication personnelle, 2006). La composition similaire et l'âge contemporain des granitoïdes et des roches métavolcaniques/volcanoclastiques sont

de bons indicateurs d'une activité intrusive subvolcanique felsique à intermédiaire importante.

6.2.3 Magmatisme mafique intraplaque

L'unité composite d'amphibolite comprend des amphibolites interprétées d'origine effusive (lave mafique, roche volcanoclastique de composition mafique à intermédiaire), auxquelles sont associés des sills ou filons-couches de métagabbro. Ces métagabbros ont une tendance alcaline qui contraste avec l'affinité calco-alcaline des unités métavolcaniques de composition mafique à intermédiaire. Dans les diagrammes multi-élémentaires, les métagabbros sont enrichis en éléments incompatibles par rapport aux N-MORB, à l'exception des terres-rares lourdes et de Y. Cette signature géochimique est compatible avec un environnement de magmatisme intraplaque et avec des processus de différenciation magmatique anhydre. Contrairement aux basaltes intraplaques typiques, les métagabbros présentent aussi de faibles anomalies négatives en Nb-Ta et Zr-Hf. Ces anomalies peuvent avoir plusieurs origines dont : une pétrogenèse associée à une zone de subduction, une contamination crustale ou un métasomatisme de la source matellique. Durant cette étude doctorale, aucune étude pétrogénétique n'a été réalisée afin de mieux comprendre le cadre paléotectonique de mise en place des métagabbros de l'unité composite d'amphibolite. Toutefois, la distribution de ces métagabbros dans des bassins intra-arc et l'absence de relation de recouplement avec les granitoïdes gneissiques ou les roches volcaniques de 1,5 Ga suggèrent que ces intrusions peu volumineuses se soient mises en place peu après le magmatisme d'arc. Des âges U-Pb (SHRIMP) de 1325 ± 50 Ma (1σ), obtenus pour des cœurs hydrothermaux de zircons, prélevés dans un métagabbro de l'unité composite d'amphibolite associé à des altérations hydrothermales, viennent quelque peu appuyer cette hypothèse. En effet, bien que la datation de ces cœurs hydrothermaux ne permette pas d'obtenir l'âge de cristallisation du métagabbro, cet âge de 1325 ± 50 Ma fournit un âge minimal pour le magmatisme mafique intraplaque. Les anomalies en Nb-Ta et Zr-Hf des métagabbros d'affinité intraplaque et leur association (temporelle et spatiale) avec des roches d'affinité volcanique sont compatibles avec la possibilité d'une mise en place dans un contexte de rift intra-arc. Par contre, les métagabbros de l'unité composite d'amphibolite ne semblent (à priori) pas associés aux

suites mafiques de Robe Noire et de Lillian, composées de dykes de métagabbro d'affinité intraplaque. En effet, ces intrusions mafiques sont plus jeunes (interprétées comme mises en place vers 1177 Ma) et ne comportent pas d'assemblages métamorphiques du faciès des granulites ni ne montre d'évidence d'hydrothermalisme (les altérations hydrothermales étant restreintes jusqu'à présent aux unités de 1.5 Ga).

6.3 Le système hydrothermal de La Romaine

6.3.1 Méta-exhalites, altérations hydrothermales et minéralisations

Différents foyers d'hydrothermalisme ont été identifiés dans les unités supracrustales localisées dans le secteur sud-est du domaine de Natashquan. Ces foyers d'hydrothermalisme sont caractérisés par la présence de méta-exhalites ou de zones d'altération hydrothermale métamorphisées à haut-grade. Certains sont aussi associés à de la minéralisation cuprifère.

Les méta-exhalites forment un niveau d'épaisseur métrique, sus-jacent aux roches métasédimentaires, localisé en bordure du centre volcanique du lac Musquaro. Ce niveau de méta-exhalite est hétérogène, finement rubané et composé par des interlits ou lamines de gneiss quartzofeldspathique à grenat, de coticule (Qtz-Grt), de formation de fer (Qtz-Hbl-Grt-Mag), de grenatite, d'amphibolite à grenat et localement à clinopyroxène, d'hornblendite, de quartzite à grenat et magnétite, d'épidotite et de biotite grenatifère. L'origine exhalative de ces unités est discutée dans le paragraphe 1.6.2.1.

Les altérations hydrothermales sont principalement observées dans la région côtière où elles sont associées aux roches métavolcanoclastiques et à l'unité composite d'amphibolite sus-jacente. Elles comprennent (1) du gneiss quartzofeldspathique à nodules et veines de composition alumineuse dérivant d'un précurseur volcanique felsique (tuf rhyolitique); (2) du gneiss migmatisé à grenat-biotite-sillimanite renfermant

des fragments volcaniques, dérivant d'un précurseur volcanique de composition rhyolitique à dacitique; (3) des tufs à lapillis présentant des trains discontinus à quartz-cordiérite dérivant d'un précurseur de composition dacitique, et (4) une unité hétérogène recouvrant la structure interne de l'unité composite d'amphibolite et composée de roches carbonatées et calco-silicatées, de gneiss ferrugineux, de grenatite, de diopsidite, d'épidosite et d'amphibolite minéralisée. Cette unité hétérogène est recoupée par des veines calco-silicatées à fluorine. Les précurseurs des roches composant cette unité sont à la fois les laves mafiques d'affinité d'arc et les métagabbros d'affinité intraplaque. Les changements chimiques pré-métamorphiques enregistrés par les différentes zones d'altération sont typiques des altérations séricitiques (gneiss à nodules et veines alumineux), argiliques (gneiss alumineux migmatisé), siliceuses (trains à quartz-cordiérite) et d'une zone de décharge des fluides comprenant des altérations calciques (roches carbonatées et calco-silicatées, grenatite, plagioclastite, diopsidite, epidote), des oxydes de fer et des minéralisations cuprifères.

Dix zones minéralisées ont été identifiées lors des travaux de cartographie. Elles sont caractérisées par des minéralisations en pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite et oxydes de fer disséminées dans de l'amphibolite d'origine gabbroïque de l'unité composite d'amphibolite. Les analyses géochimiques des roches minéralisées indiquent des teneurs anomalies en Cu (1,1 % pds) et, localement, Au, Ag, Mo, W, par rapport aux amphibolites non minéralisés ou altérées. Par contre, les teneurs en Pb et Zn sont similaires à celles de leurs précurseurs.

La zone de lessivage, définie par des altérations séricitiques, argiliques et siliceuses, est observée au contact entre les unités métavolcanoclastiques et l'unité composite d'amphibolite sus-jacentes. La zone de contact est marquée par une différence de perméabilité; les unités volcanoclastiques étant plus poreuses donc plus perméables que les amphibolites. Cette différence de perméabilité aurait contribué à canaliser les fluides hydrothermaux.

La zone de décharge des fluides et les zones minéralisées se distribuent perpendiculairement à la «stratigraphie» présumée de la ceinture supracrustale. Cette

distribution des zones minéralisées ainsi que (1) les changements (pré-métamorphiques) prononcés de l'intensité et de la composition des altérations hydrothermales dans la zone de décharge des fluides; (2) les variations de l'épaisseur de l'unité composite d'amphibolite (encaissant la zone de décharge des fluides) dans des zones apparemment peu déformées; et (3) la terminaison abrupte de l'unité métasédimentaire ou métavolcanoclastique sous-jacente, correspondent à certains des critères décrits par Gibson et al. (1999) pour identifier les failles syn-volcaniques dans les terrains anciens. Ces observations semblent, donc, indiquer que la minéralisation ait été piégée au niveau de structures syn-volcaniques précoce. En prenant en compte la distribution des zones minéralisées et des altérations, les structures synvolcaniques présumées seraient donc perpendiculaires à la «stratigraphie» de la ceinture supracrustale et recouperaient tant l'unité composite d'amphibolite que les roches volcaniques sous-jacentes (voir chapitre 3 et annexe I). Toutefois, les critères pris en compte pour reconnaître des structures synvolcaniques, en particulier les variations d'épaisseur des unités, pourraient aussi être un artefact de la déformation polyphasée ayant affecté l'ensemble de la région d'étude durant l'orogénie grenvillienne. Cependant, ce scénario semble peu probable, d'une part, parce que les données structurales ne témoignent pas du plissement des unités au sein de l'unité composite d'amphibolite et, d'autre part, parce que l'extension des unités volcaniques et mafiques laisse présager d'une stratigraphie cohérente et simple. Néanmoins, il s'avère nécessaire, afin de valider l'hypothèse de terrain impliquant la présence de failles synvolcaniques, de documenter en détail les structures qui semblent recouper l'unité composite d'amphibolite. De telles études devront aussi être menées en parallèle à une meilleure évaluation de la tectonique polyphasée du secteur d'étude.

6.3.2 Nature et origine des fluides hydrothermaux

Les changements chimiques et minéralogiques enregistrés par les altérations lors de processus hydrothermaux fournissent des informations sur la nature et l'origine des fluides hydrothermaux qui ont préludés à leur formation. Ainsi, la formation de zones d'altération argilique dans lesquelles les minéraux alumineux sont stables nécessite l'interaction de fluides chauds et acides alors que la stabilité des minéraux potassiques (muscovite) dans les veines et nodules alumineux associés à du gneiss

quartzofeldspathique d'origine volcanique (altération séricitique) suggère, plutôt, l'interaction de fluides faiblement acides (Ohmoto, 1996; Hedenquist et al., 2000).

Les méta-exhalites et certaines altérations telles que les amphibolites calco-silicatées et minéralisées, les gneiss à nodules et veines alumineuses, renferment des proportions significatives de zircon. Ce minéral est, dans certains cas, regroupé en trains interconnectés ou est disposé en chapelets à l'intérieur des silicates métamorphiques ou suivant les bordures de grains. Cet habitus, inhabituel pour le zircon, pourrait refléter une croissance lors d'un influx de fluides enrichis en Zr. Les calculs de changements de masse et la comparaison des signatures chimiques des roches altérées et de leurs précurseurs indiquent, aussi, un lessivage du Zr et des terres-rares intermédiaires et lourdes lors de processus hydrothermaux dans les altérations argiliques (gneiss migmatisé à grenat-biotite-sillimanite) et siliceuses (tufs à lapillis présentant des trains discontinus à quartz-cordiérite) caractérisant les zones de lessivage. Les terres-rares et le Zr sont des éléments peu mobiles dans la plupart des contextes géologiques. Dans certaines conditions, ces éléments peuvent être transportés par des fluides métamorphiques, magmatiques ou hydrothermaux. Un des facteurs contrôlant la mobilité de ces éléments est la teneur en fluor des fluides (Taylor and Fryer, 1983; Michard and Albarède, 1986; Rubin et al., 1993; Lewis et al., 1997, 1998). Dans le système hydrothermal de La Romaine, la composition fluorée des fluides hydrothermaux est diagnostiquée, sur le terrain, par la présence de veines à fluorine. La mobilité des terres-rares et du Zr a donc été interprétée comme étant attribuée à la présence de fluides hydrothermaux riches en fluor. La présence de fluor dans les fluides hydrothermaux et la présence de métaux peu solubles (Cu, Au, Mo, W) dans les roches minéralisées, concordent avec une influence importante des fluides magmatiques.

6.3.3 Âge de l'hydrothermalisme

Plusieurs évidences de terrain suggèrent que l'hydrothermalisme soit contemporain au magmatisme d'arc de 1,5 Ga. La première évidence de terrain est la présence d'une veine de porphyre de 1495 Ma recoupant des métatufs de 1,5 Ga renfermant des veines avec altérations alumineuses. La seconde évidence de terrain est la présence d'une enclave de

coticule affleurant au sein des granitoïdes gneissiques de 1,5 Ga, dans la région du lac Musquaro. Ce coticule affleure à proximité de roches métasomatiques d'origine hydrothermale (grenatite, gneiss blanc à Qtz-Pl-Grt-Cpx-Ttn, épidotite, hornblendite) et de métatuf. Le coticule est à texture rubanée et composé de niveaux à andradite-anorthite, à anorthite ou à épido-quartz-grenat-anorthite. Il contient des traces d'apatite, barytine, fluorine, titanite et zircon. Ce dernier minéral montrait un habitus inhabituel reflétant sa croissance lors d'un influx de fluides enrichis en Zr. Le coticule se caractérise par de fortes teneurs en Ba (14000 ppm) et présente des spectres en éléments des terres-rares (normalisés aux chondrites) similaires aux unités de métatufs de 1,5 Ga adjacentes. La minéralogie atypique du coticule, son association avec des roches d'origine hydrothermale et sa signature chimique suggèrent qu'il dériverait d'une roche métasomatique d'origine hydrothermale, issue d'un précurseur volcanique. De ce fait, l'âge maximal du coticule serait celui de son précurseur (1,5 Ga). Cette enclave de coticule, dérivant d'un précurseur volcanique de 1,5 Ga, au sein de granitoïde gneissique de 1,5 Ga suggère, donc, que l'hydrothermalisme soit contemporain au magmatisme de 1,5 Ga mis en place dans un contexte d'arc.

Puisque les données de terrain suggèrent la contemporanéité de l'hydrothermalisme et du volcanisme, l'âge de cristallisation de 1508 ± 11 Ma obtenu pour un gneiss alumineux interprété comme un lapillistone altéré par des processus hydrothermaux, fournirait non seulement une limite supérieure pour le volcanisme, mais aussi un âge approximatif pour l'activité hydrothermale.

L'analyse des textures internes des zircons d'un métagabbro et d'une amphibolite carbonatée, provenant de la zone de décharge des fluides, a permis de mettre en évidence une population de zircons composites renfermant un cœur uranifère spongieux et riche en inclusions, entouré d'une couronne métamorphique. La morphologie et la chimie des coeurs de ces zircons sont compatibles avec leur croissance dans un environnement hydrothermal. Les âges U-Pb obtenus pour ces coeurs hydrothermaux par des méthodes de datation de haute résolution (SHRIMP) s'étalent entre 1325 et 1030 Ma sans former une ligne discordia précise; ils ne permettent donc pas de dater précisément

l'hydrothermalisme. L'étalement de ces âges peut s'expliquer par une sévère réinitialisation des zircons hydrothermaux pendant les événements thermaux postérieurs à l'hydrothermalisme. L'âge le plus ancien de 1325 ± 50 Ma fournirait, toutefois, un âge minimal pour l'hydrothermalisme. Les âges les plus jeunes sont contemporains aux âges de 1029 ± 16 Ma, obtenus sur les zircons ou les couronnes métamorphiques et interprétés comme l'âge du métamorphisme régional de haut grade.

6.4 Potentiel minéral de la région d'étude

La Province de Grenville comprend plusieurs contextes volcano-plutoniques renfermant des minéralisations de Cu, interprétés comme ayant un potentiel pour des gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV). Suite à leurs travaux de synthèse et de recherche, Galley et al. (2007) discutent d'un certain nombre de critères géologiques diagnostiques des districts miniers canadiens à gisements de SMV. Ces différents critères sont brièvement évalués, ci-dessous, afin d'estimer le potentiel de la ceinture métavolcanosédimentaire et du domaine plutonique gneissiques du secteur sud-est du domaine de Natahquan, pour les SMV.

- Une activité volcanique et subvolcanique générée dans des milieux en extension. Le magmatisme généré dans des milieux en extension constitue une source de chaleur et de fluides qui favorise la circulation de fluides hydrothermaux et contribue à la formation de gîtes minéraux. Galley et al. (2007) soulignent que tous les types de SMV se forment dans des milieux en extension. Dans la région d'étude, les signatures géochimiques des intrusions subvolcaniques et des roches volcaniques/volcanoclastiques associées sont compatibles avec leur mise en place au sein d'un rift intra-arc, donc dans un contexte en extension.
- Des séquences volcaniques fertiles pour les gisements de type SMV. Les centres volcaniques cartographiés sont à prédominance felsique. La reconnaissance, au sein de ces centres volcaniques, (1) de rhyolites rubanées interprétées comme issues d'un dôme rhyolitique, (2) de dykes porphyriques synvolcaniques et (3) de

textures de moulage et de fragmentation de lapillis, typiques d'une mise en place à chaud et in-situ, a permis de discriminer un environnement volcanique proximal et subaréien ou sous-marin peu profond. De tels environnements volcaniques sont fertiles pour les gisements de SMV et en particulier pour les SMV de haut-degré de sulfuration (Sillitoe et al., 1996). La signature géochimique des roches volcaniques de composition rhyolitique et rhyodacitique et, en particulier, leur affinité calco-alcaline et leurs faibles rapports $(La/Yb)_N$ et Zr/Y correspondent aussi aux signatures géochimiques des roches volcaniques, d'âge Protérozoïque, associées à des gisements de SMV (Lesher et al., 1986; Hart et al., 2004).

- La profondeur de mise en place des intrusions subvolcaniques. Les intrusions subvolcaniques décrites dans les districts miniers à gisements de SMV sont interprétées comme mises en place dans des niveaux crustaux superficiels; cette condition de mise en place favorisant la circulation convective de fluides hydrothermaux et la formation de gîtes minéraux. Dans la région d'étude, les intrusions subvolcaniques (de composition similaire et d'âge contemporain aux roches métavolcaniques/volcanoclastiques) renferment localement des enclaves de roches supracrustales (métatufs, roches métasomatiques d'origine hydrothermale, roche métasédimentaires). La présence de ces enclaves de roches supracrustales localement décamétriques en longueur souligne le toit des intrusions et indique leur mise en place à faible profondeur.
- La présence de niveaux exhalatifs. Les districts miniers à gisements de SMV se distinguent par la présence de minces horizons de sédiments chimiques résultant de l'exhalation de fluides hydrothermaux et de la diffusion de particules hydrothermales. Une fois métamorphisés, les exhalites forment des unités finement laminées constitués de roches atypiques telles que des formations de fer, du coticule, de la grenatite ou de la tourmalinite (Spry et al., 2000; Stanton, 2007). Les roches métasomatiques observées dans le secteur nord du lac Musquaro présentent des textures, des assemblages minéralogiques et des signatures chimiques s'apparentant à ceux des méta-exhalites décrits dans la littérature.
- Les zones d'altération hydrothermales. Le système hydrothermal de La Romaine comprend des altérations hydrothermales de type argilique, séricitique, siliceuse et

une zone de décharge des fluides caractérisée par des altérations carbonatées, des oxydes de fer et des minéralisations en cuivre. Les altérations argiliques et siliceuses, sous-jacentes à l'unité composite d'amphibolite qui semble avoir servi de ‘cap rock’ et en partie sous-jacente à la zone de décharge des fluides renfermant les minéralisations, sont observées dans la partie centrale du centre volcanique. Les altérations séricitiques sont, quand à elles, plus distales. Ces différents types d'altération et leur distribution sont compatibles avec les altérations hydrothermales documentées dans les gisements de SMV mis en place dans des environnements volcaniques à prédominance felsique et formés lors de l'interaction de fluides acides ayant une composante magmatique (Large et al., 2001b; Galley et al., 2007). Ce modèle est compatible avec la nature des fluides hydrothermaux ayant formé le système de La Romaine; ces fluides étant interprétés comme ayant une forte composante magmatique.

- Minéralisations. Les gisements de SMV présentent des minéralisations à Cu, Pb, Zn, Ag, Au; l'abondance de ces différents métaux variant selon le type de SMV. Les anomalies observées dans le système hydrothermal de La Romaine sont en Cu (\pm Au, \pm Ag). L'absence d'anomalies en Pb ou Zn ne corroborent pas, à priori, un modèle de type SMV. Toutefois, les SMV qui sont associés à des unités volcaniques felsiques mises en place dans des environnements sous-marins peu profonds, et qui sont formés lors de l'interaction de fluides ayant une composante magmatique importante, sont souvent riches en Cu et/ou Au (p. ex., le district de Mount Lyell; Large et al. 2001b), donc en métaux que l'on retrouve en quantité anormale dans le système hydrothermal de La Romaine. De plus, il faut noter que les données obtenues lors de l'étude du système hydrothermal ont été prélevées uniquement lors de travaux de cartographie régionale, et non lors de travaux d'exploration. De ce fait, beaucoup de lacunes sont encore présentes, et, en particulier, en ce qui a trait à la minéralisation (p. ex., peu d'échantillons minéralisés ont été analysés et les conditions climatiques difficiles n'ont pas permis d'échantillonner la zone la plus intéressante située à l'ouest de La Romaine). L'absence d'anomalie en Pb et Zn pourrait donc être liée à une insuffisance de données sur les unités minéralisées.

Les oxydes de fer et les minéralisations de Cu, ±Au, ±Ag s mises en évidences dans le système hydrothermal de La Romaine sont souvent décrites des gîtes d’oxydes de fer-Cu-Au (IOCG). Toutefois, l’absence dans le système hydrothermal étudié, de zones d’altération sodique-calcique régionales et de zones d’altération potassique et à oxydes de fer associées communément aux gîtes de type IOCG (Corriveau, 2007) ne corroborent pas ce modèle. Au contraire, un certain nombre de critères tels que le type d’altération, la présence de niveaux exhalatifs ainsi que le contexte tectonique de mise en place des unités volcano-plutoniques encaissant le système hydrothermal semblent plutôt favorables à un modèle de type SMV.

6.5 Extensions possibles du système hydrothermal et du volcanisme

La région du lac Victor, localisée à l’ouest du secteur cartographié dans le cadre de ce doctorat, est caractérisée par de grandes étendues de méta-arkose renfermant localement des nodules à quartz, muscovite et sillimanite (Sharma, 1973a et b). Les «méta-arkoses nodulaires», décrites par cet auteur, s’apparentent en terme de texture et de minéralogie au métatuf à nodules et veines à quartz-muscovite-sillimanite décrits dans les régions des lacs Musquaro et d’Auteuil et de la Romaine et interprétés comme les équivalents métamorphisés à haut-grade d’altérations sérichtiques associées à des réseaux de veines ou de fractures au sein de tufs (chapitres 3 et 4). Il serait donc intéressant de cartographier en détail la région du Lac Victor afin de vérifier si les « méta-arkoses nodulaires » peuvent être réinterprétées comme des zones d’altération associées à unités volcaniques felsiques. Si cette hypothèse s’avère exacte, la réinterprétation des unités nodulaires du Lac Victor contribuera (1) à redéfinir l’extension Ouest du système hydrothermal volcanogène et de la ceinture volcanique associée, identifiés jusqu’à présent, uniquement dans le secteur Sud-Est du domaine de Natashquan (lacs Musquaro et d’Auteuil et région de La Romaine), (2) à valider l’importance d’utiliser, lors des travaux de cartographie régionale ou d’exploration, les outils d’exploration géologique adaptés aux terrains gneissiques détaillés dans cette étude doctorale.

REFERENCES

- Ague, J.J. 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, vol. 19, p. 855–858.
- Allard, G.O. 1978. Pétrologie et potentiel économique du prolongement du sillon de roches vertes de Chibougamau dans la Province de Grenville. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DPV-604.
- Allard, G.O. 1979. Prolongement du Complexe du Lac Doré dans la Province de Grenville, à l'est de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-685.
- Allard, G.O., Carpenter, R.H. 1988. Mineralogical anomalies in metamorphosed terrains, a neglected but promising exploration tool. International conference on the geochemical evolution of the continental crust, Pocos de Cladas, Brazil, p. 229–236.
- Allen, R.L., Weihsed, P., Svenson, S.-A. 1996a. Setting of Zn–Cu–Au–Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden. *Economic Geology*, vol. 91, p. 1022–1053.
- Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A., Christofferson, H. 1996b. Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn–Pb–Ag–(Cu–Au) sulphide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology*, vol. 91, p. 979–1008.
- Archer, P., Chapdelaine, M., Huot, F. 2004. Découverte de sulfures massifs volcanogènes de haut-grade métamorphique dans la Ceinture de Coulon, Baie James. Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Québec, p. 13.
- Årebäck, H., Barrett, T.J., Abrahamsson, S., Fagerström, P. 2005. The Paleoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part I: geology. *Mineralium Deposita*, vol. 40, p. 351–367.
- Bailes, A.H., Galley, A.G. 1999. Evolution of the Paleoproterozoic Snow Lake arc assemblage and geodynamic setting for the associated volcanic-hosted massive

- sulphide deposits, Flin Flon Belt, Manitoba, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 36, p. 1789–1805.
- Barham, B.A., Froese, E. 1997. Geology of the New Fox alteration zone, Laurie Lake, Manitoba. Commission géologique du Canada, Étude 86-01B, p. 827–835.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H. 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. *Dans « Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems » édité par D.R. Lentz*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 11, p. 433–467.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H., Årebäck, H. 2005. The Paleoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part II: chemostratigraphy and alteration. Mineralium Deposita, vol. 40, p. 368–395.
- Barrie, C.T., Krogh, T.E. 1996. U–Pb zircon geochronology of the Selbaie Cu–Zn–Ag–Au mine, Abitibi subprovince, Canada. Economic Geology, vol. 91, p. 563–575.
- Bassaget, J.P. 1970. Géologie de la région de Kégashka, comté de Duplessis. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec, RP-597.
- Bassaget, J.P. 1972. Géologie de la région du lac Musquaro (comté de Duplessis). Ministère des Ressources naturelles, Québec, DP-061.
- Bau, M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction and the significance of the oxidation stage of europium. Chemical Geology, vol. 93, p. 219–230.
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems:evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 123, p. 323–333.
- Bernier, L.R. 1992. Lithogeochemistry and geothermobarometry of mineralized cordierite-orthoamphibole and related rocks at Atik Lake, Manitoba, Némiscau and Montauban, Québec. Thèse de doctorat, Université McGill, Québec, 372 p.
- Bernier, L.R., MacLean, W.H. 1993. Lithogeochemistry of a metamorphosed VMS alteration zone at Montauban, Grenville Province. Exploration and Mining Geology, vol. 2, p. 367–386.

- Bhattacharya, A., Mazumdar, A., Sen, S.K. 1988. Fe–Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist*, vol. 73, p. 338–344.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M. 2001. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of W. Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 427–437.
- Blein, O., LaFlèche, M.R., Corriveau, L. 2003. Geochemistry of the granulitic Bondy Gneiss Complex: a 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, vol. 120, p. 193–218.
- Blein, O., Corriveau, L., LaFlèche, M.R. 2004. Cordierite-orthopyroxene white gneiss: a key to unveiling pre-metamorphic hydrothermal activity in the Bondy Gneiss Complex, Grenville Province, Québec. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in eastern North America » édité par R. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew*. Geological Society of America, Memoir 197, p. 19–33.
- Boggs, K.J.E., Corriveau, L. 2004. Granulite-facies P–T–t paths and the influence of retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Québec. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in eastern North America » édité par R. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew*. Geological Society of America, Memoir 197, p. 35–64.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L. 2007. Strategies for the recognition of metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terrains. *Dans « Mineral resources of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods » édité par W.D. Goodfellow et I. Kjaarsgad*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 1035–1049.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L. 2003. Caractérisation structurale et métamorphique de la marge sud-est du Groupe de Wakeham, régions du lac Musquaro et de La Romaine, Province de Grenville (Québec, Canada). Commission géologique du Canada, Étude 2003-C17.

- Bonnet, A.-L., Corriveau, L., LaFlèche, M.R. 2005. Chemical imprint of high-sulphidation volcanic-hosted hydrothermal alterations in the granulite-facies La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 42, p. 1783–1814.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L. Soumis. La Romaine – SNRC 12K03. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, 1 carte.
- Bourne, J.F. 1981. Opération Olomane – a reconnaissance geological mapping project in the eastern Grenville Province, Quebec, Canada. Commission géologique du Canada, rapport interne.
- Bourne, J.H., Scott, G., Borduras, B., Lalonde, A. 1977. Lac De Morhiban and Natashquan River map-area, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 77-1A, p. 199–204.
- Bourne, J.H., Ashton, K., Goulet, N., Helmstead, H., Lalonde A., Newman, P. 1978. Portions of the Natashquan, Musquaro and Harrington Harbour map-sheets, Eastern Grenville Province, Quebec – A preliminary report. Commission géologique du Canada, Étude 78-1A, p. 413–418.
- Brauhart, C.W., Huston, D.L., Groves, D.I., Mikucki, E.J., Gardoll, S.J. 2001. Geochemical mass-transfer patterns as indicators of the architecture of a complete volcanic-hosted massive sulfide hydrothermal alteration system, Panorama district, Pilbara, western Australia. Economic Geology, vol. 96, p. 1263–1278.
- Brun, J.-P. 1983. L'origine des dômes gneissiques, modèles et tests. Bulletin de la Société Géologique de France, vol. 25, p. 219–228.
- Camion, E. 1990. Évolution métamorphique et tectonique du Supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec). Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Québec, 99 p.
- Carr, S., Easton, R.M., Jamieson, R.A., Culshaw, N.G. 2000. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 37, p. 193–216.
- Carrington, D.P., Harley, S.L. 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites; an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 120, p. 270–291.

- Carvalho, D., Barriga, F.J.A.S., Munha, J. 1999. Bimodal siliciclastic system – the case of the Iberian Pyrite Belt. *Dans « Volcanogenic-associated massive sulphide deposits: process and examples in modern and ancient settings » édité par C.T. Barrie et M.D. Hannington.* Reviews in Economic Geology, vol. 8, p. 375–408.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology, vol. 172, p. 5–24.
- Christiansen, E.H., Keith, J.D. 1996. Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. *Dans « Trace element geochemistry of volcanic rocks: application for massive sulfide exploration » édité par D.A. Wyman.* Geological Association, Short Course Notes, vol. 12, p. 115–154.
- Claoué-Long, J.C., King, R.W., Kerrich, R. 1990. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization. Earth and Planetary Science Letters, vol. 89, p. 109–128.
- Clark, T. 2003. Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactifs et des éléments des terres rares, région de la Moyenne Côte-Nord. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark.* Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 269–326.
- Clark, T., Machado, N. 1995. New U–Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement: preliminary results. *Dans « Lithoprobe, Abitibi-Grenville project, results from a combined meeting on the Grenville province with the ECSOOT transect ».* Rapport 49, p. 29–35.
- Claveau, J. 1945. La côte Nord du Saint-Laurent, d’Aguanish à la Baie Washicoutai, comté de Saguenay. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec, DP 188.
- Claveau, J. 1950. La côte Nord du Saint-Laurent, d’Aguanish à la Baie Washicoutai, comté de Saguenay. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec, RG 043.
- Corbett, G.J., Leach, T.M. 1998. Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication n° 6.

- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kiny, P. 2003. Atlas of zircon textures. *Dans « Zircon » édité par J.M. Hanchar et P.W.O. Hoskin*. Review in Mineralogy and Geochemistry, vol. 53, p. 468–500.
- Corriveau, L. 2007. Iron oxide copper-gold deposits : a canadian perspective. *Dans « Mineral resources of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods » édité par W.D. Goodfellow et I. Kjaarsgad*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 307–328.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L. 2001. Volcanisme pyroclastique protérozoïque dans le groupe de Wakeham, région des lacs Musquaro et d'Auteuil. Commission géologique du Canada, Étude 01D-18.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L. 2005. Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 42, p. 1749–1782.
- Corriveau, L., Clark, T. 2005. The Grenville Province: a geological and mineral resources perspective derived from government and academic research initiatives. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 42, p. 1637–1642.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L. Soumis a. Musquaro – SNRC 12K11. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, 1 carte.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L. Soumis b. Baie des Loups – SNRC 12K01. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, 1 carte.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L. Soumis c. La Romaine – SNRC 12K02. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, 1 carte.
- Corriveau, L., Blein, O., LaFlèche, M.R. 1997. Progress report on the Bondy gneiss complex and its cupriferous hydrothermal system, Mont-Laurier area. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM 54804, 133 p., 1 carte.
- Corriveau, L., Blein, O., LaFlèche, M.R., Wodicka, N., Harris, L.B., Rivard, B. 1998. Cu–Au–iron oxide hydrothermalism in the Bondy Gneiss Complex of the Grenville Province- implications of its lithogeochemistry, metallogeny, paleo-setting and age in developing exploration strategy for the Rivard-Montigny properties. Rapport de recherche INRS présenté aux Ressources Ste-Geneviève, 266 p.

- Corriveau, L., Brouillette, P., Scherrer, G., Bonnet, A.-L. 2002. Extension orientale des roches volcaniques du Groupe de Wakeham et l'intrusion litée troctolitique de Musquaro, Province de Grenville, Basse-Côte-Nord, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 02-C29.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., van Breemen, O., Pilote, P. 2003. Tracking the Wakeham Group volcanic rocks and associated copper-iron oxyde hydrothermal activity from La Romaine eastward, Eastern Grenville Province, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 2003-C12.
- Corriveau, L., Perreault, S., Davidson, A. 2007. Prospective metallogenic settings of the Grenville Province. *Dans « Mineral resources of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods » édité par W.D. Goodfellow et I. Kjaarsgad*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 819–847.
- Culshaw, N., Dostal, J. 1997. Sand Bay gneiss association, Grenville Province, Ontario: a Grenvillian rift- (and –drift) assemblage stranded in the Central Gneiss Belt? *Precambrian Research*, vol. 85, p. 97–113.
- Davis, D.W., Williams, I.S., Krogh, T.E. 2003. Historical development of zircon geochronology. *Dans « Zircon » édité par J.M. Hanchar et P.W.O. Hoskin*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 53, p. 183–213.
- Dégéling, H., Eggins, S., Ellis, D.J. 2001. Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. *Mineralogical Magazine*, vol. 65, p. 749–758.
- de Ronde, C.E.J., Hannington, M.D., Stoffers, P., Wright, I.C., Ditchburn, D.G., Reyes, A.G., Baker, E.T., Massoth, G.J., Lupton, J.E., Walker, S.L., Greene, R.R., Soong, C.W.R., Ishibashi, J., Lebon, G.T., Bray, C.J., Resing, J.A.. 2005. Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system: Brothers Volcano, southern Kermadec Arc, New Zealand. *Economic Geology*, vol. 100, p. 1097–1133.
- Desjardins, D. 1988. Géologie de la région du Lac Barrin. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, ET-87-11.

- Dickin, A.P. 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 37, p. 165–181.
- Dickin, A.P. 2004. Mesoproterozoic and Paleoproterozoic crustal growth in the eastern Grenville Province: Nd isotope evidence from the Long Range inlier of the Appalachian orogen. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America » édité par R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew*. Geological Society of America, Memoir 197, p. 495–504.
- Dodson, M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 40, p. 259–274.
- Dubé, B., Dunning, G., Lauzière, K. 1998. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late Proterozoic high-sulphidation epithermal gold deposit and its implication for exploration. Economic Geology, vol. 93, p. 405–436.
- Eaton, P.C., Setterfield, T.N. 1993. The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua caldera, Fiji. Economic Geology, vol. 88, p. 1053–1083.
- Finlow-Bates, T., Stumpf, E.F. 1981. The behaviour of so-call immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. Mineralium Deposita, vol. 16, p. 319–328.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer, New York.
- Fowler, A.R., El Kalioubi, B. 2002. The Migif-Hafafit gneissic complex of the Egyptian eastern desert: fold interference patterns involving multiply deformed sheath folds. Tectonophysics, vol. 346, p. 247–275.
- Fowler, A.D., Berger, B., Shore, M., Jones, M.I., Ropchan, J. 2002. Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi greenstone belt, Canada. Precambrian Research, vol. 115, p. 311–328.
- Franklin, J.M. 1997. Lithogeochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. *Dans « Proceedings for exploration 97 » édité par A.G. Gubins*. Fourth Decennial International Conference on mineral exploration, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, Canada, p. 191–208.

- Fraser, G., Ellis, D., Eggins, S. 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, vol. 25, p. 607–610.
- Fritz, W.J., Stillman, C.J. 1996. A subaqueous welded tuff from the Ordovician of country Waterford, Ireland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 70, p. 91–110.
- Froese, E. 1984. Geology of the Woldon Bay-Fay Lake area, Manitoba. Commission géologique du Canada, Étude 84-01B, p. 355–358.
- Froese, E. 1985. Anthophyllite-bearing rocks in the Flin Flon–Sherridon area, Manitoba. Commission géologique du Canada, Étude 85-01B, p. 541–544
- Froese, E. 1998. Metamorphism of hydrothermally altered rocks. Commission géologique du Canada, Étude 1998-E, p. 193–196.
- Frost, B.R., Mavrogenes, J.A., Tomkins, A.G. 2002. Partial melting of sulfide ore deposits during medium and high grade metamorphism. *The Canadian Mineralogist*, vol. 40, p. 1–18.
- Fulignati, P., Gioncada, A., Sbrana, A. 1999. Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Island, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 88, p. 325–342.
- Gaboury, D. 2004. Paramètres des alterations hydrothermales des gisements de type VMS et aurifères: comparaison de la performance d'indicateurs d'altération. Rapport du CONSOREM, 70 p.
- Gale, G.H. 2003. Vectoring volcanogenic massive sulphide deposits using rare earth elements and other pathfinder elements at the Ruttan mine, Manitoba (NTS 63B5) *Dans « Manitoba Industry, Economic Development and Mines »*. Commission géologique du Canada au Manitoba, Rapport d'activité 2003, p. 54–73.
- Galley, A.G. 1995. Target vectoring using lithogeochemistry: applications to the exploration for volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Canadian Institute of Mining Bulletin*, vol. 88, p. 15–27.
- Galley, A.G. 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, vol. 38, p. 443–473.

- Galley, A., Hannington, M., Jonasson, I. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. *Dans « Mineral resources of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods » édité par W.D. Goodfellow et I. Kjaarsgad. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada*, p. 141–161.
- Ganguly, J., Saxena, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, vol. 69, p. 88–97.
- Gauthier, M. 1993. L'aspect que prennent les amas sulfurés en terrain métamorphique: incidences sur la prospection minière. *Bulletin de l'Association professionnelle des Géologues et des Géophysiciens du Québec*, vol. 10, p. 17–22.
- Gauthier, M., Chartrand, F. 2005. Metallogeny of the Grenville Province revisited. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, p. 1719–1734.
- Gauthier, M., Morin, G., Marcoux, P. 1985. Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier canadien. *Canadian Institute of Mining Bulletin*, vol. 78, p. 60–69.
- Gauthier, M., Corriveau, L., Chouteau, M. 2004a. Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits of the Central Metasedimentary Belt, southwestern Québec and southeastern Ontario Grenville Province. *Premières Journées De Launay, Post-symposium Field Trip Guidebook*, 20 p.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A., David, J. 2004b. The Kwyjibo Cu–REE–U–Au–Mo–F property, Quebec: a Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the Northeastern Grenville Province. *Economic Geology*, vol. 99, p. 1177–1196.
- Gemmell, J.B., Herrmann, W. 2001. A special issue devoted to alteration associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits, and its exploration significance. *Economic Geology*, vol. 96, p. 909–912.
- Geringer, G.J., Humphreys, H.C., Scheepers, D.J. 1994. Lithostratigraphy, protolithology, and tectonic setting of the Areachap Group along the eastern margin of the Namaqua Mobile Belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, vol. 97, p. 78–100.

- Gervais, F. 2003. Évaluation structurale des dômes orthogneissiques du Complexe d’Aguanish, Province de Grenville orientale. Mémoire de Maîtrise, INRS-ETE, Québec, 86 p.
- Gervais, F., Nadeau, L., Malo, M. 2004. Migmatic structures and solid-state diapirism in orthogneiss domes, Eastern Grenville Province, Canada. *Dans « Gneiss domes in orogeny » édité par D.L. Whitney, C. Teyssier et C.S. Siddoway*. Geological Society of America, Special Paper n° 380, p. 359–378.
- Ghent, E.D. 1976. Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometre-geothermometer. *American Mineralogist*, vol. 61, p. 710–714.
- Gibson, H.L., Morton, R.L., Hudak, G.J. 1999. Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulphide deposits. *Dans « Volcanogenic-associated massive sulphide deposits: process and examples in Modern and Ancient Settings » édité par C.T. Barrie et M.D. Hannington*. *Reviews in Economic Geology*, vol. 8, p. 13–48.
- Giles, D., Nutman, A.P. 2003. SHRIMP U–Pb zircon dating of the host rocks of the Cannington Ag-Pb-Zn deposit, southeastern Mt Isa Block, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, vol. 50, p. 295–309.
- Gill, J. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin.
- Gobeil, A., Chevé, C., Clark, T., Corriveau, L., Perreault, S., Dion, D.-J., Nabil, H. 1999. Géologie de la région du lac Nipisso (22I13). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, RG98-19, 60 pages.
- Gobeil, A., Brisebois, D., Clark, T., Verpaelst, P., Madore, L., Wodicka, N., Chevé, S. 2003. Synthèse géologique de la région de Manitou-Wakeham (Moyenne-Côte-Nord). *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark*. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 9–58.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, p. 1065–1073.

- Gower, C.F. 1996. The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. *Dans « Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region » édité par T.S. Brewer.* Geological Society Special Publication n° 112, p. 197–218.
- Gower, C.F., Krogh, T.E. 2002. A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 39, p. 795–829.
- Gower, C.F., Krogh, T.E. 2003. A geochronological review of the pre-Labradorian and Labradorian geological history of the eastern Grenville Province. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark.* Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 147–172.
- Gower, C.F., Van Nostrand, T., Smyth, J. 1988. Geology of the St. Lewis River map region, Grenville Province, eastern Labrador. *Département des Mines de Terre-Neuve, Étude 88-1*, p. 59–73.
- Gower, C.F., McConnell, J.W., van Nostrand, T. 1995. New mineral-exploration targets in the Pinware Terrane, Grenville Province, southwest Labrador. *Commission géologique de Terre-Neuve et du Labrador, Étude 95-1*, p. 15–24.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram – A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, vol. 81, p. 1976–1982.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L. 1984. The « North American shale composite »: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 48, p. 2469–2482.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, vol. 98, p. 1–29.
- Gustafson, L.B., Titley, S.R. 1978. Preface. *Dans « Porphyry deposits of the southwestern Pacific Islands and Australia ».* *Economic Geology*, vol. 73, p. 597–599.
- Hallberg, A. 1994. The Enasen gold deposit, central Sweden: 1. A Paleoproterozoic high sulphidation epithermal gold mineralization. *Mineralium Deposita*, vol. 29, p. 150–162.

- Hallberg, A. 2001. Rock classification, magmatic affinity, and hydrothermal alteration at Boliden, Skellefte district, Sweden – a desk-top approach to whole rock geochemistry. *Dans « Economic geology research» édité par P. Weihed et P. Sveriges Geologiska Undersökning*, vol. 833, p. 93–131.
- Hamilton, W.B. 1995. Subduction systems and magmatism. *Dans « Volcanism associated with extension at consuming plate margins » édité par J.L. Smellie*. Geological Society of London, Special Publication n° 81, p. 3–28.
- Hamilton, M.A., Emslie, R.F. 1997. Mealy dykes, Labrador: U–Pb baddeleyite age and implications for the eastern Grenville Province. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts n° 22, p. A62.
- Hanchar, J.M., Miller, C.F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, vol. 110, p. 1–13.
- Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S., Nadeau, L. 2000. SW Grenville Province, Canada: the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*, vol. 319, p. 33–51.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H. 1999. Volcanogenic gold and epithermal-style mineralization in the VMS environment. *Dans « Volcanogenic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings » édité par C.T. Barrie et M.D. Hannington*. *Reviews in Economic Geology*, vol. 8, p. 183–214.
- Hannington, M.D., Kjarsgaard, I.M., Galley, A.G., Taylor, B. 2003. Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulphide district, Sweden. *Mineralium Deposita*, vol. 38, p. 423–442.
- Harris, L., Rivard, B., Corriveau, L. 2001. Structure of the Lac Nominingue – Mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Québec Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, p. 787–802.
- Hart, T.R., Gibson, H.R., Lesher, C.M. 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu–Pb–Zn sulphide deposits. *Economic Geology*, vol. 99, p. 1003–1013.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Da Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J.,

- Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, vol. 47, p. 829–844.
- Hashiguchi, H., Yamada, R., Inoue, T. 1983. Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan. *Dans « The Kuroko massive sulphide deposits » édité par H. Ohmoto et B.J. Skinner. Economic Geology, Monograph 5*, p. 387–394.
- Heaman, L.M., Erdmer, P., Owen, J.V. 2002. U–Pb geochronological constraints on the crustal evolution of the Long Range Inlier, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 39, p. 845–865.
- Heaman, L.M., Gower, C.F., Perreault, S. 2004. The timing of Proterozoic magmatism in the Pinware terrane of southeast Labrador, easternmost Quebec and northwest Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, p. 127–150.
- Hébert, C., van Breemen, O. 2004. Mesoproterozoic basement, the Lac-St-Jean anorthosite suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region (Quebec): structural relationships and U–Pb geochronology. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America » édité par R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew. Geological Society of America, Memoir 197*, p. 65–80.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Gonzales-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 245–277.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, vol. 75, p. 210–228.
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., Arribas, A. 1998. Sulfur isotopic composition of hydrothermal precipitates from the Lau back-arc: implications for magmatic contributions to seafloor hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, vol. 33, p. 226–237.

- Hodges, D.J., Manojlovic, P.M. 1993. Application of lithogeochemistry to exploration for deep VMS deposits in high-grade metamorphic rocks, Snow Lake, Manitoba. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 48, p. 201–224.
- Hopf, S. 1993. Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 47, p. 333–357.
- Hoskin, P.W.O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 69, p. 637–648.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 18, p. 423–439.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Dans « Zircon » édité par J.M. Hanchar et P.W.O. Hoskin. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53, p. 27–62.
- Huot, F., Chapdelaine, M., Archer, P. 2004. Technical report and recommendations, reconnaissance program, Coulon project, Québec. Mines d'Or Virginia, Inc, Rapport interne, 34 p.
- Hutcheon, I., Froese, E., Gordon, T.M. 1974. The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay complex, N. W. T. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 44, p. 29–34.
- Indares, A., Martignole, J. 1993. Étude régionale du Supergroupe de Wkehah, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 91-21.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, vol. 26, p. 105–117.
- James, D.T., Kamo, S., Krogh, T., Nadeau, L. 2001. Preliminary U–Pb geochronological data from Mesoproterozoic rocks Grenville Province, southern Labrador. Commission géologique de Terre-Neuve et du Labrador, Rapport 2001-1, p. 45–54.
- Jenner, G.A. 1996. Trace-element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. Dans « Trace-element geochemistry of

- volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration » édité par D.A. Wyman. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, p. 51–77.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Commission géologique de l'Ontario, Étude 66.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J. 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, vol. 35, p. 521–524.
- Kerrick, R., King, R. 1993. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, p. 2334–2351.
- Kerrick, R., Wyman, D.A. 1996. The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration: an overview. *Dans « Trace-element geochemistry of volcanic rocks: application for massive sulphide exploration » édité par D.A. Wyman*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, p. 1–50.
- Kleemann, U. 1994. TherBaro, v. 3.0 (Basic computer program)
- Kleemann, U., Reinhardt, J. 1994. Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy*, vol. 70, p. 925–941.
- Kontak, D.J., DeWolfe, J., Finck, P.W. 2002. The Coxheath plutonic-volcanic belt (NTS 11K/01): a linked porphyry-epithermal mineralized system of Precambrian age. Nova Scotia, Rapport d'activité, p. 69–87.
- Koziol, A.M., Newton, R.C. 1989. Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 103, p. 423–433.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, vol. 68, p. 277–279.
- LaFlèche, M.R., Birkett, T., Corriveau, L. 2005. Crustal build up at the pre-Grenvillian Laurentian margin: a 1.7 Ga long record from contrasting mafic and ultramafic orthogneisses near the Grenville Front, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, p. 1653–1675.

- Larbi, Y. 2003. Caractérisation isotopique (Sm-Nd) et géochimie du groupe de Wakeham: un bassin sédimentaire protérozoïque dans la Province de Grenville. Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, Québec.
- Larbi, Y., Stevenson, R., Verpaelst, P., Brisebois, D., Madore, L. 2003. Caractérisation isotopique (Sm-Nd) et géochimie du groupe de Wakeham: un bassin sédimentaire protérozoïque dans la Province de Grenville. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark*. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 247–268.
- Large, R.R., Gemmel, J.B., Paulick, H. 2001a. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology*, vol. 96, p. 957–971.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmel, J.B., Herrmann, W., Davidson, J. 2001b. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia. *Economic Geology*, vol. 96, p. 913–938.
- Lavergne, G. 1986. Géologie de la région de Saint-Augustin, Basse-Côte-Nord. Ministère de l’Energie et des Ressources, Québec, ET 85-10, 47 p.
- Lederer, C.M., Hollander, J.M., Perlman, I. 1967. Table of isotopes. 6^{ème} édition, John Wiley, New York, 594 p.
- Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, vol. 390, p. 159–161.
- Leitch, C.H.B., Lentz, D.R. 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples. *Dans « Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems » édité par D.R. Lentz*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 11, p. 161–192.
- Lemiere, B., Delfour, J., Moine, B., Piboule, M., Isnard, P., Tegyey, M. 1986. Hydrothermal alteration and the formation of aluminous haloes around sulfide deposits. A model for laterites at Chizeuil (Morvan, France). *Mineralium Deposita*, vol. 21, p. 147–155.

- Lentz, D.R. 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics. *Ore Geology Review*, vol. 12, p. 289–327.
- Lentz, D.R., Goodfellow, W.D. 1993. Petrology and mass-balance constraints on the origin of quartz-augen schist associated with the Brunswick massive sulphide deposits, Bathurst, New Brunswick. *The Canadian Mineralogist*, vol. 31, p. 877–903.
- Lesher, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H., Gorton, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p. 222–237.
- Lewis, A.J., Palmer, M.R., Sturchio, N.C., Kemp, A.J. 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid-sulfate-chlorite geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, p. 695–706.
- Lewis, A.J., Komninos, A., Yardley, B.W.D., Palmer, M.R. 1998. Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 62, p. 657–663.
- Lottermoser, B.G. 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, vol. 7, p. 25–41.
- Loveridge, W.D. 1986. U–Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Quebec. Commission géologique du Canada, Étude 86-1A, p. 523–530.
- Ludden, J., Hynes, A. 2000. The lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 459–476.
- Ludwig, K.R. 2000. Isoplot/Ex, version 2.2, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkely Geochronology Center, Special Publication n°1A, 53 p.
- Lydon, J.W. 1988. Volcanogenic massive sulfide deposits. Part 2. Genetic model. *Geosciences Canada*, vol. 15, p. 43–65.
- Machado, G. 1999. Étude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrain de Wakeham, Province de Grenville, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 162 p.

- Machado, G., Higgins, M.D., Verpaelst, P. 2003. Pétrologie et géochimie des suites felsiques de Kataht et d'Olomane, Domaine de Natashquan. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark.* Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 231–246.
- MacLean, W.H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, vol. 25, p. 44–49.
- MacLean, W.H., Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Exploration Geochemistry*, vol. 48, p. 109–133.
- MacLean, W.H., Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, vol. 82, p. 951–962.
- Madore, L., Verpaelst, P., Brisebois, D., Hocq, M., Dion, D-J. 1999. Géologie de la région du lac Allard (SNRC 12L/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-01.
- Madore, L., Perreault, S., Nadeau, L., Brouillette, P. 2003. Geological synthesis of the Basse-Côte-Nord region, Grenville Province. Québec Exploration 2003, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Québec, p. 107.
- Marshall, B., Vokes, F.M., Larocque, A.C.L. 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. *Dans « Metamorphic and metamorphogenic ore deposits » édité par P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes.* *Reviews in Economic Geology*, vol. 11, p. 19–38.
- Martignole, J., Indares, A., Desjardins, D. 1992. Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB 91-20.
- Martignole, J., Machado, N., Indarès, A. 1994. The Wakeham terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, vol. 69, p. 291–306.
- Martin, C., Dickin, A.P. 2005. Styles of Proterozoic crustal growth on the southeast margin of Laurentia: evidence from the central Grenville Province northwest of the Lac St.-Jean, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, p. 1643–1652.

- Mavrogenes, J.A., MacIntosh, I.W., Ellis, D.J. 2001. Partial melting of the Broken Hill galena-sphalerite ore: experimental studies in the system PbS-FeS-ZnS-(Ag₂S). *Economic Geology*, vol. 96, p. 205–210.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G., Seidel, E. 2002. Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. *Mineralium Deposita*, vol. 37, p. 648–668.
- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J.A., Tomkins, A.G. 2007. Recognizing hydrothermal alteration through a granulite facies metamorphic overprint at the Challenger Au deposit, South Australia. *Chemical Geology*, vol. 243, p. 64–89.
- McLlland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson, C., Schmidt, K. 2002. Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mt. granitic gneiss, Adirondack Highlands, New York: origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, p. 175–190.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES Key Centre.
- Mengel, K., Richter, M., Johannes, W. 2001. Leucosome-forming small-scale geochemical processes in the metapelitic migmatites of the Turku area, Finland. *Lithos*, vol. 56, p. 47–73.
- Michard, A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, p. 745–750.
- Michard, A., Albarede, F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, vol. 55, p. 51–60.
- Montoya, J.W., Hemley, J.J. 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspars and mica alteration reactions. *Economic Geology*, vol. 70, p. 577–594.
- Moore, J.M., Waters, D.J. 1990. Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole/orthopyroxene-phlogopite rocks from Namaqualand, South Africa. *Chemical Geology*, vol. 85, p. 77–100.
- Moser, D.E., Scott, D.J. 2000 Towards a more accurate U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, vol. 172, p. 1–3.

- Mueller, W.U., Corcoran, P.L. 2001. Volcano-sedimentary processes operating on a marginal continental arc: the Archean Raquette Lake Formation, Slave Province, Canada. *Sedimentary Geology*, vol. 141–142, p. 169–204.
- Nadeau, L., Brouillette, P., Hébert, C. 1999. New observations on relict volcanic features in medium grade gneisses of the Montauban Group, Grenville Province, Quebec. Commission géologique du Canada, Étude 99-1E, p. 149–160.
- Nadeau, L., Brouillette, P., Corriveau, L., Madore, L., Perreault, S. 2003. Geological synthesis of the Minganie region, Grenville Province. Québec Exploration 2003, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Québec, p. 107.
- Newton, R.C., Haselton, H.T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geothermometer. *Dans « Thermodynamics of minerals and melts » édité par R.C. Newton , A. Navrotsky et B.J. Wood*. Springer, Berlin Heidelberg, New York, p. 131–147.
- Nutman, A.P., Ehlers, K. 1998. Evidence for multiple Paleoproterozoic thermal events and magmatism adjacent to the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebody, Australia. *Precambrian Research*, vol. 90, p. 203–238.
- O'Beirne-Ryan, A.-M., Zentilli, M. 2003. Paleoweathered surfaces on granitoids of southern Nova Scotia: paleoenvironmental implications of saprolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, p. 805–817.
- Offler, R., Whidford, D.J. 1992. Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanic-hosted massive sulphide deposit at Que River, Tasmania: petrology and mineralogy. *Economic Geology*, vol. 87, p. 686–705.
- Ohmoto, H. 1996. Formation of volcanogenic massive sulphide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, vol. 10, p. 135–177.
- Owen, J.V., Greenough, J.D. 1995. Petrology of cordierite+gedrite- bearing sodic granulite from the Grenvillian Long Range Inlier, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, p. 1035–1045.
- Pan, Y. 1997. Zircon- and monazite- forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, p. 105–118.

- Pan, Y., Fleet, M.E. 1992. Calc-silicate alteration in the Hemlo gold deposit, Ontario: mineral assemblages, P-T-X constraints and significance. *Economic Geology*, vol. 87, p. 1101–1120.
- Pattison, D.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M. 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, vol. 44, p. 867–900.
- Paulick, H., Herrmann, W., Gemmell, J.B. 2001. Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (northern Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore. *Economic Geology*, vol. 95, p. 1175–1200.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Dans « Trace-element geochemistry of volcanic rocks: application for massive sulphide exploration » édité par D.A. Wyman*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, p. 79–113.
- Pearce, J.A., Norry, M.A. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 69, p. 33–47.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, vol. 23, p. 251–285.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 956–983.
- Peck, W.H., Valley, J.W., Corriveau, L., Davidson, A., McLellan, J., Farber, D. 2003. Oxygen isotope constraints on terrane boundaries and origin of 1.18–1.13 Ga granitoids in the Southern Grenville Province. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America » édité par R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLellan et M. Bartholomew*. Geological Society of America, Memoir 197, p. 163–182.
- Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V. 1981. Experimental investigation of the exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite.
- Perreault, S., Martignole, J. 1988. High-temperature cordierite migmatites in the north-eastern Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 6, p. 673–696.

- Perreault, S., Heaman, L. 2003. Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chevery et Blanc Sablon) dans la province géologique de Grenville. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark.* Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 119–146.
- Piché, M., Jébrak, M. 2004. Normative minerals and alteration indices developed for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 82, p. 59–77.
- Piché, M., Jébrak, M. 2006. Determination of alteration facies using the NORMAT normative mineral alteration index: Selbaie Cu–Zn deposit, northern Abitibi greenstone belt, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 43, p. 1877–1885.
- Pidgeon, R.T. 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 110, p. 463–472.
- Poldervaart, A. 1956. Zircon in rocks, 2. Igneous rocks. *American Journal of Sciences*, vol. 254, p. 521–554.
- Powell, W.G., Pattison, D.R.M., Johnston, P. 1999. Metamorphic history of the Hemlo gold deposit from Al₂SiO₅ mineral assemblages, with implications for the timing of mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 36, p. 33–46.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Reinhardt, J. 1987. Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pélites. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 5, p. 451–472.
- Rivers, T., Corrigan, D. 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 359–383.
- Roberts, D.M., Oliver, N.H.S., Fairclough, M.C., Hölttä, P.S., Lahtinen, R. 2003. Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed massive sulphide deposit, Ruostesuo, Central Finland. *Economic Geology*, vol. 98, p. 535–556.
- Roberts, M.P., Finger, F. 1997. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions. *Geology*, vol. 25, p. 319–322.

- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, vol. 184, p.123–138.
- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 140, p. 458–468.
- Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G. 1989. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *American Mineralogist*, vol. 74, p. 865–869.
- Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G. 1993. The mobility of zirconium and other « immobile » elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, vol. 110, p. 29–47.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., Taylor, S.R. 1985. Large iron lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 49, p. 1645–1655.
- Saint-Germain, P., Corriveau, L. 2003. Évolution magmatique et géochimique des gabbronorites et des monzonites du Complexe de Matamec, région de Sept-Îles. *Dans « Géologie et ressources minérales de la partie orientale de la Province Grenville » édité par D. Brisebois et T. Clark. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec*, DV 2002-03, p. 179–212.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 46, p. 344–360.
- Sawyer, E.W. 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 24, p. 269–279.
- Sawyer, E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 19, p. 291–309.
- Schade, J., Cornell, D.H., Theart, H.F.J. 1989. Rare earth element and isotopic evidence for the genesis of the Prieska massive sulphide deposit, South Africa. *Economic Geology*, vol. 84, p. 49–63.
- Schaltegger, U. 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, vol. 3, n° 1, p. 51.

- Schardt, C., Cooke, D.R., Gemmell, J.B., Large, R.R. 2001. Geochemical modelling of the zoned footwall alteration pipe, Helyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, western Tasmania, Australia. *Economic Geology*, vol. 96, p. 1037–1054.
- Scherrer, G. 2003. Géochimie et pétrogenèse des roches métagabbriques du domaine de Natashquan, secteur oriental de la Province de Grenville, Québec. Mémoire de Maîtrise, INRS-ETE, Québec, 150 p.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblend barometre. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 110, p. 304–310.
- Schreurs, J., Westra, L. 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*, vol. 18, p. 215–228.
- Schwinn, G., Markl, G. 2005. REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology*, vol. 216, p. 225–248.
- Sharma, K.N.M. 1973a. Géologie de la région du lac Victor, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP-607.
- Sharma, K.N.M. 1973b. Région du lac Victor, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-122.
- Sharma, K.N.M., Jacoby, R.S. 1972. Jérémie and Gaudreault lakes area. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP-134.
- Sharpe, R., Gemmell, J.B. 2002. The Archean Cu-Zn magnetite-rich Gossan Hill volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Australia: genesis of a multistage hydrothermal system. *Economic Geology*, vol. 97, p. 517–539.
- Shaw, D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 32, p. 573–601.
- Sillitoe, R.H. 1973. Tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, vol. 68, p. 799–815.
- Sillitoe, R.H. 1999. Styles of high-sulphidation gold, silver, and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments. Conférence PacRim'99, Bali, Indonesia, 10-13 octobre, p. 29–44.

- Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration. *Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 315–345.
- Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, vol. 38, p. 787–812.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., Thompson, J.H. 1996. High sulphidation deposits in the volcanogenic massive sulphide environment. *Economic Geology*, vol. 91, p. 204–212.
- Slagstad, T., Culshaw, N.G., Jamieson, R.A., Ketchum, J.W.F. 2004. Early Mesoproterozoic tectonic history of the southwestern Grenville Province, Ontario: constraints from geochemistry and geochronology of high-grade gneisses. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America » édité par R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew*. Geological Society of America, Memoir 197, p. 209–242.
- Sparks, H., Mavrogenes, J.A. 2005. Sulfide melt inclusions as evidence for the existence of a sulfide partial melt at Broken Hill, Australia. *Economic Geology*, vol. 100, p. 773–779.
- Spear, F.S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monograph, 799 p.
- Spear, F.S., Cheney, J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 101, p. 149–164.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Cheney, J. T. 1999. *P-T* paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 134, p. 17–32.
- Spry, P.G., Scott, S.D. 1986. Zincian spinel and staurolite as guide to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. *The Canadian Mineralogist*, vol. 24, p. 147–163.
- Spry, P.G., Peter, J.M., Slack, J.F. 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore. *Dans « Metamorphic and metamorphogenic ore deposits » édité par P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes*. *Reviews in Economic Geology*, vol. 11, p. 163–201.
- Spry, P.G., Plimer, I.R., Teal, G.S. 2008. Did the giant Broken Hill (Australia) Zn-Pb-Ag deposit melt? *Ore Geology Reviews*, vol. 34, p. 223–241.

- Squire, R.J., Herrmann, W., Pape, D., Chalmers, D.I. 2006. Evolution of the Peak Hill high-sulfidation epithermal Au–Cu deposit, eastern Australia. *Mineralium Deposita*, sous presse.
- Stanton, R.L. 2004. Exhalative metasediments – clues to the real nature of regional metamorphic processes. *Mineralogy and Petrology*, vol. 80, p. 111–122.
- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 359–362.
- Stern, R.A. 1997. The SC sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *Dans « Radiogenic Age and Isotopic Studies » Commission géologique du Canada, Rapport 10, Étude 1997-F*, p. 1–31.
- Stern, R.A., Amelin, Y. 2003. Assessment of errors in SIMS zircon U–Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM glass. *Chemical Geology*, vol. 197, p. 111–146.
- Stevens, B.P.J., Barron, L.M. 2002. Volcanic textures in the Paleoproterozoic Hores Gneiss, Broken Hill, Australia. *Quarterly Notes of the Geological Survey of New South Wales*, n° 113.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R. 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from « primitive » metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 128, p. 352–370.
- Stevens, G., Prinz, S., Rozendaal, A. 2005. Partial melting of the assemblage sphalerite+galena+pyrrhotite+chalcopyrite+sulfur: implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits. *Economic Geology*, vol. 100, p. 781–786.
- Streickeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, vol. 12, p. 1–33
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Dans « Magmatism in the ocean basins »*. Geological Society of London, Special Publication n° 42, p. 313–345.
- Tarney, J., Weaver, B.L. 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. *Dans « Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian*

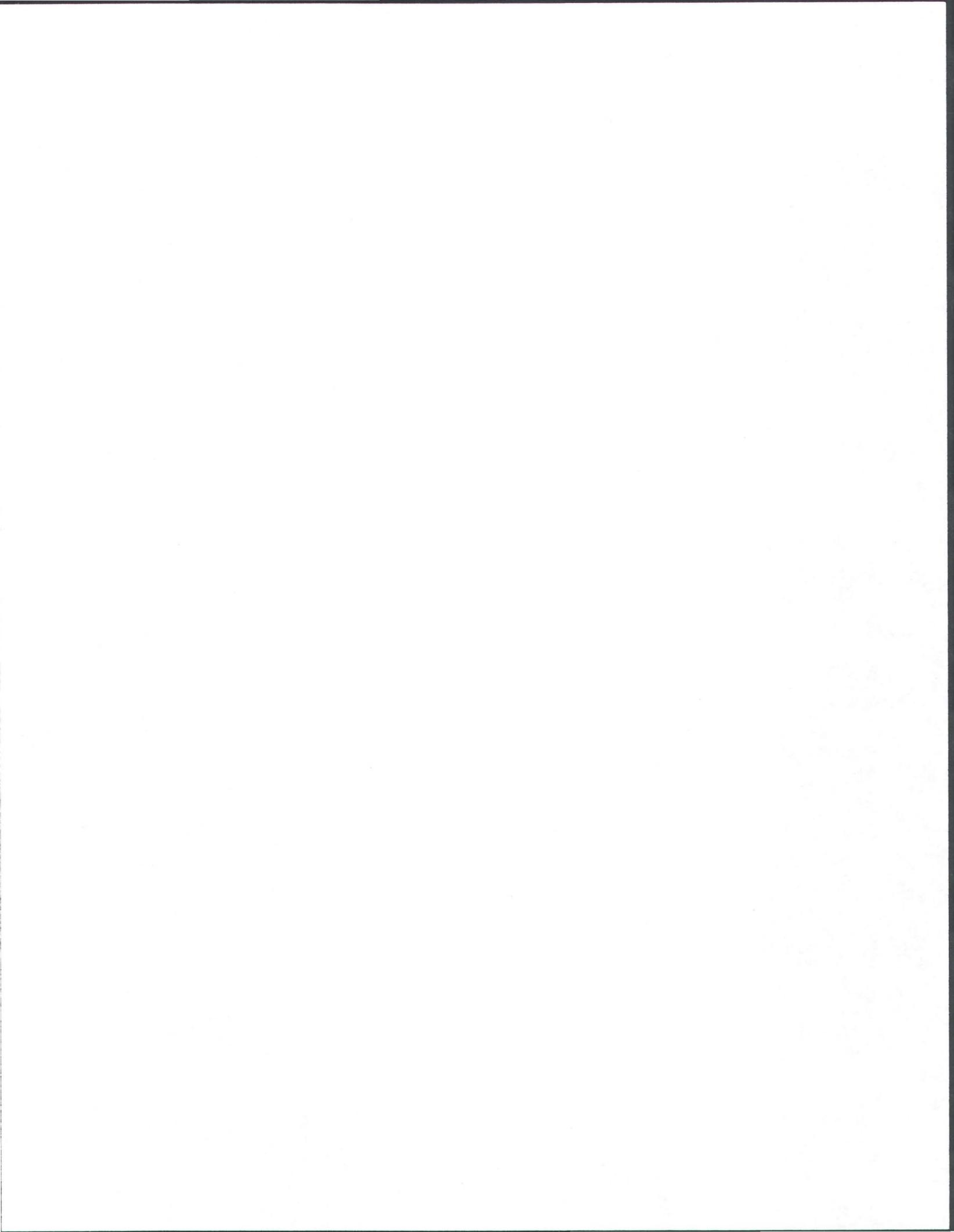
- high grade terrains» *édité par* R.G. Park et J. Tarney. Geological Society, Special Publication n° 27, p. 45–56.
- Taylor, R.P., Fryer, B.J. 1983. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *The Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, vol. 76, p. 74–84.
- Theart, H.F.J., Cornell, D.H., Schade, J. 1989. Geochemistry and metamorphism of the Prieska Zn–Cu deposit, South Africa. *Economic Geology*, vol. 84, p. 34–48.
- Thomas, D. 1983. Geology, Leatitia Lake – Wapustan Lake area, Labrador (1:100 000). Newfoundland Department of Mines an Energy, Mineral Development Division, Map 83-31.
- Thomas, R.J., Agenbacht, A.L.D., Cornell, D.H., Moore, J.M. 1994. The Kibaran of the southern Africa: tectonic evolution and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, vol. 9, p. 131–160.
- Thompson, P.H., Russell, I., Paul, D., Kerswill, J.A., Froese, E. 1997. Regional geology and mineral potential of the Winter Lake-Lac de Gras area, central Slave Province, Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Étude 1995-C, p. 107–119.
- Tinkham, D.K., Zuluaga, C.A., Stowell, H.H. 2001. Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. *Geological Materials Research*, vol. 3, n° 1, 42 p.
- Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. 2004. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: an introduction. *Dans « Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America » édité par* R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland et M. Bartholomew. Geological Society of America, Memoir 197, p. 1–18.
- Tomaschek, F., Kennedy, A.K., Villa, I.M., Lagos, M., Ballhaus, C. 2003. Zircon from Syros, Cyclades, Greece – recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. *Journal of Petrology*, vol. 44, p. 1977–2002.
- Tomkins, A.G., Mavrogenes, J.A. 2002. Mobilization of gold as polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger deposit, South Australia: a metamorphosed Archean gold deposit. *Economic Geology*, vol. 97, p. 1249–1271.

- Tomkins, A.G., Mavrogenes, J.A. 2003. Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis. *Geology*, vol. 31, p. 765–768.
- Tomkins, A.G., Pattison, D.R.M., Zaleski, E. 2004. The Helmo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite-facies metamorphism and deformation. *Economic Geology*, vol. 99, p. 1063–1084.
- Trägårdh, J. 1991. Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden: a transition from Mg-chlorite- to cordierite-rich rocks. *Ore Geology Review*, vol. 6, p. 485–497.
- Tuffen, H., Dingwell, D.B., Sturton, S. 2004. Shear fracture and healing of silicic magma during conduit flow: implications for seismicity and degassing. *Eos Transaction of the American Geophysical Union*, vol. 85, n° 17, Abstract V23E-03.
- Tucker, R.D., Gower, C.F. 1994. Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. *Journal of Geology*, vol. 102, p. 67–78.
- van Breemen, O., Davidson, A. 1988. Northeast extension of Proterozoic terranes of mid-continental North America. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 100, p. 630–638.
- van Breemen, O., Higgins, M.D. 1993. U–Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, p. 1453–1457.
- van Breemen, O., Corriveau, L. 2001. 1.5 Ga Pyroclastic volcanism in the Wakeham Group, eastern Grenville Province, Quebec. *Geological Society of America, Abstract with Program*, vol. 33, n° 6, p. A-89.
- van Breemen, O., Corriveau, L. 2005. U–Pb age constraints on the arenaceous Wakeham Group and late stage pyroclastic rocks; link to the Pinwarian orogeny in the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 42, p. 1677–1697.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., Compston, W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during pophyphased Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 122, p. 337–358

- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (southern Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 134, p. 380–404.
- Vernon, R.H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences, vol. 5, p. 2.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.J., David, J. 1997a. Géologie de la région du lac Bohier (12N/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 97-07.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.J., David, J. 1997b. Géologie de la région du lac Le Doré (12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 97-02.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Hocq, M., Dion, D.-J., Lavallée, G., Choinière, J. 1999. Géologie des régions du lac Jérôme, du lac Sanson et de la Petite Rivière de L'abbé-Huard (12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-02.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 141, p. 251–267.
- Vielzeuf, D., Clemens, J.D., Pin, C., Moinet, E. 1990. Granites, granulites and crustal differentiation. *Dans « Granulites and crustal evolution » édité par D. Vielzeuf et P. Vidal*. Nato Advanced Study Institutes Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, vol. 311, p. 59–85.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. Journal of Petrology, vol. 37, p. 1579–1600.
- Vokes, F.M. 1991. Ores and metamorphism. Ore Geology Review, vol. 6, p. 389–497.
- Vokes, F.M. 1993. Deformation and metamorphism of massive-sulphide deposits. Exploration and Mining Geology, vol. 2, p. 400–401.

- Vokes, F.M. 2000. Ores and metamorphism: introduction and historical perspective. Dans « Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits » édité par P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes. *Reviews in Economic Geology*, vol. 11, p. 1–18.
- Wang, G.-F., Banno, S., Tackeushi, K. 1986. Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 93, p. 9–17.
- Wasteneys, H.A., Kamo, S.L., Moser, D., Krogh, T.E., Gower, C.F., Owen, J.V. 1997. U–Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. *Precambrian Research*, vol. 81, p. 101–128.
- Wei, C. J., Powell, R., Clarke, G.L. 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, p. 495–508.
- Weihed, J.B., Bergström, U., Billström, K., Weihed, P. 1996. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au–Cu–As deposit, Skellefte district, northern Sweden. *Economic Geology*, vol. 91, p. 1073–1097.
- Weihed, J.B., Arndt, N., Billström, K., Duchesne, J.-C., Eilu, P., Martinsson, O., Papunen, H., Lahtinen, R. 2005. Precambrian geodynamics and ore formation: the Fennoscandian Shield. *Ore Geology Reviews*, vol. 27, p. 273–322.
- Weinberg, R.F., Podladchikov, Y.Y. 1994. The rise of solid-state diapers. *Journal of Structural Geology*, vol. 17, p. 1183–1195.
- White, N.C., Hedenquist, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 36, p. 445–474.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 19, p. 139–153.
- Williams, I.S. 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Dans « Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes » édité par M.A. McKibben, W.C. Shanks et W.I. Ridley. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1–35.

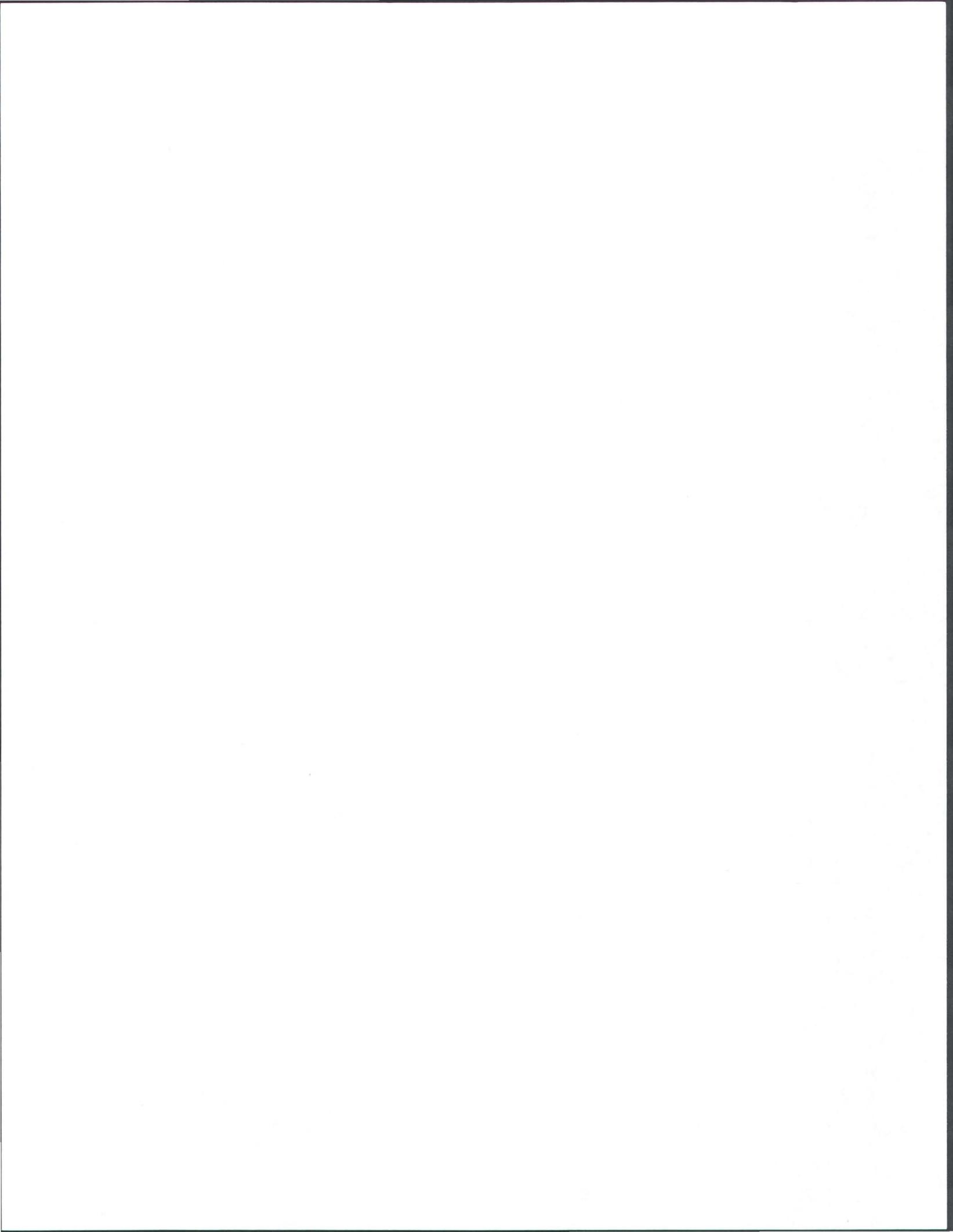
- Williams, I.S., Buick, I.S., Cartwright, I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic fluid flow in the Reynolds Ranges, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 14, p. 29–47.
- Williams, N.C., Davidson, G.J. 2004. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, western Tasmania, Australia. *Economic Geology*, vol. 99, p. 987–1002.
- Willner, A., Schreyer, W., Moore, J.M. 1990. Peraluminous metamorphic rocks from the Namaqualand Metamorphic Complex (South Africa): geochemical evidence for an exhalation-related, sedimentary origin in a Mid-Proterozoic rift system. *Chemical Geology*, vol. 81, p. 221–224.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325–343.
- Wodicka, N., David, J., Parent, M., Gobeil, A., Verpaelst, P. 2003. Géochronologie U–Pb et Pb–Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, Moyenne-Côte-Nord. *Dans « Synthèse géologique et métallogénique de la partie est de la Province de Grenville » éditée par D. Brisebois et T. Clark. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03*, p. 59–118.
- Yang, K., Scott, S.D. 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system. *Nature*, vol. 383, p. 420–423.
- Yeats, C.J., McNaughton, N.J., Groves, D.I. 1996. SHRIMP U–Pb geochronological constraints on Archean volcanic-hosted massive sulfide and lode gold mineralization at Mount Gibson, Yilgarn Craton, western Australia. *Economic Geology*, vol. 91, p. 1354–1371.
- Zaleski, E., Peterson, V.L. 1995. Depositional setting and deformation of massive sulphide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Economic Geology*, vol. 90, p. 2244–2261.
- Zaleski, E., Froese, E., Gordon, T.M. 1991. Metamorphic petrology of Fe–Zn–Mg–Al alteration at the Linda volcanogenic massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. *The Canadian Mineralogist*, vol. 29, p. 995–1017.



ANNEXE I

Rapport

Ce rapport documente plus en détail les outils de reconnaissance des systèmes hydrothermaux en terrain gneissique, documentés dans le chapitre 2.



ATLAS ET OUTILS DE RECONNAISSANCE DE SYSTÈMES HYDROTHERMAUX MÉTAMORPHISÉS DANS LES TERRAINS GNEISSIQUES

Anne-Laure Bonnet¹ et Louise Corriveau²

¹ INRS-Eau, Terre et Environnement

² Commission géologique du Canada



Septembre 2006

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|-----------|
| AVANT-PROPOS | 5 |
| INTRODUCTION | 6 |
| CHAPITRE 1 : LES TERRAINS GNEISSIQUES ET LEUR POTENTIEL ÉCONOMIQUE..... | 11 |
| 1.1 INTRODUCTION | 11 |
| 1.2 TEXTURES ET STRUCTURES DES GNEISS FELSIQUES ET DÉTERMINATION DE LEUR ORIGINE..... | 11 |
| 1.2.1 <i>Cas des sédiments silico-clastiques</i> | 11 |
| 1.2.2 <i>Textures et structures des roches volcaniques</i> | 12 |
| 1.2.3 <i>Textures et structures des roches plutoniques.....</i> | 12 |
| 1.3 LES CONTEXTES VOLCANO-PLUTONIQUES | 13 |
| 1.3.1 <i>Le potentiel des ceintures volcano-plutoniques</i> | 13 |
| 1.3.2 <i>Caractéristiques des intrusions sub-volcaniques et des unités volcaniques</i> | 14 |
| 1.3.3 <i>Exemple d'une ceinture volcano-plutonique métamorphisée.....</i> | 15 |
| CHAPITRE 2 : LES ZONES D'ALTÉRATION ET LES EXHALITES DANS LES TERRAINS NON OU PEU MÉTAMORPHISÉS | 26 |
| 2.1 PROCESSUS D'ALTÉRATION HYDROTHERMALE | 26 |
| 2.2 LES ZONES D'ALTÉRATION ASSOCIÉES AUX GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES (SMV) | 27 |
| 2.2.1 <i>Taille et morphologie des altérations</i> | 27 |
| 2.2.2 <i>Composition et minéralogie des altérations.....</i> | 27 |
| 2.2.3 <i>Les exhalites.....</i> | 29 |
| 2.3 LES ZONES D'ALTÉRATION DES GÎTES ÉPITHERMAUX | 29 |
| 2.3.1 <i>Taille et morphologie des altérations</i> | 30 |
| 2.3.2 <i>Composition et minéralogie</i> | 30 |
| 2.4 LES ZONES D'ALTÉRATION DES GÎTES PORPHYRIQUES DE CUIVRE | 31 |
| 2.4.1 <i>Taille et morphologie des altérations</i> | 31 |
| 2.4.2 <i>Composition et minéralogie</i> | 31 |
| CHAPITRE 3 : EFFETS DU MÉTAMORPHISME SUR LA COMPOSITION, LES ASSEMBLAGES ET LES MINÉRAUX DES ROCHES ALTÉRÉES ET EXHALITES | 34 |
| 3.1 INFLUENCE DU MÉTAMORPHISME SUR LA COMPOSITION DES ROCHES ALTÉRÉES ET EXHALITES | 34 |
| 3.2 INFLUENCE DU MÉTAMORPHISME SUR LES ASSEMBLAGES DE MINÉRAUX HYDROTHERMAUX | 34 |
| 3.2.1 <i>Les assemblages minéralogiques des altérations siliceuses, argiliques acides, argiliques, chloritiques et séricitiques</i> | 34 |
| 3.2.2 <i>Les assemblages minéralogiques des altérations carbonatées et propylitiques</i> | 37 |
| 3.2.3 <i>Les assemblages minéralogiques des exhalites.....</i> | 38 |
| 3.2.4 <i>Limites concernant l'utilisation des grilles pétrogénétiques.....</i> | 39 |
| 3.3 LES MINÉRAUX DES ALTÉRATIONS MÉTAMORPHISÉES | 39 |
| 3.3.1 <i>Minéraux atypiques.....</i> | 39 |
| 3.3.2 <i>Les rapports Fe-Mg des silicates ferromagnésiens.....</i> | 41 |
| 3.4 EXEMPLE : MÉTAMORPHISME D'UN GÎTE DE SMV | 42 |
| CHAPITRE 4 : LES ALTÉRATIONS ET LES EXHALITES DANS LES TERRAINS DE HAUT-GRADE MÉTAMORPHIQUE..... | 44 |
| 4.1 LES MÉTA-EXHALITES | 44 |
| 4.1.1 <i>Caractéristiques générales des méta-exhalites</i> | 44 |
| 4.1.2 <i>Structures, textures et minéralogie des coticules</i> | 44 |
| 4.1.3 <i>Structures, textures et minéralogie des tourmalinites</i> | 44 |
| 4.1.4 <i>Textures et minéralogie des formations de fer</i> | 45 |
| 4.2 LES ALTÉRATIONS MÉTAMORPHISÉES | 45 |
| 4.2.1 <i>Caractéristiques générales</i> | 45 |
| 4.2.2 <i>Structures et textures des zones d'altérations</i> | 45 |
| 4.2.3 <i>Minéralogie des altérations</i> | 47 |

| | |
|--|-----------|
| 4.4 ATLAS DE PHOTOGRAPHIES | 47 |
| CHAPITRE 5 : L'EXPLORATION DES CEINTURES GNEISSIQUES : STRATÉGIES DE TERRAIN ET OUTILS GÉOCHIMIQUES | 68 |
| 5.1 CIBLAGE DES RECHERCHES LORS DES CAMPAGNES D'EXPLORATION RÉGIONALE | 68 |
| 5.2 STRATÉGIES ET OUTILS DE TERRAIN POUR IDENTIFIER ET CARACTÉRISER DES SYSTÈMES HYDROTHERMAUX MÉTAMORPHISÉS | 68 |
| 5.2.1 <i>Démarche générale permettant d'identifier les systèmes hydrothermaux</i> | 68 |
| 5.2.2 <i>Les outils de terrain permettant de tracer les zonages des systèmes hydrothermaux</i> | 70 |
| 5.2.3 <i>Problèmes d'identification des protolites relatifs aux processus de fusion partielle</i> | 76 |
| 5.2.4 <i>Cas d'étude : déterminer l'origine des gneiss alumineux, ferromagnésiens, felsiques et des roches mafiques et carbonatées</i> | 77 |
| 5.3 UTILISATION DES OUTILS GÉOCHIMIQUES | 79 |
| 5.3.1 <i>Les indices géochimiques</i> | 81 |
| 5.3.2 <i>Les changements de masse</i> | 83 |
| CONCLUSION | 85 |
| RÉFÉRENCES | 86 |
| ANNEXE A : INTRODUCTION SUR LES GRILLES PÉTROGÉNÉTIQUES | 95 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure I.1 : Distribution des gîtes d'or et des gîtes de sulfures massifs dans les ceintures de roches vertes à proximité de la Province de Grenville.. | 8 |
| Figure I.2 : Carte schématique localisant quelques-unes des ceintures volcano-sédimentaires ou volcano-plutoniques fertiles métamorphisées à haut-grade dans les terrains précambriens..... | 9 |
| Figure I.3 : Découverte de sulfures massifs lors de la cartographie du complexe de Matamec par le MRNFP | 9 |
| Figure I.4 : Approche générale du guide.. | 10 |
| Figure 1.1 : Schéma simplifié d'un arc magmatique métamorphisé au faciès des granulites. | 12 |
| Figure 1.2 : Schéma synthétisant les milieux de mise en place et la morphologie générale des gisements de sulfures massifs volcanogènes, épithermaux et porphyriques à cuivre. | 13 |
| Figure 1.3 : Carte de la partie est de la Province de Grenville localisant le complexe gneissique d'Aguanish étudié. | 17 |
| Figure 2.1 : Zone d'altération à sérécite associée au gisement de SMV du camp minier de Bathurst au Nouveau Brunswick. | 28 |
| Figure 2.2 : Altération à chlorite associée au gisement de SMV du camp minier de Bathurst. | 29 |
| Figure 2.4 : Photographies des zones d'altération des gîtes épithermaux peu métamorphisés. | 32 |
| Figure 3.1 : Évolution des assemblages d'une altération argilique, argilique acide ou siliceuse et d'une métapélite au cours du métamorphisme, à partir d'un exemple provenant du gisement porphyrique à Cu-Mo de Maronia et du Complexe de Bondy. | 36 |
| Figure 3.2 : Roche à tourmaline observée dans le système hydrothermal du Complexe de Bondy dans la Province de Grenville. | 40 |
| Figure 3.3 : Image au microscope électronique à balayage montrant la morphologie et la composition des zircons ignés, métamorphiques et hydrothermaux dans les unités volcaniques et les amphibolites altérées associées au système hydrothermal de La Romaine. | 41 |
| Figure 3.4 : Habitus des zircons dans des roches métasomatiques de la région du lac Musquaro (Province de Grenville). | 42 |
| Figure 3.5 : Coupe schématique d'un gisement de SMV. | 43 |
| Figure 4.1 : Carte schématique du système hydrothermal de La Romaine localisant les failles syn-volcaniques potentielles et les zones minéralisées. | 46 |
| Figure 5.1 : Schéma de la démarche de l'approche cartographique préconisée pour la reconnaissance des altérations hydrothermales métamorphisées et, par extension, de systèmes hydrothermaux possiblement affiliés à des gîtes.. | 70 |
| Tableau 5.1 : Minéraux indicateurs utilisés comme guide pour identifier les roches altérées dans les terrains de haut-grade métamorphique. | 71 |

| | |
|--|----|
| Figure 5.2 : Diagrammes A'CF, A'KF et AFM schématisant, pour les différents types de gisements, les minéraux métamorphiques stables aux faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites et l'orientation des vecteurs d'altération argilique acide, chloritique, séricite / potassique / argilique et carbonatée / propylitique. | 72 |
| Figure 5.3 : Représentation dans un diagramme AFM et A'KF de la composition de gneiss dérivant d'un protolite altéré par hydrothermalisme et de leurs précurseurs non altérés, associés aux gisements de type SMV de Boliden et Ruostesuo ainsi qu'au système hydrothermal du Complexe de Bondy..... | 73 |
| Figure 5.4 : Diagrammes A'CF, A'KF et AFM montrant la composition et la minéralogie des gneiss alumineux et des gneiss à nodules et veines alumineuses dérivant de protolites volcaniques altérés par hydrothermalisme, associés au système hydrothermal de La Romaine. | 75 |
| Figure 5.6 : Leucosome de forme amiboïde à orthopyroxène (Opx) indiquant une fusion in-situ. | 76 |
| Figure 5.5 : Approche empirique permettant de différencier l'origine sédimentaire ou altérée par hydrothermalisme des gneiss alumineux métamorphisés au faciès des granulites. | 77 |
| Figure 5.7 : Approche préconisée pour interpréter sur le terrain l'origine de gneiss alumineux à hyperalumineux métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou à celui des granulites. | 78 |
| Figure 5.8 : Approche préconisée pour interpréter l'origine des gneiss felsiques et des roches mafiques et calco-silicatées métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou à celui des granulites. | 79 |
| Figure 5.9 : Représentation dans des diagrammes AFM, A'KF et A'CF de la composition des gneiss alumineux de la Ceinture supracrustale de La Romaine. | 81 |
| Figure 5.10 : Diagrammes CCPI – AI et PI – AI mettant en évidence les changements chimiques enregistrés lors des processus d'altération hydrothermale par les schistes à séricite – andalousite et les schistes à chlorite-séricite, associés au gisement de Boliden métamorphisé au faciès des amphibolites; les gneiss à quartz-cordiérite-biotite et à quartz-cordiérite-grenat-sillimanite, associés au gisement de Ruostesuo métamorphisés au faciès des granulites. | 82 |
| Figure 5.11 : Diagrammes CCPI – AI, K2O – AI et Na2O – AI mettant en évidence les changements chimiques enregistrés lors des processus d'altération hydrothermale par les gneiss à sillimanite et les roches à anthophyllite associés à la Ceinture de Coulon. | 83 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|----|
| Tableau I.1. Exemples de gisements de type SMV, épithermal et porphyrique de cuivre anciennement ou actuellement exploités, métamorphisés aux faciès des amphibolites et des granulites, reconnus dans des terrains de composition à dominance felsique. | 6 |
| Tableau 1.1 : Caractéristiques des principaux types d'environnements volcaniques et gîtes associés. | 16 |
| Tableau 2.1 : Minéralogie des principales zones d'altération et des exhalites associées aux gîtes de type SMV. | 29 |
| Tableau 2.2 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes épithermaux neutres. | 32 |
| Tableau 2.3 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes épithermaux acides. | 32 |
| Tableau 2.4 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes de porphyres. | 33 |
| Tableau 3.1 : Minéraux diagnostiques et composition des différents types d'altération et des exhalites associés aux gîtes de SMV, épithermaux (EP) et de porphyres (PR) métamorphisés aux faciès des schistes verts et des granulites.... | 38 |
| Tableau 3.2 : Liste des minéraux présents dans les roches altérées, métamorphisées au faciès des amphibolites à celui des granulites, utilisés comme des guides d'exploration..... | 39 |
| Tableau 4.1 : Minéralogie des altérations associées à des gisements métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. | 47 |
| Tableau 5.1 : Minéraux indicateurs utilisés comme guide pour identifier les roches altérées dans les terrains de haut-grade métamorphique. | 71 |

AVANT-PROPOS

La recherche émergeante de dépôts métallifères non traditionnels, dans les terrains gneissiques du Bouclier canadien, nécessite des stratégies et des outils d'exploration adaptés aux environnements de haut-grade métamorphique. De nombreux articles scientifiques traitent de gisements métamorphisés et des altérations hydrothermales qui leurs sont associées. Par contre, peu de travaux sont axés sur les critères de reconnaissance des systèmes hydrothermaux à l'extérieur des grands camps miniers et sur l'utilisation méthodique de ces critères lors de l'exploration géologique de terrains vierges. Les objectifs de ce document sont d'une part, de cerner la problématique concernant l'exploration des terrains gneissiques du Bouclier canadien, à l'aide d'exemples concrets empruntés à la Province de Grenville et d'autre part, de présenter des stratégies d'analyse de terrain et des clés d'observation pour l'exploration des terrains de haut-grade métamorphique. Les outils d'exploration documentés sont basés sur la reconnaissance des altérations hydrothermales et des exhalites métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Ils devraient permettre aux géologues et aux prospecteurs de mieux cibler les régions fertiles dès la définition d'un projet, puis une fois sur le terrain, d'émettre des hypothèses de travail relatives au contexte métallifère potentiel rencontré.

Ce document est destiné tout particulièrement aux géologues et aux prospecteurs, chevronnés ou débutants, qui s'intéressent à l'exploration des terrains felsiques de haut-grade métamorphique. Les concepts scientifiques abordés ainsi que les caractéristiques, à l'échelle de l'affleurement, des ceintures volcano-plutoniques métamorphisées et de leurs systèmes hydrothermaux sont

documentés en détail et abondamment illustrés dans un atlas de photographies. Bien que fondamentalement scientifiques, les stratégies et les outils d'exploration proposés sont présentés le plus simplement possible afin de pouvoir être utilisés par un large public scientifique. Des articles scientifiques sont cités comme références complémentaires et permettront aux spécialistes de poursuivre plus en profondeur leurs propres recherches. En ce sens la liste bibliographique permet un survol de l'état des connaissances.

Cet ouvrage est une contribution scientifique au projet DIVEX pour l'acquisition et la diffusion de connaissances sur le potentiel métallifère des environnements métamorphiques. Il a été réalisé en partenariat avec la Commission géologique du Canada (RNCan) dans le cadre du projet sur le Grenville oriental de l'*Initiative géoscientifique ciblée* et le projet de *Synthèse minérale*. L'objectif des divers partenaires est d'affiner l'infrastructure géoscientifique requise pour le développement durable des terrains de gneiss felsiques, potentiellement hôtes de gîtes et gisements métallifères non conventionnels.

En termes sociétaux, la distribution géographique de ces terrains (marge du Bouclier canadien, de la Laurentie et du craton ancestral nord-américain) correspond à celle des communautés isolées nordiques, côtières et autochtones et des régions semi-isolées desservies par des infrastructures routières. Augmenter la probabilité de découverte lors des programmes d'exploration et de cartographie et offrir de nouveaux axes de développement à ces communautés sont des jalons auxquels ce document espère contribuer.

INTRODUCTION

À l'échelle mondiale, les terrains précambriens de haut-grade métamorphique (faciès supérieur des amphibolites et faciès des granulites), à dominance felsique, renferment de nombreux gisements métallifères associés à des contextes volcano-plutoniques (Tab. I.1). Ils sont, de ce fait, considérés comme des cibles d'exploration prometteuses pour la découverte de gisements hydrothermaux de type sulfures massifs volcanogènes (SMV), épithermal et porphyrique.

Les vastes étendues de gneiss felsiques, non ou peu différenciés, composant la majeure partie des territoires du Bouclier canadien et, en particulier, ceux des provinces de Grenville et du Supérieur (Moyen et Grand

Nord du Québec), ne suivent pas cette tendance mondiale. En effet, ces terrains de haut-grade métamorphique sont largement dépourvus de gisements associés à des environnements volcano-plutoniques et ce, malgré les nombreux programmes d'exploration réalisés dans les années 70, qui faisaient échos aux travaux de Allard (1978, 1979) (Fig. I.1). L'insuccès de ces programmes a semé des doutes concernant la fertilité des terrains gneissiques du Bouclier canadien (cf. Archer et al., 2004 pour un succès récent). Ces doutes freinent, encore aujourd'hui, les efforts de diversification de l'exploration minérale en dehors des ceintures de roches vertes, traditionnellement explorées.

Tableau I.1. Exemples de gisements de type SMV, épithermal et porphyrique de cuivre anciennement ou actuellement exploités, métamorphisés aux faciès des amphibolites et des granulites, reconnus dans des terrains de composition à dominance felsique.

| Localisation Province | Gisement | Âge | Tonnage Mt | Teneur | Type | Méta-morphisme | Encaissant Contexte géodynamique | Références |
|--|---------------|----------------------|------------|--|------|----------------|---|---|
| Afrique du Sud Province de Namaqua | Areachap | PZ 1,3 Ga | 8,9 | 0,4% Cu 2,2% Zn | SMV | Gran | VI (laves et tufs dacitiques), métasédiments Bassin d'arrière arc | Geringer et al., 1994 Thomas et al., 1994 |
| | Prieska | PZ 1,3 Ga | 50 | 1,7% Cu 3,8% Zn | SMV | Gran | VI (laves et tufs dacitiques), métasédiments Bassin d'arrière arc | Wagener et van Schalkwyk, 1980 Thomas et al., 1994 |
| Canada et États-Unis Province de Grenville | Montauban | PZ 1,2 Ga | | 6,8% Zn 2,3% Pb 1,3 g/t Au | SMV | Amph | VF – VM Arc insulaire | Bernier et MacLean, 1993 |
| | Sterling Hill | | | Zn | | | | Metsger, 1980 |
| | Calumet | PZ 1,3 – 1,1 Ga | | Zn Pb Agi | SMV | Amph | Gneiss felsique, AM | Williams, 1990 |
| Canada Orogène trans-hudsonien | Linda | PZ | | Zn | SMV | Amph | VF, métasédiments | Zaleski, 1989 |
| Canada Sous-province de Quetico | Geco | AR 2,7 Ga | 55,9 | 1,8% Cu 3,7% Zn 46,9 g/t Ag | SMV | Amph Sup | VF – VM, métasédiments | Zaleski et Peterson, 1995 |
| Brésil Ceinture de Palmeiropolis | Palmeiropolis | PZ 1,17 – 1,27 Ga | 4 | 1,2% Cu 4,6% Zn 0,7% Pb 25,1 g/t Ag | SMV | Amph | P, FV, VM, (AM) | Araujo et al., 1995 |

Tableau I-1. suite.

| Localisation Province | Gisement | Âge | Tonnage Mt | Teneur | Type | Méta-morphisme | Encaissant Contexte géodynamique | Références |
|-----------------------------------|-------------------------------|---------------------|------------|--|---------------------|----------------|--|--|
| Finlande Province svecokarélienne | Ruostesuo | PPZ 1,9 – 2,0 Ga | 0,23 | 2,6% Zn 0,3% Cu | SMV | Gran | VF – VM Arc insulaire | Kousa et al., 1997 Roberts et al., 2003 |
| | Falun | PPZ | | Cu Au Zn | SMV ou SEDEX | Amph | VF | Sundblad, 1994 |
| | Pyhäsalmi | PPZ | | Zn Cu Zn | SMV | Amph Sup | VF – VM | Helovuori, 1979 |
| | Vihanti | PPZ | | Cu Pb | SMV | Amph | VF, CS | Rouhunkoski, 1968 |
| Suède Province de Bergslagen | Zinkgruvan (Nygruvan, Knalla) | PPZ 1,88 Ga | 40 | 6 – 10% Zn 1 – 6% Pb 45 – 100 ppm Ag | SMV ou SEDEX | Amph Sup | CS, M, Q, TF, Ar, CL, FV (rhyolite) | Hedström et al., 1989 |
| | Aitik | PPZ 1,8 – 1,9 Ga | 226 | 0,4% Cu 0,2 g/t Au 3 g/t Ag | Porphyrique ou IOCG | Amph | monzodiorite quartzifère, gneiss à biotite-amphibole | Monro, 1988 Wanhainen et al., 2003 |
| Suède Région de Enåsen | Enåsen | PPZ | 1,7 | 3 g/t Au | Épithermal Au | Gran | VI (rhyodacite, andésite) | Hallberg, 1994 |
| Suède District de Skellefte | Boliden | | | Cu Au 3,7% Zn | | | | |
| | Kristineberg | | 21 | 1% Cu 0,5% Pb Ag, Au 4,6% Zn | | | | |
| | Horntrask | PPZ 1,9 Ga | 0,9 | 1,1% Cu 0,5% Pb Ag, Au 3,1% Zn | SMV | Amph | VF à VI (andésite à rhyolite) Subduction | Allen et al., 1996 Bergman-Weihe et al., 1996 Weihe et al., 1996 Årebäck et al., 2005 |
| | Ravlid | | 1,9 | 1,9% Cu 0,1% Pb Ag, Au 3,9% Zn | | | | Barrett et al., 2005 |
| Australie Supergroupe de Willyama | Ravlidmyran | | 6,8 | 1% Cu 0,6% Pb Ag, Au | | | | |
| | Broken Hill | 1,69 Ga | 300 | 15% Pb + Zn Ag | SEDEX ou SMV | Gran | VF – VI, métasédiments | Laing, 1978 |
| Australie Craton de Gawler | Challenger | 2,4 Ga | 1,79 | 8 g/t Au | Épithermal Au? | Gran | gneiss à grenat-biotite | Daly et al., 1998 Tomkins et Mavrogenes, 2002 |

AR, Archéen; PPZ, Paléoprotérozoïque; PZ, Protérozoïque; Amph, faciès amphibolite; Sup, sous faciès supérieur; Gran, faciès granulite; Cl, sédiment clastique; P, pépite; B, basalte; WK, wacke; PS, psammite; VF/VI, roche volcanique felsique, intermédiaire; Q, quartzite; M, marbre; CS, roche calco-silicatée; Ar, argilite; VM, roche volcanique mafique; TF, sédiment tufacé; LP, leptynite; Am, amphibolite; DL, calcaire dolomitique.

Pourquoi cet insuccès des programmes d'exploration antérieurs? Des éléments de réponses pourraient être que, dans le passé, l'échantillonnage n'a pas eu lieu sur les bonnes cibles, fautes de connaissances appropriées. De plus, des théories prônaient un lessivage important des métaux d'intérêt économique par les processus de déshydratation des roches, lors du métamorphisme régional (p. ex., Weaver et Tarney, 1985). Ces théories ont peut-être freiné la mise sur pied de programmes de recherche et d'exploration, plus approfondis. Malgré les

percées scientifiques récentes, l'idée préconçue de la stérilité des terrains gneissiques du Bouclier canadien est toujours d'actualité et ce, à cause (1) du manque de connaissances sur la nature et l'origine des gneiss felsiques explorés (identification difficile des protolites); (2) de l'absence de stratégies et d'outils adaptés à l'exploration des terrains felsiques de haut-grade métamorphique et (3) de l'absence de minéraux indicateurs diagnostiques des systèmes pauvres en Zn et en Mn, typiques des contextes felsiques (voir l'assise du

projet DIVEX sur le rutile). De ce fait, les ceintures volcano-plutoniques felsiques fertiles sont encore peu identifiées dans le Bouclier canadien, laissant de vastes segments orogéniques sans la moindre trace de volcanisme, d'hydrothermalisme et de gîtes minéraux.



■ Sulfures massifs volcanogènes ◆ Gîtes d'or

Figure I.1 : Distribution des gîtes d'or et des gîtes de sulfures massifs dans les ceintures de roches vertes à proximité de la Province de Grenville. Les grands camps miniers sont présentement restreints aux ceintures de roches vertes, peu métamorphisées. L'extension de ces terrains au niveau du front du Grenville (en rose) est au contraire largement dépourvus de gîtes (cf. Lydon et al., 2004).

Récemment, des levés réalisés dans les terrains gneissiques des provinces de Grenville et du Supérieur ont mis en évidence la présence de ceintures volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques, associées à des contextes fertiles de marges continentales actives, d'arcs insulaires et de rifts intra-continentaux (p. ex., le Complexe de Bondy [Corriveau et al., 1998; Blein et al., 2003], la Ceinture supracrustale de La Romaine et le Groupe de Wakeham [Clark, 2003; Corriveau et Bonnet, 2005], Kwyjibo [Gauthier et al., 2004; Clark et al., 2005], la Ceinture de Coulon [Archer et al., 2004; Huot et al., 2004], l'extension est de l'Abitibi [Cadéron et al., 2004; LaFlèche et al., 2005]; Fig. I.2). Ces résultats et la découverte de sulfures massifs affleurant sur près de 60 mètres lors de levés régionaux (Fig. I.3) attestent du potentiel des terrains gneissiques du Bouclier canadien (p. ex., Gower et al., 1995; Perreault et al., 1996; Clark, 2003; Corriveau et Clark, 2005).

La diversification de l'exploration vers les ceintures volcano-plutoniques felsiques métamorphisées, appelées dans ce document « *ceintures de roches roses* » pour accentuer le contraste avec les ceintures de roches vertes, nécessite d'adapter les stratégies et les outils

d'exploration traditionnels à la spécificité des terrains felsiques de haut-grade métamorphique. En effet, le métamorphisme de haut-grade oblitère partiellement à complètement les éléments primaires (stratigraphie, textures, structures, relation de recouplement, minéralogie) des ceintures volcano-plutoniques et des gîtes associées, qui vont avoir, alors, un aspect atypique et significativement différent de celui de leurs équivalents, non ou peu métamorphisés (Vokes, 2000; Groves et al., 2003).

Les études réalisées au cours des dernières décennies démontrent que le métamorphisme régional de haut grade est généralement isochimique au-delà de la dévolatilisation (H_2O , CO_2 , et halogènes) (Trägårdh, 1991; Roberts et al., 2003). Ainsi les zones d'altération hydrothermale et les exhalites, qui représentent de par leur nature et leur composition, des vecteurs de minéralisation, comprennent une fois métamorphisées, des assemblages minéralogiques et des compositions modales et chimiques des minéraux, diagnostiques (Allard, 1978, 1979; Froese, 1984, 1985, 1998; Barham et Froese, 1997). Ces caractéristiques permettent de les identifier sur le terrain (Schreurs et Westra, 1985; Allard et Carpenter, 1988; Corriveau et al., 1996, 1998, 2003; Thompson et al., 1997; Spry et al., 2000; Blein et al., 2004). Leur nature peut, par la suite, être validée à partir d'études lithogéochimiques (Hodges et Manojlovic, 1993; Roberts et al., 2003; Blein et al., 2004; Barrett et al., 2005). Il est ainsi possible d'adapter les modèles et concepts métallogéniques courants aux terrains métamorphiques, non conventionnels. Il faut garder à l'esprit, cependant, que les modèles métallogéniques conventionnels peuvent demeurer difficiles à appliquer aux terrains de haut-grade métamorphique (Tomkins et Mavrogenes, 2002, 2003) et que les gisements, en particulier leurs sulfures et l'or, peuvent avoir été remobilisés ou même fondus (Mavrogenes et al., 2001; Frost et al., 2002; Sparks et Mavrogenes, 2005; Stevens et al., 2005). Toutefois, le métamorphisme n'entraîne pas la disparition d'un gîte. Bien plus, il peut s'avérer rentable, en concentrant les métaux dans certaines trappes ou en augmentant la teneur en minéraux d'un gîte (Gauthier, 1993; Marshall et al., 2000; Mavrogenes et al., 2001).

Dans ce document, les étapes préconisées pour l'exploration des terrains de haut-grade métamorphique s'appuient sur les caractéristiques des ceintures volcano-plutoniques felsiques et de leurs gîtes hydrothermaux, peu à intensément métamorphisés. L'approche mise de l'avant et le plan général de l'ouvrage sont illustrés dans la figure I.4. Seuls les types de gîtes caractérisés par des altérations hydrothermales d'envergure y ont été pris en compte.

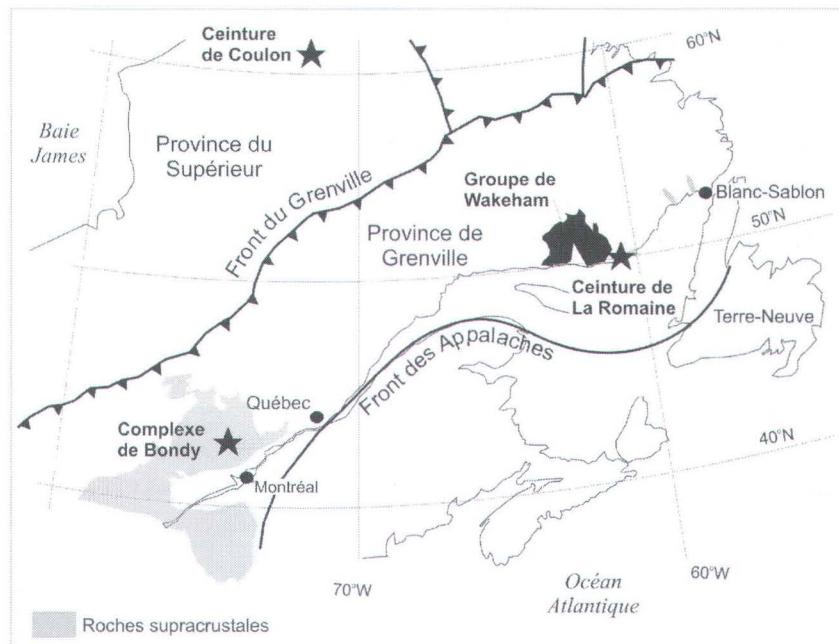


Figure I.2 : Carte schématique localisant quelques-unes des ceintures volcano-sédimentaires ou volcano-plutoniques fertiles métamorphisées à haut-grade dans les terrains précambriens. Ces ceintures (en noir) incluent le Complexe de Bondy, la Ceinture de Coulon, le Groupe de Wakeham et la Ceinture supracrustale de La Romaine.



Figure I.3 : Découverte de sulfures massifs lors de la cartographie du complexe de Matamec par le MRNFP (géologue S. Perreault; photographie de L. Corriveau).

L'emphase est placée sur les altérations hydrothermales plutôt que sur les exhalites ou les lentilles minéralisées car elles sont plus volumineuses et, de ce fait, plus faciles à reconnaître sur le terrain. Les caractéristiques des zones minéralisées et métamorphisées, ne sont pas abordées dans ce document. Les gîtes visés sont :

- les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) associés à du volcanisme felsique sous-marin;
- les gîtes épithermaux associés à du volcanisme felsique aérien;

- les gîtes porphyriques à Cu-Mo associés à des intrusions felsiques.

La démarche, illustrée dans ce document, s'adapte facilement à la recherche de gîtes d'oxydes de fer-Cu-Au-U et à tous types de gîtes métamorphisés comportant des zones d'altérations hydrothermales.

Un cas type de contexte géologique provenant de la Province de Grenville sert à illustrer ce guide afin de comparer les terrains d'étude typiques du Bouclier canadien et les contextes métallogéniques connus. Ce cas est celui du secteur est du Groupe de Wakeham (secteur des lacs Musquaro et d'Auteuil) et de la Ceinture supracrustale de La Romaine dans l'est de la Province de Grenville (Fig. I.2). Il présente un contexte lithostratigraphique simple, défini par un épisode de volcanisme au sein d'un rift intra-arc de 1,5 Ga, cogénétique avec la mise en place d'un large système magmatique granitique sub-volcanique (Corriveau et Bonnet, 2005; van Breemen et Corriveau, 2005). Les ceintures volcano-sédimentaires du Groupe de Wakeham et de la Ceinture supracrustale de La Romaine préservent une série de centres volcaniques avec plusieurs foyers d'hydrothermalisme. L'un de ces foyers comprend une zone de lessivage concentrée le long d'horizons de tuf et de lapillistone, de composition felsique à intermédiaire, ainsi qu'une zone de décharge minéralisée en Cu, au sein d'un « cap rock » formé de filon-couches et de laves mafiques (Corriveau et Bonnet, 2005). Parmi les autres

centres volcaniques altérés par hydrothermalisme certains comprennent des unités de méta-exhalites. Celles au nord du lac Musquaro sont sus-jacentes aux arénites de 1,52 – 1,51 Ma du Groupe de Wakeham, interprétées comme s'étant déposées dans un bassin de marge continentale passive ou dans un bassin d'arrière arc (Gobeil et al., 2003; Y. Larbi, communication personnelle, 2004; van Breemen et Corriveau, 2005). Des exemples proviennent

aussi de la Ceinture de Coulon dans la Province du Supérieur (Archer et al., 2004; Huot et al., 2004) et du Complexe de Bondy dans le secteur sud-ouest de la Province de Grenville (Blein et al., 2003, 2004). Ces deux derniers exemples sont au faciès des granulites et représentent eux aussi des contextes volcano-plutoniques d'arcs (Fig. I.2).

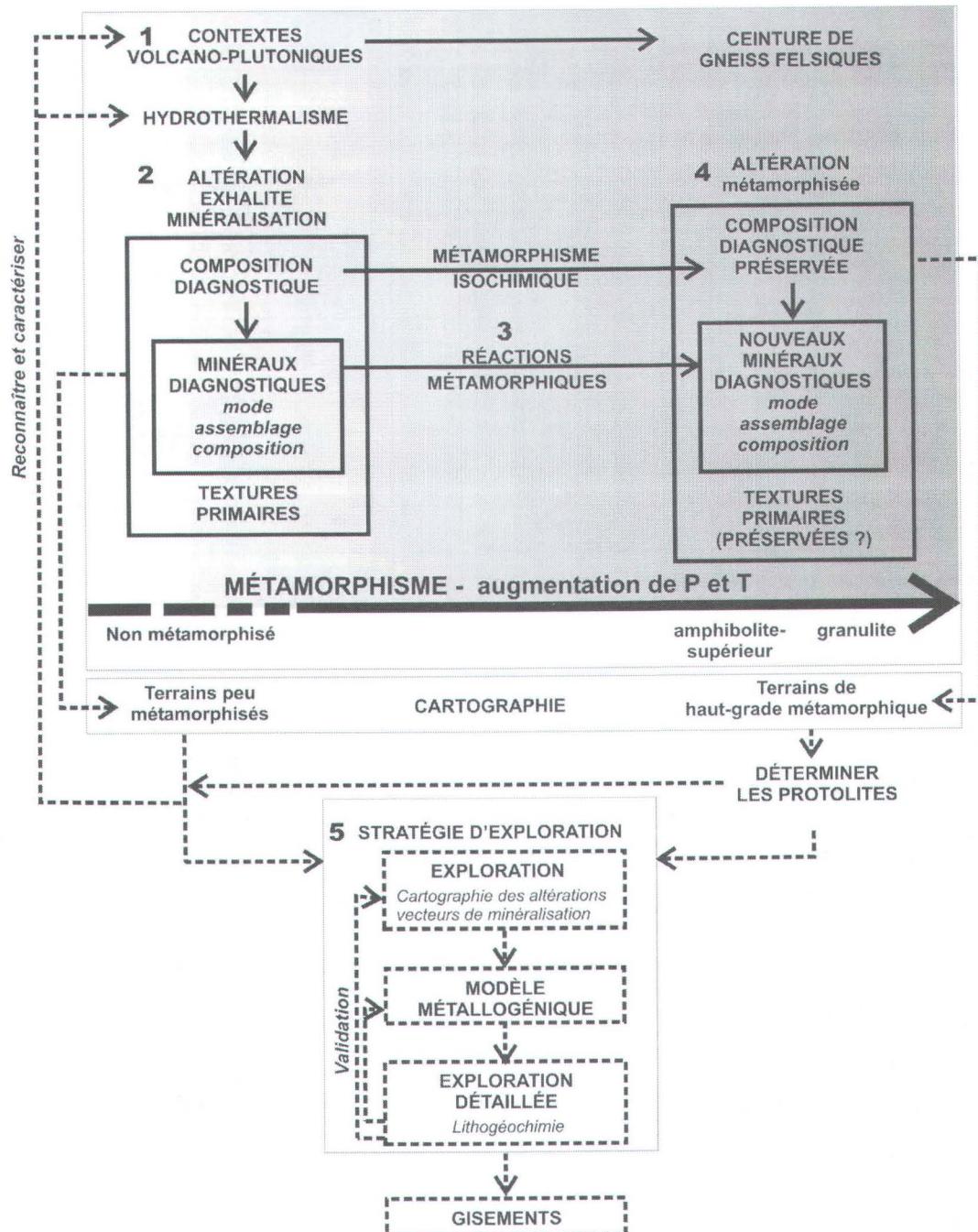


Figure I.4 : Approche générale du guide. Les numéros 1 à 5 déterminent le thème des chapitres 1 à 5 du guide.

LES TERRAINS GNEISSIQUES ET LEUR POTENTIEL ÉCONOMIQUE

1.1 Introduction

Le lien entre les ceintures volcano-plutoniques et les gîtes métallifères est reconnu depuis longtemps. L'exploration de telles ceintures, dans les terrains de bas-grade métamorphique, comprend entre autres l'étude des paléo-environnements et des contextes géodynamiques, associés aux séquences volcaniques et aux intrusions sub-volcaniques, afin de sélectionner les unités les plus susceptibles d'encaisser des gîtes minéraux (Galley, 1995, 2003; Gibson et al., 1999; Hart et al. 2004).

Dans les terrains de haut-grade métamorphique, les ceintures volcano-plutoniques ont enregistré une histoire tectonique, magmatique et métamorphique complexe et polyphasée. Suite à ces événements, leur stratigraphie ainsi que la minéralogie, les textures et les structures primaires des unités qui les composent, ont été partiellement à complètement oblitérées. Or, la reconnaissance puis l'interprétation des textures et des structures primaires sont primordiales pour déterminer l'origine des roches felsiques et leurs paléo-environnements (Cas, 1992). De part les difficultés à reconnaître et interpréter ces éléments, beaucoup de ceintures volcano-sédimentaires, qui pourraient être fertiles en gîtes métallifères, passent inaperçues sur le terrain et demeurent cartographiées comme des complexes de gneiss felsiques non différenciés. Ces derniers sont traditionnellement interprétés comme des niveaux de croûte profonde exhumée, donc comme des niveaux crustaux stériles (Fig. 1.1). Les campagnes de cartographie récentes contribuent à améliorer la compréhension des complexes de gneiss felsiques par la reconnaissance de contextes métá-plutoniques, métá-sédimentaires et métá-volcaniques, dont certains contiennent des systèmes hydrothermaux et des indices minéralisés d'envergure, associés à des milieux volcaniques (Conway, 1994; Corriveau et al., 1997, 1998; Archer et al., 2004; Corriveau et Bonnet, 2005). Ces travaux mettent en évidence que les complexes de gneiss felsiques ne sont pas uniquement des racines stériles d'anciens arcs et continents, mais représentent aussi une juxtaposition de contextes géologiques dont certains de niveaux crustaux peu profonds, voire même superficiels (Fig. 1.1). Ainsi, les complexes gneissiques sont

susceptibles de renfermer des gîtes métallifères et représentent, de ce fait, des cibles importantes pour l'exploration. Pour identifier les ceintures volcano-plutoniques métamorphisées à haut grade et de cibler des zones à explorer, il est nécessaire (1) de déterminer l'origine des gneiss et leurs paléo-environnements; puis (2) d'affiner son interprétation de terrain à l'aide d'outils lithogéochimiques. Ce chapitre fait un rappel des contextes volcano-plutoniques fertiles et présente en tout premier lieu les éléments qui contribuent à reconnaître l'origine des gneiss felsiques et à déterminer leur paléo-environnement.

1.2 Textures et structures des gneiss felsiques et détermination de leur origine

Bien que les complexes gneissiques aient enregistré une histoire métamorphique et tectonique souvent complexe, de nombreux exemples montrent que leur géométrie lithostratigraphique initiale, ainsi que les textures et les structures primaires des gneiss felsiques qui les composent, peuvent être préservées dans certaines régions de faibles contraintes ou ayant enregistré un métamorphisme de faible durée (p. ex., Nadeau et al., 1999; Mueller et Corcoran, 2001). Dans ces régions, la reconnaissance puis l'interprétation des éléments primaires des gneiss permettent d'émettre des hypothèses de terrain solides sur leurs origines et leurs paléo-environnements.

1.2.1 Cas des sédiments silico-clastiques

Les processus de recristallisation qui s'opèrent sous les conditions de température et de pression du métamorphisme de haut-grade engendrent communément un grossissement des grains et l'acquisition d'une texture équigranulaire et polygonale. Les roches sédimentaires silico-clastiques recristallisées prennent l'apparence d'un gneiss quartzofeldspathique équigranulaire, homogène ou hétérogène. Les textures sédimentaires primaires, définies en partie par la granulométrie et la forme des grains, deviennent difficilement repérables. Par contre, la présence de fragments anguleux ou arrondis, de composition similaire ou différente de la matrice, ainsi

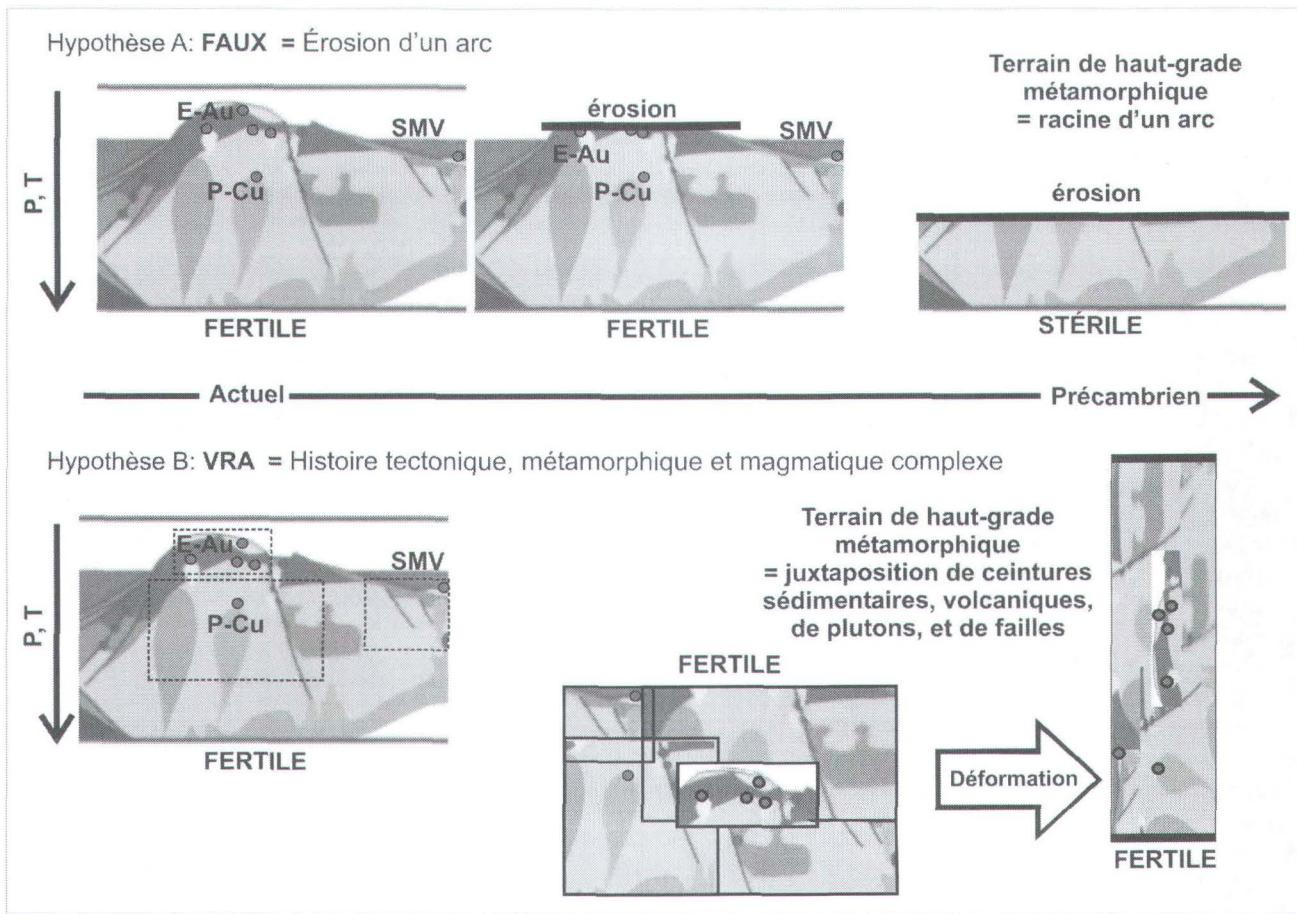


Figure 1.1 : Schéma simplifié d'un arc magmatique métamorphisé au facies des granulites. Les terrains de haut-grade métamorphique sont souvent perçus comme la racine stérile d'une croûte profonde dont les composantes sont elles-mêmes formées en profondeur (hypothèse A). En fait, ces terrains contiennent une juxtaposition de ceintures volcaniques et sédimentaires fertiles, de failles (p. ex. syn-volcaniques) et de plutons, associés entre autres à des arcs (hypothèse B). Les cercles rouges localisent les gisements épithermaux à or (E-Au), porphyriques à cuivre (P-Cu) et de sulfures massifs volcanogènes (SMV).

que les structures sédimentaires, telles que le litage modal (planche I-A à D) ou les stratifications obliques ou entrecroisées (planche I-E), produits par l'alternance de lits de composition différente, peuvent aussi rester perceptibles. Ces structures peuvent être déformées au point de devenir méconnaissables ou d'être confondues avec des structures uniquement d'origine tectonique (planche I-F).

1.2.2 Textures et structures des roches volcaniques

Tout comme les roches sédimentaires silico-clastiques, les roches volcaniques ou pyroclastiques felsiques, recristallisées, prennent l'apparence de gneiss quartzfeldspathiques, homogènes ou hétérogènes. Ces derniers peuvent préserver, localement, des structures, des textures et des microtextures reliques, diagnostiques de leurs protolites volcaniques et pyroclastiques. Ainsi, par

exemple, Vernon (1986a, 1987) et Stevens et Barron (2002) ont reconnu des phénocristaux de quartz peu recristallisés, dans les gneiss d'origine volcanique et pyroclastique de la formation de Horne Gneiss (Broken Hill, Australie). Des textures primaires très délicates telles que des pences, des scories, des fragments lithiques et des fiammes ont aussi été reconnus dans des gneiss d'origine pyroclastique du Groupe de Wakeham, à l'est de la Province de Grenville (Corriveau et Bonnet, 2005). Des exemples de textures et de structures primaires, préservées dans des terrains de haut-grade métamorphique, sont illustrés dans les planches photographiques II à IV.

1.2.3 Textures et structures des roches plutoniques

L'origine plutonique des gneiss felsiques peut être, dans certains cas, difficile à identifier. En effet, un granite

fortement recristallisé s'apparente à un gneiss à quartz, feldspath potassique et plagioclase, présentant une texture équigranulaire et polygonale. Cependant, des cristaux automorphes de feldspath potassique, du rubanement magmatique et des enclaves ignées, communs dans les granitoïdes, peuvent être relativement bien préservés (p.ex., Vernon, 1986b, 2000; Corriveau et al., 2003). Leur présence représente un critère pour différencier les granitoïdes des roches volcaniques felsiques ou des métasédiments (planche V). Toutefois, il faut noter qu'un rubanement magmatique peut être difficile à différencier d'un rubanement sédimentaire. L'observation de l'orientation du rubanement, au niveau des contacts intrusifs et des apophyses, constitue un bon indice pour déterminer leur origine. En effet, un rubanement magmatique tend à suivre les contacts intrusifs et se ramifie au niveau des apophyses (planche V-B).

1.3 Les contextes volcano-plutoniques

1.3.1 Le potentiel des ceintures volcano-plutoniques

La mise en place d'un magma felsique dans les niveaux superficiels de la croûte terrestre constitue une source de chaleur et de fluides, qui alimente en surface les éruptions volcaniques explosives (dépôts pyroclastiques) ou effusives (dômes et coulées de lave). Cette source de chaleur, générant les ceintures volcano-plutoniques, favorise aussi la circulation convective de fluides hydrothermaux et par la suite, la précipitation de sulfures ou d'oxydes de fer.

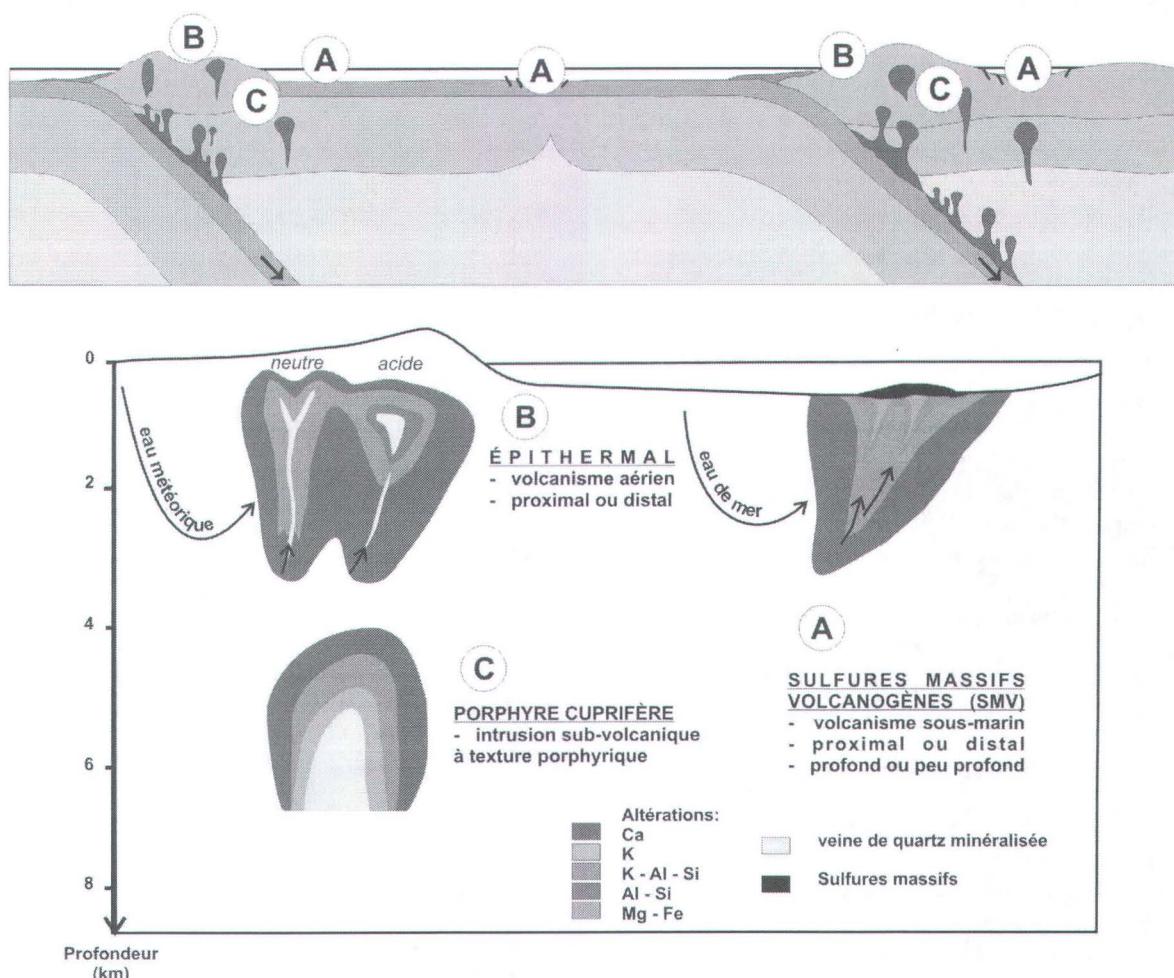


Figure 1.2 : Schéma synthétisant les milieux de mise en place et la morphologie générale des gisements de sulfures massifs volcanogènes, épithermaux et porphyriques à cuivre. Les altérations associées à ces gisements sont détaillées plus en détail dans le chapitre 2 (modifié de Morton et Franklin, 1987; Kirkham et Sinclair, 1996; Poulsen, 1996; Groves et al., 1998).

Quatre principaux styles de dépôt sont observés dans les ceintures volcano-plutoniques felsiques anciennes (Figs. 1.1 et 1.2) :

- les dépôts associés aux intrusions felsiques, tels que les gîtes porphyriques de cuivre ou d'or;
- les dépôts associés au volcanisme felsique sub-aérien, tels que les gîtes épithermaux acides et neutres;
- les dépôts associés au volcanisme felsique sous-marin, tels que les sulfures massifs volcanogènes dit SMV.

Les SMV sont des sources importantes, à l'échelle mondiale, de Zn (50%), Pb (40%), Cu (15%), Ag (40%) et Au (5%) (Herzig, 1999; Huston, 2000). Ils sont observés dans une grande variété d'environnements géodynamiques en extension, dont les dorsales médio-océaniques rapides ou lentes et les bassins d'arrière arc (Fouquet, 1997) (Fig. 1.2). Ils sont associés à des complexes ou centres volcaniques sous-marins caractérisés par des laves, des dômes ou des roches volcanoclastiques à prédominance felsique (SMV de type Kuroko), mafique (SMV à Cu-Zn de type Cyprus) ou bimodales (Barrie et Hannington, 1999). Les conditions bathymétriques prévalant lors de la formation des SMV sont très variables. En effet, les dépôts de SMV peuvent être associés à des environnements volcaniques très profonds (>1000 m), comme le sont les gîtes de Chypre (Spooner et Fyfe, 1973) ou peu profond (<500 m), comme pour les gîtes de Mattabi et de Sturgeon Lake en Abitibi (Morton et al., 1991). Les SMV associés à des séquences volcaniques proximales et à prédominance felsique sont appelés SMV-acide. Ce type de SMV est présent, principalement, dans les environnements d'arc continentaux. Il se différencie des autres types de SMV par la présence de zones d'altération très acides et de minéralisations en cuivre et or (Sillitoe et al., 1996).

Les gisements épithermaux sont des sources en plomb, zinc, or, argent et cuivre (Hedenquist et al., 1996; Taylor, 1996). Ils sont associés à des centres volcaniques aériens composés de roches volcaniques et volcanoclastiques de composition andésitique à rhyolitique et d'affinité calco-alcaline à alcaline ou shoshonitique (Marcoux et Milési, 2000). Les gisements porphyriques sont surtout exploités pour le cuivre et/ou le molybdène. Ils fournissent aussi d'importante quantité d'or, d'argent et d'étain (Kirkham et Sinclair, 1996; Sillitoe, 1997, 2000). Les gisements porphyriques sont associés à des intrusions sub-volcaniques de diorite, de monzonite quartzifère et de granodiorite, à texture porphyrique. Ces intrusions sont d'affinité calco-alcaline à alcaline ou shoshonitique (McMillan et Panteleyev, 1985; Sillitoe, 1997, 2002). Contrairement aux gîtes épithermaux, les gîtes porphyriques se mettent en place à des niveaux crustaux plus importants, compris entre 1 et 4 kilomètres (Sillitoe,

1973). Les gîtes épithermaux et les gîtes porphyriques sont affiliés à des arcs volcano-plutoniques insulaires ou aux marges continentales actives (Fig. 1.2) (Carlile et Mitchell, 1994; Hedenquist et al., 1996).

1.3.2 Caractéristiques des intrusions sub-volcaniques et des unités volcaniques

Les intrusions sub-volcaniques et les roches volcaniques, composant les ceintures volcano-plutoniques peu à intensément métamorphisées, présentent des textures, des structures, des assemblages minéralogiques, des compositions et des affinités géochimiques très diverses. Cette diversité témoigne de leur mise en place dans une grande variété d'environnements et de contextes géodynamiques.

Les intrusions sub-volcaniques sont caractérisées par :

- leur nature polyphasée et composite;
- l'absence ou la faible intensité des auréoles métamorphiques de contact;
- une composition ou des textures similaires à celles des roches volcaniques cogénétiques;
- un âge similaire ou un peu plus jeune que celui des roches volcaniques;
- la présence d'assemblages hydrothermaux et de métaux de base ou précieux (Gibson et al., 1999).

Ces critères peuvent donc servir à leur reconnaissance dans les complexes de gneiss.

Galley (2003) met en évidence que les intrusions associées aux gisements de SMV sont de petite taille (10 à 200 km²) du fait de leur mise en place dans des niveaux crustaux superficiels. Au contraire, les intrusions associées aux gîtes porphyriques et aux gîtes épithermaux sont de taille plus importante, supérieure à 1 km de diamètre (Sillitoe, 2000). La taille des intrusions sub-volcaniques peut, donc, aider à cibler le type de gîte susceptible d'être reconnu.

Les textures et structures primaires des roches volcaniques et pyroclastiques, peu à intensément métamorphisées, sont de bons indicateurs pour caractériser les environnements de mise en place des roches supracrustales et pour cibler le type de gîte susceptible d'y être reconnu (tableau 1.1). Ainsi, la reconnaissance, au sein des unités volcaniques et pyroclastiques des régions des lacs Musquaro et d'Auteuil et de La Romaine, (1) d'un dôme rhyolitique (planche II-A, B), (2) de dykes porphyriques syn-volcaniques (planche II-C), (3) de textures diagnostiques de dépôts pyroclastiques contenant localement des fragments lithiques (planches III et IV-B) et (4) de textures de moulage et de fragmentation de lapillis, typiques d'une mise en place à chaud et *in situ* (planche IV-D, E, F), a permis de discriminer un environnement volcanique sub-

aérien ou sous-marin peu profond et proximal (Corriveau et Bonnet, 2005). Des gîtes de sulfures massifs volcanogènes acides sont communément reconnus dans de tels environnements volcaniques (Sillitoe et al., 1996). Le potentiel pour ces gîtes est clairement diagnostique dans cette région, par la présence de méta-exhalites et d'un système hydrothermal présentant des zones d'altérations très acides (Bonnet et al., 2005).

Les roches volcaniques et les intrusions sub-volcaniques associées sont principalement affiliées à des milieux tectoniques en extension comprenant les arcs insulaires, les niveaux superficiels des marges continentales actives et les zones volcaniques intraplaques. Ces environnements tectoniques peuvent être discriminés, parfois avec un succès mitigé, à partir de la signature chimique des magmas (Christiansen et Keith, 1996). Cependant, il est important de noter que la signature chimique des magmas ne reflète pas uniquement l'environnement tectonique de leur formation. Elle dépend aussi de la nature de leur source et de l'évolution de celle-ci lors de processus pétrogénétiques (Arculus, 1987). Ainsi, même si la lithogéochimie est un outil essentiel pour discriminer les environnements tectoniques associés à la mise en place des ceintures volcano-plutoniques et pour évaluer leur potentiel minéral, elle n'offre pas de solutions uniques.

1.3.3 Exemple d'une ceinture volcano-plutonique métamorphisée

La géologie du complexe de gneiss felsiques situé au niveau de la marge sud-est du Groupe de Wakeham, est ici utilisée comme exemple de contexte volcano-plutonique hydrothermalisé (Fig. 1.3). Ces terrains gneissiques sont composés principalement par les granitoïdes gneissiques du Complexe d'Aguanish. Ces derniers renferment, localement, des séquences supracrustales, d'âge Mésoprotérozoïque, appartenant au Groupe de Wakeham et à la Ceinture supracrustale de La Romaine. L'ensemble de ces unités a enregistré un métamorphisme au faciès moyen des amphibolites à celui des granulites (Bonnet et Corriveau, 2003).

Les granitoïdes gneissiques sont constitués principalement de granite et plus rarement de granodiorite, de tonalite ou de monzonite. Leur assemblage minéralogique est composé de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase, présents en proportion variable dépendamment de la composition de la roche. Ces silicates sont associés à de la biotite et/ou de la hornblende et accessoirement à de la magnétite, de l'apatite et du zircon. Des phénocristaux automorphes et

peu recristallisés de feldspath potassique sont localement préservés dans les secteurs métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites. Ces phénocristaux témoignent de l'origine intrusive des gneiss (planche V).

Les unités supracrustales sont composées de roches volcaniques et pyroclastiques sus-jacentes à une séquence sédimentaire arénacée (Corriveau et Bonnet, 2005). Les roches volcaniques et pyroclastiques sont, principalement, de composition felsique (rhyolite) à intermédiaire (dacite et andésite). Elles comprennent des rhyolites rubanées, des lapillistones et des tufs à lapillis monogéniques et polygéniques et des tufs à cendres. Les tufs sont recoupés, localement, par des dykes et des veines syn-volcaniques, à grains fins et de composition mafique à granitique ainsi que par des veines de porphyres à quartz et feldspath potassique (planche II). Malgré le métamorphisme et la déformation régionale, les roches pyroclastiques présentent une texture fragmentaire très bien préservée, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle de l'échantillon. Toutefois, une grande partie de ces textures est difficilement perceptible sur les affleurements, les unités volcaniques et sédimentaires apparaissant comme du gneiss quartzofeldspathique monotone sauf lorsqu'ils sont mouillés ou que la luminosité est très faible. Les textures des roches volcaniques et pyroclastiques et leurs interprétations sont documentées dans la planche IV.

L'assemblage minéralogique des roches volcaniques et pyroclastiques est très similaire à celui des granitoïdes, témoignant d'une même affinité en terme de composition. Il est composé de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et/ou de hornblende et accessoirement de magnétite, titanite, apatite et zircon. Les minéraux alumineux, tels que la muscovite ou la sillimanite, sont absents. Les données de géochronologie, obtenues par la méthode U – Pb (SHRIMP) sur zircons ignés, témoignent de l'âge contemporain des granitoïdes et des roches volcaniques et pyroclastiques (van Breemen et Corriveau, 2005). La composition similaire et l'âge contemporain des granitoïdes et des roches volcaniques sont de bons indicateurs d'une activité intrusive sub-volcanique. La reconnaissance d'exhalites et de zones d'altération au sein des unités méta-sédimentaires et méta-volcaniques suggère que cette activité sub-volcanique ait été propice à la circulation de fluides hydrothermaux. Peu d'indices d'altération ont été observés sur le terrain au sein des granitoïdes. Cependant, la présence très locale de zones à magnétite disséminée, de zones calco-silicatées et d'une brèche à epidote, dans les granitoïdes, pourrait indiquer des signes d'altération locale.

Tableau 1.1 : Caractéristiques des principaux types d'environnements volcaniques et gîtes associés.

| Environnements volcaniques | Caractéristiques et critères diagnostiques | Types de gîtes associés |
|---------------------------------------|--|---|
| Aérien | Dépôts pyroclastiques primaires ou resédimentés ➤ coulées, retombées et déferlantes ➤ textures de lithification fréquentes Hyaloclastite – dôme felsique | Épithermal neutre Épithermal acide |
| Sous-marin profond (>1000 m) | Dépôts pyroclastiques primaires ou resédimentés ➤ coulées ou retombées, absence de déferlante ➤ textures de mise en place à froid après transport (absence de textures de mise en place in situ) Exhalites Hyaloclastite – dôme felsique ➤ pépérite | SMV polymétalliques (type Kuroko); SMV riche en Au |
| Sous-marin peu profond (200 – 1000 m) | Dépôts pyroclastiques primaires ou resédimentés ➤ coulées ou retombées, absence de déferlante ➤ fragmentation par l'interaction entre fluide et eau de mer ➤ lapillis d'accrétion ➤ rares textures de lithification des coulées Exhalites Coulée hyaloclastique – dôme felsique ➤ associés à des dépôts pyroclastiques primaires ou volcanoclastiques dominants ➤ pépérite | SMV acide (altération acide; souvent à Au) |
| Sous-marin proximal | Abondance de dykes ou filon-couches syn-volcaniques Dépôts pyroclastiques primaires ➤ Textures de mise en place in situ et à chaud (peu de transport) Rapport «roches volcaniques/roches sédimentaires» élevé | SMV acide |
| Sous-marin distal | Peu de dykes ou filon-couches syn-volcaniques Dépôts pyroclastiques primaires ➤ retombées bien triées ➤ turbidites d'origine pyroclastique Proportion importante de sédiments Exhalites | SMV à Cu-Pb-Zn |

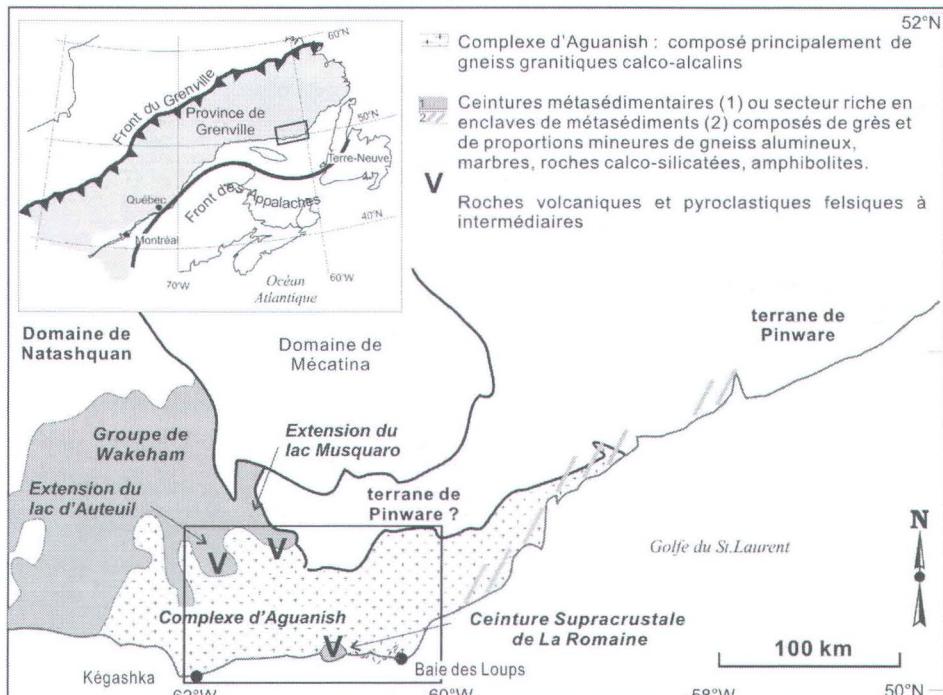


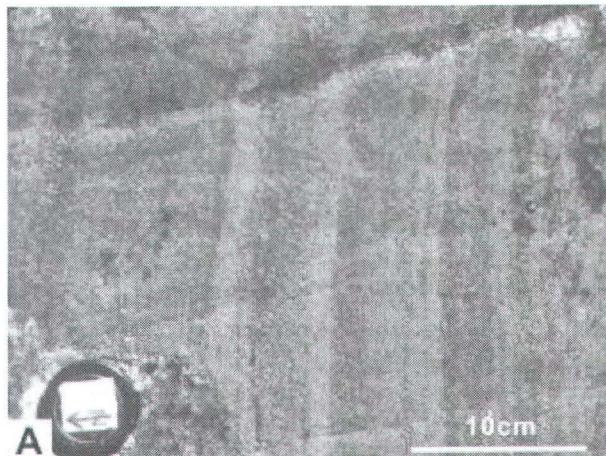
Figure 1.3 : Carte de la partie est de la Province de Grenville localisant le complexe gneissique d'Aguanish étudié (modifié de Gower et Krogh, 2003)

Structures des métasédiments

A Méta-arénite (f. moyen des amphibolites)

Arénite litée et granoclassée présentant une patine gris pâle à moyen, une granulométrie fine et un assemblage à quartz, feldspath et biotite. Le litage modal est marqué par le contenu accru en biotite. L'augmentation du pourcentage volumétrique de la biotite reflète une composante initialement plus argileuse et donc un granoclassemement normal.

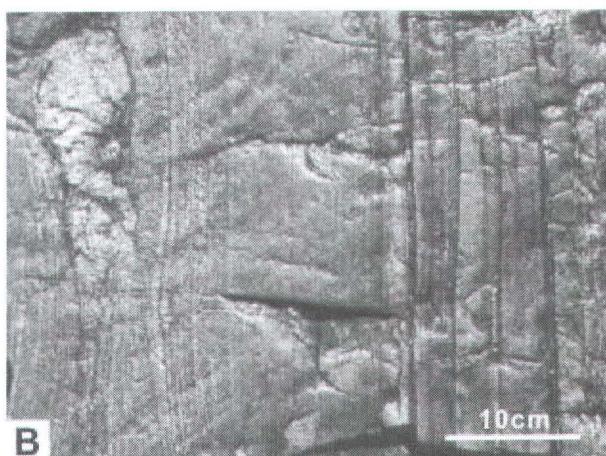
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Litage modal dans des sédiments arénacés (f. supérieur des amphibolites)

Les lits sombres sont définis par des niveaux très riches en biotite et contenant du grenat. Les lits clairs sont composés d'un assemblage à quartz, feldspath et biotite.

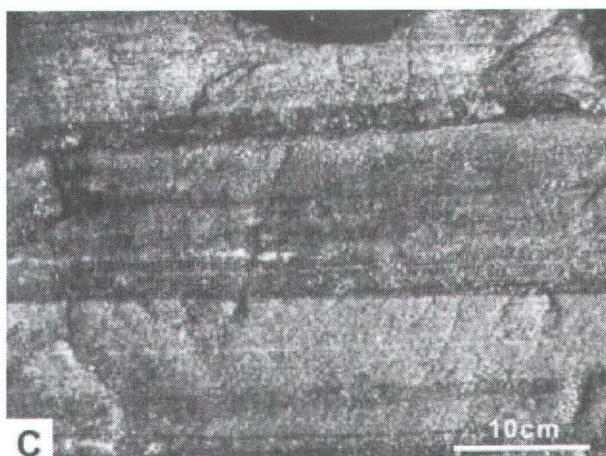
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



C Détail du litage d'une méta-arénite (f. des amphibolites)

Le litage est millimétrique à centimétrique et défini par l'alternance (1) de niveaux de patine gris moyen, composés de quartz, feldspath et biotite et (2) de niveaux de patine gris sombre, composés de quartz, feldspath, biotite, grenat et muscovite. La proportion de biotite dans ces niveaux est très importante.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



D Gneiss felsique rubané d'origine incertaine (f. des granulites)

Gneiss quartzofeldspathique rubané, présentant une patine grise, une granulométrie moyenne et un assemblage à quartz, feldspath et biotite. Le rubanement, de puissance centimétrique, est défini par une variation de l'abondance de la biotite, caractéristique d'un litage modal. Le gneiss est extrêmement déformé et injecté de veines granitiques. Il présente des similarités avec les arénites et avec certains lits de tuf de la région du lac Musquash. Son origine reste, de ce fait, indéterminée.

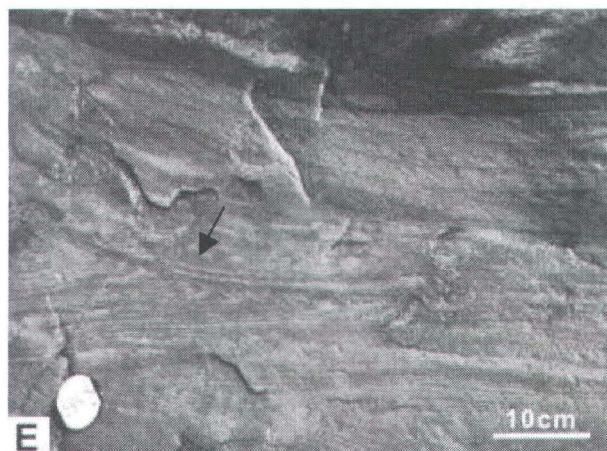
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



E Structures d'un gneiss felsique laminé (f. des granulites)

Gneiss felsique laminé composé de lames sombres riches en biotite et de lames claires de composition quartzofeldspathique. Le gneiss est déformé (lames plissées) mais montre localement des structures qui s'apparentent à des stratifications obliques primaires (flèche). Une alternative serait que ces structures résultent du cisaillement de flancs de plis (cf. photographie F). La roche est interprétée comme d'origine sédimentaire.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



F Structures d'un gneiss felsique laminé (f. des granulites)

Gneiss quartzofeldspathique laminé, extrêmement déformé et injecté de veines granitiques. Cette photographie montre que des lames plissées et cisaillées pourraient prendre une allure de stratifications entrecroisées si la déformation était poussée plus loin.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*

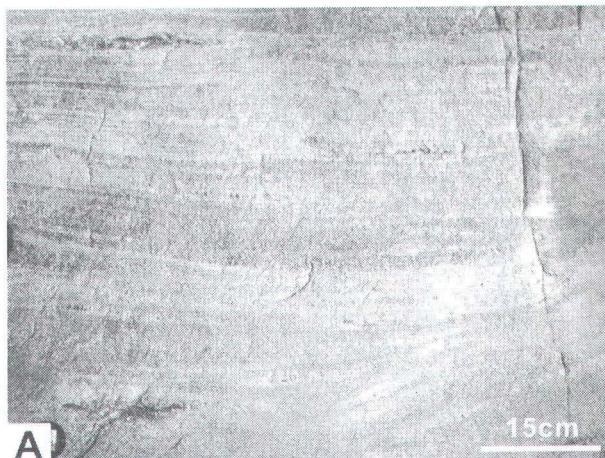


Les roches volcaniques métamorphisées

A Rhyolite à litage de flux (f. des amphibolites)

La rhyolite présente une patine rose, une granulométrie fine et une structure laminée. Les lames sont rectilignes et sub-parallèles, mais elles s'amincent et disparaissent localement pour reprendre plus loin au même niveau. Certaines contiennent des phénocristaux de quartz recristallisés. Cette unité est interprétée comme de la rhyolite rubanée à litage de flux, constituant un dôme rhyolitique.

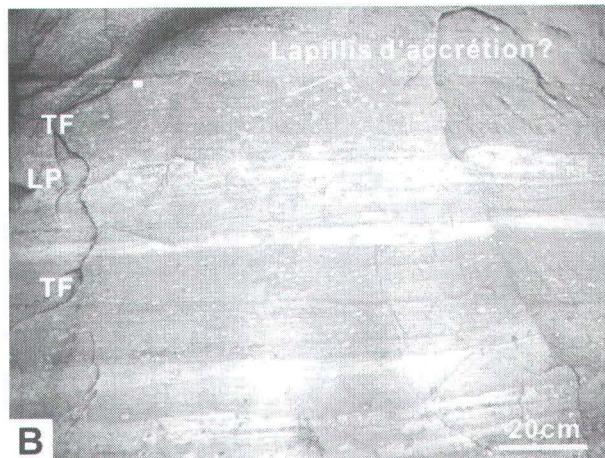
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac d'Auteuil, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Unité pyroclastique (f. des amphibolites)

Tuf à lapillis isolés, intercalé avec des lits de lapillistone (LP) et des lits de tuf à cendres (TF) contenant des lapillis d'accrétion.

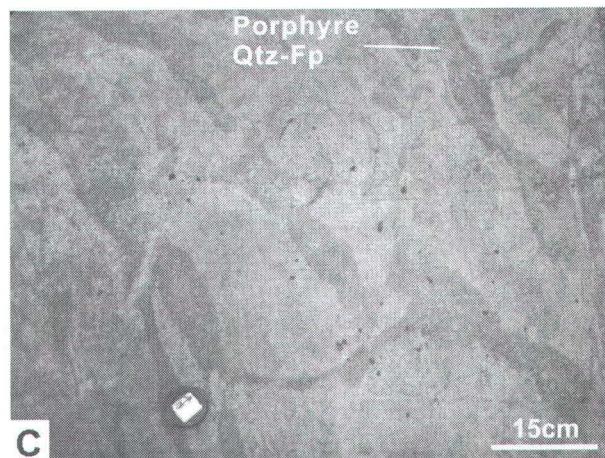
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



C Veines syn-volcaniques de porphyres (f. des amphibolites)

Les veines de porphyres à quartz (Qtz) et feldspath (Fp) recoupent une unité de tuf à cendres. Ces veines forment un réseau anastomosé aux formes irrégulières et aux contacts généralement lobés. Les données de géochronologie confirment le caractère syn-volcanique de ces veines.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau

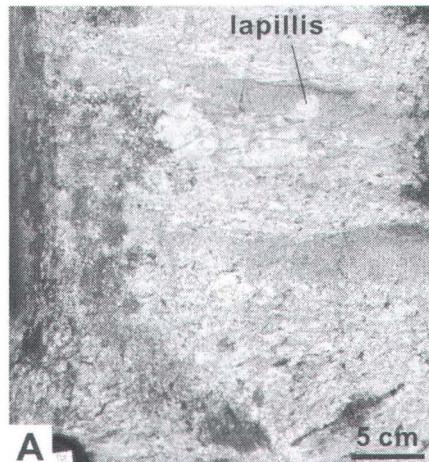


Structures des roches pyroclastiques

A Lapillistone granoclassé (f. des amphibolites)

Lapillistone felsique présentant des lits gris à grains fins et riches en biotite, interprétés comme formés par l'accumulation de cendres sur des lapillis principalement de composition felsique. Les lits ont une épaisseur irrégulière allant de quelques centimètres à un décimètre. Leurs contacts sont de nature différente; d'un côté ils englobent les lapillis, de l'autre le contact est net et presque droit. Le changement de la taille des grains dans ces segments est abrupt.

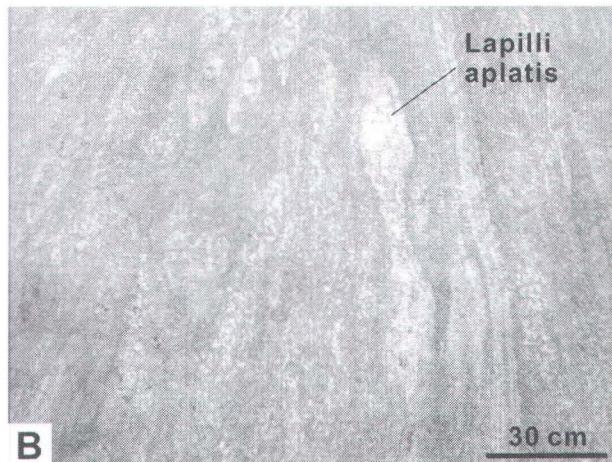
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Lapillistone à lapillis aplatis (f. des amphibolites)

Lapillistone felsique à lapillis monogéniques présentant une fabrique planaire définie par l'alignement de lapillis felsiques, fortement aplatis. Les lapillis ont des contours plus ou moins bien définis et contiennent des mosaïques rondes ou aplatis de quartz et feldspath. Ces dernières sont interprétées comme des vésicules. L'aplatissement des lapillis est interprété, dans ce cas, comme primaire.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



C Tuf laminé (f. des amphibolites)

Tuf à cendres de composition felsique, à grains fins et finement laminé. Les lames millimétriques à centimétriques sont sub-parallèles ou localement à faible angle.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau

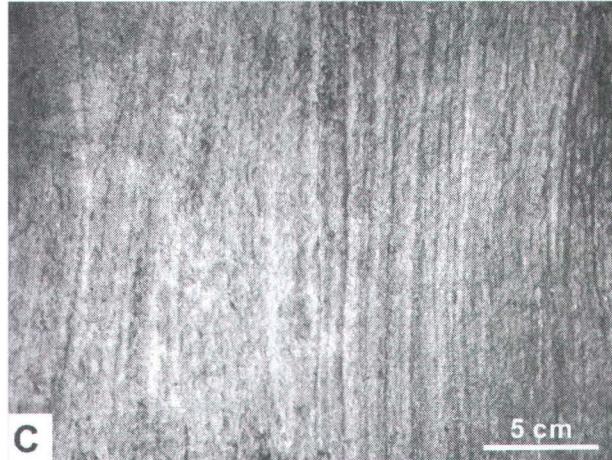


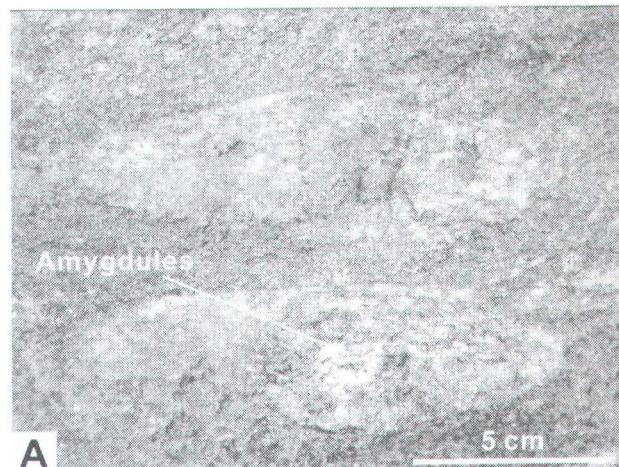
Planche IV

Les fragments des roches pyroclastiques (f. des amphibolites)

A Ponces

Une fois intensément métamorphisées, les ponces se présentent sous la forme de fragments beiges à gris pâle, à grains fins et de composition felsique à intermédiaire. Ils ont une forme ovale, ovoïde ou amiboïde. Leurs bordures sont anguleuses ou arrondies. Ces fragments renferment des mosaïques circulaires ou allongées de quartz et feldspath, interprétées comme des vésicules recristallisées. Les ponces baignent dans une matrice vésiculaire.

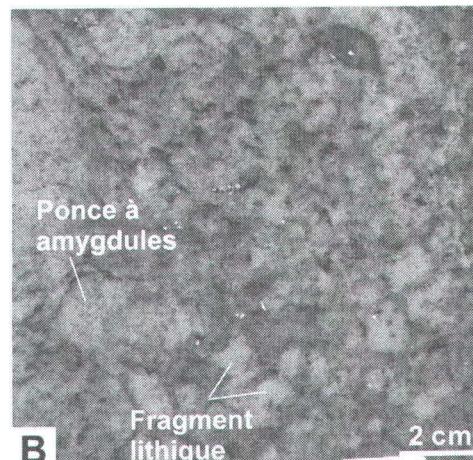
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Fragments lithiques

Les fragments lithiques sont anguleux de forme rectangulaire, triangulaire ou polygonale. Leur contact avec la matrice est net. Ils ont une composition granitique et renferment des cristaux idiomorphes de feldspath rose. Ces fragments lithiques sont interprétés comme issus de la fragmentation d'un édifice volcanique rhyolitique. Les faciès renfermant des fragments lithiques sont très locaux.

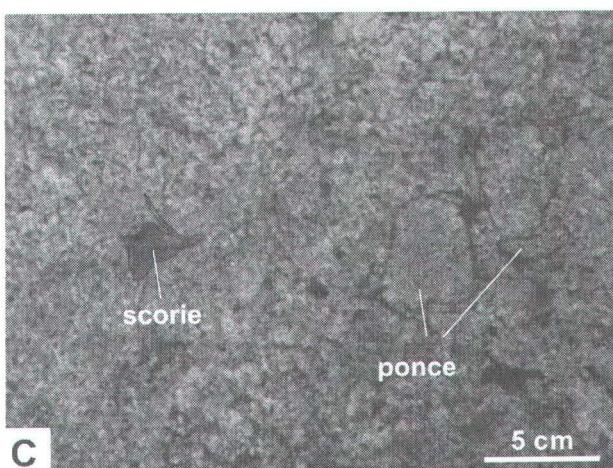
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



C Scories

Une fois métamorphisées, les scories forment des fragments sombres, à grains fins et de composition intermédiaire à mafique. Elles sont de taille millimétrique à centimétrique et présentent des formes fluides très irrégulières. Les scories sont fréquemment moulées contre des fragments plus felsiques ou remplissent les interstices. Leurs formes fluides sont diagnostiques de leur emplacement à chaud (comportement plastique).

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



D, E Texture de moulage

Des pences de composition intermédiaire et de forme amiboïde sont moulées autour de fragments felsiques dont les contacts sont anguleux à arrondis. Ces textures illustrent le comportement ductile des pences de composition intermédiaire, lors de leur mise en place. La forme anguleuse des fragments felsiques indique, au contraire, le comportement plus cassant de ces derniers. Ces textures de moulage, préservées malgré le métamorphisme, sont diagnostiques de la mise en place à chaud des roches pyroclastiques ce qui suggère un environnement volcanique proximal.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau

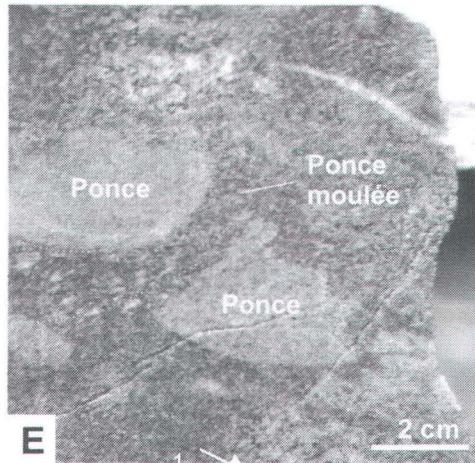
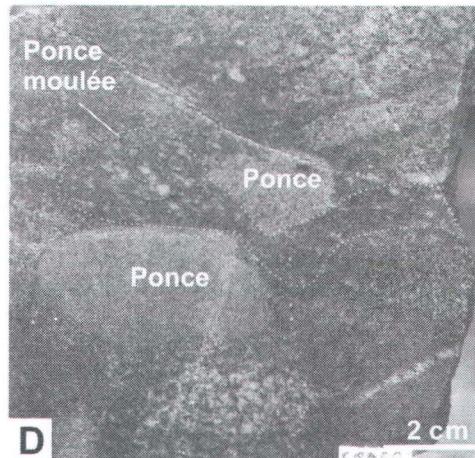


Planche IV

Les fragments des roches pyroclastiques (f. des granulites)

F Lapillistone polygénique

Le lapillistone polygénique renferme des lapillis felsiques et mafiques. Les lapillis présentent une forme fluidale et sont communément vésiculeux.

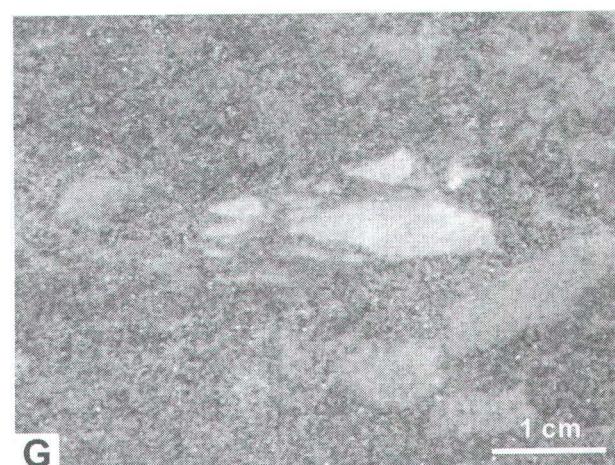
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



G Lapillis fragmentés

Le lapillistone renferme localement des lapillis felsiques fragmentés. Ces lapillis sont à grains fins, non vésiculeux et ont des bordures très anguleuses. Ces textures sont interprétées comme des textures de fragmentation in-situ, typiques des environnements volcaniques proximaux.

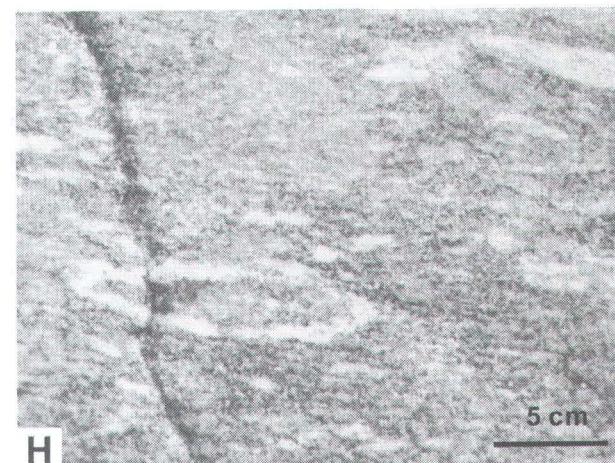
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



H Lapillis

Le lapillistone renferme localement des lapillis felsiques de type accrétionnaire.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*

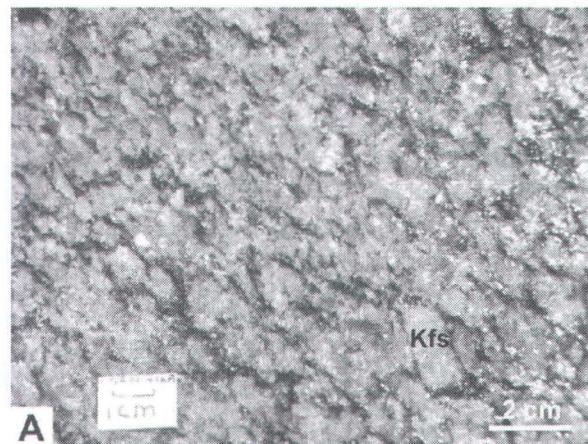


Les textures des granitoïdes

A Phénocristaux de feldspath (f. des granulites)

Gneiss granitique lenticulaire montrant des phénocristaux de feldspath potassique (Kfs) très bien préservés.

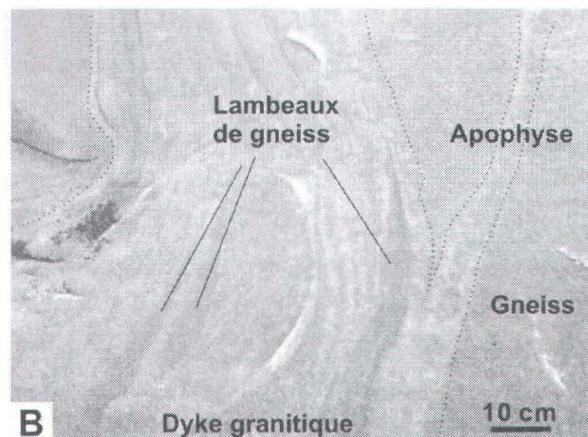
Complexe d'Aguanish, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Dyke granitique rubané (f. des granulites)

Le dyke granitique enclavé des lambeaux du gneiss encaissant (gris). Le dyke est rubané et le rubanement magmatique se ramifie au niveau de l'apophyse confirmant son origine ignée.

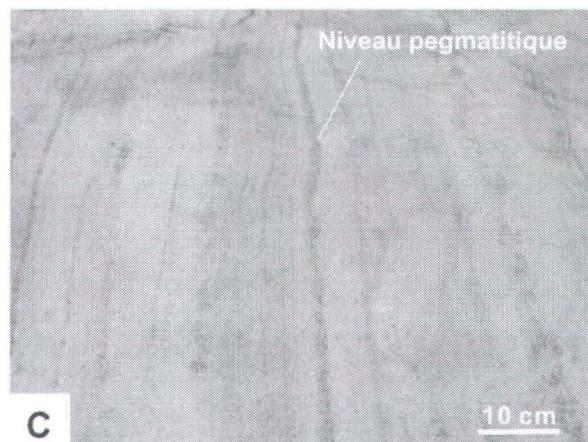
Complexe d'Aguanish, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



B Détail du rubanement magmatique (f. des granulites)

Détail du rubanement magmatique d'un dyke granitique de la même génération que celui de la photographie précédente.

Complexe d'Aguanish, Province de Grenville, région de La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



LES ZONES D'ALTÉRATION ET LES EXHALITES DANS LES TERRAINS NON OU PEU MÉTAMORPHISÉS

2.1 Processus d'altération hydrothermale

Les fluides hydrothermaux impliqués dans la genèse des gisements ou des gîtes hydrothermaux de type SMV, épithermal et porphyrique sont de nature et d'origine, très variables. Ces fluides sont neutres à acides ($\text{pH} = 7 - 2$) et chauds ($T = 150 - 400^\circ\text{C}$). Ils dérivent de l'eau de mer (gîte de SMV) ou météorique (gîtes épithermaux ou gîtes porphyriques), mélangée ou non à des proportions variables de fluides magmatiques (Cathles, 1981; Henley et al., 1984; Lydon, 1988; Bodnar, 1995; Sheets et al., 1996; Gemmell et al., 2004; Deyell et al., 2005). En circulant dans la croûte, ces fluides réagissent avec la roche encaissante, provoquant dans un premier temps, un lessivage des éléments alcalins (Na, K, Rb, Cs, Li), des alcalino-terreux (Mg, Ca, Sr, Ba, Be), des métaux solubles (Zn, Pb, Ag, Au, Fe, Pb) et dans certains cas des éléments les moins mobiles, tels que l'aluminium et le silicium. Ces réactions aboutissent à l'altération de la roche encaissante et au réajustement progressif des fluides; ce qui entraîne la formation de halos d'altération et se solde par la précipitation des métaux et potentiellement par la formation de gîtes métallifères. Suite à ces réactions, la composition et la minéralogie des zones altérées lors des processus hydrothermaux, deviennent progressivement très différentes de celles de la roche initiale non altérée. Leurs variations spatiales et dans le temps représentent des vecteurs de minéralisation. Dans certains cas, cependant, l'activité hydrothermale engendre localement seulement une hydratation intense de la roche encaissante. La composition ne montre, alors, aucun changement important en éléments majeurs et traces.

La stabilité des assemblages de minéraux hydrothermaux, présents dans une roche altérée, est fortement dépendante de la composition initiale de la roche encaissante et de la nature du fluide hydrothermal (température, acidité, potentiel d'oxydoréduction). Ainsi, par exemple, les assemblages hydrothermaux dominés par la séricite et la chlorite sont stables sous des conditions de pH neutre à faiblement acide. Sous des conditions très acides, ces assemblages deviennent instables et la chlorite ou la séricite se déstabilisent en minéraux hydrothermaux alumineux, tels que la pyrophyllite, la kaolinite ou

l'andalousite (Lemiere et al., 1986). La nature de la roche encaissante joue aussi un rôle important sur la composition et la minéralogie des zones d'altération et des minéralisations puisqu'elle constitue une source majeure en éléments et métaux solubles (Stoltz et Large, 1992). Par exemple, l'altération de roches felsiques riches en Pb et Zn va aboutir à la formation d'une zone minéralisée riche en ces éléments (p. ex., les dépôts de SMV à Cu-Pb-Zn du camp minier de Bathurst au Nouveau Brunswick, McCutcheon, 1992). Il faut noter, toutefois, que les métaux, en particulier ceux les moins solubles (Cu, Mo, Bi, Te, Au) peuvent aussi dériver des fluides magmatiques (Stanton, 1990; Yang et Scott, 1996, 2002). L'influence des fluides magmatiques est particulièrement importante dans le cas des gisements associés à un environnement volcanique proximal (SMV ou épithermal acide) alors qu'elle sera faible ou nulle dans un environnement volcanique distal (SMV ou épithermal neutre) (Sillitoe et al., 1996). Dans le premier cas, les fluides hydrothermaux sont excessivement chauds, acides et particulièrement riches en Cu, Au et en éléments en traces, tels que le F. De tels fluides contribueront alors à la formation de zones minéralisées riches en Cu et Au et de zones d'altération acides, dans lesquelles les minéraux alumineux sont stables (Sillitoe et al., 1996; Hannington et al., 1999). Dans le second cas, les fluides hydrothermaux seront chauds, mais de pH faiblement acide à neutre et transporteront des métaux solubles. De tels fluides contribueront à la formation de zones d'altération à chlorite et à séricite et de minéralisations à plomb, zinc et argent (Sillitoe et al., 1996).

Les fluides hydrothermaux peuvent dans certains cas être exhalés à la surface et former, dans les environnements sous-marins, des sédiments chimiques ou exhalites. Ces exhalites sont interlitées avec des roches volcanosédimentaires et des siltites. L'exhalation des fluides est un processus fréquent pour les dépôts de SMV. Lors de leur sortie en surface, les fluides hydrothermaux se mélangent alors à l'eau de mer froide et forment un panache hydrothermal de plus faible densité que l'eau ambiante. En se refroidissant, ce panache se dépose sur le fond de l'océan (Grenne et Slack, 2005). Dépendamment de leur densité et des courants marins, les panaches sont

dispersés et transportés horizontalement sur des distances variables avant de se déposer dans des environnements volcaniques distaux (Peter et Goodfellow, 1996). Certaines exhalites sont aussi interprétées comme résultant d'un remplacement métasomatique de minces horizons de tuf ou de sédiments pélagiques du plancher océanique (Slack et al., 1993). Dans les contextes épithermaux, la sortie de vapeur d'eau en surface engendre la formation d'horizons finement laminés de silice amorphe, les sinters (Hedenquist et al., 2000).

En résumé, l'hydrothermalisme engendre la formation de zones d'altération et d'horizons exhalatifs ou de sinters caractérisés par une composition chimique particulière et distincte de celle de la roche encaissante. Ces unités sont situées à proximité des lentilles minéralisées et sont donc considérées comme des outils d'exploration. Nous documenterons, ci-dessous, les altérations, les exhalites et les « sinters » associés aux différents gîtes étudiés peu métamorphisés, en mettant l'accent en particulier sur leur morphologie, leur minéralogie et leur composition. Ce sont ces caractéristiques qui seront métamorphisées conceptuellement au chapitre 3, puis illustrées par des exemples concrets au chapitre 4.

2.2 Les zones d'altération associées aux gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV)

2.2.1 Taille et morphologie des altérations

Les zones d'altération hydrothermale associées aux dépôts de SMV comprennent principalement :

- une zone de **lessivage semi-concordante** par rapport aux unités volcaniques encaissantes ou **zone de recharge**;
- une **cheminée d'altération discordante ou zone de décharge** (Lydon, 1984; Gemmell et Herrmann, 2001).

La zone de **lessivage semi-concordante** est une zone stratiforme très volumineuse. Par exemple, les zones de lessivage semi-concordantes des gîtes de Rosebery, Que River, Mount Chalmers et Thalanga en Australie et des gîtes du district minier de la Ceinture ibérique en Espagne s'étendent sur plusieurs kilomètres et ont des épaisseurs de plus de 200 mètres (Galley, 1993; Gemmell et Herrmann, 2001; Paulick et al., 2001). La perméabilité des roches encaissantes joue un rôle important sur la taille et la morphologie de ces zones d'altération (Gibson et al., 1999). Ces dernières sont particulièrement volumineuses et diffuses lorsqu'elles sont encaissées par des unités très perméables telles que les roches volcanoclastiques, mais elles sont, au contraire, plus restreintes lorsqu'elles sont encaissées par des roches imperméables telles que des laves mafiques. Dans ce cas, les altérations seront

localisées au niveau de zones plus perméables incluant des contacts lithologiques, des failles syn-volcaniques ou des zones de brèches (p. ex., les gîtes de Mount Chalmers et Hellyer en Australie, Large, 1992; Large et al., 2001a).

La **cheminée d'altération** est communément localisée au niveau des structures cassantes contrôlant la décharge hydrothermale. De ce fait, elle est très étendue verticalement mais est latéralement plus restreinte et s'étend sur quelques centaines de mètres (p. ex., la cheminée d'altération associée au gisement de Hellyer, Gemmell et Large, 1992). Ces altérations entourent une zone de minéralisation filonienne (Sangster et Scott, 1976; Franklin et al., 1981). Elles sont situées à quelques kilomètres en dessous des lentilles stratiformes de sulfures massifs. La cheminée d'altération montre un zonage concentrique caractérisé par des variations extrêmes dans la composition de la roche encaissante (Riverin et Hodgson, 1980).

2.2.2 Composition et minéralogie des altérations

Les changements chimiques et minéralogiques, associés à la zone de lessivage semi-concordante et à la cheminée d'altération, impliquent l'interaction de fluides hydrothermaux faiblement à fortement acides et chauds ($\text{pH} = 2 - 5$, $T = 200 - 300^\circ\text{C}$) ainsi que des rapports fluide/roche faibles à élevés. Ces changements, décrits en détail par Riverin et Hodgson (1980), Gemmell et Large (1992), Galley (1993) et Ohmoto (1996), sont brièvement exposés dans cette section.

La zone de lessivage semi-concordante comprend quatre types d'altération : la spilitization, l'altération à quartz-épidote, la silicification et l'altération carbonatée. La spilitization et l'altération à quartz-épidote sont uniquement documentées dans les séquences ophiolitiques et dans les séquences volcaniques mafiques. Ces altérations ne sont pas documentées dans ce guide axé sur les environnements où les roches felsiques dominent. Au contraire, les zones de silicification et d'altération carbonatée sont documentées dans les séquences volcaniques bimodales ou à prédominance felsique. La **silicification** est caractérisée par un assemblage minéralogique composé principalement de quartz et d'albite. Ce dernier reflète une composition enrichie en Si et Na et appauvrie de Fe, Mg, Mn, Zn et Cu par rapport à la composition de la roche initiale non altérée. Les zones de silicification sont, par exemple, bien développées dans le gîte de Chisel Lake au Manitoba (Skirrow et Franklin, 1994). L'**altération carbonatée** est caractérisée par un assemblage minéralogique composé de chlorite, calcite, dolomite et quartz. Cet assemblage est diagnostique d'une composition enrichie en Mg, CO_2 et Ca par rapport à la composition de la roche initiale non altérée. Ces changements chimiques et minéralogiques

impliquent des conditions de température inférieures à 200 – 250°C et de pH peu acide (4 – 5). Les zones d'altération carbonatée sont décrites, par exemple, dans le gisement de Thalanga, en Australie (Paulick et al., 2001). Dans ce cas, ces altérations sont localement disséminées. Le schéma classique d'une cheminée d'altération comporte une zone d'altération chloritique centrale entourée par une zone d'altération séricitique (Riverin et Hodgson, 1980) (Figs. 2.1 et 2.2).

L'altération **séricitique** est caractérisée par un assemblage à séricite, quartz et sulfures (Fig. 2.1). Lorsque la roche altérée dérive d'un précurseur de composition mafique, l'altération séricitique est formée par la déstabilisation des minéraux calciques tels que la zoïsite, l'épidote et le plagioclase (anorthite) en séricite. Lorsque la roche altérée dérive d'un précurseur de composition felsique, ce sont les feldspaths (feldspath potassique, albite) qui vont se déstabiliser pour former de la séricite et du quartz suivant la réaction ci-après :



Les réactions engendrant la formation de séricite nécessitent l'interaction d'un fluide hydrothermal légèrement acide ($\text{pH} > 3,5$) et chaud. Un tel fluide est capable de lessiver le sodium et le calcium et donc de déstabiliser les feldspaths, l'épidote ou la zoïsite. Ces minéraux constituent une source d'aluminium (et plus rarement de potassium) nécessaire à la formation de séricite alors que le potassium provient principalement du

fluide hydrothermal, cet élément étant issu de l'eau de mer et des roches encaissantes. Ainsi, les altérations séricitiques sont enrichies en K, S, localement en Ba et Sc et appauvries en Na, Ca et Sr.

L'altération **chloritique** est caractérisée par un assemblage minéralogique à chlorite, quartz et sulfures (Fig. 2.2). Cette altération est formée par la déstabilisation des feldspaths et des verres volcaniques. Elle est enrichie en Fe, Mg, Mn, S et localement Ba, Ti, Sc et appauvrie en Si, K, Na, Ca et Sr. La formation de ce type d'altération implique l'interaction de fluides moyennement acides ($\text{pH} = 4 – 5$) et très chauds.

La composition et la minéralogie de la cheminée d'altération de certains SMV se différencient du schéma classique décrit ci-dessus par la présence de zones d'**altération argilique** ou **argilique acide**, caractérisées par des assemblages minéralogiques composés de quartz, illite, kaolinite, pyrophyllite, diaspose, alunite, barite et sulfures (Williams et Davidson, 2004; de Ronde et al., 2005; Squire et al., 2006). La formation de ces minéraux alumineux est issue de la déstabilisation de la séricite, dû à l'interaction de fluides très acides avec la roche encaissante. La composition des zones d'altération argilique est riche en Al et Si et pauvre en Ca, Na, K, Fe, Mg.

La minéralogie des principales altérations est résumée dans le tableau 2.1.

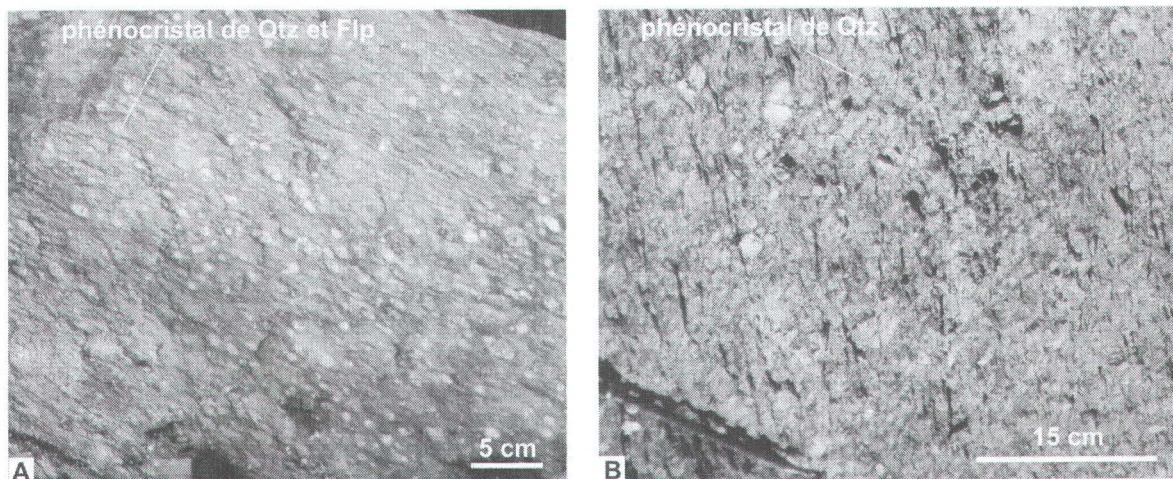


Figure 2.1 : Zone d'altération à séricite associée au gisement de SMV du camp minier de Bathurst au Nouveau Brunswick (McCutcheon et Walker, 2001). A) Porphyres à quartz et feldspath non altéré, recoupant une séquence volcanoclastique. B) Porphyres à quartz (Qtz) et feldspath (Flp) altéré. Les phénocristaux de feldspath sont altérés en quartz, albite et séricite et seuls les porphyres de quartz restent non altérés. Photographies de A.-L. Bonnet.

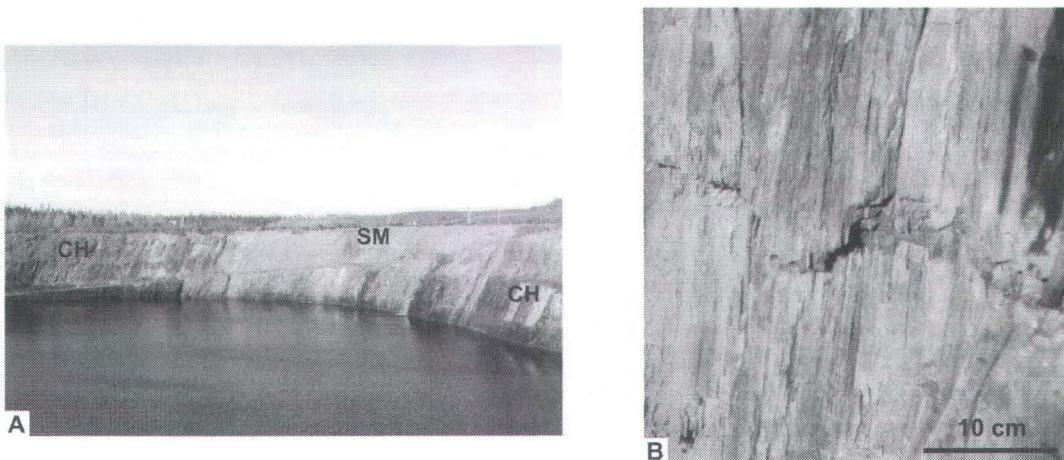


Figure 2.2 : Altération à chlorite associée au gisement de SMV du camp minier de Bathurst (McCutcheon et Walker, 2001). A) Altération à chlorite (CH) entourant une lentille de sulfures massifs (SM). B) Détail d'une altération à chlorite. L'assemblage minéralogique est dominé par la chlorite et le quartz. Les niveaux gris correspondent à des veines à quartz et pyrite transposées dans la foliation. Aucune texture primaire (p. ex. phénocristaux) de la roche initiale n'est préservée. Photographies de A.-L. Bonnet.

Tableau 2.1 : Minéralogie des principales zones d'altération et des exhalites associées aux gîtes de type SMV.

| Type d'altération | Minéralogie |
|---|---|
| Chloritique (+ Fe, +Mg, +Cu, Zn, Pb, -Si, -K, -Na, -Ca) | quartz, chlorite, sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) |
| Argilique (+ Al, +Si, -Fe, -Mg, -Na, -Ca, -K) | quartz, silicates d'alumine, pyrophyllite, diaspose, alunita, barite, sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) |
| Séricitique (+ K, + Si, +Fe, +Mg, -Ca, -Na) | séricite, quartz, sulfures |
| Silicification (+Si, +Na, -Fe, -Mg, -Mn, -Zn, -Cu) | quartz, albite |
| Carbonatée (+Fe, +CO ₂ , +Mg, -Na) | chlorite, calcite, dolomite, quartz |

2.2.3 Les exhalites

Les exhalites sont localisées à proximité des lentilles minéralisées. Elles incluent des cherts, du jaspe, de la siltite à hématite, des unités à barite et/ou carbonates et/ou sulfures, des sédiments finement lités à Si-Fe-Mn et des sulfures interlités avec des roches volcano-sédimentaires et des siltites (Large, 1992; Davidson et al., 2001; Grenne et Slack, 2005) (Fig. 2.3). Leur composition est très variable et est souvent riche en Si, Fe, Ba, Mn (Peter et Goodfellow, 1995). Dans les terrains anciens, les tourmalinites sont aussi associées aux exhalites (Slack et al., 1993).

2.3 Les zones d'altération des gîtes épithermaux

Deux principaux styles de gîtes épithermaux sont traditionnellement reconnus :

- les gîtes à adulaire-séricite ou neutres (faible degré de sulfuration) (p.ex., Mallery Lake, Turner et al., 2001);
- les gîtes à quartz-alunite-kaolinite ou acides (fort degré de sulfuration) (p. ex., Hope Brook, Dubé et al., 1998; Pascua, Chouinard et al., 2005). La nature des fluides hydrothermaux impliqués dans la genèse des gîtes épithermaux à adulaire-séricite et à quartz-alunite-kaolinite ainsi que leurs environnements volcaniques et leurs altérations sont différents (Heald

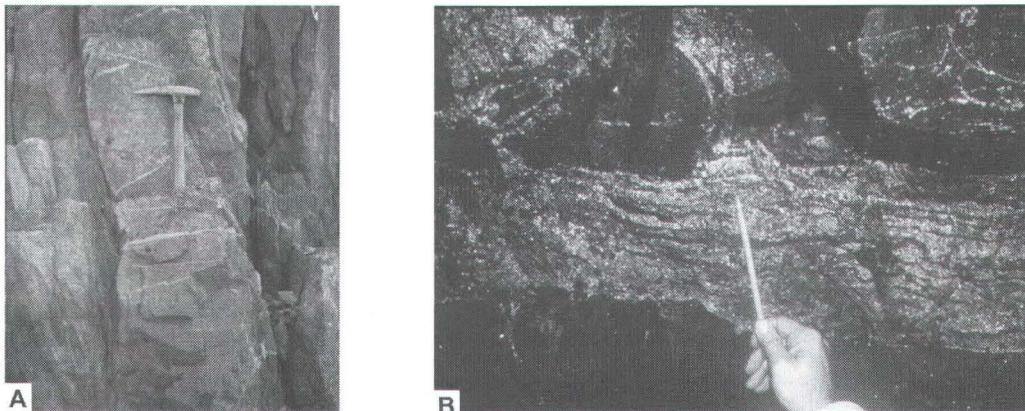


Figure 2.3 : Exhalites dans des terrains anciens non à peu métamorphisés. A) Jaspe lité affleurant au toit du gisement à Cu-Zn de Jerome en Arizona. B) Tuf siliceux à pyrite reconnu au toit du gisement à Cu-Zn de Millenbach dans le district de Noranda. Photographies de J.F. Slack.

et al., 1987; Cooke et Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000). Les gîtes épithermaux à adulaire-séricite sont localisés dans des zones distales par rapport à une intrusion felsique; ceux à quartz-alunite-kaolinite sont localisés dans des environnements volcaniques proximaux. Dans le cas des gîtes épithermaux à adulaire-séricite, les fluides hydrothermaux dérivent de fluides magmatiques chauds, salés (>30% pds de NaCl) et riches en métaux, qui se sont équilibrées avec la roche encaissante et l'eau météorique. Ces fluides sont de basse température (190 – 250°C), de pH presque neutre et de faible salinité (0 – 3% pds de NaCl). Dans le cas des gîtes épithermaux à quartz-alunite-kaolinite, les volatiles magmatiques ont migré vers la surface sans se rééquilibrer significativement avec la roche encaissante. Après avoir été absorbés par l'eau météorique, ils forment un fluide hydrothermal de haute température (200 – 300°C), acide, riche en SO₂, CO₂, HCl et salé (2 – 30% pds NaCl).

2.3.1 Taille et morphologie des altérations

L'altération hydrothermale associée aux gîtes épithermaux est volumineuse et peut atteindre plusieurs kilomètres carrés (p. ex., El Indio ou Tambo au Chili, Jannas, 1995; Jinxi – Yelmand en Chine, Long et al., 2005). Elle est zonée latéralement et verticalement autour des filons ou des conduits hydrothermaux. Ce zonage est lié aux variations de la température et du pH vers la surface et vers la périphérie du conduit hydrothermal (Henley et Ellis, 1983; Reyes, 1990).

Les **gîtes à adulaire-séricite (ou neutre)** sont communément associés à des structures cassantes. Ces dernières contrôlent la morphologie des halos d'altération et des zones minéralisées. De ce fait, les zones d'altération sont latéralement restreintes mais très étendues verticalement. Des niveaux finement laminés de silice amorphe ou « sinters » sont observés en surface (Hedenquist et al., 2000).

Contrairement aux gîtes épithermaux précédents, le contrôle structural est beaucoup moins important dans le cas des **gîtes épithermaux à quartz-alunite-kaolinite (ou acide)**. Les fluides minéralisés sont alors peu canalisés et affectent un volume de roche important, contribuant ainsi à la formation de zones d'altération hydrothermale très volumineuses (Hedenquist et al., 2000).

2.3.2 Composition et minéralogie

Les **gîtes épithermaux à adulaire-séricite** sont formés de zones siliceuses minéralisées et entourées, du cœur vers la bordure, par des altérations potassiques (aussi appelée zone de séricitisation) et des altérations propylitiques (Hedenquist et al., 2000).

La zone centrale **potassique** ou de séricitisation est composée d'adulaire, d'illite et de smectite. Ce type d'altération est caractérisé par une composition enrichie en potassium par rapport à celle du précurseur. La stabilité des minéraux hydrothermaux potassiques dépend de la température du fluide. À des températures de 150 – 200°C, l'assemblage minéralogique sera dominé par

l'illite. À des températures plus faibles (<150°C), il sera dominé par la smectite.

La zone externe **propylitique** est antérieure ou sans relation avec la minéralisation. Cette zone est composée de quartz, chlorite, carbonate, séricite et épидote. Ce type d'altération est lié à la déstabilisation des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens (biotite, hornblende) lors de l'interaction des roches volcaniques encaissantes avec des fluides hydrothermaux. La composition de telles zones d'altération est enrichie en Ca, CO₂, S, H₂O et appauvrie en Na.

Les gîtes épithermaux à quartz-alunite-kaolinite sont formés de plusieurs halos d'altération comprenant une zone centrale siliceuse associée au minerai, entourée par une zone intermédiaire argilique acide, puis argilique et une zone propylitique périphérique (Hedenquist et al., 2000; Long et al., 2005).

La zone centrale **siliceuse** (vuggy silica) est composée de quartz et alunite (Fig. 2.4A). Cette zone est formée à la suite d'un lessivage intense des éléments alcalins, alcalino-terreux et de l'aluminium, lors de l'interaction avec un fluide extrêmement acide et chaud (Taylor, 1996; Marcoux et Milési, 2000).

La zone d'altération **argilique acide** est composée d'un assemblage minéralogique à quartz, alunite et diaspose ou andalousite, évoluant en périphérie vers des assemblages à quartz, dickite, pyrophyllite ou kaolinite (Fig. 2.4B) (Taylor, 1996). Ce type d'altération se forme à la suite d'un lessivage de la plupart des éléments de l'encaissant, excepté l'aluminium et la silice, lors de l'interaction avec un fluide légèrement moins acide (pH = 2 – 3)

La zone périphérique **argilique** composée d'un assemblage minéralogique à illite ou illite et smectite ou smectite, dépendamment de la température (l'illite étant stable à des températures plus élevées que les smectites). Ce type d'altération est dû à l'interaction d'un fluide faiblement acide à neutre. Dans de telles conditions, seuls le calcium et le sodium sont lessivés.

La zone d'altération **propylitique** la plus externe est caractérisée par un assemblage minéralogique à quartz, chlorite, albite, carbonate, séricite, épidoite et pyrite, similaire à celui observé dans les gîtes à adulaire-séricite (Fig. 2.4C). Comme pour ces derniers, la composition de ces zones d'altération est enrichie en CO₂, S, H₂O.

La minéralogie des principales zones d'altération des gîtes épithermaux à adulaire-séricite et à quartz-alunite-kaolinite est synthétisée dans les tableaux 2.2 et 2.3.

2.4 Les zones d'altération des gîtes porphyriques de cuivre

2.4.1 Taille et morphologie des altérations

L'altération hydrothermale associée aux gîtes porphyriques cuprifères dessine des auréoles concentriques autour d'un cœur siliceux renfermant la minéralisation. Du cœur vers la bordure, ces zones d'altération comprennent une zone interne **potassique**, une zone intermédiaire **phylliteuse et argilique** et une zone externe **propylitique** (McMillan et Pantaleev, 1985; Kirkham et Sinclair, 1996; Manske et Paul, 2002; Cannell et al., 2005; Han et al., 2006). Ces altérations sont très importantes en terme de volume et peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, telles que les zones d'altération du gîte porphyrique à Cu-Mo de Maronia en Grèce (Melfos et al., 2002). Des altérations **argiliques acides** sont aussi reconnues autour des gîtes porphyriques aurifères (Sillitoe, 2000; Bouzari et Clark, 2006). Ces dernières sont localisées dans la partie supérieure des systèmes porphyriques et constituent un mince horizon d'épaisseur kilométrique.

2.4.2 Composition et minéralogie

La zone interne d'**altération potassique** est caractérisée par un assemblage minéralogique dominé par la biotite et le feldspath potassique, avec des proportions mineures d'amphibole, de magnétite, de chalcopyrite et d'anhydrite. L'épidote et les carbonates sont localement présents dans les systèmes plus calciques. Notons qu'il faut s'attendre à avoir une proportion modale de biotite importante dans la zone d'altération potassique lorsque la roche hôte est de composition mafique (plus riche en Fe-Mg), mais une dominance du feldspath potassique dans les roches plus felsiques. Ce type d'altération est associé au lessivage du calcium et du sodium suite à la déstabilisation de la hornblende et du plagioclase et à l'addition de potassium, silicium et soufre lors de l'interaction de la roche encaissante avec un fluide magmatique très chaud dominé par une saumure riche en NaCl (p. ex., l'altération potassique associée au système porphyrique de l'arc de Izu-Bonin dérivé de fluides à 600°C et de 63% pds NaCl, Ishizuka et al., 2002).

La zone **phylliteuse** est caractérisée par un assemblage minéralogique à quartz, séricite et pyrite. Dans certains cas, des zones d'**altération argilique** sont associées à ces gîtes, comme par exemple celui de Maronia en Grèce (Melfos et al., 2002). L'assemblage minéralogique des altérations argiliques est à quartz, illite, pyrite, kaolinite, smectite, montmorillonite et calcite. Ces zones d'altération se forment à la suite d'un lessivage des éléments alcalins et alcalino-terreux (principalement Mg, Na, Ca), associé à la déstabilisation des feldspaths et des

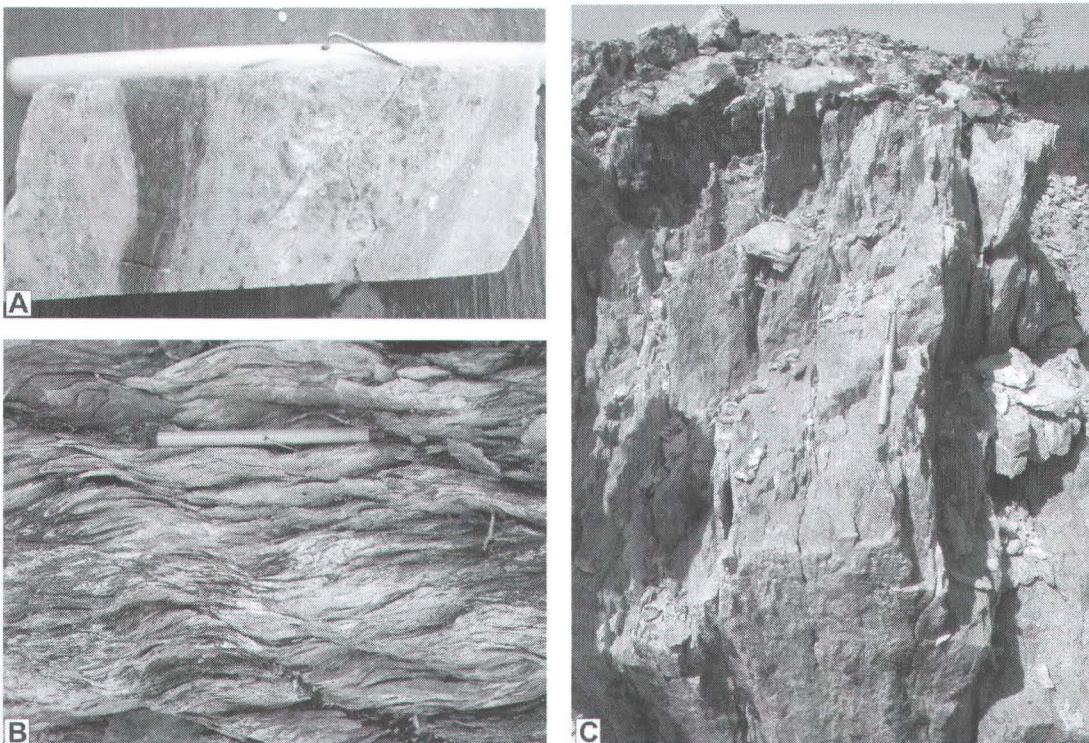


Figure 2.4 : Photographies des zones d'altération des gîtes épithermaux peu métamorphisés. A) Zones à hématite et quartz-alunite-hématite, forage à Hickeys Pond, B) Indice de Headwaters à talc et pyrophyllite, localisé à 2 km au nord-est de Hickeys Pond et C) Zone périphérique de l'indice de Hickeys Pond à silice-séricite-pyrrite. Photographie de T. Setterfield.

Tableau 2.2 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes épithermaux neutres.

| Type d'altération | Minéralogie |
|--|--|
| Silicification (Si, S) | quartz, sulfures |
| Potassique (+K) | illite, smectite, adulaire |
| Propylitique (+Ca, +CO ₂ , +H ₂ O) | quartz, chlorite, albite, carbonate, séricite, épidote |

Tableau 2.3 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes épithermaux acides.

| Type d'altération | Minéralogie |
|--|--|
| Silicification (Si, S ₂) | quartz, alunite, sulfures |
| Argilique acide (Si, Al, -Fe, -Mg, -Na, -Ca, -K) | quartz, alunite, diaspore, andalousite, dickite, kaolinite, pyrophyllite |
| Argilique (-Ca, -Na) | illite, smectite |
| Propylitique (+Ca, +CO ₂ , +H ₂ O) | quartz, chlorite, albite, carbonate, séricite, épidote |

minéraux ferromagnésiens du porphyre (p. ex., Parry et al., 2002). Les fluides impliqués dans la formation des altérations argiliques et phylliteuses sont chauds, légèrement acides et dérivent de fluides magmatiques mélangés à des eaux météoriques chaudes.

La zone d'altération **propylitique** est caractérisée par un assemblage minéralogique à quartz, chlorite, épидote, calcite et localement albite et pyrite. Les silicates primaires, tels que le quartz et le feldspath alcalin, restent stables. Les changements chimiques enregistrés par ce type d'altération sont caractérisés par un gain en Ca et en CO₂. Ces changements s'opèrent suite à l'interaction de fluides de température et de salinité modérées avec la roche encaissante (p. ex., l'altération propylitique

associée au système porphyrique de l'arc de Izu-Bonin dérive de fluides à 290 – 320°C et de 2,6 – 4,2% pds NaCl, Ishizuka et al., 2002).

La zone d'altération **argilique acide** est composée de chalcédoine, alunite, pyrophyllite, diaspose, dickite, kaolinite et pyrite (p.ex., Bouzari et Clark, 2006). Ces zones d'altération résultent d'un lessivage très intense de l'encaissant lors de l'interaction avec des fluides chauds et très acides.

La distribution et la minéralogie des principales zones d'altération associées aux gisements porphyriques sont synthétisées dans le tableau 2.4.

Tableau 2.4 : Minéralogie des principales zones d'altération associées aux gîtes de porphyres.

| Type d'altération | Minéralogie |
|---|---|
| Potassique (+K, + Si, + S, - Na, - Ca) | feldspath potassique, biotite, ± amphibole, ± magnétite ± anhydrite |
| Argilique (+ Al, + K, - Mg, - Na, - Ca) | séricite, quartz, pyrite |
| Phylliteuse (+ K, + Al, - Mg, - Na, - Ca) | illite, pyrite, ± kaolinite, ± smectite, ± montmorillonite, ± calcite |
| Propylitique (+ Ca, + CO ₂) | quartz, chlorite, albite, épидote, pyrite |

EFFETS DU MÉTAMORPHISME SUR LA COMPOSITION, LES ASSEMBLAGES ET LES MINÉRAUX DES ROCHES ALTÉRÉES ET EXHALITES

3.1 Influence du métamorphisme sur la composition des roches altérées et exhalites

Les études récentes montrent que le métamorphisme régional de haut-grade est largement isochimique et n'a pas ou a peu d'influence sur la composition de roches métamorphiques dérivant de protolites altérés ou d'exhalites (Trägårdh, 1991; Roberts et al., 2003; Blein et al., 2004). En effet, la composition de la plupart des altérations hydrothermales étant très appauvrie en sodium et potassium, ces unités resteront très résistantes aux processus de fusion partielle susceptibles d'engendrer la mobilité d'éléments sur de grandes distances. De ce fait, les modifications de la composition de ces roches par rapport à celle de leurs précurseurs, sont liées essentiellement à des processus pré-métamorphiques tels que les processus d'altération hydrothermale. L'étude de Stanton (2004) appuie cette hypothèse en montrant que dans les terrains de haut-grade métamorphique, le transport d'éléments associé aux processus métamorphiques s'opère seulement sur une échelle inframillimétrique. Bien que l'importance d'un tel transport lors des processus métamorphiques soit encore controversée, cet auteur suggère que ces processus ne peuvent pas engendrer la mobilité des éléments des roches hydrothermales sur plusieurs mètres, voir plusieurs kilomètres.

3.2 Influence du métamorphisme sur les assemblages de minéraux hydrothermaux

Les assemblages minéralogiques d'une roche métamorphique reflètent (1) les conditions physiques d'un milieu (pression et température) au temps où la roche recristallise et (2) la composition de la roche. Pour une roche de composition donnée, les phases minérales stables dans un domaine de pressions et de températures vont se déstabiliser si les conditions physiques du milieu changent. Elles vont alors former de nouvelles phases minérales, stables dans les nouvelles conditions de pression et de température. Ainsi, les assemblages

minéralogiques d'une roche altérée ou d'une exhalite vont se déstabiliser au cours de l'histoire prograde du métamorphisme pour former de nouveaux assemblages, stables aux nouvelles conditions enregistrées. Dans les conditions de températures et de pressions typiques du faciès supérieur des amphibolites et des granulites, les nouveaux assemblages minéralogiques formés seront bien distincts de ceux qui sont traditionnellement utilisés comme des outils d'exploration dans les terrains non métamorphisés ou de bas-grade métamorphique. Cependant, les assemblages de haut-grade métamorphiques, ainsi que le mode et la composition des minéraux qui les constituent, reflètent toujours la composition du protolite qui ne change pas, ou que très peu, durant le métamorphisme (métamorphisme isochimique). L'évolution, lors du métamorphisme prograde, des assemblages minéralogiques susceptibles d'être observés dans les différentes zones d'altération hydrothermale et dans les méta-exhalites, sera documentée dans cette section. Les grilles pétrogénétiques y sont utilisées pour évaluer les assemblages minéralogiques stables dans les zones d'altération hydrothermale, sous les différentes conditions de pression et température du métamorphisme. À cet effet, les grilles pétrogénétiques sont donc brièvement discutées dans l'annexe A.

3.2.1 Les assemblages minéralogiques des altérations siliceuses, argiliques acides, argiliques, chloritiques et sérichtiques

Les principaux oxydes présents dans les altérations siliceuses, argiliques acides, argiliques, chloritiques et sérichtiques sont $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$. Le CaO et le Na₂O sont fortement lessivés dans ces altérations et sont donc très peu abondants. De ce fait, les effets du métamorphisme peuvent être modélisés à partir des grilles calibrées pour les métapélites (roches métasédimentaires alumineuses), ne tenant pas compte du calcium et du sodium. Ces grilles comprennent celles calibrées dans les systèmes $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ (ASH) et $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ ou MgO – K₂O – H₂O (KFASH)

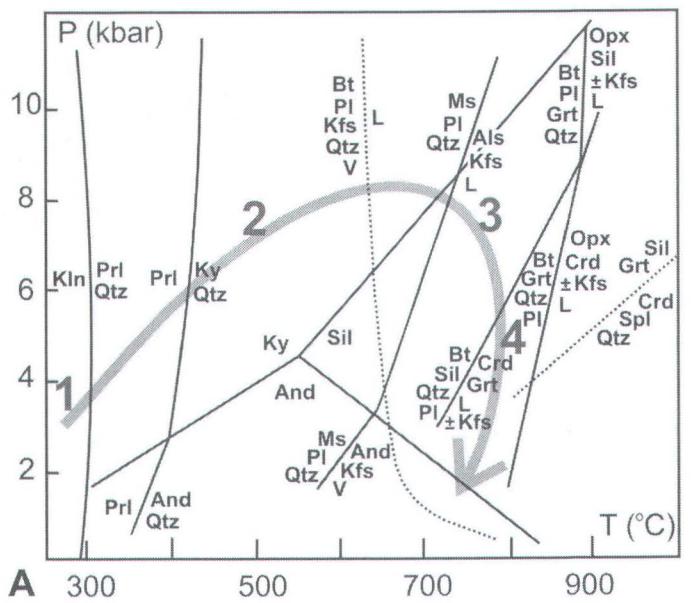
et KMASH). Les grilles de type ASH servent à modéliser les altérations argiliques acides et siliceuses, caractérisées par une composition très appauvrie en fer, magnésium et potassium, celles de type KFASH sont utiles pour les altérations argiliques et séricitiques, caractérisées par une composition appauvrie en magnésium mais enrichie en fer et potassium. Enfin, les grilles de type KMASH sont utiles pour les roches riches en magnésium et fer, typiques des altérations à chlorite.

À partir des grilles pétrogénétiques, il est possible en tenant compte de la composition d'une roche, d'évaluer les assemblages stables lors du métamorphisme prograde (Fig. 3.1). Cette approche conceptuelle peut être appliquée pour les différents types d'altération. Prenons tout d'abord le cas d'une **altération argilique** comme par exemple celle qui est associée au gîte porphyrique de Cu-Mo de Maronia (Melfos et al., 2002). Ce gîte est encaissé par un microgranite porphyrique qui représente le précurseur de l'altération argilique. Cette altération est peu métamorphisée et est définie par des roches alumineuses constituées de kaolinite, de quartz et de séricite en quantité moins abondante. Ces roches alumineuses sont principalement composées de Si, Al et K. Leur concentration en Fe mais surtout en Ca, Na et Mg est faible. La composition des roches alumineuses diffère intensément de la composition de l'encaissant granitique. De plus, elle est aussi beaucoup plus alumineuse par rapport à la composition moyenne des pélites (Fig. 3.1). Si nous augmentons conceptuellement les conditions de pressions et de températures de cette altération, la kaolinite se déstabilise alors en pyrophyllite puis en disthène (Hemley et al., 1980). Ce dernier devient instable lorsque la température augmente à nouveau et se déstabilise en sillimanite. À des conditions de pression et de température, caractéristiques du faciès des granulites, la muscovite se déstabilise en présence du quartz pour former un assemblage à feldspath potassique, sillimanite et biotite. La proportion modale en sillimanite sera particulièrement importante puisque la composition du protolite est très alumineuse. Si la quantité de fer est assez abondante dans le système, la biotite est d'abord stable puis elle réagit avec la sillimanite pour former du grenat et de la cordiérite. La sillimanite étant en excès, l'assemblage stable sera composé de sillimanite, feldspath potassique, quartz, grenat et cordiérite. Les silicates d'alumine seront très abondants par rapport aux autres minéraux puisque la composition de la roche est particulièrement riche en silicium et aluminium. La composition de la roche altérée va aussi influencer la composition des minéraux. Ainsi, la roche altérée étant beaucoup moins riche en magnésium qu'en fer, le grenat et la cordiérite auront une composition riche en fer.

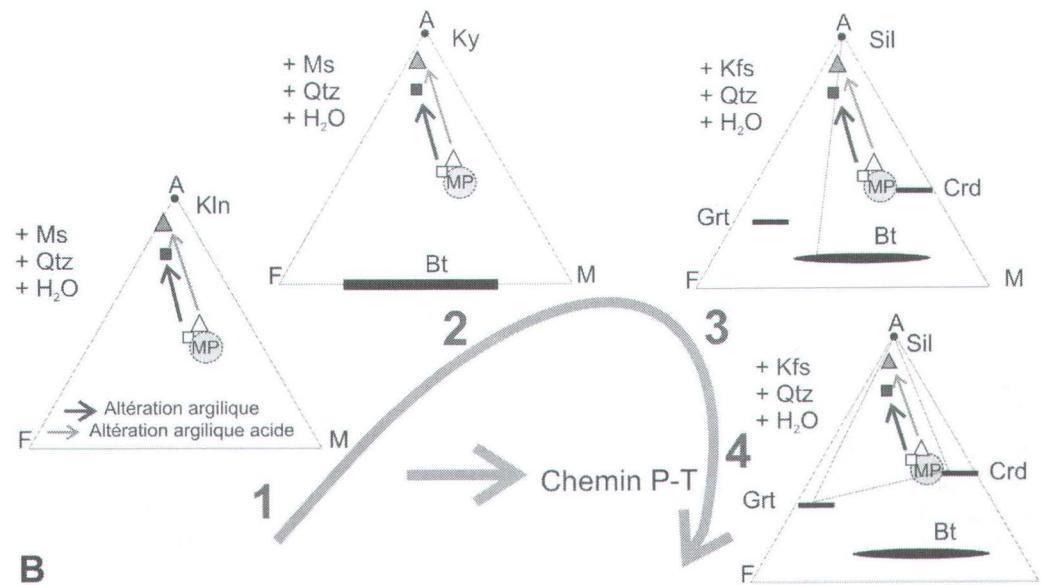
Considérons maintenant le cas des **altérations argiliques acides et siliceuses** définies par des roches constituées

principalement de Si, Al avec de très faibles teneurs en K, Fe, Mg, Na et Ca. L'assemblage minéralogique de telles unités est principalement constitué de quartz, minéraux alumineux (kaolinite, dickite) et d'alunite (Fig. 3.1). Lors du métamorphisme prograde, les minéraux hydrothermaux alumineux et l'alunite vont se déstabiliser pour former, selon les conditions de pression et température du métamorphisme régional, de la pyrophyllite, de l'andalousite, du disthène ou de la sillimanite (Schreyer et al., 1981). Au faciès des granulites, l'assemblage minéralogique sera dominé par la sillimanite et le quartz (Fig. 3.1). La topaze, le rutile, le corindon, les oxydes de fer et les sulfures sont communs dans ces unités hyperalumineuses. Contrairement aux altérations argiliques, le grenat et la cordiérite seront absents ou peu abondants, car le système ne contient pas assez de fer et de magnésium pour former ces minéraux. Les altérations argiliques acides et siliceuses métamorphisées au faciès des granulites sont donc composées de roches très atypiques, essentiellement à quartz et sillimanite. De telles unités affleurent à proximité du gisement épithermal aurifère de Enåsen en Suède, métamorphisé au faciès des granulites (Hallberg, 1994) ainsi qu'au sein du système hydrothermal du Complexe de Bondy (Corriveau et al., 1996, 1997).

Prenons maintenant le cas des **altérations chloritiques** (Si – Al – Fe – Mg). La même approche peut être utilisée pour ce type d'altération dominé par des schistes ferromagnésiens à chlorite, quartz, séricite et des proportions mineures de sulfures et de tourmaline magnésienne. Ces schistes ferromagnésiens sont communément associés à des minéralisations à oxydes de fer. Les grilles pétrogénétiques calibrées pour le système KFMAS indiquent qu'au cours de l'histoire prograde du métamorphisme, la chlorite et la séricite vont se déstabiliser en présence de quartz pour former, à des températures supérieures à 425°C, un nouvel assemblage à muscovite, biotite/phlogopite et quartz (Wang et al., 1986; Trägårdh, 1991; Barrett et al., 2005). Il faut noter cependant que les conditions de pression et de température, nécessaires pour initier la déshydratation d'une roche ferromagnésienne et déstabiliser la chlorite dépendent du rapport X_{Mg} ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) de cette altération. Ainsi plus les teneurs en Mg de la roche altérée sont importantes et plus la déshydratation est tardive et implique des températures et des pressions élevées (Bernier, 1992). Des assemblages à cordiérite-phlogopite-anthophyllite ou andalousite puis à cordiérite-feldspath potassique ou à cordiérite-orthoamphibole (anthophyllite, gédrite)-grenat apparaissent ensuite, suite à la déstabilisation de la chlorite, de la muscovite et de la phlogopite (Schade et al., 1989; Trägårdh, 1991; Barrett et al., 2005). Des roches à cordiérite-quartz-orthoamphibole-grenat-phlogopite sont, par exemple, observées dans l'enveloppe d'altération entourant les



A



B

Figure 3.1 : Évolution des assemblages d'une altération argilique (carré), argilique acide ou siliceuse (triangle) et d'une métapélite (MP) au cours du métamorphisme, à partir d'un exemple provenant du gisement porphyrique à Cu-Mo de Maronia (carré; données de Melfos et al., 2002) et du Complexe de Bondy (triangle; données de Blein et al., 2004). Les réactions représentées sont calibrées par Spear et Cheney (1989) et Pattison et al. (2003). Pour chaque étape, la composition et la minéralogie de l'altération sont représentées dans des diagrammes AFM (A = $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}\text{K}_2\text{O}$, F = FeO , M = MgO). Abréviations des minéraux d'après Kretz (1983).

lentilles de sulfures massifs volcanogènes associées au district minier de Vihanti – Pyhäsalmi à Ruostesuo en Finlande (Roberts et al., 2003) ou encore au gîte de Prieska en Afrique du Sud (Theart et al., 1989). Elles sont interprétées comme des altérations chloritiques de roches volcaniques de composition initialement felsique ou mafique, métamorphisées à la transition entre le faciès supérieur des amphibolites et celui des granulites. Des gneiss à phlogopite sont aussi décrits dans le gisement d'Enåsen en Suède et interprétés comme représentant une altération magnésienne (Hallberg, 1994). Enfin aux conditions de pression et de température, typiques du faciès des granulites, des assemblages à cordiérite-grenat-orthopyroxène ou à cordiérite-orthopyroxène se forment au dépens de l'orthoamphbole et de la phlogopite (Schreurs et Westra, 1985; Guiraud et al., 1996; Blein et al., 2004; planche X).

L'évolution des assemblages minéralogiques diagnostiques des **altérations séricitiques** peut aussi être caractérisée à partir de grilles pétrogénétiques (système KFMAS). Ces altérations sont définies par des roches principalement constituées de Si, Al, K et Fe ou Mg et présentant des assemblages de minéraux hydrothermaux à séricite, quartz et sulfures. Ces minéraux hydrothermaux vont se déstabiliser au cours du métamorphisme prograde pour former de nouveaux minéraux métamorphiques potassiques, alumineux et ferromagnésiens. Les minéraux stables sous des conditions de température et de pression des faciès des amphibolites et des granulites, seront principalement la biotite, le feldspath potassique, les silicates d'alumine et le quartz. Ainsi Theart et al. (1989) démontrent que les gneiss alumineux à quartz-perthite-sillimanite (contenant 70 – 80% SiO_2) associé au gîte de Prieska en Afrique du Sud correspondent à des sédiments silicifiés et séricitisés. De même, les gneiss nodulaires à sillimanite, reconnus à proximité du gisement de Montauban dans la Province de Grenville, sont interprétés comme une zone d'altération séricitique métamorphisée au faciès supérieur des amphibolites (Bernier et MacLean, 1993). De telles unités se retrouvent aussi au sein des unités volcaniques (*sensus largo*) de la Ceinture supracrustale de La Romaine, de l'extension du Groupe de Wakeham au lac Musquaro, du Complexe de Bondy et de la Ceinture de Coulon (Planche XI). La distribution de niveaux à sillimanite à proximité des épontes des zones minéralisées de la région de Montauban conduisait Gauthier et al. (1985) à invoquer l'importance de tels niveaux comme métalotectes pour l'or au sein de séquences volcano-sédimentaires autrement dépourvues de sillimanite. L'application de tels vecteurs conduisent Corriveau et al. (in press) à réinterpréter l'origine du gneiss quartzofeldspathique à nodules de sillimanite et des unités très siliceuses qui la jouxtent, au sein de la séquence supracrustale de la Baie de Brador, dans le terrane de Pinware. Ce gneiss initialement interprété

comme une diatexite (Perreault et Heaman, 2003) montre une distribution de nodules soit en disséminations soit suivant des trains qui s'entrecroisent et suggèrent la présence de veines d'altérations séricitiques boudinées telles celles des régions de Musquaro et La Romaine (Planche X).

En résumé, le métamorphisme prograde des altérations hydrothermales contribue à la formation de roches très atypiques, telles que les gneiss à sillimanite-quartz, à sillimanite-biotite et à cordiérite-orthoamphbole ou cordiérite-orthopyroxène. Les minéraux qui en constituent les assemblages sont listés dans le tableau 3.1. Ces minéraux, comprenant en autre le grenat, la sillimanite, la cordiérite, le feldspath potassique, l'orthopyroxène et le quartz, sont communs dans les métapélites et servent souvent à interpréter les protolites de tels gneiss comme des métasédiments. Cependant, la composition des métapélites étant, dans la plupart des cas, bien différente de celle des altérations hydrothermales, la proportion modale et la composition des minéraux composant les assemblages des altérations seront inhabituelles par rapport à celles communément observées dans les métapélites. Ce sont, entre autres, ces compositions modales atypiques qui permettent, lorsqu'elles sont observées lors de programme de cartographie, de suspecter la présence de systèmes hydrothermaux métamorphisés (pour plus de détail, voir chapitre 5).

3.2.2 Les assemblages minéralogiques des altérations carbonatées et propylitiques

Les zones d'altérations carbonatées et propylitiques sont principalement composées de proportions variables de Ca, Al, Mg, Fe et Si. D'après leur composition, les grilles pétrogénétiques utilisées pour visualiser les assemblages susceptibles de se former lors du métamorphisme seront celles employées pour les roches carbonatées ou les roches mafiques (Annexe A).

Dans les terrains peu métamorphisés, les assemblages minéralogiques observés dans les zones d'altération carbonatée et propylitique sont constitués de chlorite, carbonates, épидote, plagioclase et quartz. Lorsque le grade métamorphique augmente au faciès des amphibolites, la chlorite et l'épidote se déstabilisent pour former de l'amphibole (actinote puis hornblende) et de l'anorthite. L'épidote peut rester stable sous des conditions de pression et température importantes, en particulier si la composition de la roche est très calcique (Spear, 1993; Poli et Schmidt, 2004). Sous les conditions de pression et température typiques de la transition entre le faciès supérieur des amphibolites et celui des granulites, la hornblende et le quartz se déstabilisent pour donner un assemblage minéralogique formé d'orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase. Si le

Le système est assez riche en fer, les assemblages minéralogiques seront dominés par les silicates riches en fer tels que le grenat ferreux et le clinopyroxène (Spear, 1993). De même si le système est assez riche en calcium, les assemblages minéralogiques seront dominés par le grenat de type grossulaire (Ca), le clinopyroxène de type diopside (Ca) et l'épidote. Une brève synthèse des minéraux observés dans les altérations carbonatées et propylitiques est donnée dans le tableau 3.1. Les altérations carbonatées ou propylitiques intensément métamorphisées sont peu documentées dans la littérature. Elles sont, en effet, difficiles à identifier sur le terrain car les changements chimiques qui leur sont associés sont peu intenses (mobilité de Ca et Na) et leur composition est souvent très semblable à celle des marbres ou des roches calco-silicatées d'origine sédimentaire.

3.2.3 Les assemblages minéralogiques des exhalites

Les exhalites forment des horizons hétérogènes composés de chert et de sédiments chimiques à fer et manganèse, parfois riches en sulfures. Ces unités sont interlitées avec

des roches volcano-sédimentaires, des sédiments argileux et des siltites. Leurs assemblages minéralogiques sont principalement constitués de proportions variables de quartz, chalcédoine, muscovite, chlorite, carbonates, barite, tourmaline, gahnite, oxydes de fer et titane (rutile, ilménite, magnétite, hématite) et sulfures. La chlorite et les carbonates sont souvent riches en manganèse (rhodochrosite, sidérite ou chlorite manganifère). Lors du métamorphisme prograde, la muscovite, la chlorite et les carbonates vont se déstabiliser en présence de quartz pour former du grenat, de la biotite, de la cordiérite, des silicates d'alumine, de l'amphibole et du pyroxène. Lors de ces réactions, le manganèse contenu dans la chlorite et les carbonates sera fractionné dans le grenat (spessartine) ou l'amphibole (grunérite) (p. ex., Spry et Wonder, 1989). Ces réactions sont documentées par Slack et al. (2000) et Willner et al. (2001). Les sulfures et les oxydes vont aussi réagir durant le métamorphisme. Par exemple, sous des conditions de pressions et de températures élevées, de la magnétite et de la pyrrhotite métamorphique peuvent se former à partir de l'hématite et de la pyrite (Spear, 1993). Une brève synthèse des minéraux observés dans les mét-exhalites est donnée dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1 : Minéraux diagnostiques et composition des différents types d'altération et des exhalites associés aux gîtes de SMV, épithermaux (EP) et de porphyres (PR) métamorphisés aux faciès des schistes verts et des granulites.

| Type d'altération | Mx indicateurs stables au faciès schiste vert | Mx indicateurs stables aux faciès amphibolite à granulite | Composition diagnostique | Roche similaire | Type de gîte associé |
|-------------------|--|--|---|----------------------------------|------------------------------|
| Exhalite | quartz, chalcédoine, muscovite, chlorite, carbonates, minéraux Mn, barite, tourmaline, oxydes de fer et titane (rutile, ilménite, magnétite, hématite), sulfures | quartz, biotite, cordiérite, pyroxène, silicates d'alumine, grenat (spessartine), amphibole (grunérite), barite, tourmaline, kornéupine, magnétite, pyrrhotite, rutile, sulfures | SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, MnO, Ba, B, S | | SMV |
| Argilique acide | quartz, kaolinite, pyrophyllite andalousite, alunite, sulfures | quartz, sillimanite, disthène, corindon, topaze, rutile, sulfures | Al ₂ O ₃ , SiO ₂ | | SMV-acide, EP acide |
| Argilique | pyrophyllite, kaolinite, quartz, séricite, illite, | sillimanite, disthène, quartz, biotite, cordiérite, grenat | Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , K ₂ O, Fe ₂ O ₃ , MgO | Pélite | SMV-acide, EP-acide, PR |
| Séricitique | Séricite, illite, quartz | biotite, feldspath K sillimanite, disthène quartz, cordiérite, grenat | K ₂ O, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , ± MgO, ± SiO ₂ , | Pélite | SMV, EP-acide EP-neutre |
| Potassique | Feldspath K (adulaire), biotite | feldspath K, biotite | K ₂ O | | PR |
| Chloritique | chlorite, quartz, séricite | cordiérite, orthopyroxène, orthoamphibole, phlogopite/biotite, sillimanite, disthène quartz | MgO, Fe ₂ O ₃ , ± Al ₂ O ₃ , ± SiO ₂ | Pélite | SMV |
| Propylitique | Carbonate (Fe, Mg), épidote, chlorite, séricite, albite | Carbonate, grossulaire, épidote, hornblende, diopside, orthopyroxène | Fe ₂ O ₃ , CaO | Roche calco-silicatée ou mafique | SMV, EP-acide, EP-neutre, PR |

3.2.4 Limites concernant l'utilisation des grilles pétrogénétiques

Les grilles pétrogénétiques doivent être utilisées avec précaution lors de l'étude des altérations ou des exhalites métamorphisées car leur calibrage ne tient pas compte des éléments en traces ou mineurs contenus dans les roches. Or, ces derniers peuvent influencer la stabilité des assemblages s'ils sont présents en quantité anormalement importante (supérieure à celle normalement reconnue dans les roches utilisées pour calibrer les grilles pétrogénétiques) et s'ils sont contenus dans des minéraux qui réagissent lors du métamorphisme tels que la chlorite et la biotite (F, Ba), le feldspath (Ba, Sr), la staurolite et la gahnite (Zn) et le grenat (Mn) (p. ex., Spry et Wonder, 1989).

Les pérites contiennent de faibles quantités en Mn, P, S, B, F, Zr, Zn, Ba, Sr et autres éléments en traces (Gromet et al., 1984). Ces éléments influencent donc très peu le champ de stabilité des minéraux qui les contiennent et ne sont pas pris en compte dans les grilles pétrogénétiques. Or, dans les roches alumineuses dérivant de protolites altérés, ces éléments peuvent être relativement abondants. Zaleski et al. (1991) montrent que l'incorporation du fluor dans la biotite et du zinc dans la staurolite et la gahnite, présents dans les roches altérées du gîte de Linda au Manitoba, permet ainsi de former des assemblages à disthène-biotite et à staurolite-anthophyllite-gahnite à un grade plus bas que celui de ces mêmes assemblages dans

une roche alumineuse d'origine sédimentaire et non altérée. Ces auteurs concluent que, dans ce cas, l'utilisation des grilles pétrogénétiques calibrées pour les pérites n'est pas adaptée pour l'interprétation des isogrades et des conditions de température et de pression des réactions métamorphiques.

3.3 Les minéraux des altérations métamorphisées

Dans cette section, nous nous intéresserons plus particulièrement aux minéraux constituant les assemblages minéralogiques des altérations et des exhalites métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Ces minéraux reflètent la composition en éléments majeurs ou en traces des protolites et gardent l'empreinte de la signature hydrothermale (Hannington et al., 2003). Leurs caractéristiques seront détaillées ci-dessous.

3.3.1 Minéraux atypiques

Les méta-exhalites ou les altérations métamorphisées renferment des proportions significatives de minéraux atypiques qui reflètent leurs concentrations anormalement fortes en ÉTR, métaux, F, B, Ba, Zr, Mn et P, acquises lors des processus d'altération hydrothermale (tableau 3.2).

Tableau 3.2 : Liste des minéraux présents dans les roches altérées, métamorphisées au faciès des amphibolites à celui des granulites, utilisés comme des guides d'exploration.

| Élément | Minéral | Élément | Minéral |
|---------|---|---------|-------------------------------------|
| Ti | Rutile Titanite Grenat riche en Ti | Cu | Chalcopyrite |
| Al | Corindon | Au | Or |
| Fe | Magnétite Hématite Pyrrhotite | Zn | Gahnite Staurolite Sphalerite |
| F | Topaze Fluorine | S | Sulfures |
| B | Tourmaline, dravite Kornéuprine | Zr, Y | Zircon |
| Mn | Grenat (spessartine) Amphibole (grunérite) Oxydes de Mn (Gahnite) | REE | Monazite |
| | | P | Apatite Monazite |
| | | Ba | Barite |
| | | SO4 | Barite |

Ces minéraux sont considérés comme des guides d'exploration (Spry et Scott, 1986; Allard et Carpenter, 1988; Rubin et al., 1993; Deb et al., 1997; Corriveau et al., 1998). Ainsi, par exemple, les gneiss magnésiens riches en tourmaline et les roches carbonatées riches en barite et magnétite, décrits dans la séquence stratigraphique associée au gîte à Zn-Cu de Prieska, sont caractéristiques des enrichissements en B, Ba et Fe associés aux processus d'altération hydrothermale (Theart et al., 1989). De même, les unités riches en staurotide, gahnite et sphalérite, associées au gîte de SMV de Linda au Manitoba (métamorphisé au faciès amphibolite), caractérisent un enrichissement en Zn (Zaleski et al., 1991). Ces minéraux atypiques se forment suite à des

réactions métamorphiques ou encore cristallisent directement lors des processus d'altération hydrothermale. La kornérupine est un bon exemple d'un minéral qui s'est formé lors d'une réaction métamorphique (Fig. 3.2). Par exemple, la kornérupine (Krn) et le plagioclase (Pl), présents dans les gneiss à tourmaline du Complexe de Bondy, sont formés lors de la déstabilisation de la tourmaline (Tur), de l'orthopyroxène (Opx) et de la cordiérite (Crd) suivant la réaction métamorphique documentée par Boggs (1996) :

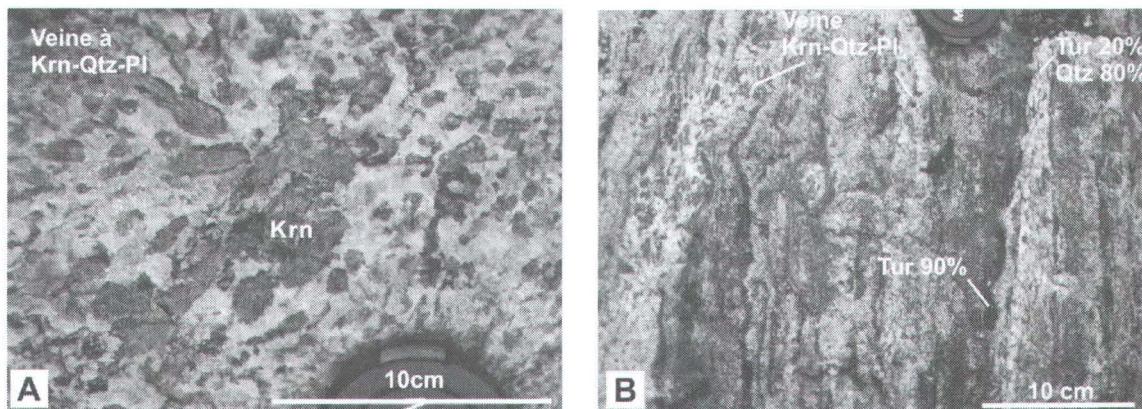


Figure 3.2 : Roche à tourmaline observée dans le système hydrothermal du Complexe de Bondy dans la Province de Grenville. A) Veine à kornérupine (Krn). B) Tourmalinite. Photographies de L. Corriveau.

Contrairement à la kornérupine, le zircon peut cristalliser lors de processus d'altération hydrothermale. Plusieurs études ont ainsi documenté la cristallisation de zircon hydrothermal ou d'excroissances de zircon hydrothermal autour d'un zircon igné, lors de processus d'altération hydrothermale (Claoué-Long et al., 1990; Kerrich et King, 1993; Yeats et al., 1996; Ramezani et al., 2000; Hoskin, 2005). Ces processus peuvent aussi contribuer à la recristallisation de zircons préexistants (Hartmann et al., 2000). Dans les roches altérées métamorphisées, les zircons hydrothermaux peuvent être très abondants. Cependant ces zircons peuvent aussi (1) être d'origine ignée ou détritique et cristalliser ou se déposer avant ou pendant l'épisode de minéralisation (Corfu et Davis, 1991) et (2) se former lors de réactions métamorphiques (zircon métamorphique) impliquant la déstabilisation de phases riches en Zr telles que le grenat, le pyroxène ou l'ilménite (Fraser et al., 1997; Pan, 1997; Bingen et al., 2001; Degeling et al., 2001) ou (3) cristalliser lors de la migration de liquides anatectiques (Roberts et Finger, 1997). Les zircons ignés, métamorphiques et hydrothermaux se différencient par leurs morphologies et leurs compositions très distinctes (Corfu et al., 2003;

Hoskin et Schaltegger, 2003) (Fig. 3.3). Les zircons hydrothermaux sont caractérisés par des teneurs inhabituelles en U et/ou Th, des rapports Th/U forts ou variables, une forme arrondie ainsi que par la présence de nombreuses inclusions de sulfures ou minéraux hydrothermaux (Williams, 1998; Hartmann et al., 2000; Corfu et al., 2003). La composition et la morphologie des zircons métamorphiques sont bien différentes de celles des zircons hydrothermaux. Les zircons métamorphiques sont en effet de forme arrondie, ils montrent des zonages irréguliers, renferment peu d'inclusions et ont des teneurs en Th et des rapports Th/U faibles ($\text{Th} < 100 \text{ ppm}$, $\text{Th}/\text{U} < 0.1$; Vavra et al., 1999; Hoskin et Schaltegger, 2003). Les zircons ignés sont généralement prismatiques, homogènes ou avec des zonages oscillatoires rectilignes et présentent des teneurs en U et Th supérieures à 100 ppm (Paterson et al., 1989; Hoskin et Schaltegger, 2003). La morphologie et l'habitus des minéraux atypiques, cités précédemment, peuvent dans certains cas être très inhabituels. Un exemple est celui des zircons présents dans les roches dérivant de protolites altérés, observées au sein des séquences volcano-sédimentaires des régions du lac Musquaro et de La Romaine. Dans ces roches, les

grains de zircon sont d'égales dimensions, et sont regroupés en trains interconnectés ou disposés en chapelets à l'intérieur des silicates métamorphiques ou suivant les bordures de grains (Fig. 3.4). L'habitus en « chapelets » ou en « trains interconnectés » est inhabituel pour le zircon et rappelle celui des zircons associés à des réseaux de fractures (p. ex., Kalogeropoulos, 1983; Rubin et al., 1993). Cet habitus pourrait refléter leur croissance lors d'un influx de fluides enrichis en Zr.

3.3.2 Les rapports Fe-Mg des silicates ferromagnésiens

Les rapports Fe-Mg des minéraux ferromagnésiens, présents dans les roches métamorphiques dérivant de protolites altérés ou non altérés, reflètent en partie la teneur en Fe et Mg des protolites. La composition des minéraux ferromagnésiens peut être soupçonnée sur le terrain grâce à leur couleur; les composantes riches en fer ayant une tendance à être plus foncées que les magnésiennes. Cette estimation permet de prédire grossièrement la composition des protolites sur le terrain (pour plus de détail, voir chapitre 5). Cependant cette

corrélation entre les rapports Fe-Mg des silicates et la teneur en Fe et Mg de la roche n'est pas toujours directe. En effet, des réactions entre oxydes ou sulfures et silicates (réactions de sulfuration et d'oxydation) peuvent causer des variations de la composition des silicates indépendamment de la composition de la roche (Nesbitt, 1982, 1986a, 1986b; Rosenberg et al., 2000; Spry, 2000). Ainsi, en présence de magnétite, d'ilménite, d'hématite et de sulfures de fer, les réactions de sulfuration et d'oxydation entraînent un rééquilibrage entre le Fe et le Mg qui provoque un enrichissement en Mg important des phases ferromagnésiennes. De ce fait, les teneurs élevées en Mg de silicates présents dans des roches hydrothermales (p. ex., grenat, mica, cordiérite), ne signifient pas nécessairement un enrichissement en Mg de la roche elle-même lors des processus d'altération hydrothermale mais peuvent aussi représenter un indicateur d'un rééquilibrage métamorphique si la proportion en sulfures et oxydes est importante. Toutefois, il faut noter que ces réactions sont observées uniquement dans les unités riches en sulfures et oxydes, localisées à quelques mètres de lentilles minéralisées.

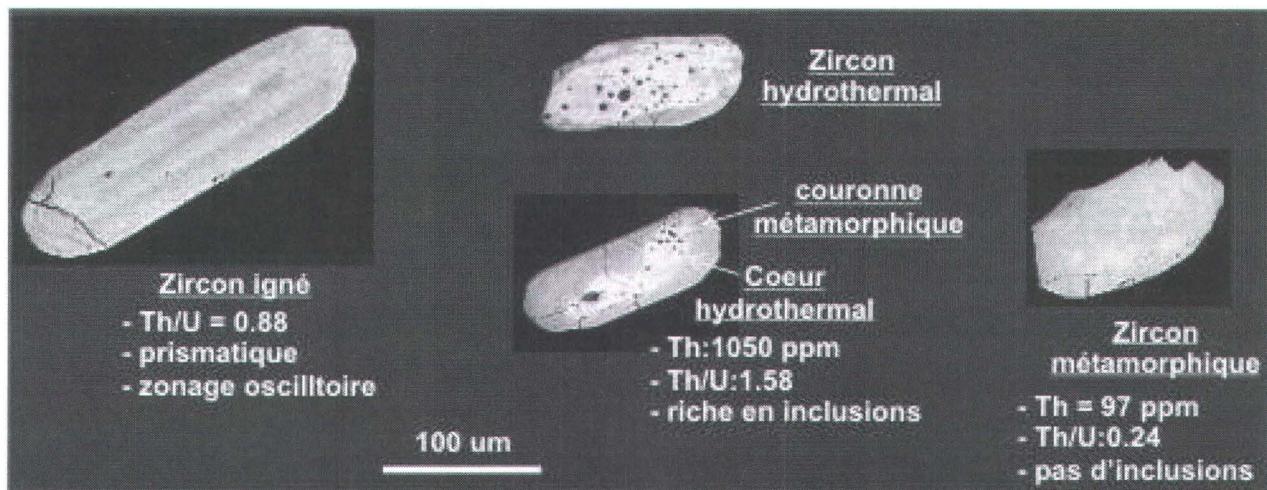


Figure 3.3 : Image au microscope électronique à balayage montrant la morphologie et la composition des zircons ignés, métamorphiques et hydrothermaux dans les unités volcaniques et les amphibolites altérées associées au système hydrothermal de La Romaine. Les zones plus claires sont aussi les plus riches en U. Les rapports Th/U des excroissances et des grains de zircons métamorphiques sont typiques des conditions de haut-grade métamorphique (Vavra et al., 1999).

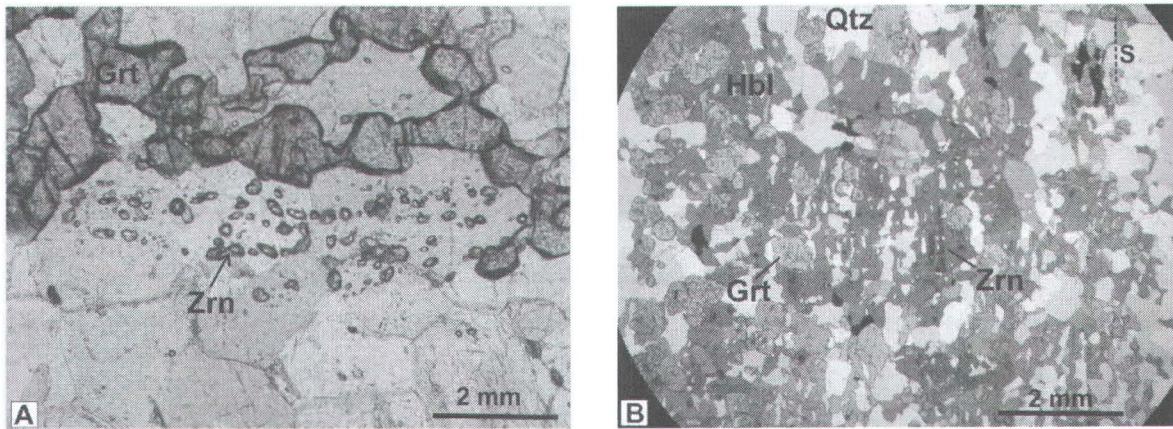


Figure 3.4 : Habitus des zircons dans des roches métasomatiques de la région du lac Musquaro (Province de Grenville). A) Chapelet de zircons (Zrn) en bordure de grains de grenat (Grt) dans une roche métasomatique à anorthite – andradite – quartz. B) Hornblende métamorphique (Hbl) riche en petits grains de zircon (Zrn). Les zircons sont alignés dans un plan de foliation S défini par la hornblende et par l'orientation des opaques et des inclusions de quartz (Qtz) dans le grenat. Photographies de A-L. Bonnet.

3.4 Exemple : métamorphisme d'un gîte de SMV

Afin d'illustrer les propos précédents, métamorphisons conceptuellement un gisement de SMV reconnu dans une séquence volcanique bimodale. Dans les terrains non ou peu métamorphisés, un tel gisement comprend classiquement une cheminée d'altération renfermant des altérations chloritiques (Si, Al, Fe, Mg) et séricitiques (Si, Al, K, Fe, Mg) ainsi qu'une zone de lessivage semi-concordante présentant localement des zones carbonatées. Des exhalites peuvent aussi être associées au gisement (voir chapitre 2, Fig. 3.5A).

Une fois métamorphisées au faciès des granulites, les unités volcaniques encaissantes s'apparenteront à des gneiss mafiques et quartzofeldspathiques préservant, dans certains cas, des éléments primaires diagnostiques de leur origine volcanique (chapitre 1). Les altérations chloritiques et séricitiques métamorphisées formeront des unités diagnostiques respectivement à cordiérite-orthopyroxène ou cordiérite-grenat-orthopyroxène et à nodules de sillimanite. Les altérations carbonatées métamorphisées s'apparenteront, quant à elles, à des gneiss mafiques ou felsiques hétérogènes renfermant des roches calco-silicatées et du marbre. Enfin, les métalexhalites formeront des unités hétérogènes silicoclastiques interlitées avec des métacherts, formations de fer, coticules, tourmalinites et roches riches en quartz-gahnite, apatite, barite ou staurolite zincifère (Fig. 3.5B).

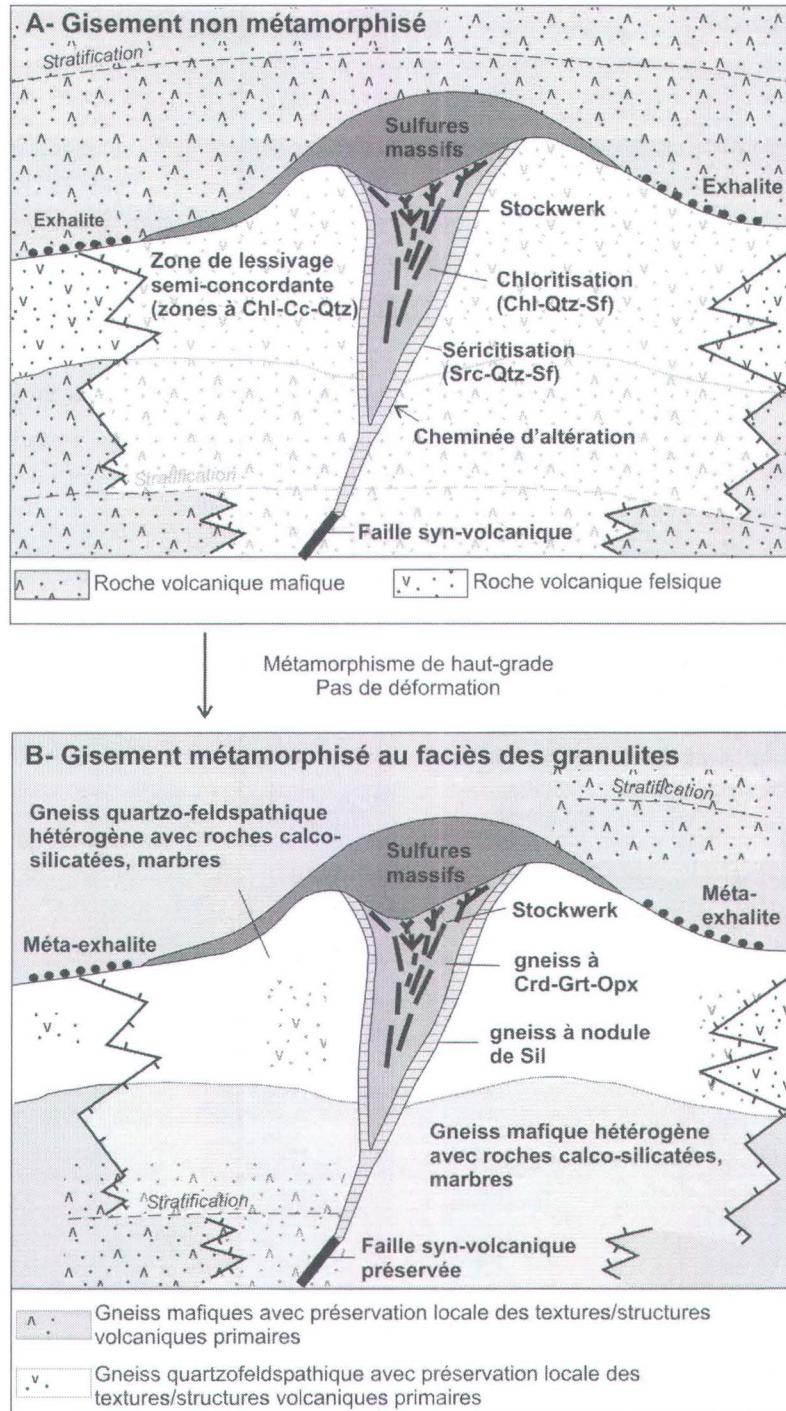


Figure 3.5 : Coupe schématique d'un gisement de SMV. A) Cas d'un gisement non métamorphisé. B) Cas d'un gisement métamorphisé conceptuellement au faciès des granulites (et non déformé pour simplification). Une fois métamorphisée à haut-grade, la zone de lessivage semi-concordante peut être difficile à identifier. Par contre, les zones d'altération composant la cheminée d'altération présentent des assemblages minéralogiques diagnostiques. Sf = sulfures, Src = séricite, autres abréviations d'après Kretz (1983). Modifié de Franklin (1996).

LES ALTÉRATIONS ET LES EXHALITES DANS LES TERRAINS DE HAUT-GRADE MÉTAMORPHIQUE

4.1 Les méta-exhalites

4.1.1 Caractéristiques générales des méta-exhalites

Les caractéristiques générales des méta-exhalites, brièvement exposées dans ce chapitre, sont décrites en détail par Spry et al. (2000).

Les méta-exhalites forment des unités finement laminées, discontinues et peu épaisses (quelques mètres) constituées de roches sédimentaires silico-clastiques, interlitées avec des métacherts, formations de fer, coticules, tourmalinates et roches riches en quartz-gahnite, apatite, barite ou staurolite zincifère (planches VI à IX). Les sulfures et les oxydes de fer y sont très communs. Ces unités sont communément associées aux gîtes de SMV et leur distribution par rapport aux lentilles de sulfures massifs y est aléatoire. Leur hétérogénéité assure une bonne préservation du litage modal fin et des structures sédimentaires même lorsque métamorphisés à très haut-grade.

4.1.2 Structures, textures et minéralogie des coticules

Le terme « coticule » désigne une roche contenant principalement du grenat de type spessartine (Mn) dans une matrice à quartz et/ou séricite (Renard, 1978). Spry et al. (2000) élargissent cette définition à toute roche à quartz et grenat sur la base que l'association de ces roches avec les gîtes de SMV n'est pas restreinte aux termes manganifères. Si le pourcentage de grenat présent dans la roche dépasse 50%, la roche est alors appelée grenatite. Les modèles expliquant la formation des coticules sont discutés en détail par Spry et al. (2000).

Les coticules ont communément une épaisseur d'environ deux mètres mais peuvent atteindre dans certains cas une dizaine de mètres (p. ex., Broken Hill en Australie : Spry et al., 2000). Ces unités sont discontinues et interlitées avec d'autres méta-exhalites, telles que les tourmalinates ou les formations de fer (Spry et al., 2000).

La minéralogie d'un coticule métamorphisé au faciès des granulites consiste principalement en du quartz et grenat, accompagnés ou non de biotite, amphibole, gahnite, feldspath, carbonates, sillimanite, pyroxène, sheelite, tourmaline, cordiérite et sulfures. Le zircon, l'apatite, la fluorine et l'ilménite sont présents comme minéraux accessoires. La composition du grenat présent dans un coticule est très variable. Il peut être alumineux et consiste majoritairement en une solution solide entre le pôle manganifère (type spessartine) et ferreux (type almandin). Des grenats magnésiens (de type pyrope) ont aussi été documentés.

4.1.3 Structures, textures et minéralogie des tourmalinates

Le terme « tourmalinite » s'applique aux roches métamorphiques contenant plus de 15 – 20% de tourmaline et formant des unités stratiformes litées (Spry et al., 2000). Les études réalisées sur les tourmalinates suggèrent que ces roches riches en bore se forment par une activité exhalative ou par une circulation hydrothermale amenant un remplacement en couverture du plancher océanique (Slack et al., 1993). Les différents modèles expliquant la formation des tourmalinates sont discutés en détail par Slack et al. (1993).

Les tourmalinates définissent des unités discontinues et peu épaisses mais elles peuvent aussi être localement très épaisses et continues sur plusieurs kilomètres (i.e., tourmalinite de la région de Sundown ou au nord de Yanco Glen en Australie; Slack et al., 1993). Le litage des tourmalinates est caractérisé par une alternance de couches riches en quartz et en tourmaline (planche VIII). Des structures sédimentaires telles que les stratifications entrecroisées, des figures de charge et des slumps peuvent être observées, même dans les tourmalinates intensément métamorphisées (p. ex., tourmalinite de Black Prince en Australie, district de Broken Hill; Slack et al., 1993).

La minéralogie dominante des tourmalinates est composée de quartz et tourmaline. Du feldspath, des micas, du grenat, de l'apatite, du graphite et des sulfures, avec en accessoire du zircon, de la titanite, du rutile, de l'ilménite,

de l'épidote, de l'allanite et de la monazite, sont communément observés dans les faciès de haut-grade métamorphique.

4.1.4 Textures et minéralogie des formations de fer

Le terme « formation de fer » désigne une roche finement litée ou laminée ayant une concentration en fer d'au moins 10% (Spry et al., 2000). Les formations de fer associées aux gîtes de SMV sont considérées comme dérivant de sédiments chimiques déposés par exhalations hydrothermales sur le fond marin (Spry et al., 2000).

Ces unités ont, en général, une épaisseur de quelques mètres mais peuvent atteindre une dizaine de mètres dans certains cas (Gross, 1996; Spry et al., 2000). Les formations de fer métamorphisées sont laminées (Planche IX). Chaque lame est caractérisée par une proportion significative en oxydes ou carbonates ou silicates ou sulfures (Figure 3.2-1 dans Gross, 1996). Des structures sédimentaires primaires (stratification oblique, granoclasement) peuvent être préservées malgré le métamorphisme de haut-grade (Planche IX-C).

Les formations de fer sont généralement classées selon leur proportion en sulfures, carbonates, oxydes, et silicates, et sont appelées respectivement formation de fer sulfurée, carbonatée, oxydée et silicatée. Au faciès des granulites, l'assemblage minéralogique des formations de fer sulfurées est composé principalement de sulfures de fer et/ou de cuivre et/ou de zinc et/ou de plomb (pyrite, pyrrhotite, galène, sphalerite, chalcopyrite). Celui des formations de fer silicatées est composé principalement de silicates ferrifères, manganifères ou magnésiens tels que le grenat et le pyroxène. Les formations de fer carbonatées contiennent une grande variété de minéraux carbonatés incluant la sidérite, l'ankérite, la dolomite, la kutnahorite. Enfin les formations de fer oxydées sont composées de niveaux riches en magnétite et/ou hématite interités avec des niveaux siliceux.

4.2 Les altérations métamorphisées

4.2.1 Caractéristiques générales

Les altérations hydrothermales associées aux gîtes de types SMV, épithermal et porphyrique comprennent les altérations siliceuses, argiliques acides, argiliques, chloritiques, séricitiques, potassiques, carbonatées ou propylitiques. Les altérations siliceuses et argiliques acides ont une composition très enrichie en aluminium et silice (voir chapitre 2). La composition des altérations argiliques est dominée par Al, Si et K, celle des altérations séricitiques, par K, Al et Si et celle des altérations chloritiques, par Mg, Fe, Al et Si. Les

altérations propylitiques et carbonatées sont caractérisées par un enrichissement en Ca, Fe, Mg et par le lessivage du Na (voir chapitre 2). Une fois métamorphisées, ces altérations sont définies par des gneiss alumineux (altération séricitique, argilique), hyperalumineux (altération siliceuse ou argilique acide), ferromagnésiens (altération chloritique) ou par des unités calco-silicatées (altération propylitique ou carbonatée).

4.2.2 Structures et textures des zones d'altérations

L'altération d'une roche volcanique ou plutonique peut être pénétrative ou localisée dans des zones très perméables, telles que des failles, veines ou fractures, ou encore des unités volcanoclastiques.

Dans le cas où l'altération est pénétrative et intense, les textures primaires diagnostiques de la roche initiale volcanique ou plutonique sont souvent oblitérées. Dans quelques rares cas, cependant, les textures primaires peuvent être très bien préservées tel qu'observé dans la zone d'altération à quartz-chlorite-muscovite associée au gîte d'âge Archéen de Gossan Hill en Australie (Sharpe et Gemmell, 2002). Ces auteurs attribuent la préservation de ces ponces à un processus métasomatique intense durant l'activité hydrothermale, qui a cimenté et induré les textures volcanoclastiques. Dans les terrains de haut-grade métamorphique, de telles textures peuvent aussi être préservées. Des lapilli felsiques très bien préservés ont ainsi été reconnus dans une unité hyperalumineuse, interprétée comme une zone d'altération argilique, encaissée par les roches pyroclastiques felsiques de la Ceinture supracrustale de La Romaine (planche XIII-B).

Dans le cas où la circulation des fluides hydrothermaux est contrôlée par des structures cassantes, l'altération sera latéralement très restreinte et son intensité va varier de manière abrupte. Si ces structures cassantes sont des failles majeures (p. ex. des failles syn-volcaniques), des variations importantes de l'épaisseur des unités encaissantes, leur décalage et des brèches grossières pourront aussi être observés à proximité des altérations. Gibson et al. (1999) proposent que ces caractéristiques servent d'outils pour reconnaître les failles syn-volcaniques dans les terrains anciens. De telles failles sont principalement reconnues dans les terrains non ou peu métamorphisés (p. ex., le gisement de Gossan Hill en Australie : Sharpe et Gemmell, 2002) ou métamorphisés au faciès des amphibolites (p. ex., le gisement de Mattabi au Canada, Walker, 1993). Dans les terrains de haut-grade métamorphique, ces structures peuvent être oblitérées par la déformation polyphasée. Elles sont donc plus difficiles à reconnaître et sont rarement documentées. Cependant, dans la Ceinture supracrustale de La Romaine, la reconnaissance (1) de changements prononcés de l'intensité et de la composition des altérations, (2) de

l'alignement des zones minéralisées et des zones d'altérations, et (3) des variations de l'épaisseur des unités mafiques encaissant les altérations dans des zones peu déformées permettent de déduire la présence potentielle de structures syn-volcaniques (Fig. 4.1).

Les fluides hydrothermaux peuvent aussi être canalisés par des systèmes de veines et de fractures. Ces veines et les fractures sont anastomosées ou parallèles entre elles et elles forment des réseaux très denses ou sont espacées (p. ex., le réseau de veines à quartz et disthène dans des coulées pyroclastiques de rhyodacite associées au gisement de SMV du Groupe F du camp minier de Sturgeon Lake; Planche X). Dans les terrains de haut-grade métamorphique, ces veines et fractures peuvent être extrêmement déformées (p. ex., les veines plissées et boudinées associées aux tufs rhyolitiques du système

hydrothermal de La Romaine; planche X). Dans certains cas, les veines et fractures peuvent être transposées dans la foliation régionale et définir un litage compositionnel. Cependant le litage compositionnel d'un gneiss ne résulte pas seulement des effets de la déformation et il peut aussi représenter des structures sédimentaires ou ignées primaires. Les relations de recoupement, localement observées dans des zones où la déformation est moins intense, peuvent permettre d'interpréter l'origine du litage compositionnel d'un gneiss et de reconnaître les zones altérées. Si la déformation est peu intense, les veines et fractures peuvent être reconnues sur le terrain sans ambiguïté. Elles peuvent même préserver des textures très délicates (p. ex., les textures nodulaires des veines dans la région du lac Musquaro; planche X).

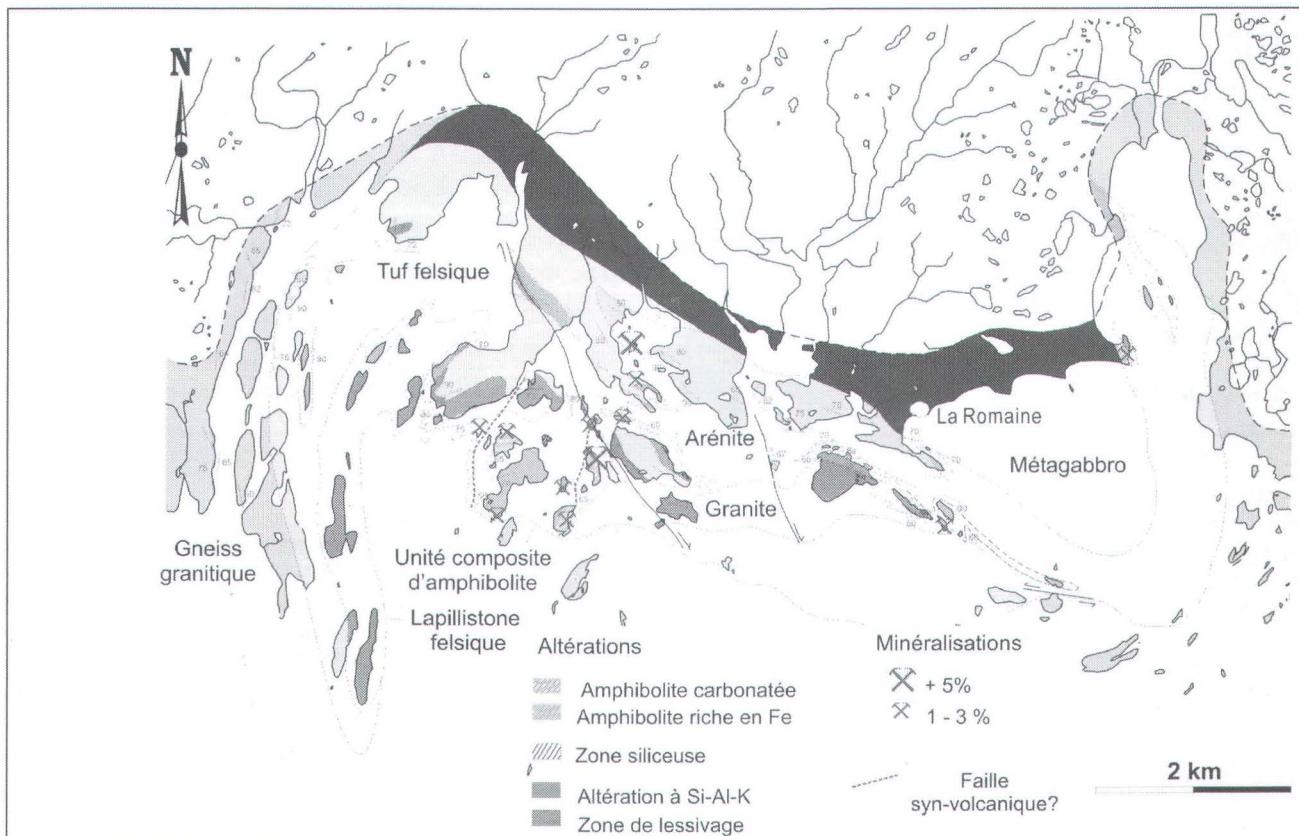


Figure 4.1 : Carte schématique du système hydrothermal de La Romaine localisant les failles syn-volcaniques potentielles et les zones minéralisées.

4.2.3 Minéralogie des altérations

La minéralogie des gneiss hyperalumineux dérivant des altérations siliceuses et argiliques acides, des gneiss alumineux dérivant des altérations argiliques et séricitiques, des gneiss ferromagnésiens dérivant des altérations chloritiques et des unités calco-silicatées dérivant des altérations propylitiques ou carbonatées est décrite au chapitre 3 et illustrée dans le tableau 4.1.

4.4 Atlas de photographies

L'atlas de photographie illustre des textures, des structures et la minéralogie de méta-exhalites et d'altérations hydrothermales observées dans des terrains

de haut-grade métamorphique. Les photographies sont classées par thèmes dans dix planches :

- Planche VI : méta-exhalites
- Planche VII : coticules, grenatites et autres roches à quartz-grenat
- Planche VIII : tourmalinites
- Planche IX : formations de fer
- Planche X : textures et structures associées à différents types d'altérations hydrothermales
- Planche XI : altération argilique et séricitique
- Planche XII : altération chloritique
- Planche XIII : altération argilique acide
- Planche XIV : altération siliceuse
- Planche XV : altération carbonatée

Les abréviations des minéraux utilisés sur les planches de photographies sont celles de Kretz (1983).

Tableau 4.1 : Minéralogie des altérations associées à des gisements métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites.

| Unité métamorphisée | Altération | Encaissant | Minéralogie | Texture, structure | Faciès métamorphique | Gisement |
|---|----------------|------------|---|--|--|--------------------------|
| Gneiss à Qtz-Sil | Siliceuse | GR | 85% Qtz + Sil <u>Acs</u> : Toz, Rt, Kln, Sf, Zrn | | f. des granulites | Enåsen |
| Gneiss à Bt | Magnésienne | | Qtz, Flp, Bt, Crd, Mag, Grt, Sf | | | Épithermal Au |
| Gneiss à Oam-Crd-Grt | Chloritique | VF – VM | Oam, Crd, Grt, Bt, Sil, Pl <u>Acs</u> : Crn, Ga, Cst | Laminé, enclave de Grt | f. supérieur des amphibolites | Geco (Canada) |
| Schiste à Sil-Ms-Qtz | Séricitique | VF | Ms, Sil, Qtz, Pl, Bt, Kfs, Grt, Mag | Laminé ou nodulaire, Phénocristaux de Qtz, | | SMV |
| Gneiss à Qtz-perthite-Sil Gneiss à Oam (gédrite) | Séricitique | GR | Qtz, Kfs, Sil | | f. des granulites | Prieska (Afrique du Sud) |
| | Chloritique | DC | Oam, Phl, Drv | | | SMV |
| Gneiss à Oam-Crd-Bt | Chloritique | VF | Crd, Bt, Ath, St, Grt, Sil | | | |
| Quartzite minéralisée | Silicification | VF | 5 – 20% Sf (Po, Ccp, Sp, Gn) | | f. des amphibolites (T= 620°C, P = 6,5 kbar) | Montauban (Canada) |
| Gneiss à Sil | Séricitique | VF | Qtz, Bt, Sil, Pl, Crd, Grt <u>Acs</u> : Ga, St (Zn), Sp, Sf (Po) | Nodules à Sil | | SMV |

f., faciès métamorphique; VF, roche volcanique felsique; VM, roche volcanique mafique; GR, granite; DC, dacite; Acs, minéraux accessoires. Sf, sulfures; Ga, gahnite; autres abréviations des minéraux d'après Kretz (1983).

Planche VI

Textures des méta-exhalites

A Unité de méta-exhalites (f. des amphibolites)

Unité hétérogène de méta-exhalites finement rubanée. Le rubanement compositionnel est caractérisé par des interlits de coticule (Grt-Qtz-Mag), grenatite (Grt), amphibolite à grenat, hornblendite et quartzite impure à grenat et magnétite. Ces lithologies présentent une proportion modale importante en quartz, grenat ou magnétite et le grenat change de couleur d'une couche à l'autre mais demeure uniforme au sein d'une même couche. La présence de sulfures, d'oxydes de fer ainsi que la composition chimique de ces roches localement anormalement riches en Mn suggèrent leur origine exhalative.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau

B Rubanement compositionnel d'une métalexalite (f. des amphibolites)

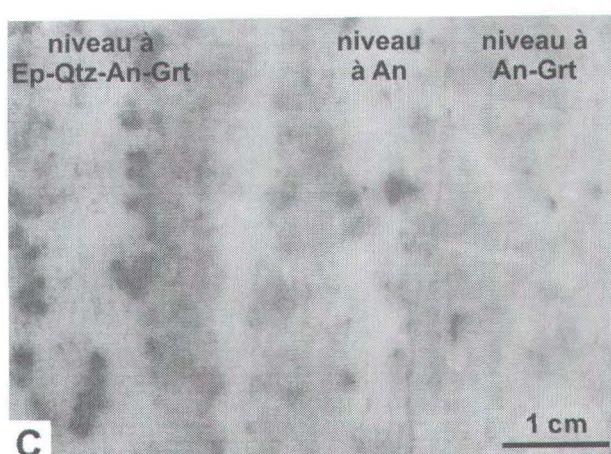
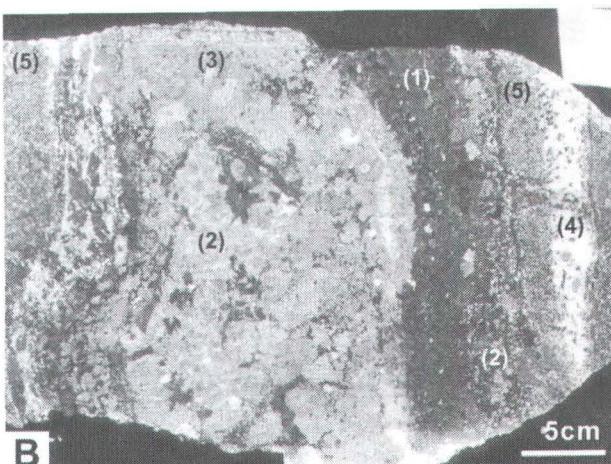
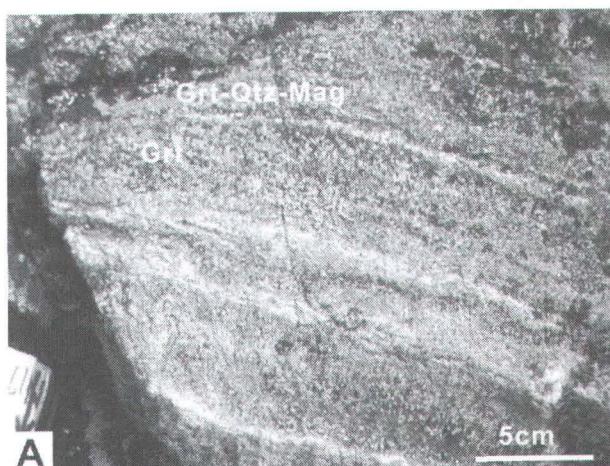
L'échantillon de mété-exhalite présente une succession de niveaux d'épaisseur variant de quelques millimètres à cinq centimètres. Ces niveaux sont massifs à foliés et à granulométrie variant de fine à moyenne. Ils incluent (1) de la hornblendite (Hbl-Qtz), (2) de la grenatite (Hbl-Grt-Qtz), (3) de la clinopyroxénite (Cpx-Hbl), (4) de l'albitite (Pl-Grt-Qtz) ainsi que (5) du gneiss quartzofeldspathique à grenat.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet

C Variation de la couleur des grenats d'un coticule (f. des amphibolites)

Coticule hétérogène comprenant des niveaux à andradite-anorthite, à anorthite ou à epidote-quartz-grenat-anorthite. La couleur du grenat dans ces différents niveaux varie d'orangé à rouge. La variation de couleur illustre celle de la composition des minéraux et, par extension, celle du protolite. Le grenat orangé a une composition plus calcique (andradite) alors que le grenat plus foncé a une composition plus riche en fer.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



Coticule, grenatite et autres roches à grenat

A Coticule à quartz-grenat-hornblende (f. des amphibolites)

Coticule de patine gris clair, à grains fins, laminé et à texture granoblastique. Les lames sont riches en grenat rose et hornblende ou en hornblende et plagioclase.

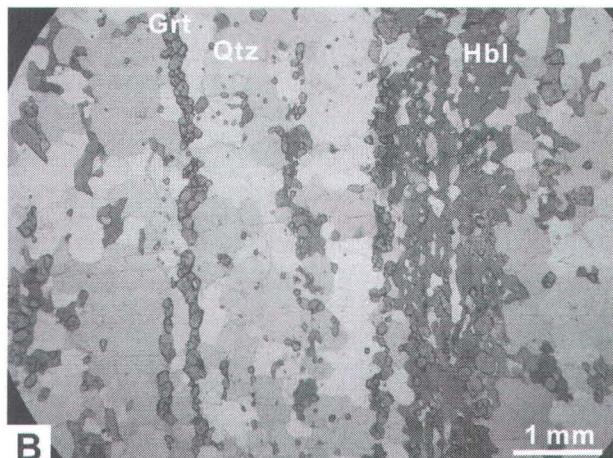
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



B Microtexture du coticule à quartz-grenat-hornblende (f. des amphibolites)

Microtexture du coticule de la photographie A. Le coticule est granoblastique, laminé et présente une granulométrie fine à moyenne. Les lames sont définies par la hornblende et le grenat en proportion variable et, dans certains cas, par l'alignement des petits grains de grenats.

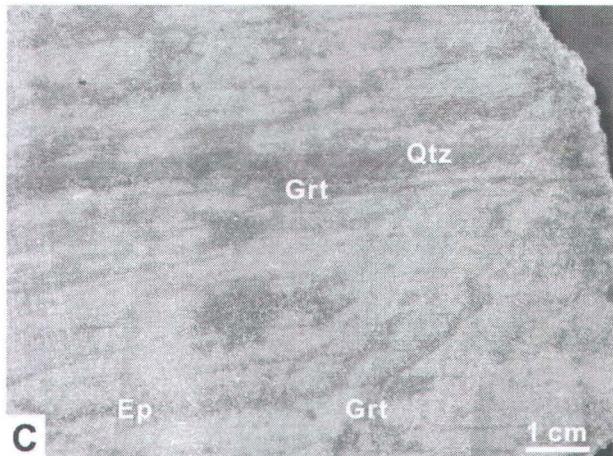
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



C Quartzite à quartz-grenat-épidote (f. des amphibolites)

Quartzite de patine gris verdâtre, à grains fins, laminé. Les lames sont millimétriques, discontinues et riches en épidote. Le grenat est associé à l'épidote et forme des amas ou des fines veinules obliques à la fabrique de la roche. Le coticule est recoupé par une veine de quartz sub-parallèle à la fabrique de la roche. Du grenat cristallise en bordure de cette veine.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



D Grenatites et amphibolites à grenat (f. des amphibolites)

Les amphibolites à grenat et les grenatites définissent des niveaux d'épaisseur constante ou variable et alors discontinus. Elles sont associées à des niveaux d'amphibolite à epidote, de hornblendite (formation de fer silicatees?) et d'albitite. Notez que le contact entre l'albitite et la hornblendite est marqué par un fin liseré réactionnel de grenat rouge.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet

E Les grenatites et unités à grenat (f. des amphibolites)

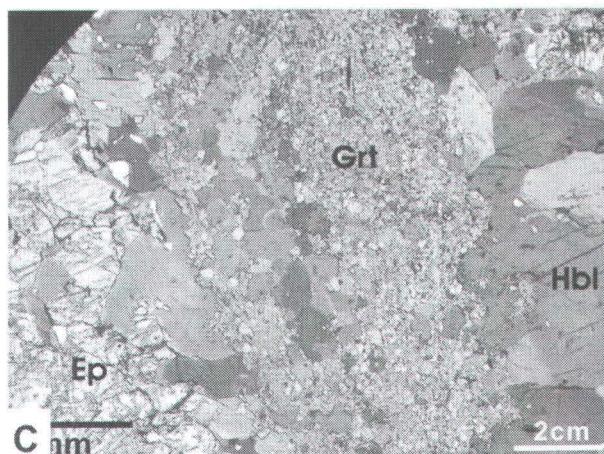
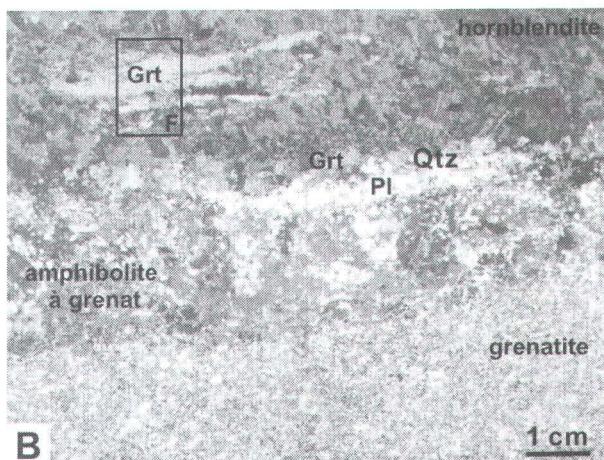
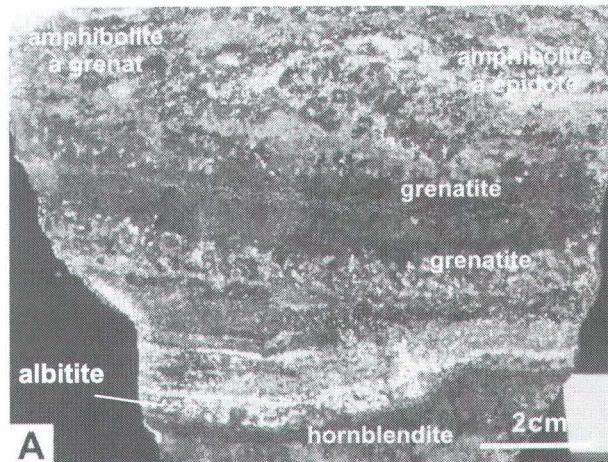
Cet échantillon de méta-exhalite présente du haut vers le bas (1) une zone discontinue de grenatite à grains très fins (85% Grt – 15% Qtz) recoupant une hornblendite massive à texture granoblastique, (2) un niveau d'amphibolite à grenat (Hbl-Grt-Bt-Pl-Scp-Qtz-Po-Py) et (3) un niveau de grenatite à plagioclase (Grt-Pl-Hbl-Qtz). Ces différents niveaux ont des compositions distinctes, ce qui explique les variations des assemblages minéralogiques observés ainsi que celles de la couleur et la taille du grenat. Encadré : localisation de la photo en F.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet

F Microtextures et assemblage minéralogique d'une grenatite (f. des amphibolites)

Grenatite à grains fins, composée de grenat orange xénomorphe au sein de la hornblendite granoblastique, massive, à grains moyens. La hornblendite est en contact avec un niveau riche en epidote (pistacite). Ce niveau est massif, granoblastique et à granulométrie fine à moyenne. L'orientation de ces différents niveaux définit le rubanement de la roche.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



Les Tourmalinites

A Tourmalinite (f. des amphibolites)

La tourmalinite est finement laminée et à grains grossiers. Elle constitue des niveaux stratiformes affleurant au sein de métapélites.

District minier de Broken Hill, Australie. Photographie de J.F. Slack



B Tourmalinite à graphite (f. des amphibolites)

Cette tourmalinite à graphite est finement laminée et composée de lentilles de quartz. Elle est associée à du coticule lui aussi laminé. Elle affleure au sein d'une unité de pélites.

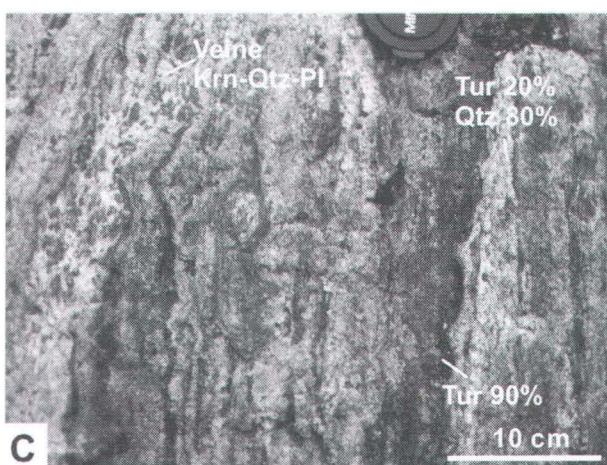
Gisement à Cu-Zn de Elizabeth, Vermont (USA). Photographie de J.F. Slack



C Tourmalinite (f. des granulites)

La tourmalinite est de patine gris sombre et de texture grenue et rubanée. Le rubanement est caractérisé par une alternance de niveaux mélanocrates centimétriques contenant jusque 90% de tourmaline avec des niveaux plus clairs à quartz et tourmaline noire (15 à 20% du mode). L'apatite, la biotite, la monazite, le rutile et les sulfures se retrouvent comme minéraux accessoires. Ces niveaux sont recoupés par des veines à quartz et kornéuprine. L'unité affleure au sein d'un système hydrothermal volcanogène à cuivre, or et oxydes de fer.

Complexe de Bondy, Ceinture métasédimentaire, Province de Grenville, Région de Mont Laurier, Québec. Photographie de L. Corriveau

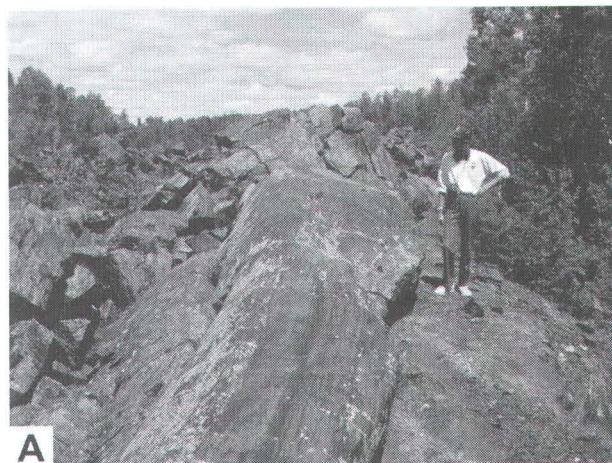


Les formations de fer et exhalites riches en sulfures

A Formation de fer (f. des schistes verts)

Formation de fer laminée, à grains fins et patine gris sombre. Les laminations sont caractérisées par l'alternance de lames siliceuses et de lames plus riches en magnétite. Ces formations de fer sont interprétées comme d'origine exhalative.

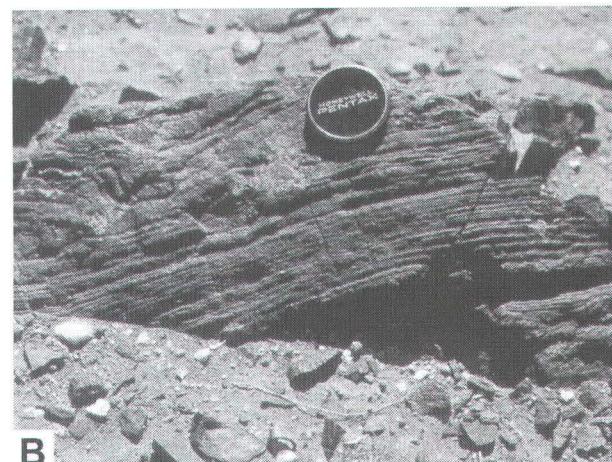
District minier de Bathurst, Nouveau Brunswick (Canada). Photographie de J.M. Peter



B Formation de fer (f. des granulites)

Formation de fer (origine exhalative) laminée associée au gisement métamorphisé au faciès des granulites de Broken Hill. Les textures sédimentaires sont encore bien préservées.

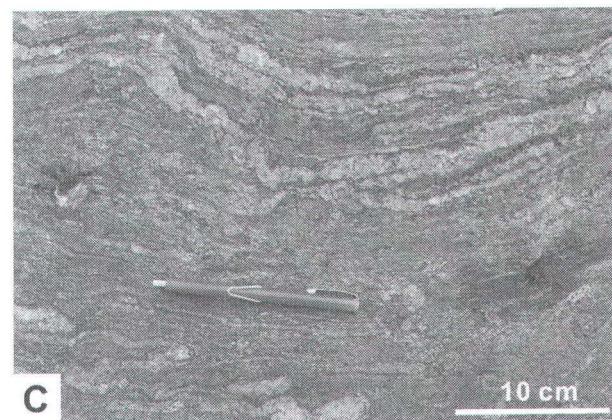
Broken Hill, Australie. Photographie de P. Spry



C Gneiss à magnétite (f. des granulites)

Gneiss à grains moyens, folié et laminé, à quartz, feldspath, biotite, magnétite, orthopyroxène et hornblende. La magnétite représente plus de 20% du mode de la roche. Dans ce cas, la forte proportion en magnétite ne peut pas simplement résulter de la réaction transformant la hornblende en orthopyroxène typique de la transition entre le faciès amphibolite et granulite. Ces gneiss sont interprétés comme des altérations en oxydes de fer transposées suivant la gneissosité plutôt que des formations de fer parce que leur distribution recoupe la stratigraphie. Ils sont associés au système hydrothermal cuprifère de La Romaine.

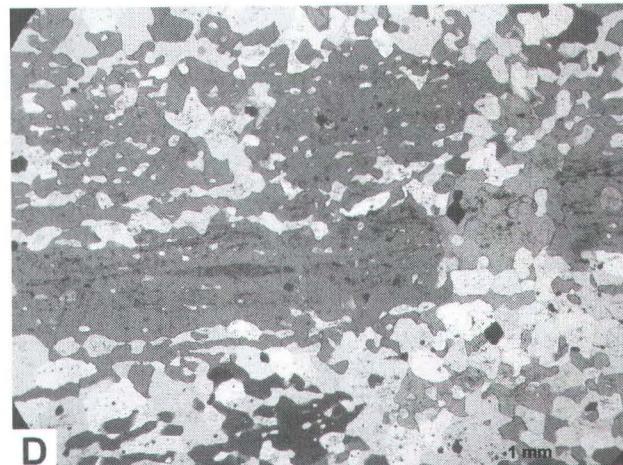
Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de P. Pilote



D Microtexture d'une formation de fer silicatée (f. des granulites)

Photographie en lumière naturelle d'une lame mince de formation de fer silicatée à quartz, hornblende, grenat et oxyde de fer. Les oxydes de fer (magnétite) et les sulfures (pyrrhotite) apparaissent sous la forme de grains plurimillimétriques sub-automorphes, où sont présents en inclusion dans le quartz, la hornblende et plus rarement le grenat. Ces inclusions sont orientées suivant un plan préférentiel parallèle au litage de la roche et à l'allongement des grains de hornblende.

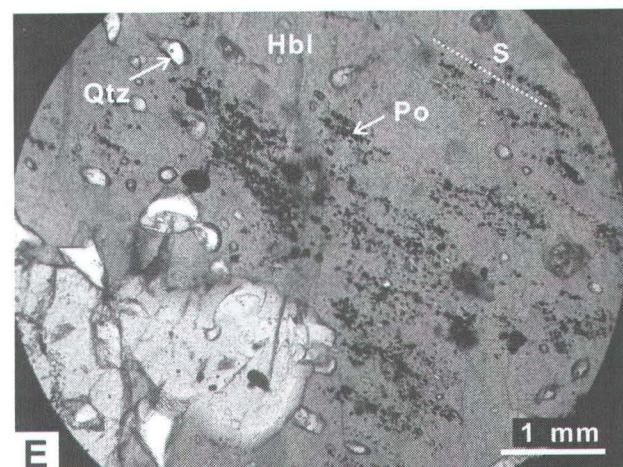
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



E Détail des niveaux riches en sulfures (f. des granulites)

Photographie d'une lame mince en lumière naturelle montrant des inclusions de pyrrhotite dans des grains de hornblende métamorphique. Ces inclusions sont alignées et orientées parallèlement au litage de la roche (S).

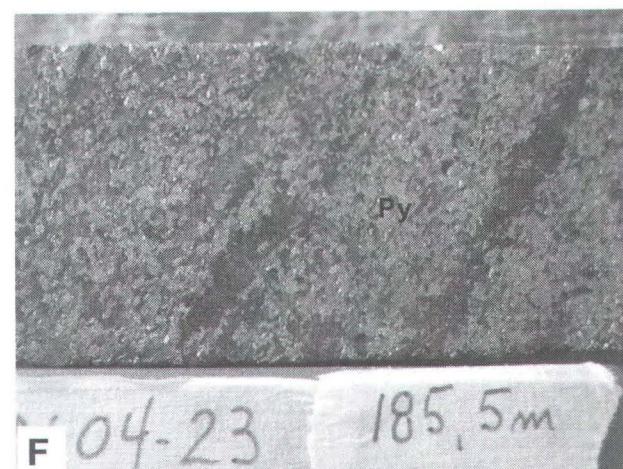
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de A.-L. Bonnet



F Exhalite à quartz-pyrite (f. des amphibolites)

Exhalite laminée riche en pyrite, quartz, ± pyrrhotite. Ces niveaux exhalatifs sont adjacents à des gneiss à sillimanite et localement, aux lentilles de sulfures massifs volcanogènes.

Ceinture de Coulon, Province du Supérieur. Photographie de F. Huot



Structures et textures des zones d'altération

A Veines à quartz-disthène dans des coulées pyroclastiques de rhyodacite (f. inférieur des amphibolites)

Ces veines à quartz et disthène sont interprétées comme une altération à Si-Al en périphérie d'une zone à nombreux filons minéralisés (stringer zone).

Gisement de sulfures massifs du Groupe F, Sturgeon Lake, sous-province de Wabigoon, Province du Supérieur. Photographie de A.G. Galley



A

B Système de fractures à quartz-disthène-staurotide-chlorite (f. inférieur des amphibolites)

Ces veines à quartz, disthène, staurotide et chlorite représentent l'équivalent de veines à Fe-Al-Mg métamorphisées au faciès des amphibolites (isograde à grenat-biotite). Ces veines sont associées aux gîtes de SMV du camp minier de Snow Lake. Elles sont interprétées comme formées lors de l'interaction de fluides hydrothermaux dérivant de l'eau de mer avec l'intrusion sub-volcanique sous jacente qui constitue la source de chaleur du système. Elles ont été métamorphisées par la suite.

Richard Lake pluton, ceinture de Flin Flon, orogène du Trans-Hudson, Manitoba. Photographie de A.G. Galley

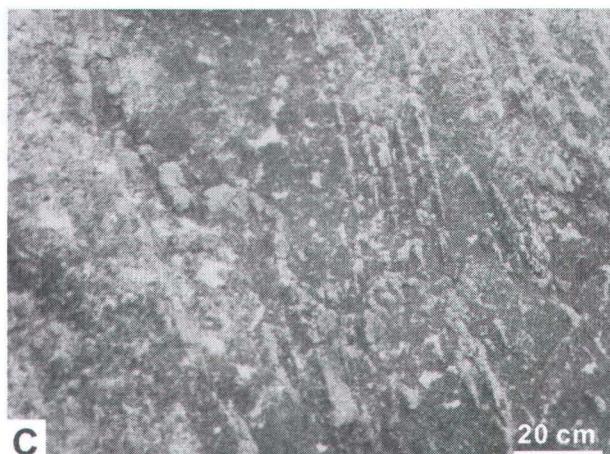


B

C Veines et nodules à quartz-disthène/sillimanite-magnétite/hématite dans un tuf de composition rhyolitique (f. des granulites)

Les veines alumineuses (altération à K-Al-Si±Fe) recoupant un tuf rhyolitique sont plissées et boudinées. Les nodules issus du boudinage des veines sont réorientés dans la foliation de plan axial. Ces faciès sont observés en périphéries des altérations alumineuses pénétrantes.

Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



C

D Système de veines et nodules à quartz-muscovite-fibrolite/sillimanite (f. des amphibolites)

Ce système de veines et nodules à quartz, muscovite, fibrolite et/ou sillimanite affleure au sein d'une unité de tuf de composition rhyolitique. Les veines sont formées de nodules juxtaposés. Elles sont interprétées comme une altération à K-Al-Si métamorphisée au faciès moyen des amphibolites.

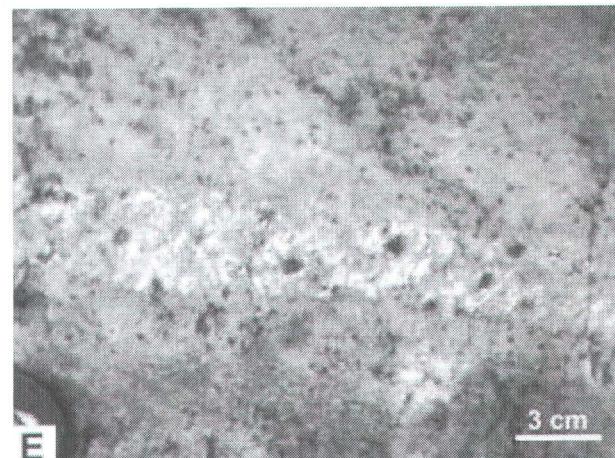
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



E Détail d'une veine pré-nodulaire (f. des amphibolites)

La veine pré-nodulaire, associée au système de veines et nodules illustré sur la photo D, est formée de nodules alumineux juxtaposés. Ces nodules sont zonés avec un ou plusieurs cœur alumineux riches en silicates d'alumine et muscovite (noir) et une bordure à quartz et feldspath (blanc).

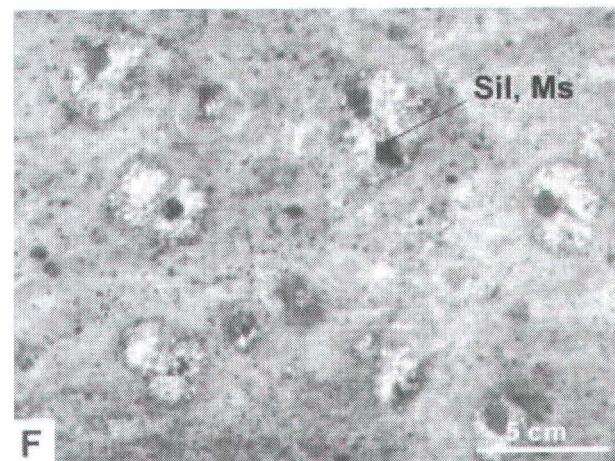
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



F Nodules alumineux (f. des amphibolites)

Les nodules, associés au système de veines et nodules illustré sur la photo D, sont à quartz, muscovite, fibrolite et/ou sillimanite. Les nodules sont zonés et contiennent un ou plusieurs coeurs sombres de composition alumineuse. Les minéraux composant les bordures blanches des nodules (quartz, plagioclase) cristallisent de manière radiale autour des coeurs.

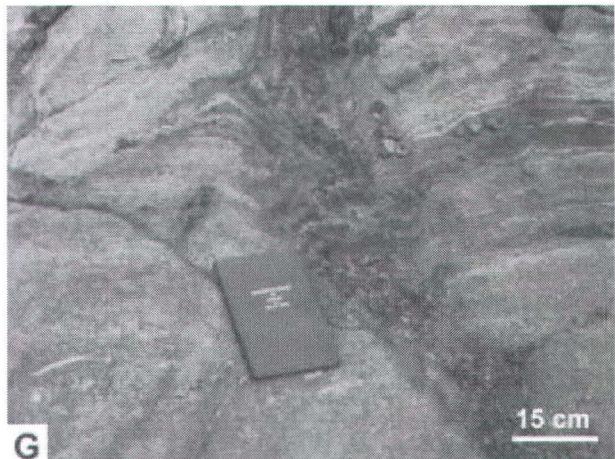
Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquaro, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



G Fracture ou veine altérée à chlorite, grenat, quartz, sulfures (f. inférieur des amphibolites)

L'assemblage minéralogique à chlorite, grenat, quartz et sulfure remplit une fracture ou veine recoupant des coulées de débris turbiditiques de composition mafique. Cette fracture ou veine, métamorphisée au faciès inférieur des amphibolites, est interprétée comme une altération de haute température reconnue dans la zone de lessivage semi-concordante du système hydrothermal de Chisel.

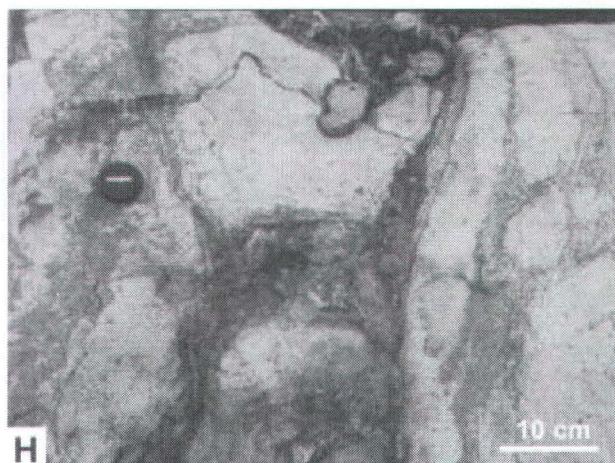
Gîte de type SMV de Chisel Lake à Zn-Cu-Pb-Ag-Au, camp minier de Snow Lake, ceinture d'âge Paléoprotérozoïque de Flin Flon, orogène du Trans-Hudson, Manitoba. Photographie de A.G. Galley



H Fracture remplie par un assemblage à chlorite, grenat et staurolite.

L'assemblage minéralogique à chlorite, grenat, staurolite remplit une fracture dans l'intrusion sub-volcanique de tonalite du lac Richard. Cette unité est interprétée comme une veine à Fe-Al métamorphisée au faciès des amphibolites.

Camp minier de Snow Lake, ceinture d'âge Paléoprotérozoïque de Flin Flon, orogène du Trans-Hudson, Manitoba. Photographie de A.G. Galley



Altération sérichtique et argilique

A Tuf à nodules alumineux (f. des granulites)

Les nodules alumineux sont principalement composés de quartz, de silicates d'alumine (disthène ou sillimanite), de muscovite et de magnétite ou hématite. Ces tufs nodulaires représentent l'équivalent métamorphisé au faciès des granulites d'une altération à K-Al-Si±Fe.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



B Détail d'un nodule alumineux (f. des granulites)

Les nodules, présents dans le tuf de la photographie A, sont homogènes et constitués de muscovite et silicates d'alumine.

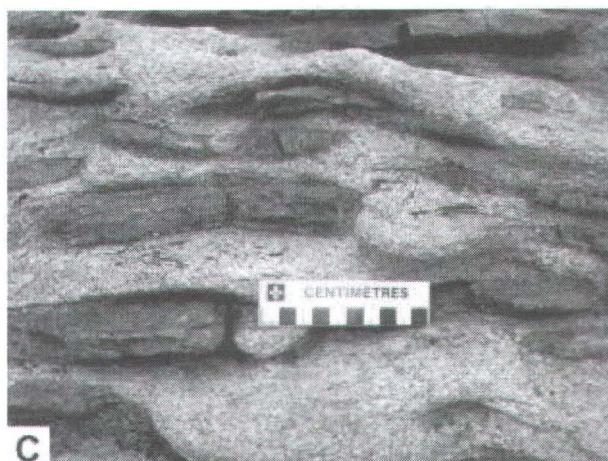
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de A.-L. Bonnet*



C Nodules alumineux (f. des granulites)

Gneiss quarzofeldspathique à nodules de sillimanite dans la séquence supracrustale de la Baie de Brador du terrane de Pinware. Les nodules d'apparence disséminée forment en fait des trains qui se recoupent les uns les autres et permettent d'interpréter cette unité comme une zone d'altération argilique ou sérichtique et, par conséquent, comme un métallotecte qui demande une ré-examination du potentiel métallifère de la région.

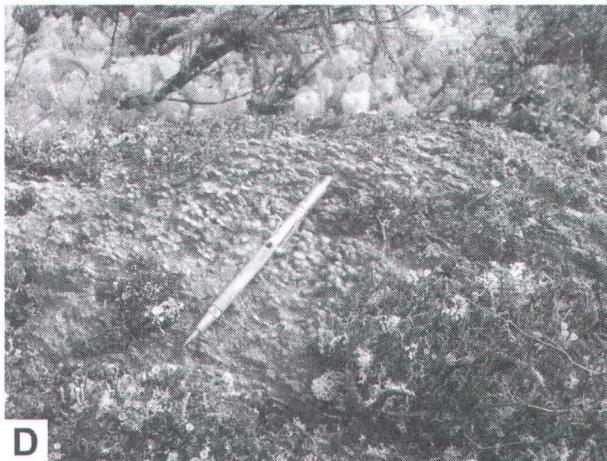
Séquence supracrustale de Baie de Brador, région de Blanc Sablon, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



D Gneiss à sillimanite (f. des amphibolites)

Gneiss à nodules de sillimanite dérivant d'une altération à séricite. Ce gneiss est adjacent aux unités minéralisées associées aux lentilles de sulfures massifs et aux indices Jessica, Dom et Dom Nord.

Ceinture de Coulon, Province du Supérieur. Photographie de M. Chapdelaine

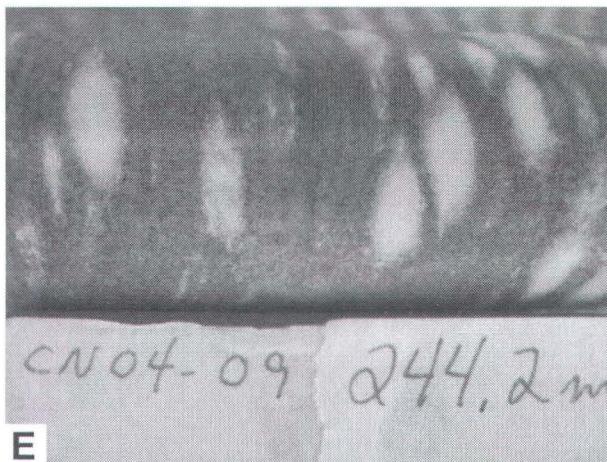


D

E Détail du gneiss à sillimanite

Les gneiss à sillimanite de la Ceinture de Coulon (photo D) sont composés de nodules de sillimanite (variété fibrolite) et muscovite, dispersés dans une matrice quartzofeldspathique.

Ceinture de Coulon, Province du Supérieur. Photographie de F. Huot



E

F Altération à chloritoïde (f. des amphibolites)

Gneiss à chloritoïde métamorphisé au faciès des amphibolites (isograde à grenat-biotite) dérivant d'une altération alumineuse à séricite, chlorite, quartz, carbonate riche en fer et pyrite.

Gîte de type SMV de Mattabi, camp minier de Sturgeon Lake, ceinture de Sturgeon — Savant, Province du Supérieur. Photographie de A.G. Galley



F

G Schiste à séricite-cordiérite (f. des amphibolites)

Ce schiste à séricite renferme des grains grossiers dispersés de cordiérite témoignant de sa composition très magnésienne. Il est adjacent à un niveau minéralisé (à droite).

*Gîte de type SMV à Cu-Zn de Pyhasalmi en Finlande.
Photographie de J.F. Slack*



H Schiste à chlorite-grenat-biotite (f. des amphibolites)

Ce schiste à grains grossiers composé de chlorite, grenat et biotite, est localisé dans une zone de faille syn-volcanique associée au gisement de type SMV de Chisel Lake. Cette faille contrôle la circulation de fluides hydrothermaux riches en Al et Fe.

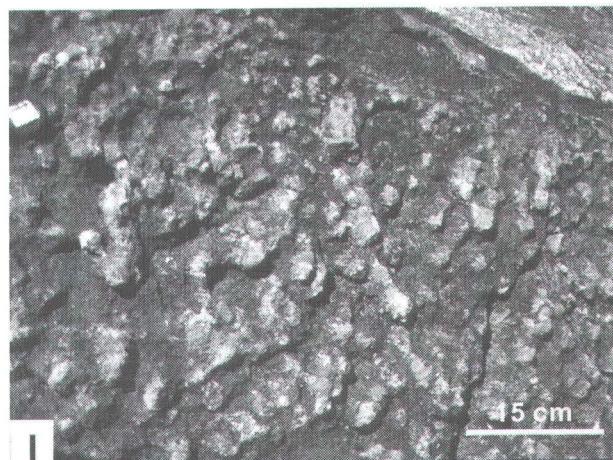
*Gîte de type SMV de Chisel Lake à Zn-Cu-Pb-Ag-Au, camp minier de Snow Lake, ceinture d'âge Paléoprotérozoïque de Flin Flon, orogène du Trans-Hudson, Manitoba.
Photographie de A.G. Galley*



I Unité d'amphibolite à grenat-biotite (f. des amphibolites)

Cette unité est composée principalement de biotite, grenat et quartz. Le grenat est poéciloblastique et peut atteindre une taille très grossière. L'amphibole a localement complètement été transformée en biotite. Cette minéralogie particulière des amphibolites implique que la composition initiale du protolite de ces roches a été fortement enrichie en Al, Fe, K au cours de processus d'altération hydrothermale.

Marge sud-est du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville, région du lac Musquash, Basse Côte-Nord, Québec. Photographie de L. Corriveau



Altération chloritique

A Basalte à anthophyllite-cordiérite (f. des amphibolites)

Basalte à anthophyllite et cordiérite interprété comme une altération magnésienne métamorphisée au faciès des amphibolites.

Gisement de type SMV de Winston Lake, ceinture de Manitouwadge, Province du Supérieur. Photographie de A.G. Galley



B Gneiss à grenat, cordiérite et anthophyllite (f. des amphibolites)

Roche à grenat, cordiérite et anthophyllite caractérisant les zones d'altération magnésienne métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites.

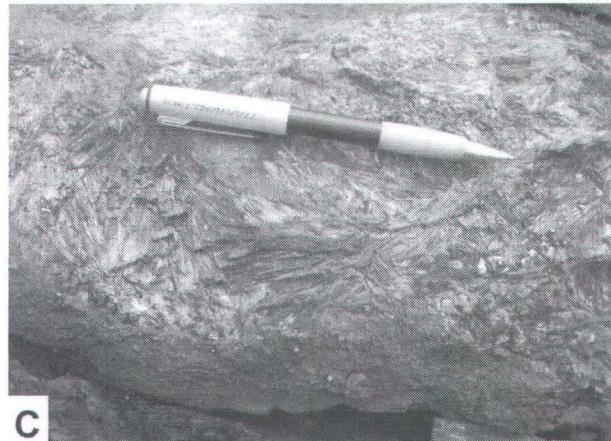
Gisement à Cu-Zn de Geco en Ontario. Photographie de J.F. Slack



C Roche à anthophyllite (f. des granulites)

Roche à anthophyllite dérivant d'une altération à chlorite. Il contient un assemblage à anthophyllite, orthopyroxène, grenat et sulfure. Ce gneiss est situé à moins de 5 mètres d'une lentille de sulfures massifs volcanogènes.

Ceinture de Coulon, Province du Supérieur. Photographie de F. Huot



Altération chloritique

D Gneiss blanc à cordiérite-orthopyroxène (f. des granulites)

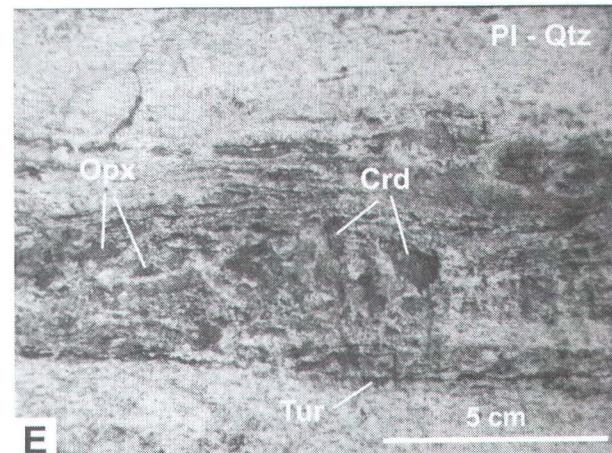
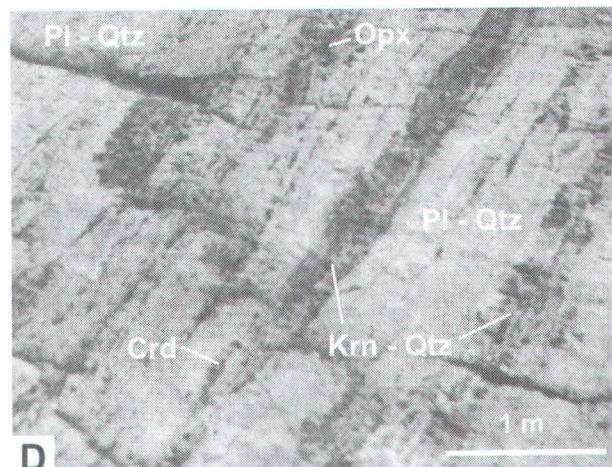
Ce gneiss blanc est siliceux, leucocrate et folié. Il contient un assemblage à plagioclase, quartz et localement phlogopite, comportant des niveaux millimétriques de tourmalinite noire et des niveaux centimétriques mésocrates à orthopyroxène, cordiérite, kornéuprine et tourmaline. Les niveaux ferromagnésiens sont parallèles à la gneissosité. Le protolite de ce gneiss est interprété comme une altération magnésienne associée au système hydrothermal du Complexe de Bondy.

*Complexe de Bondy, Ceinture Métasédimentaire, Province de Grenville, région de Mont Laurier, Québec.
Photographie de L. Corriveau*

E Détail des niveaux mésocrates du gneiss blanc (f. des granulites)

Dans les niveaux mésocrates, la cordiérite forme des amas avec l'orthopyroxène, le plagioclase et le quartz. L'orthopyroxène et la cordiérite constituent environ 20 % du mode. Cet horizon est bordé de niveaux millimétriques noirs de tourmalinite grenue, parallèles à la foliation.

*Complexe de Bondy, Ceinture Métasédimentaire, Province de Grenville, région de Mont Laurier, Québec.
Photographie de L. Corriveau*

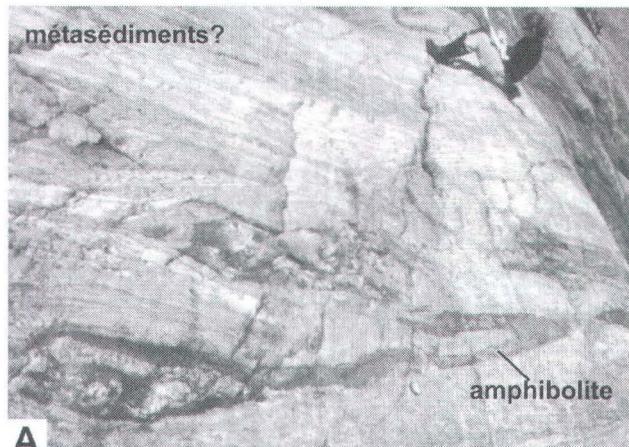


Altération argilique et argilique acide

A Unité alumineuse (f. des granulites)

Cette unité alumineuse, observée dans la Ceinture supracrustale de La Romaine, est homogène, foliée et présente un mode de sillimanite, grenat et biotite relativement typique des métapélites. Cependant elle renferme localement des gneiss alumineux comprenant des textures ou une composition anormales pour des shales métamorphisés qui permettent de les interpréter comme des altérations hydrothermales potentielles (photos A à E). Des études lithogéochimiques appuient ces interprétations de terrain (chapitre 5).

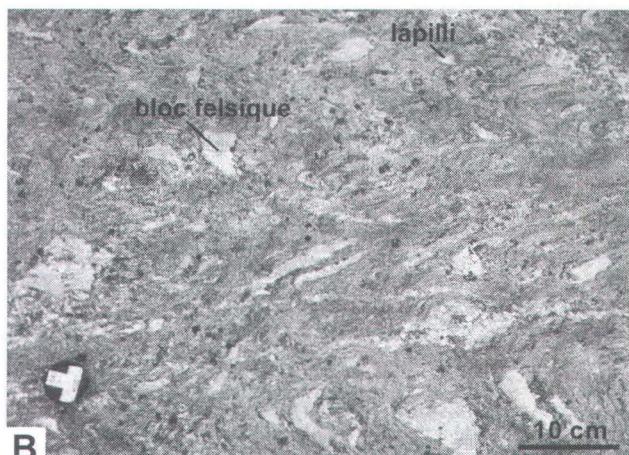
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



B Gneiss alumineux à lapillis

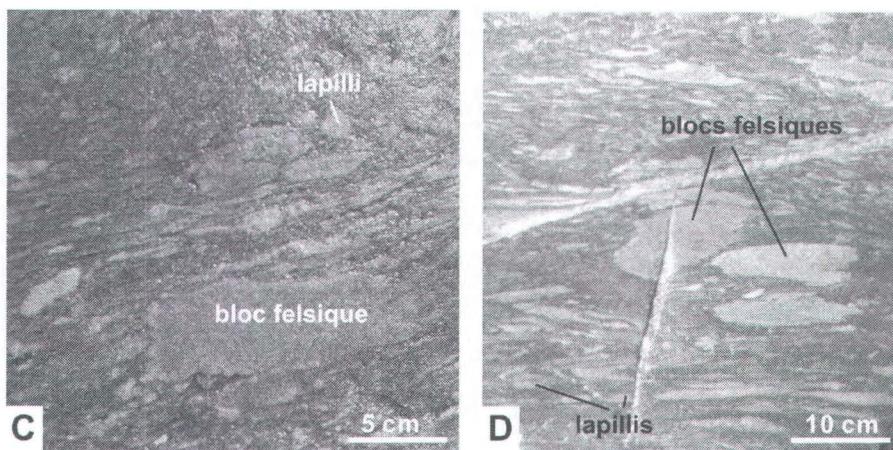
Gneiss alumineux avec des textures de lapillis très bien préservées. Ce gneiss représente l'équivalent métamorphisé au faciès des granulites d'une altération argilique acide. La présence de lapillis et de blocs, s'apparentant à ceux observés dans les unités volcaniques adjacentes (photos C et D), indique un précurseur volcanique. Les données géochronologiques confirment ce précurseur.

Photographie de L. Corriveau



C, D Roche pyroclastique

Bien que métamorphisées au faciès des granulites, les roches pyroclastiques renferment des blocs et des lapillis felsiques. Les lapillis sont fortement aplatis et alignés suivant une fabrique planaire (photo C). Cet alignement est interprété comme syn-volcanique. Par endroit, les unités pyroclastiques sont plissées suite à une déformation post-emplacement (photo D).

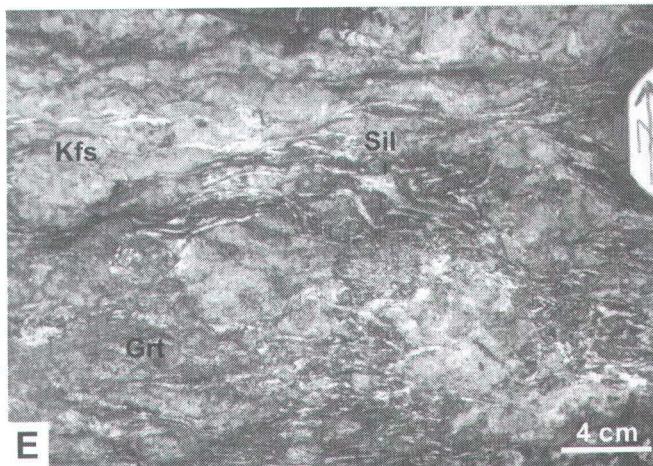


Photographie de L. Corriveau

E Gneiss alumineux (f. des granulites)

Gneiss alumineux présentant des assemblages à grenat, biotite, sillimanite et feldspath potassique. La composition de ce gneiss est beaucoup plus alumineuse que la composition moyenne des pélites. De ce fait, son protolite est interprété comme une altération argilique.

Photographie de L. Corriveau

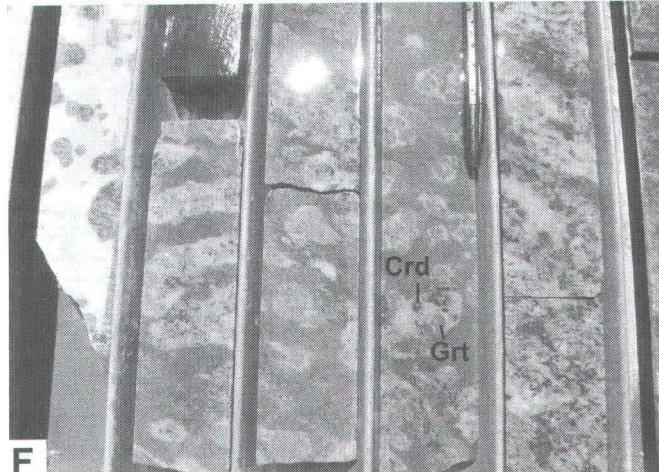


F Gneiss alumineux (f. des granulites)

Gneiss alumineux à grenat-cordiérite, localisé à moins de 10 mètres de la zone minéralisée en or du gisement de Challenger. Ce type de roche est interprété comme l'équivalent métamorphisé d'une altération alumineuse.

Gisement de Challenger, Gawler Craton, Australie.

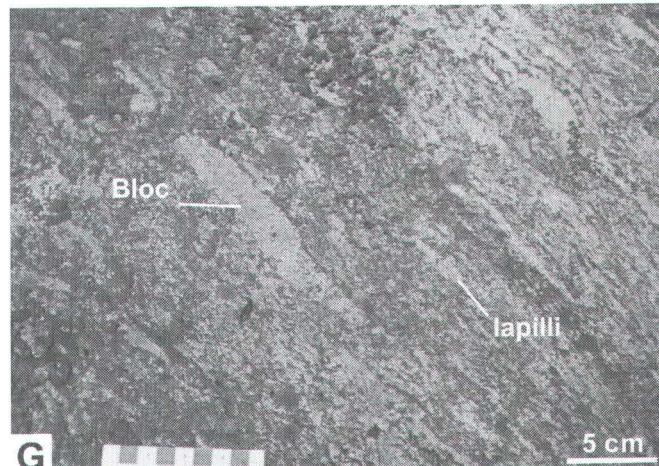
Photographie de C. McFarlane



F Gneiss alumineux à lapilli (f. des granulites)

Gneiss alumineux à sillimanite-grenat-biotite avec des textures de lapilli très bien préservées et situé à quelques dizaines de mètres d'une métarhyolite rubanée (Blein et al., 2003). Ce gneiss alumineux représente l'équivalent métamorphisé au faciès des granulites d'une zone de lessivage hydrothermale.

Complexe de Bondy, Ceinture Métasédimentaire, Province de Grenville, région de Mont Laurier, Québec.
Photographie de M. Downes



Altération siliceuse

A Veine de quartz (f. des granulites)

Veines riches en quartz entourées par le gneiss alumineux (planche XIII, photo F). Ces veines représentent des zones de silicification, associées aux zones riches en or du gisement de Challenger.

*Gisement de Challenger, Gawler Craton, Australie.
Photographie de C. McFarlane*



B Gneiss à quartz-cordiérite (f. des granulites)

Le gneiss présente un réseau de veines interconnectées à quartz, cordiérite, plagioclase et feldspath potassique. Les oxydes de fer sont localement abondants. La minéralogie atypique de ce gneiss et sa proximité avec des roches volcaniques altérées, interprétées comme dérivant de zones de lessivage, suggèrent son origine hydrothermale. Bien plus, les études lithogéochimiques ont démontré qu'il dérivait d'une altération siliceuse.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de
Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*

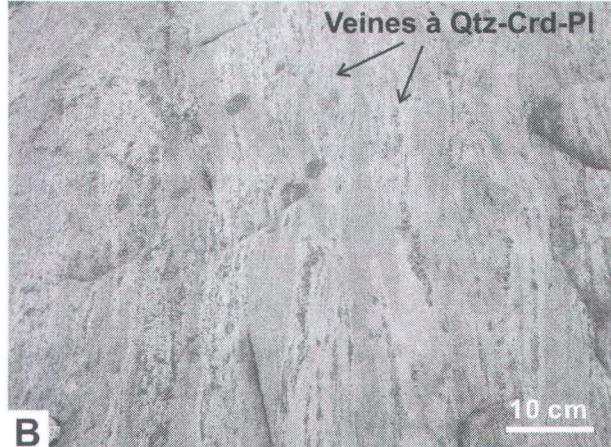


Planche XV

Altération carbonatée

A Unité mafique intercalée avec des niveaux de roches calco-silicatées et de marbres (f. des granulites)

Les niveaux de roches calco-silicatées sont très hétérogènes et renferment des minéralisations cuprifères disséminées. Ces unités sont interprétées comme l'équivalent métamorphisé d'une zone d'altération carbonatée encaissée par des roches mafiques (filon-couche ou laves). Ces unités sont associées au système hydrothermal cuprifère de La Romaine.

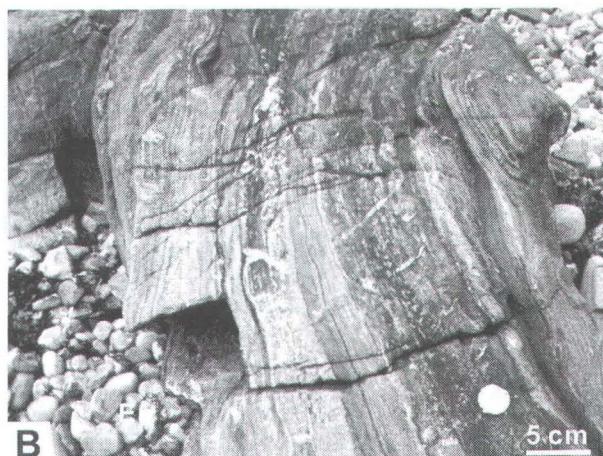
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



B Structure des roches calco-silicatées (f. des granulites)

Détail de certaines roches calco-silicatées illustrées en A. Le rubanement est défini par des niveaux de puissance centimétrique à décimétrique, riches en epidote, plagioclase, grenat, hornblende ou diopside. Ces unités sont peu épaisses et leur distribution recoupe la stratigraphie régionale de l'unité d'amphibolite encaissante mais sont parallèles à son rubanement interne transposé dans le plan de la foliation.

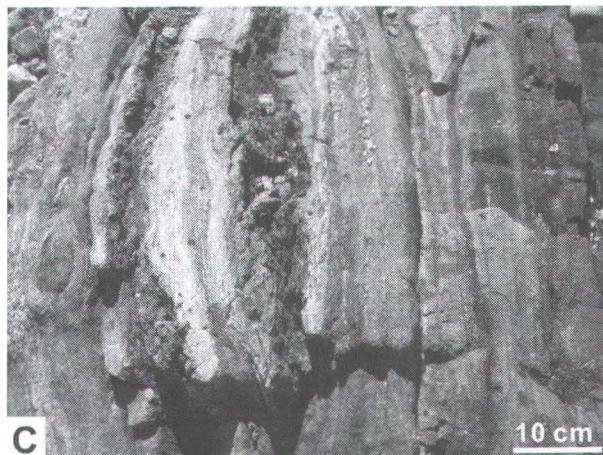
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



C Roches calco-silicatées et marbres avec minéralisations disséminées (f. des granulites)

Les unités calco-silicatées décrites ci-haut renferment localement des sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite) ou plus rarement des veines centimétriques de sulfures massifs.

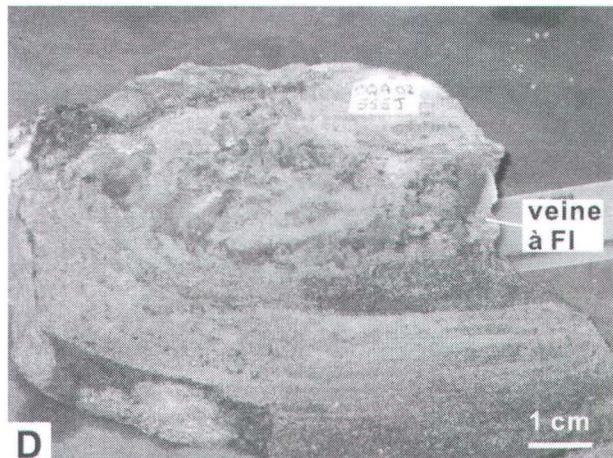
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de L. Corriveau*



D Veine calco-silicatée à fluorine (f. des granulites)

La présence de fluorine dans des veines calco-silicatées recoupant les zones d'altérations décrites en A indique la nature fluorée de certains fluides hydrothermaux.

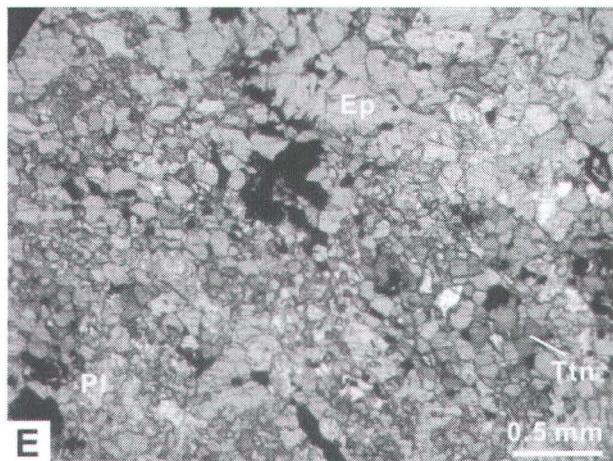
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de A.-L. Bonnet*



E Assemblage minéralogique de roches calco-silicatées (f. des granulites)

Les roches calco-silicatées présentent des assemblages diagnostiques d'une composition très calcique. Ces assemblages sont très divers et formés par de la titanite, de l'épidote, du plagioclase calcique et du grenat calcique (grossulaire). L'assemblage montré sur cette photographie d'une lame mince d'une roche calco-silicatée en lumière naturelle illustre un faciès très riche en titanite et épидote.

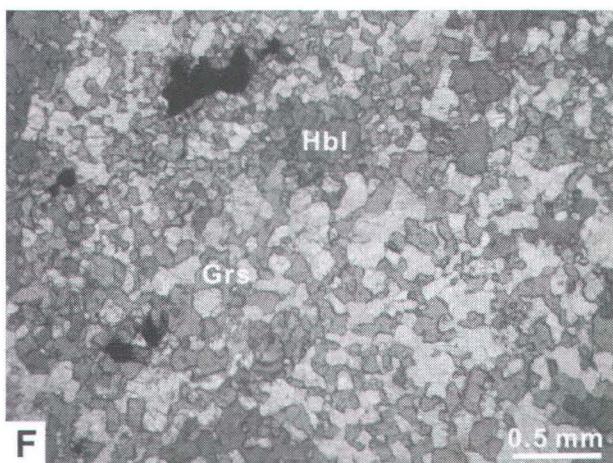
*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de A.-L. Bonnet*



F Assemblage minéralogique de roches calco-silicatées (f. des granulites)

Cette lame mince d'une roche calco-silicatée, photographiée en lumière naturelle, montre un assemblage composé principalement de grossulaire, anorthite et hornblende.

*Ceinture supracrustale de La Romaine, Province de Grenville, La Romaine, Basse Côte-Nord, Québec.
Photographie de A.-L. Bonnet*



L'EXPLORATION DES CEINTURES GNEISSIQUES : STRATÉGIES DE TERRAIN ET OUTILS GÉOCHIMIQUES

5.1 Ciblage des recherches lors des campagnes d'exploration régionale

Dans les terrains de haut-grade métamorphique, les réactions métamorphiques, la recristallisation et la déformation oblitèrent partiellement à complètement les textures primaires et la minéralogie des roches volcaniques et plutoniques fraîches à intensément altérées et des exhalites. Ainsi une roche volcanique ou plutonique felsique, métamorphisée au faciès supérieur des amphibolites ou des granulites, devient un gneiss quartzofeldspathique, qui peut n'avoir aucune texture primaire préservée, ou interprétable avec un degré de confiance raisonnable et être difficile à différencier de ceux ayant d'autres origines (chapitre 1). De même, les altérations argiliques acides, argiliques, séricitiques, chloritiques, carbonatées ou siliceuses associées aux gîtes hydrothermaux deviennent, une fois métamorphisées, des gneiss alumineux, ferromagnésiens, calco-silicatés ou siliceux. Ces gneiss sont souvent cartographiés comme des métapélites, des roches calco-silicatées d'origine sédimentaire, des marbres ou des quartzites (chapitres 3 et 4). Une ceinture volcano-plutonique felsique, fertile en gîtes d'origine hydrothermale, aura ainsi l'apparence d'un complexe de gneiss felsiques renfermant des proportions mineures de gneiss « sédimentaires » alumineux, ferromagnésiens, siliceux ou calciques. De tels complexes gneissiques représentent donc des cibles de premier ordre pour l'exploration régionale de terrains vierges. Dans une vaste majorité des cas, les gneiss alumineux, ferromagnésiens, siliceux ou calciques s'avèreront sédimentaires et interprétables comme tel avec un degré de confiance raisonnable. Dans d'autres cas, l'interprétation ou la ré-interprétation des protolites de ces gneiss pourra conduire à la reconnaissance de systèmes hydrothermaux ou de gisements, comme dans le cas du gisement de Winston Lake en Ontario (Thomas, 1991).

5.2 Stratégies et outils de terrain pour identifier et caractériser des systèmes hydrothermaux métamorphisés

5.2.1 Démarche générale permettant d'identifier les systèmes hydrothermaux

Les altérations hydrothermales et les exhalites représentent des métallotectes importants pour la recherche de systèmes hydrothermaux fossiles. Elles sont caractérisées par des empreintes minéralogiques et des signatures chimiques variées et diagnostiques, qui permettent très souvent de les différencier des roches volcaniques, plutoniques ou sédimentaires encaissantes (chapitre 2). Les variations et l'évolution de leur minéralogie et de leur composition chimique définissent des vecteurs qui peuvent conduire à la découverte de zones minéralisées et sont donc traditionnellement utilisées comme des guides d'exploration (Galley, 1995; Large et al., 2001a).

Dans les terrains de haut-grade métamorphique, les empreintes minéralogiques primaires de ces métallotectes sont complètement oblitérées lors du métamorphisme (chapitre 3). Par exemple, les zonations définies par différents types de minéraux d'alumine, qui représentent des vecteurs de minéralisation pour les systèmes épithermaux, deviendront très difficiles à identifier une fois métamorphisées, car elles résulteront en des variations du mode de silicates d'alumine stable (p. ex., la sillimanite au faciès des granulites). Par contre, la composition chimique des roches altérées et des exhalites métamorphisées est souvent très bien préservée (métamorphisme isochimique, voir chapitre 3). L'étude de leurs signatures chimiques diagnostiques peut donc contribuer à identifier et à tracer les systèmes hydrothermaux dans les terrains de haut-grade métamorphique (Blein et al., 2004; Bonnet et al., 2005). Dans ces terrains, la composition chimique en éléments majeurs d'une roche peut être estimée visuellement à partir des observations de terrain faites sur les assemblages minéralogiques, le mode et la couleur des minéraux. Une telle caractérisation est facilitée par le

grossissement des grains sous des conditions de moyennes à hautes températures, typiques des faciès des amphibolites et des granulites. Dans les terrains de haut-grade, ce sont donc non seulement les variations chimiques qui peuvent servir de vecteurs de minéralisation, mais aussi le type de minéraux métamorphiques, leurs modes et les paragenèses.

L'analyse des empreintes métamorphiques (paragenèse, mode et couleur des minéraux) de l'ensemble des unités felsiques, alumineuses, ferromagnésiennes, mafiques et calco-silicatées composant les complexes de gneiss felsiques est la première étape préconisée lors des travaux d'exploration ou de cartographie régionale (Fig. 5.1). Cette analyse a pour objectif de déterminer si l'aspect de la roche et ses assemblages, modes et couleur des minéraux sont (cas 1) très différents ou (cas 2) similaires à ceux des roches sédimentaires, volcaniques ou plutoniques.

Dans le premier cas, les paragenèses, modes et couleurs des minéraux du gneiss observé sont inhabituelles par rapport à celles typiquement observées dans les roches métamorphiques d'origine sédimentaire, volcanique ou plutonique. La reconnaissance d'unités présentant de telles caractéristiques témoigne d'une composition inhabituelle, qui permet de soupçonner la présence d'une activité hydrothermale pré-métamorphique. Cependant, la composition inhabituelle d'un protolite n'est pas toujours signe d'hydrothermalisme pré-métamorphique. En effet, des roches présentant une forte concentration en minéraux alumineux ou ferromagnésiens très réfractaires peuvent aussi être des résidus de fusion partielle ou restites (section 5.2.3), ou encore des métalatérites (Lemiere et al., 1986). Afin d'émettre des hypothèses de terrain fiables sur l'origine des protolites, il est important de considérer, non seulement les empreintes métamorphiques qui ont trait aux compositions, mais aussi les textures primaires interprétables, localement préservées dans les zones peu déformées (voir chapitre 1), et tous les autres indices de terrain diagnostiques d'une circulation hydrothermale (Fig. 5.1). Les méta-exhalites (caractérisées par du coticule, de la grenatite, des formations de fer, de la tourmalinite, des roches à quartz-gahnite; chapitre 4), les sinters (horizon siliceux) ou les unités ferromagnésiennes (gneiss à cordiérite-anthophyllite ou cordiérite-orthopyroxène, voir chapitre 4) constituent des indices d'une activité hydrothermale et représentent des métallotectes importants pour la

recherche de systèmes hydrothermaux métamorphisés (Schreurs et Westra, 1985; Trägårdh, 1991; Spry et al., 2000; Blein et al., 2004; voir aussi chapitre 4 et références citées). Certaines de ces unités peuvent avoir d'autres origines possibles et n'offrent pas, en elles-même, d'interprétations certaines. Par exemple, un gneiss à cordiérite-anthophyllite peut être une zone d'altération chloritique dérivé d'un précurseur rhyolitique (Smith et al., 1992) ou basaltique à dacitique (Vallance, 1967; Franklin et al., 1981; Dymek and Smith, 1990; Smith et al., 1992; Pan and Fleet, 1995; Bernier et MacLean, 1993; Araujo et al., 1995; Peck et Smith, 2005). Dans certains cas, ces zones sont interprétées comme des sédiments alumineux et ferromagnésiens dérivés, par exemple, de roches ultramafiques (Reinhardt, 1987; Pan et al., 1991).

Dans le second cas où la composition, donc les paragenèses, modes et couleurs des minéraux du gneiss étudié sont analogues à celles de roches sédimentaires, volcaniques ou plutoniques, l'identification des protolites peut être délicate. En effet, une roche plutonique ou volcanique felsique lessivée (composition riche en Al, Si, K, Fe, Mg) peut présenter une composition similaire à celle d'une pélite et ressembler à cette dernière une fois métamorphisée. De même, une roche volcanique fortement silicifiée peut ressembler à un quartzite d'origine sédimentaire. Dans ces cas, les protolites seront difficiles à reconnaître à partir des caractéristiques lithométamorphiques et seule la reconnaissance de textures ou d'indices de terrain diagnostiques d'une circulation hydrothermale peut permettre une interprétation fiable de leur origine, sur le terrain, le tout étant par la suite testé par lithogéochimie (Fig. 5.1).

En résumé, l'observation en détail des empreintes métamorphiques et texturales de l'ensemble des unités felsiques, alumineuses, ferromagnésiennes, calco-silicatées et mafiques permet de bien évaluer ou de réévaluer l'origine des gneiss sur le terrain et donc de reconnaître les systèmes hydrothermaux fossiles, lorsque présents. Des travaux de terrain plus détaillés permettent, par la suite, de tracer en détail les types d'altérations hydrothermales rencontrées et de cibler les unités importantes pour les études lithogéochimiques subséquentes. Ces dernières permettront de confirmer les hypothèses de terrain et d'établir des modèles métallogéniques les plus appropriés.

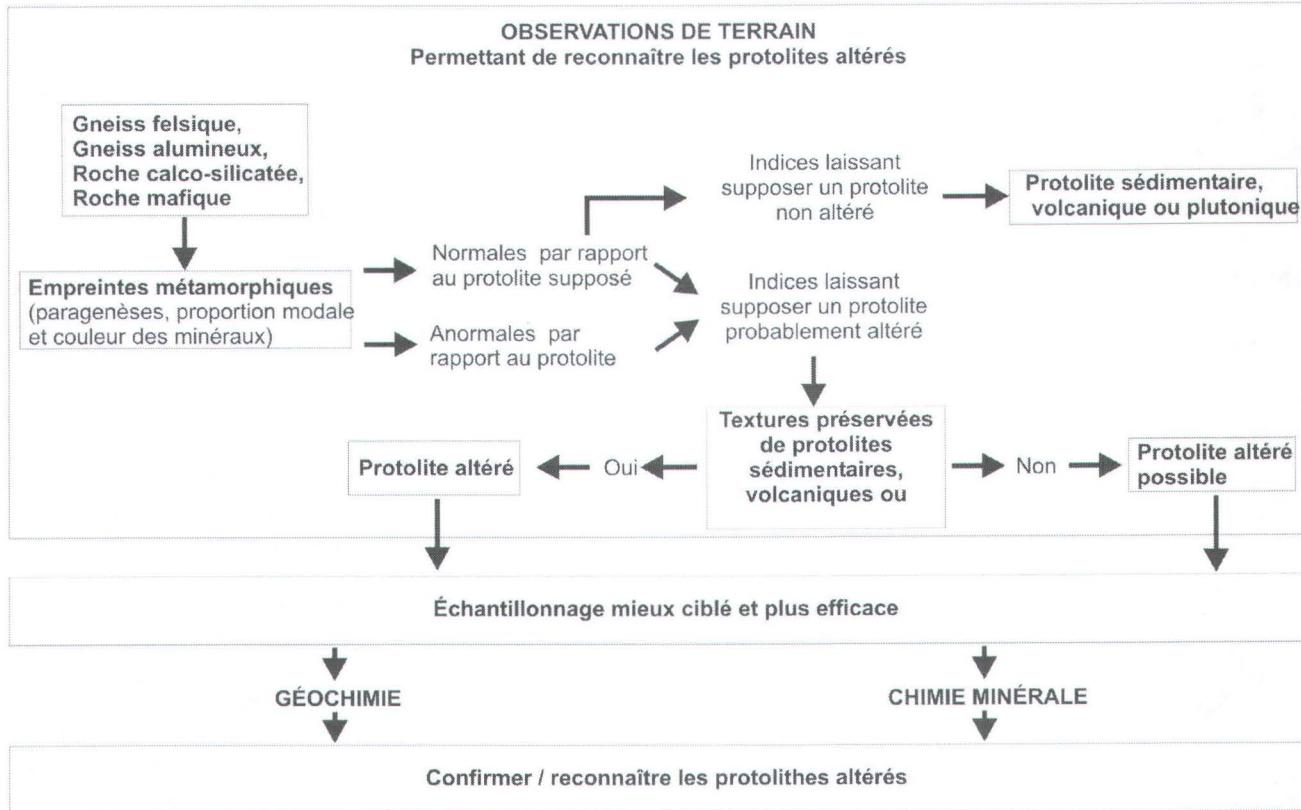


Figure 5.1 : Schéma de la démarche de l'approche cartographique préconisée pour la reconnaissance des altérations hydrothermales métamorphisées et, par extension, de systèmes hydrothermaux possiblement affiliés à des gîtes.

5.2.2 Les outils de terrain permettant de tracer les zonages des systèmes hydrothermaux

Une fois la présence d'un système hydrothermal soupçonnée, voire reconnue, la cartographie de détail des minéraux métamorphiques et des assemblages qu'ils forment permettent de tracer grossièrement les variations en éléments majeurs associés à l'hydrothermalisme, de définir des vecteurs d'altération et d'établir le zonage du système hydrothermal avec un degré de confiance raisonnable. Cette reconnaissance des différents halos d'altération est primordiale car elle permet de reconstituer la géométrie du système hydrothermal et de cibler les unités pouvant potentiellement renfermer les lentilles minéralisées.

Les minéraux métamorphiques

Les études récentes ont montré que les enrichissements pré-métamorphiques en éléments majeurs et traces tels que K, Ca, Al, Mg, Fe, Cu, Zr, B, F et P se suivent sur le terrain et pétrographiquement, en observant un mode anomal, notamment en (1) biotite ou feldspath potassique, (2) clinopyroxène, epidote, plagioclase, (3) sillimanite, cordiérite, grenat, (4) orthopyroxène, phlogopite, (5)

magnétite, hématite, pyrite, pyrrhotite (6) chalcopyrite, (7) zircon, (8) tourmaline ou kornéuprine, (9) topaze, fluorine et (10) apatite (Allard et Carpenter, 1988; Corriveau et al., 1998). Ces minéraux métamorphiques peuvent donc être utilisés comme des outils d'exploration pour tracer les différents types de roches altérées (Spry et Scott, 1986; Allard et Carpenter, 1988; Offler et Whitford, 1992; Hannington et al., 2003). Une liste plus détaillée des minéraux communément reconnus dans les altérations hydrothermales métamorphisées à haut grade est donnée dans le tableau 5.1. La composition des minéraux métamorphiques, reflétée par leur couleur, est aussi un critère important à considérer pour tracer les différents halos d'altération car elle reflète communément la composition pré-métamorphique de la roche hôte (Hannington et al., 2003). Cependant, il faut noter que la composition des minéraux peut aussi dépendre d'autres processus. Par exemple, la forte teneur en magnésium et fluor des biotites peut refléter (1) une composition très magnésienne et fluorée du protolite, (2) un grade élevé de métamorphisme (Guidotti, 1984; Munoz, 1984) ou (3) des réactions avec des sulfures ou des oxydes, si ces derniers sont présents en proportions relativement importantes (Rosenberg et al., 2000; Spry, 2000).

Tableau 5.1 : Minéraux indicateurs utilisés comme guide pour identifier les roches altérées dans les terrains de haut-grade métamorphique.

| Minéraux | Formule | Utilité |
|---------------|---|--|
| Orthopyroxène | (Mg,Fe) SiO ₃ | Tracer les zones d'altération ferromagnésienne; il représente, au faciès des granulites l'équivalent de l'anthophyllite. |
| Magnétite | Fe ₂ ³⁺ Fe ²⁺ O ₄ | Tracer des enrichissements en Fe |
| Biotite | K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ | Tracer l'altération potassique; elle n'est pas normalement une composante majeure des roches mafiques |
| Cordiérite | Al ₃ (Fe, Mg) ₂ (Si ₅ AlO ₁₈) | Tracer les zones d'altération ferromagnésienne |
| Grenat | Al ₂ (Fe, Mg, Mn) ₃ (SiO ₄) | Tracer les zones d'altération alumineuse |
| Phlogopite | KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ | Indique un enrichissement en K et en Mg dans les gneiss alumineux (Moore et Waters, 1990) |
| Sillimanite | Al ₂ SiO ₅ | Si très abondante (excès de Al), elle indique un lessivage ou une remobilisation de l'Al par hydrothermalisme ou encore une latérite métamorphisée |
| Carbonates | Ca(Fe,Mg)(CO ₃) ₂ | Tracer des enrichissements en Ca et CO ₂ |
| Épidote | Ca(Al,Fe) ₃ (OH)(SiO ₄) ₃ | Tracer des enrichissements en Ca |
| Diopside | CaMg(SiO ₃) ₂ | Tracer des enrichissements en Ca |
| Plagioclase | Na-Ca(Si ₃ AlO ₈) | Tracer des enrichissements en Ca ou Na |
| Tourmaline | NaSi ₆ O ₁₀ (BO ₃) ₃ (OH,F) ₄ | Tracer des enrichissements en B |
| Sulfures | | Tracer des enrichissements en S |
| Barytine | Ba SO ₄ | Tracer des enrichissements en Ba |
| Fluorine | CaF ₂ | Tracer des enrichissements en F |
| Titanite | CaTiSiO ₄ | Tracer des enrichissements en Ca et Ti |
| Apatite | Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH) | Tracer des enrichissements en P et F |
| Monazite | (PO ₄)(Ce, La, Di) | Tracer des enrichissements en P et terres rares |
| Zircon | ZrSiO ₄ | Tracer des enrichissements en Zr |

Les vecteurs d'altération

Les vecteurs d'altération sont des outils géochimiques qui permettent de modéliser la mobilité des éléments majeurs (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Si) liée aux processus d'altération hydrothermale et de déterminer le type et l'intensité de l'altération (c'est-à-dire le degré de déviation en terme de composition par rapport au précurseur). Ces outils sont applicables pour les roches altérées, peu à intensément métamorphisées, dont le précurseur est connu (Hodges et Manojlovic, 1993). Les vecteurs d'altération sont généralement représentés graphiquement dans des diagrammes chimiques. Ils peuvent aussi l'être dans des

diagrammes de phases métamorphiques (voir chapitre 5 dans Spear, 1993) afin de permettre à l'utilisateur de visualiser à la fois la composition et les assemblages minéralogiques des roches altérées et de leurs précurseurs. Il a été montré précédemment que, dans les terrains de haut-grade métamorphique, les assemblages minéralogiques, le mode et la composition des minéraux métamorphiques et, par conséquent, la composition générale des roches peu à intensément altérées et métamorphisées sont relativement faciles à déterminer sur le terrain. Dans ce cas, les vecteurs d'altération peuvent être visualisés directement à partir des données de terrain. Ils vont alors permettre aux géologues (1) de déterminer

les changements chimiques associés aux processus d'altération hydrothermale en comparant les empreintes métamorphiques, donc la composition des roches altérées et de leurs précurseurs, métamorphisés; (2) de faire le lien entre les assemblages métamorphiques observés et les assemblages de minéraux hydrothermaux initiaux; et puis (3) d'établir des modèles métallogéniques (p. ex., Roberts

et al., 2003). Ces modèles de terrain pourront ensuite être affinés à partir d'études lithogéochimiques.

Les principaux vecteurs d'altération pour les différents types de gîtes (SMV, épithermal, porphyrique) sont représentés dans la figure 5.2.

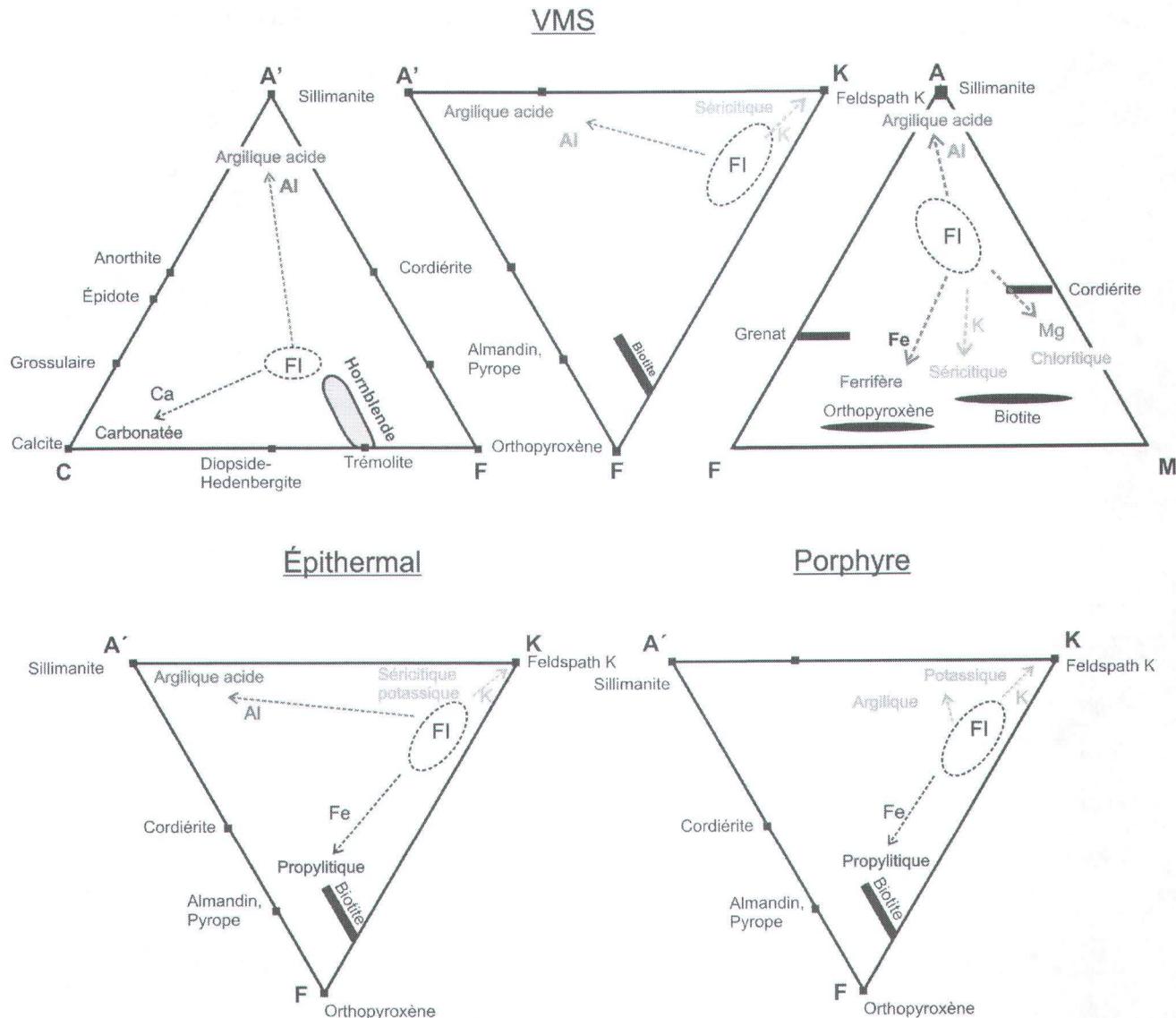


Figure 5.2 : Diagrammes schématisant les types de gisements SMV, Épithermal et Porphyre. Les diagrammes montrent les minéraux métamorphiques stables aux faciès supérieurs des amphibolites et à celui des granulites, ainsi que l'orientation des vecteurs d'altération caractérisés par un enrichissement en Al, K, Fe, Ca, Mg, etc. Fl = précurseurs de composition felsique.

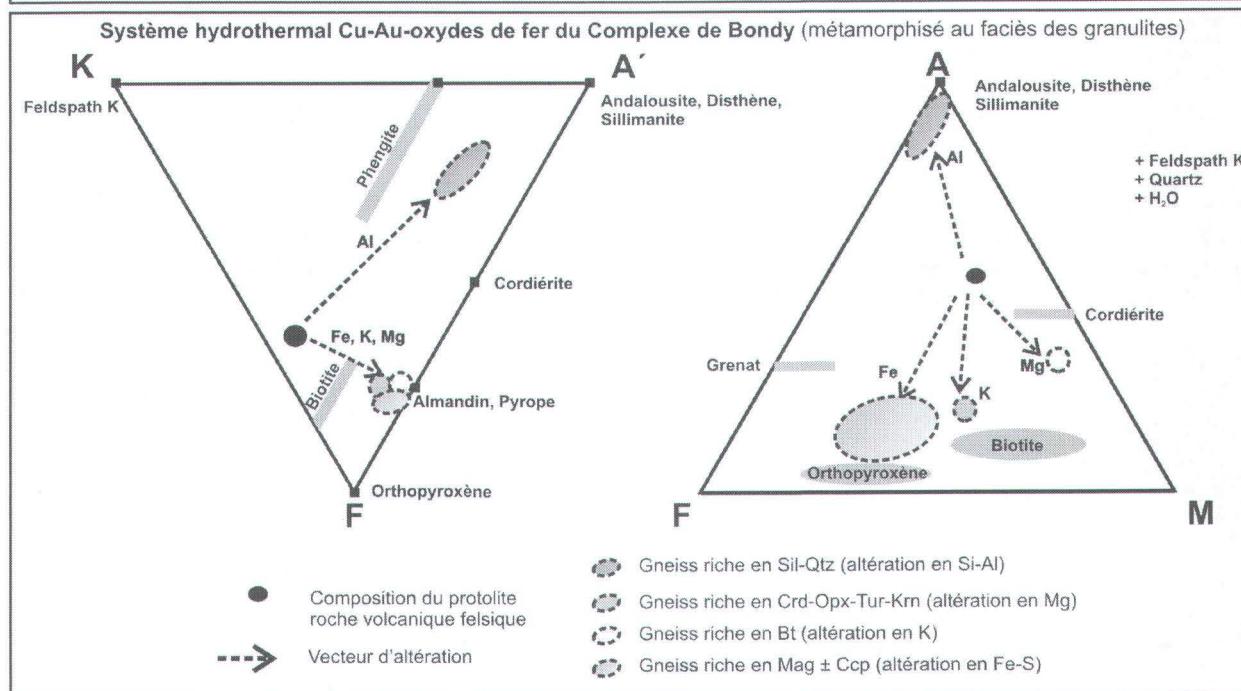
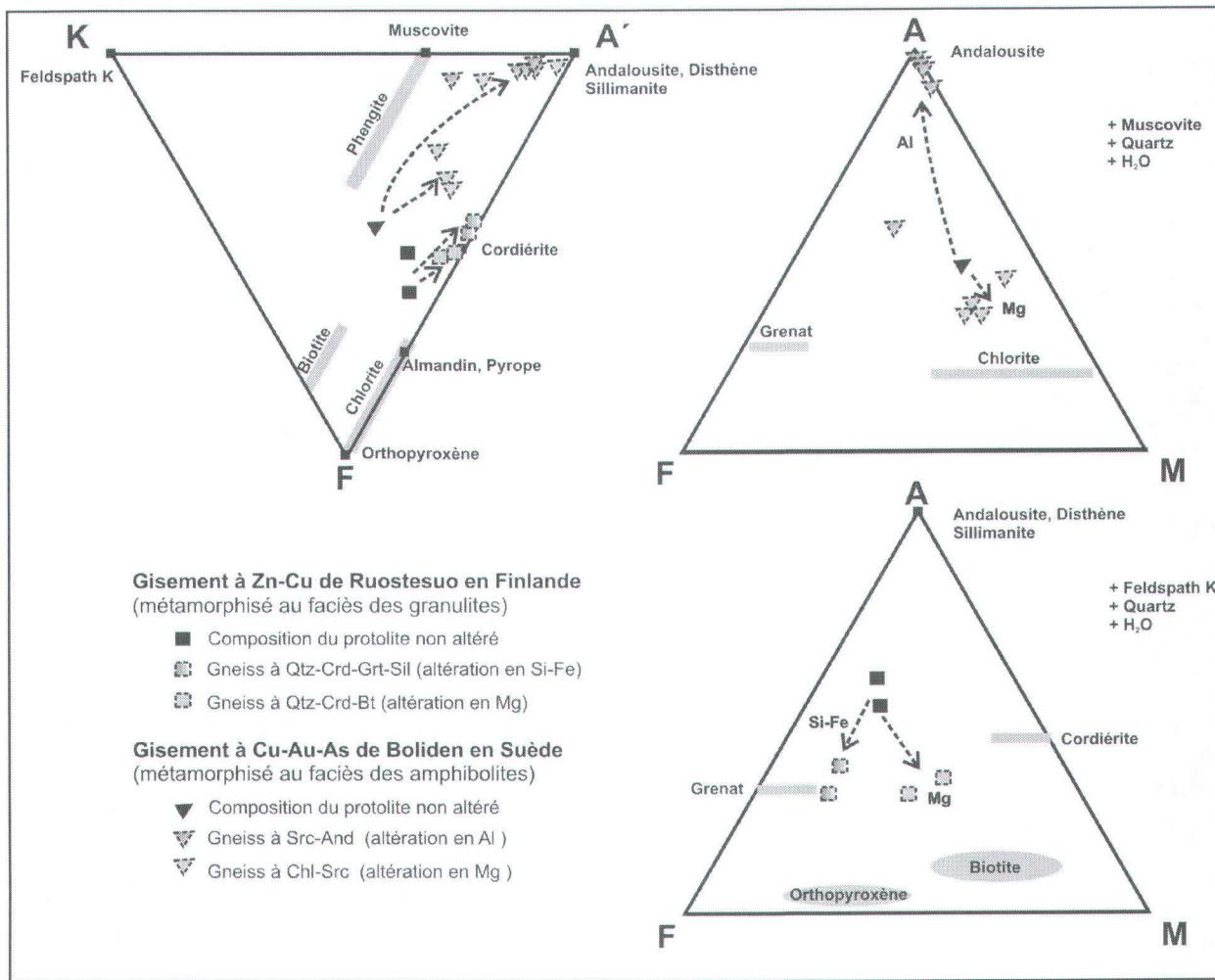
Dans le diagramme AFM, les vecteurs dirigés vers les pôles A, F et M modélisent l'enrichissement respectivement en Al, Fe et Mg et caractérisent les altérations argiliques acides ou siliceuses, propylitiques ou argiliques et chloritiques. Le vecteur dirigé à l'opposé du pôle A caractérise les altérations séricitiques ou potassiques puisque le pôle A prend en compte l'aluminium et le potassium ($A = Al_2O_3 - K_2O$; Spear, 1993). Dans ce type de diagramme, les altérations argiliques acides ou siliceuses sont localisées proches du pôle A donc proches du champ des silicates d'alumine (kaolinite, pyrophyllite, disthène, sillimanite, dépendamment du grade métamorphique); elles sont donc caractérisées par des modes importants en ces minéraux. Les altérations chloritiques sont localisées proches du pôle M donc proches des champs des minéraux magnésiens (chlorite, cordiérite, anthophyllite, phlogopite, orthopyroxène, dépendamment du grade métamorphique) et elles sont, de ce fait, riches en ces minéraux. De la même manière, les altérations séricitiques ou potassiques seront riches en séricite ou, à des grades métamorphiques plus élevés, en biotite ou feldspath potassique. Enfin, les altérations argiliques ou ferrifères seront riches en magnétite, hématite, sulfures de fer et dans certains cas en grenat. Les diagrammes A'CF et A'KF sont particulièrement utiles pour représenter respectivement les altérations carbonatées (Ca) ou propylitiques (Ca-Fe) localisées proches des pôles C et F ainsi que les altérations séricitiques ou potassiques (K-Al) localisées proches du pôle K. Ces altérations seront donc caractérisées par des modes importants en minéraux calciques (calcite, epidote, grossulaire, anorthite, diopside, dépendamment des conditions de pression et température), ferrifères (magnétite, hématite, grenat, sulfures de fer, dépendamment des conditions de pression et température) et potassiques (séricite, biotite, feldspath potassique, dépendamment des conditions de pression et température).

Les vecteurs d'altération ont été appliqués pour visualiser les changements chimiques enregistrés par les altérations associées au gisement à Cu-Au-As de Boliden en Suède, métamorphisé au faciès des amphibolites, ainsi que par celles associées au gisement à Zn-Cu de Ruostesuo, métamorphisé au faciès des granulites. Les schistes à

séricite-andalousite et à chlorite-séricite du gisement de Boliden caractérisent des altérations respectivement alumineuses (Al) et chloritiques (Mg-Al) dont les précurseurs sont interprétés comme des roches volcaniques felsiques (Hallberg, 2001). Dans un diagramme AFM, ces roches altérées s'alignent donc le long de deux vecteurs dirigés vers le pôle A pour les altérations alumineuses et le pôle M pour les altérations chloritiques (Fig. 5.3). Dans le diagramme A'KF, ces deux types d'altération ne se différencient pas et s'alignent vers le pôle A indiquant un enrichissement en Al. Dans le cas du gisement de Ruostesuo, les gneiss à quartz-cordiérite-biotite et à quartz-cordiérite-grenat-sillimanite caractérisent respectivement des altérations magnésiennes (enrichies en Mg-Al) et ferrifères (enrichies en Fe-Al) d'un précurseur volcanique de composition felsique (Roberts et al., 2003). Ces gneiss s'alignent, dans les diagrammes AFM, le long de vecteurs dirigés vers les pôles F et M et dans le diagramme A'KF le long d'un vecteur dirigé vers le pôle A'.

Cette approche a aussi été appliquée aux systèmes hydrothermaux du Complexe de Bondy et de la Ceinture supracrustale de La Romaine dans la Province de Grenville (Figs. 5.3 et 5.4). Le système hydrothermal de Bondy renferme des gneiss à quartz-sillimanite, à cordiérite-orthopyroxène-tourmaline-kornérupine, à biotite et à magnétite-chalcopyrite dérivant d'un précurseur interprété comme une roche volcanique felsique (Corriveau et al., 1997, 1998; Blein et al., 2003, 2004). Les gneiss présentant un mode élevé en quartz et sillimanite sont interprétés comme des gneiss hyperalumineux dérivant d'une altération argilique acide (Al). Les gneiss riches en magnétite et chalcopyrite ont une composition très ferrifère et définissent des altérations d'oxydes de fer avec minéralisation cuprifère. Les gneiss potassiques à biotite représentent, quant à eux, des altérations séricitiques (K). Enfin, les gneiss riches en minéraux magnésiens (cordiérite, orthopyroxène), dérivent d'une altération chloritique (Mg). Les différentes roches altérées s'alignent dans les diagrammes AFM le long de quatre vecteurs principaux qui modélisent les enrichissements respectivement en Al, Fe, K et Mg associés aux processus hydrothermaux.

Figure 5.3 : Représentation dans un diagramme AFM (avec $A = Al_2O_3-K_2O$, $F = FeO$, $M = MgO$) et A'KF (avec $A' = Al_2O_3+Fe_2O_3-(K_2O+Na_2O+CaO)$, $K = K_2O$ et $F = FeO+MnO+MgO$) de la composition de gneiss dérivant d'un protolite altéré par hydrothermalisme et de leurs précurseurs non altérés, associés aux gisements de type SMV de Boliden et Ruostesuo (données de Hallberg, 2001 et de Roberts et al., 2003) ainsi qu'au système hydrothermal du Complexe de Bondy (données de Blein et al., 2004). Les différents types de vecteurs d'altération mettent en évidence les changements chimiques enregistrés par les roches lors des processus d'altération reconnus dans des contextes volcanogènes.



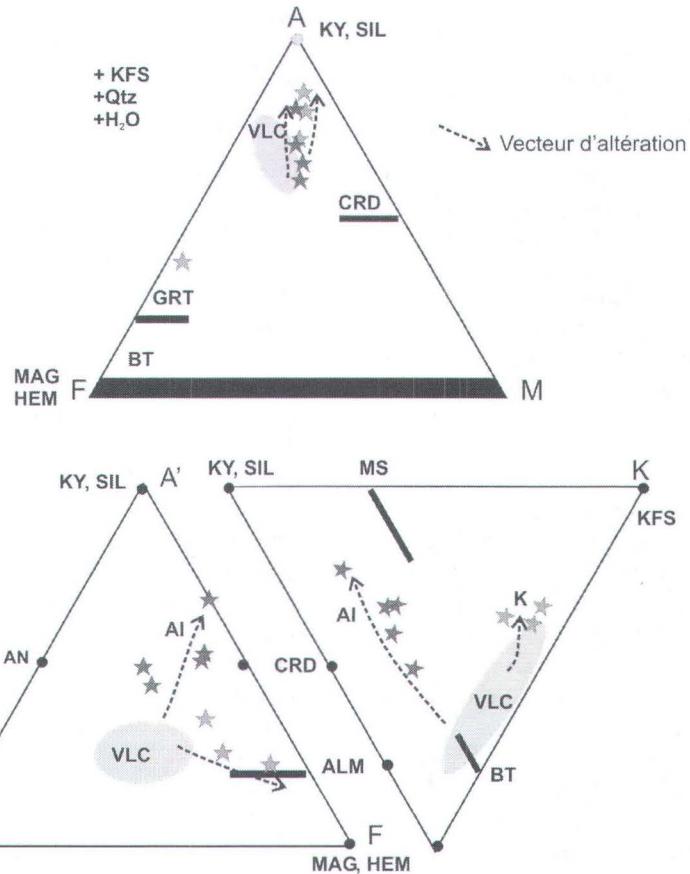


Figure 5.4 : Diagrammes A'CF (avec $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$, $C = CaO$, $F = FeO + MnO + MgO$), A'KF (avec $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, $K = K_2O$, $F = FeO + MnO + MgO$) et AFM (avec $A = Al_2O_3 - K_2O$, $F = FeO$, $M = MgO$) montrant la composition et la minéralogie des gneiss alumineux (étoile rouge) et des gneiss à nodules et veines alumineuses (étoile verte) dérivant de protolites volcaniques altérés par hydrothermalisme, associés au système hydrothermal de La Romaine. Les vecteurs d'altération tracés (flèches) mettent en évidence les changements chimiques associés aux processus d'altération hydrothermale. Abréviations d'après Kretz (1983).

Le système hydrothermal de La Romaine comprend des tufs volcaniques à nodules ou veines alumineux et des gneiss alumineux dérivant d'un protolite volcanique felsique (Bonnet et al., 2005). Les nodules ou veines alumineux sont composés principalement de quartz, muscovite, sillimanite et oxydes de fer et ont donc une composition riche en K, Al et Fe. Leur composition se différencie de celle des roches volcaniques encaissantes, peu altérées (Fig. 5.4). Ces unités caractérisent des altérations sérichtiques. De ce fait, elles s'alignent vers les pôles A, F et K dans les diagrammes AFM, A'CF et A'KF respectivement. Les roches volcaniques alumineuses sont caractérisées par un mode important en sillimanite indiquant une composition très riche en Al par rapport à celle de leur précurseur. De telles roches caractérisent les altérations argilques et s'alignent vers les pôles A dans les diagrammes AFM, A'CF et A'KF (Fig 5.4).

Il faut noter que les vecteurs d'altération et la détermination des changements chimiques, dus aux processus d'altération hydrothermale, peuvent être déterminés seulement si les précurseurs des roches altérées sont connus. Ces derniers peuvent être déterminés sur le terrain à partir de l'observation des textures primaires préservées. Les signatures en éléments traces, considérés comme peu mobiles lors des processus d'hydrothermalisme (ÉTR, HFSE), peuvent aussi contribuer à déterminer les protolites dans les cas où les textures primaires ne sont plus interprétables. Cependant, bien qu'ils soient souvent restés immobiles, les ÉTR et HFSE peuvent être mobiles sous certaines conditions (Finlow-Bates et Stumpf, 1981; Rubin et al., 1993). Donc, lorsque les signatures en éléments traces sont utilisées pour déterminer les précurseurs des roches altérées, il est important de tester l'immobilité de ces

éléments (p. ex., à partir des tests proposés par MacLean et Kranidiotis, 1987).

5.2.3 Problèmes d'identification des protolites relatifs aux processus de fusion partielle

Les processus de fusion partielle génèrent des unités très hétérogènes, les migmatites. L'hétérogénéité de ces unités est liée d'une part à l'hétérogénéité de leur protolite (p. ex., litage sédimentaire) et d'autre part aux processus de migmatisation. En effet, ces processus induisent la formation d'une phase liquide de composition granitique (le leucosome) et de matériel résiduel composé de minéraux très réfractaires tels que, pour les métapélites ou les altérations alumineuses, la biotite, la sillimanite, la cordiérite ou le grenat (les restites).

Aucune trace visible de fusion partielle (restites, leucosomes) n'est observée sur le terrain en dessous du seuil de percolation des liquides, fixé entre 5 et 8% de fusion pour le produit de fusion felsique. À partir du ce seuil, les gouttelettes de liquide, générées aux joints des grains, fusionnent et forment un réseau interconnecté (Vigneresse et al., 1996; Sawyer, 1999). La ségrégation et la remobilisation du liquide anatectique vont s'opérer lorsque le seuil de percolation est atteint. Le degré de ségrégation et remobilisation du liquide anatectique dépend des contraintes affectant la roche, de la présence de sites en extension pour recevoir le liquide et du pourcentage de fusion partielle. En l'absence de contraintes, les produits de la fusion partielle demeurent *in situ*, c'est-à-dire qu'il n'y a pas ou qu'il y a peu de transport de matériel. La fusion se manifeste tout d'abord par des poches amiboïdes à grains grossiers (le néosome) épargnés aléatoirement. Ces néosomes sont composés par les produits de la fusion (leucosome) et les phases résiduelles (mélanosome) associées. Puis, lorsque le degré de fusion partielle est plus important, ces poches de néosomes deviennent plus volumineuses et se connectent. En présence de contraintes, les phases solides et liquides se séparent et la remobilisation des liquides anatectiques devient importante. Lorsqu'ils migrent, les liquides anatectiques se dirigent vers les zones de basses pressions (boudins, zones de charnières de plis, structures parallèles au plan axial de plis). Ils peuvent aussi être injectés le long de zones de faiblesse comme des horizons de compétences différentes, des zones de cisaillement ou une foliation. Les restites résultant de ces processus de fusion partielle en présence de contrainte, peuvent être très volumineuses et préservent localement des textures pré-migmatisation. Les leucosomes formés seront, quant à eux, communément orientés dans les plans d'anisotropie des roches. Le transport de matériel peut s'opérer sur de grande distance si le degré de fusion est suffisamment élevé.

Certaines altérations hydrothermales métamorphisées peuvent présenter un mode très élevé en phases ferromagnésiennes et alumineuses qui s'apparente à celui des restites laissées sur place après une fusion partielle importante. Afin d'identifier de manière fiable les protolites des roches riches en phases réfractaires, il est important d'établir empiriquement l'étendue de la ségrégation et de la remobilisation des liquides anatectiques ainsi que les types de sites de leur cristallisation. À cette fin, il est important (1) de comparer les assemblages minéralogiques des gneiss hôtes et de leurs leucosomes pour savoir s'ils peuvent être interprétés en terme de réactions métamorphiques générant des liquides (Sawyer, 1999) puis (2) de documenter les structures et les textures des leucosomes pour estimer l'état de contrainte et le degré de remobilisation lors de leur formation et mise en place (Sawyer, 2001). Si les assemblages minéralogiques des roches et les textures et structures des leucosomes sont diagnostiques d'une fusion partielle *in situ* et de faible intensité, les unités riches en phases ferromagnésiennes ou alumineuses sur toute leur superficie ne pourront pas être générées par des processus de fusion partielle. Elles dériveront alors potentiellement de zones d'altération hydrothermale. Au contraire, si les assemblages minéralogiques et l'aspect des leucosomes sont diagnostiques d'un degré de fusion important et d'une forte remobilisation des liquides anatectiques, l'origine des gneiss riches en phases ferromagnésiennes ou alumineuses pourra être difficile à déterminer sur le terrain, à moins que les assemblages lithologiques soient des plus caractéristiques (Fig. 5.5).

Les unités mafiques observées dans la Ceinture supracrustale de La Romaine sont hétérogènes et composées d'amphibolites associées à des niveaux de grenatite, hornblendite et gneiss à biotite. Les amphibolites sont caractérisées par des leucosomes amiboïdes à orthopyroxène dispersés (Fig. 5.6).

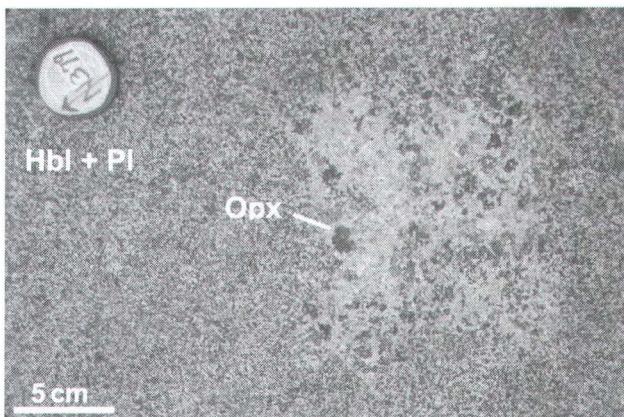


Figure 5.6 : Leucosome de forme amiboïde à orthopyroxène (Opx) indiquant une fusion *in-situ*.

| GNEISS ALUMINEUX | DEGRÉ DE FUSION TEXTURES OBSERVÉES | EMPREINTES MÉTAMORPHIQUES | PROTOLITE |
|---|---------------------------------------|---|----------------------------------|
| | | - Typique des sédiments - Mode élevé en Fmg, et/ou Als | ROCHE SÉDIMENTAIRE ALTÉRATION |
| PEU INTENSE (5 - 8%): - impossible à identifier sur le terrain - pas de restites | | - Typique des sédiments - Mode élevé en Fmg, et/ou Als | ROCHE SÉDIMENTAIRE ALTÉRATION |
| INTENSE (+ 8%) ET FUSION IN-SITU : - migration des liquides anatectites sur de faibles distances | | - Typique des sédiments - Mode élevé en Fmg, et/ou Als | ROCHE SÉDIMENTAIRE ALTÉRATION |
| INTENSE (+ 8%) ET MIGRATION RAPIDE DU LIQUIDE ANATECTIQUE : - texture pré-migmatisation | | - Mode élevé en Fmg, et/ou Als | RESTITE |
| INTENSE (+ 8%) ET MIGRATION LENTE DU LIQUIDE ANATECTIQUE : - pas de textures diagnostiques | | - Mode élevé en Fmg, et/ou Als | RESTITE OU ALTÉRATION |

Figure 5.5 : Approche empirique permettant de différencier l'origine sédimentaire ou altérée par hydrothermalisme des gneiss alumineux métamorphisés au faciès des granulites. Abréviations : Als, silicates d'alumine; Fmg, minéraux ferromagnésiens.

Leur paragenèse est compatible avec la composition de leur hôte indiquant que ces leucosomes ont été générés sur place et n'ont pas migré significativement hors de leur site de formation. De plus, la forme amiboïde des leucosomes, leur extension décimétrique, leur dispersion ainsi que l'absence d'interconnexion sont aussi des indices d'un faible degré de fusion et d'une migration peu importante des liquides anatectiques (sur des distances d'ordre décimétrique pour les leucosomes). Donc, dans ce cas d'étude, les unités riches en minéraux ferromagnésiens et alumineux (hornblendite, grenatite, gneiss à biotite) ne peuvent pas être générées uniquement par des processus de fusion. L'enrichissement en éléments réfractaires peut alors être interprété comme lié à des processus d'altération hydrothermale.

5.2.4 Cas d'étude : déterminer l'origine des gneiss alumineux, ferromagnésiens, felsiques et des roches mafiques et carbonatées

L'origine des gneiss alumineux, ferromagnésiens, felsiques et des roches mafiques et carbonatées, observés dans les complexes gneissiques est variée. Les gneiss alumineux peuvent dériver, par exemple, de pélites ou de latérites (sédiments) ou de roches altérées (altération séricitiques, argilique, argilique acide). Les gneiss ferromagnésiens peuvent aussi dériver de pélites ou de

roches altérées (altérations chloritiques). Les gneiss felsiques et les roches mafiques et carbonatées peuvent, pour leur part, dériver de roches volcaniques et plutoniques de composition felsique à mafique, de sédiments (carbonates, sédiments silico-clastiques) ou encore de roches altérées par hydrothermalisme (altération carbonatée, propylitique, potassique). La démarche permettant de diagnostiquer l'origine des gneiss alumineux, ferromagnésiens, felsiques et des roches mafiques et carbonatées est schématisée dans les figures 5.7 et 5.8. Seule celle concernant les roches alumineuses sera illustrée en détail dans cette section.

Dans les terrains de haut-grade métamorphique, les gneiss alumineux présentent des assemblages variés, dominés par la sillimanite, la cordiérite, le grenat, la biotite ou la phlogopite et l'orthopyroxène. Ces minéraux et leurs associations paragénétiques reflètent d'une part la composition pré-métamorphique du protolite et d'autre part les conditions de pression et de température auxquelles il a été assujetti.

Les unités alumineuses peuvent être homogènes ou hétérogènes (riches en veines, nodules...). Dans le cas où ces unités seraient homogènes, l'observation d'un mode anormalement élevé en silicates d'alumine ou en minéraux ferromagnésiens contenant de l'aluminium,

| GNEISS ALUMINEUX À HYPERALUMINEUX | APPARENCE | TEXTURES/STRUCTURES | EMPREINTES MÉTAMORPHIQUES | PROTOLITE |
|-----------------------------------|-----------|--|---|--|
| Homogène | | <ul style="list-style-type: none"> - Textures / structures sédimentaires - Textures / structures non sédimentaires (lapillis, brèches) - Pas de textures / structures primaires | <ul style="list-style-type: none"> - Typique des sédiments - Mode anormal, en Als et/ou Fmg - Couleur variable des Fmg - Typique des sédiments | <ul style="list-style-type: none"> Roche sédimentaire Altération hydrothermale Indéterminé : roche sédimentaire ou altération Altération hydrothermale |
| Hétérogène | | <ul style="list-style-type: none"> - Lentilles ou niveaux hétérogènes (paragenèses variées) - Fusion partielle in-situ - Fusion partielle avec évidence de remobilisation des liquides anatectiques | <ul style="list-style-type: none"> - Typique des sédiments - Mode anormal, en Als et/ou Fmg - Couleur variable des Fmg - Mode anormal en Als, et/ou Fmg - Mode anormal en Als, et/ou Fmg | <ul style="list-style-type: none"> Altération hydrothermale Restite |

Figure 5.7 : Approche préconisée pour interpréter sur le terrain l'origine de gneiss alumineux à hyperalumineux métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou à celui des granulites. Abréviations : Als, silicates d'alumine, Fmg, minéraux ferromagnésiens.

ainsi que la présence potentielle de textures primaires typiques de roches volcaniques ou plutoniques, permettent de diagnostiquer l'origine hydrothermale du protolite. L'origine hydrothermale de ces gneiss peut aussi être confirmée par (1) la présence et le mode inhabituel de minéraux atypiques (topaze, corindon, zircon, sulfures) et (2) la proximité des gneiss avec des zones minéralisées.

Considérons maintenant le cas où les unités alumineuses seraient hétérogènes. Leurs hétérogénéités peuvent être le résultat de la fusion partielle, de la déformation ou peuvent être aussi liées au métamorphisme d'un protolite lui-même hétérogène. Si la déformation est peu importante et qu'aucun indice de fusion partielle importante n'est observé sur le terrain, l'hétérogénéité de l'unité peut être interprétée comme associée à des processus pré-métamorphiques d'origine sédimentaire ou hydrothermale. Dans ce cas, les empreintes métamorphiques et les textures des gneiss doivent être observées en détail afin d'interpréter l'origine de l'hétérogénéité. L'alternance de niveaux de composition variée, caractérisés par des assemblages atypiques peut être, par exemple, un bon indice d'activité hydrothermale pré-métamorphique. Si des indices de fusion partielle sont observés sur le terrain alors il est important, afin d'évaluer l'origine des gneiss, de déterminer l'envergure de la ségrégation et de la remobilisation des liquides

anatectiques à partir des assemblages minéralogiques, des textures et de la morphologie des leucosomes (voir discussion de la section précédente). La déformation peut aussi contribuer à la formation d'unités très hétérogènes, en particulier si elle est importante et compartimentée dans des unités rhéologiquement peu compétentes, qui vont enregistrer particulièrement bien cette déformation (du marbre ductile par exemple).

La Ceinture supracrustale de La Romaine renferme une unité alumineuse comprenant du gneiss alumineux ressemblant à des métapélites ainsi que du gneiss alumineux présentant un mode élevé en sillimanite, grenat, cordiérite et renfermant aussi localement des textures volcaniques très bien préservées. Les caractéristiques de ce dernier indiquent l'origine altérée de son protolite (Fig. 5.9). Son origine est aussi confirmée par la présence d'une seule population de zircons, d'âge très serré et de forme prismatique typique des zircons ignés (Bonnet et al., données non publiées). En l'absence d'empreintes métamorphiques inhabituelles et de textures primaires typiques d'un protolite autre que sédimentaire, l'origine du gneiss alumineux s'apparentant à des métapélites ne peut pas être déterminée sur le terrain. La composition de l'ensemble des gneiss alumineux d'origine hydrothermale et incertaine de cette région est représentée dans des

| | APPARENCE | TEXTURES/STRUCTURES | EMPREINTES MÉTAMORPHIQUES | PROTOLITE |
|------------------------------------|------------|--|--|--|
| GNEISS FELSIQUES | Homogène | <ul style="list-style-type: none"> - Textures primaires sédimentaires ou volcaniques ou plutoniques - Nodules, veines | <ul style="list-style-type: none"> - Typique d'un sédiment ou d'une roche volcanique ou d'un granitoïde - Mode anormal en Als, et/ou en Fmg | <ul style="list-style-type: none"> Roche sédimentaire Roche volcanique Granitoïde |
| | Hétérogène | <ul style="list-style-type: none"> - Lentilles ou niveaux hétérogènes (paragenèses variées) | <ul style="list-style-type: none"> - Typique d'un sédiment ou d'une roche volcanique ou d'un granitoïde - Mode anormal en Als, et/ou Qtz, et/ou Fmg - Couleur variable des Fmg | <ul style="list-style-type: none"> Altération Indéterminé |
| ROCHES MAFIQUES / CALCO-SILICATÉES | Homogène | <ul style="list-style-type: none"> - Pas de textures primaires - Textures / structures sédimentaires, volcaniques, ignées - Textures / structures diagnostiques d'une altération hydrothermale (brèche, stockwerk...) | <ul style="list-style-type: none"> - Typique d'un sédiment ou d'une roche volcanique ou, d'une intrusion mafique - Mode anormal en Fmg et/ou Qtz, Grt, mx exotiques - Couleur variable des fmg | <ul style="list-style-type: none"> Roche sédimentaire Roche volcanique Intrusion mafique |
| | Hétérogène | <ul style="list-style-type: none"> - Lentilles ou niveaux hétérogènes (paragenèses variées) | <ul style="list-style-type: none"> - Typique d'un sédiment ou d'une roche volcanique ou d'une intrusion mafique - Typique d'un sédiment ou d'une roche volcanique ou d'une intrusion mafique - Mode anormal en Fmg et/ou Qtz, Grt, mx exotiques - Couleur variable des fmg | <ul style="list-style-type: none"> Indéterminé Roche sédimentaire Roche volcanique Intrusion mafique |

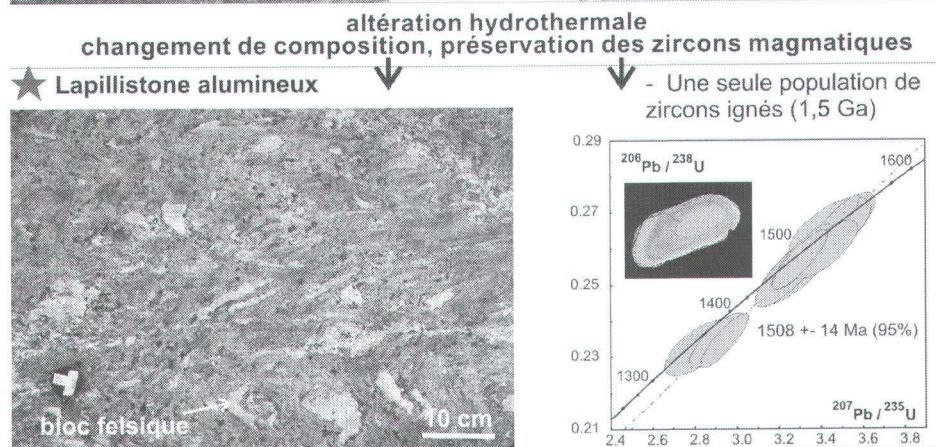
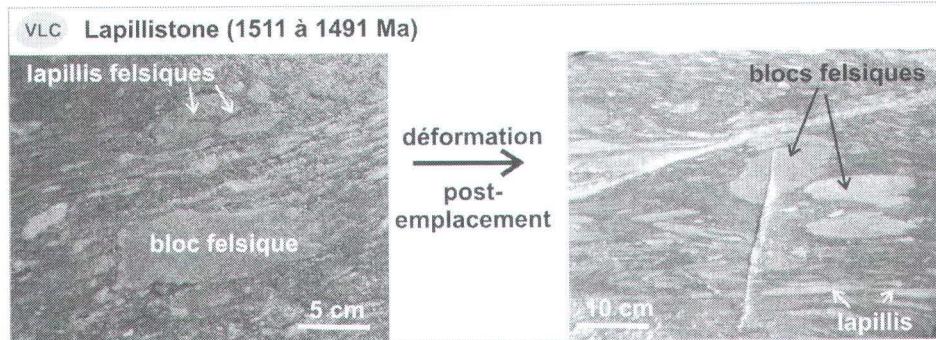
Figure 5.8 : Approche préconisée pour interpréter l'origine des gneiss felsiques et des roches mafiques et calco-silicatées métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou à celui des granulites. Abréviations : Als, silicates d'alumine; Fmg, minéraux ferromagnésiens; Grt, grenat; mx, minéraux; R., roche; Qtz, quartz.

diagrammes de phase (Fig. 5.9). Dans ces diagrammes, certains gneiss alumineux présentent une composition beaucoup plus alumineuse et siliceuse mais moins riche en fer que la composition normale d'une pélite. De part leur composition anormale par rapport à celle d'une pélite (Gromet et al., 1984; Spear, 1993), ces gneiss sont interprétés comme dérivant de protolites altérés par hydrothermalisme. D'autres gneiss alumineux présentent une teneur en Al, Fe, Mg similaire à celle des pélites (voir le diagramme AFM). Cependant, dans le diagramme ACF, la composition d'un de ces gneiss montre un fort enrichissement en Ca, suggérant encore une fois que le protolite serait altéré par hydrothermalisme. Un de ces

gneiss alumineux a une composition typique d'une métapélite et présente des zircons d'origine détritique formant une population d'âge dispersé. Ces données suggèrent alors son origine sédimentaire.

5.3 Utilisation des outils géochimiques

Les outils géochimiques permettent de quantifier la mobilité des éléments majeurs et en traces, c'est-à-dire le transfert de matériel qui s'opère lors des processus d'altération hydrothermale et qui aboutit à la formation de zones d'altération. Ces outils peuvent être utilisés lors des



■ Gneiss alumineux ressemblant, sur le terrain, à une métapélite; MAIS leur composition est différente de celle des métapélites.

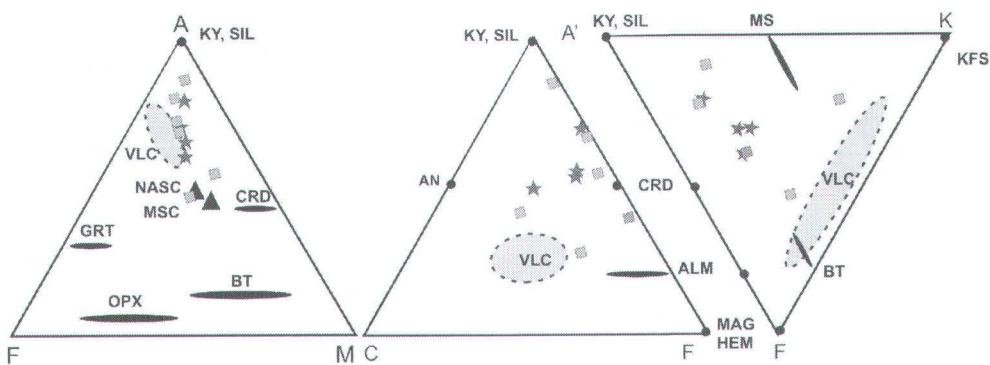
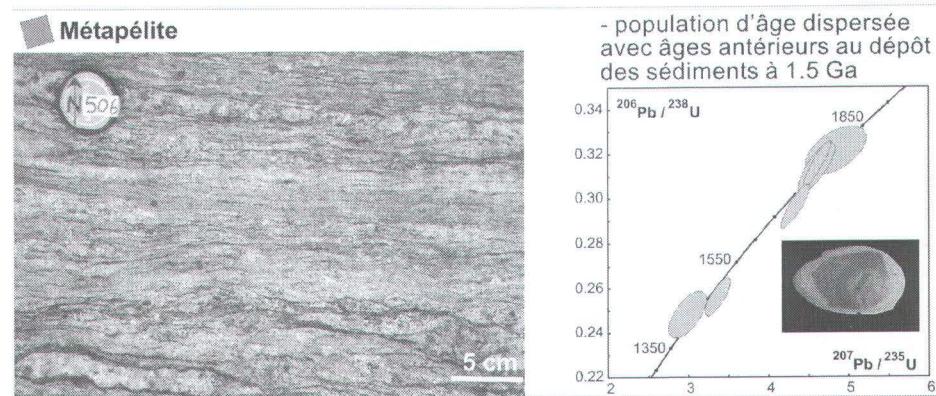


Figure 5.9 : Représentation dans des diagrammes AFM, A'KF et A'CF de la composition des gneiss alumineux de la Ceinture supracrustale de La Romaine. Le pôle A correspond au pôle alumineux, F au pôle ferreux ou ferreux et magnésien, K au pôle potassique et C au pôle calcique. Les étoiles représentent les gneiss alumineux dérivant de roches volcaniques (VLC) altérées par hydrothermalisme, les losanges roses, ceux d'origine incertaine et les mauves, les métapélites. La composition des gneiss alumineux d'origine hydrothermale est beaucoup plus alumineuse que celle des pélites (composition moyenne des pélites : données de NASC et MSC de Gromet et al., 1984; champ en pointillé de Spear, 1993). Les gneiss alumineux d'origine incertaine ont une composition différente de celle des pélites témoignant dans ce dernier cas de leur origine probablement hydrothermale. Abréviations selon Kretz (1983).

travaux d'exploration régionale afin (1) d'évaluer la nature et l'intensité des changements chimiques dus aux processus d'altération, déterminés au préalable lors des travaux de cartographie et (2) de déterminer les secteurs encaissant potentiellement des corps minéralisés, où des travaux d'exploration détaillée pourront être réalisés (Galley, 1995; Hallberg, 2001). L'intensité et la nature des changements chimiques, enregistrés par les roches volcaniques ou plutoniques lors des processus d'altération hydrothermale, peuvent être visualisées à partir d'une série d'indices géochimiques. Cependant, ces approches ne prennent pas en compte les gains ou pertes significatifs de la masse et du volume d'une roche altérée, liés à la précipitation de minéraux secondaires (c.-à-d. carbonates, quartz, métaux) et à l'altération des minéraux primaires (c.-à-d. remplacement de minéraux anhydres par des minéraux hydrothermaux hydratés). Ainsi, par exemple, la diminution de la concentration d'un élément peut être causée par la perte réelle de cet élément ou par un gain de la masse ou du volume de la roche (suite à l'ajout d'éléments lors des processus d'altération hydrothermale). De même, l'augmentation de la concentration d'un élément peut être causée par le gain réel de cet élément ou par une perte de masse de la roche altérée (suite à une perte en éléments associée aux processus d'hydrothermalisme). Les calculs de changements de masse prennent en compte ces effets et permettent d'évaluer de manière fiable les changements chimiques liés aux processus d'altération hydrothermale. L'ensemble des approches présentées ci-dessus est illustré dans cette section.

5.3.1 Les indices géochimiques

Différents indices géochimiques permettent de quantifier la mobilité des éléments majeurs associée aux processus d'altération hydrothermale. Les indices fréquemment utilisés pour les gîtes épithermaux, de SMV et porphyriques sont l'indice d'altération (AI), l'indice Chlorite-Carbonate-Pyrte (CCPI) et l'indice de peraluminosité (PI). Bien qu'ils soient souvent utilisés pour les gîtes peu métamorphisés, ces indices peuvent aussi être utilisés avec succès lors des travaux d'exploration des terrains de haut-grade métamorphique (Hodges et Manojlovic, 1993).

L'indice d'altération (AI) permet d'estimer l'intensité des altérations à chlorite et à séricite associées aux gîtes de SMV. Cet indice, défini par Ishikawa et al. (1976), quantifie la mobilité du Na, Ca, K et Mg qui a lieu lors des réactions impliquant le remplacement des feldspaths et du verre volcanique par la séricite et la chlorite. Cet indice est défini par la formule suivante :

$$AI = \frac{100 * (K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)}$$

Les sommes $K_2O + MgO$ et $K_2O + MgO + Na_2O + CaO$ prennent en compte les éléments qui peuvent être enrichis (potassium, magnésium) et appauvris (potassium, magnésium, sodium, calcium) dans les altérations à séricite et à chlorite. Cet indice varie de 50 à 100 pour les roches altérées et de 20 à 60 pour les roches fraîches à peu ou moins altérées. Un indice d'altération de 100 indique un remplacement complet des minéraux primaires (feldspaths ou du verre volcanique) par la séricite ou la chlorite. Cependant, cet indice ne prend pas en compte les altérations carbonatées ou argiliques, importantes dans certains gîtes de type SMV. Or, ces altérations, caractérisées par des gains en Al_2O_3 ou CaO et des pertes en SiO_2 , influencent la valeur de l'indice (Large et al., 2001b).

L'indice Chlorite-Carbonate-Pyrte (CCPI) mesure le gain en fer et magnésium associé aux altérations chloritiques, carbonatées et aux zones minéralisées (à pyrite, magnétite, hématite). Cet indice est défini par la formule suivante (Large et al., 2001b) :

$$CCPI = \frac{100 * (MgO + FeO^*)}{(MgO + FeO^* + Na_2O + K_2O)}$$

Avec $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$

Cet indice est compris entre 0 et 100. Les altérations carbonatées ou à chlorite ont des valeurs de CCPI supérieures à 95. Cet indice est affecté par le fractionnement magmatique et la composition primaire des roches volcaniques; il est donc compris entre 15 et 45 pour les rhyolites, entre 30 et 60 pour les dacites, entre 50 et 85 pour les andésites et entre 70 et 90 pour les basaltes. Cet indice ne permet donc pas de différencier les roches mafiques des altérations carbonatées ou chloritiques. En couplant cet indice avec celui d'altération, Large et al.

(2001b) mettent en évidence qu'il est possible de distinguer les roches les moins altérées, de discriminer les altérations diagénétiques des altérations hydrothermales et en particulier de différencier les altérations carbonatées, séricitiques et chloritiques.

L'indice de per-aluminosité (PI) mesure le lessivage des éléments alcalins (sodium et potassium) et du calcium par rapport à l'aluminium. Cet indice est défini par la formule suivante (Hashiguchi et al., 1983) :

$$PI = \frac{Al_2O_3}{Na_2O + K_2O + CaO} \text{ (en mole)}$$

Les indices AI, CCPI et PI ont été calculés pour les roches altérées associées aux gisements de Boliden et de Ruostesuo ainsi que pour celles associées au système hydrothermal de La Romaine (Hallberg, 2001; Roberts et al., 2003; Bonnet et al., 2005). La majorité des roches altérées a des valeurs de l'indice AI supérieures à 60 et tombe donc en dehors du champ des roches fraîches ou moins altérées défini par Large et al. (2001b). Le diagramme AI-PI met en évidence l'intensité du lessivage

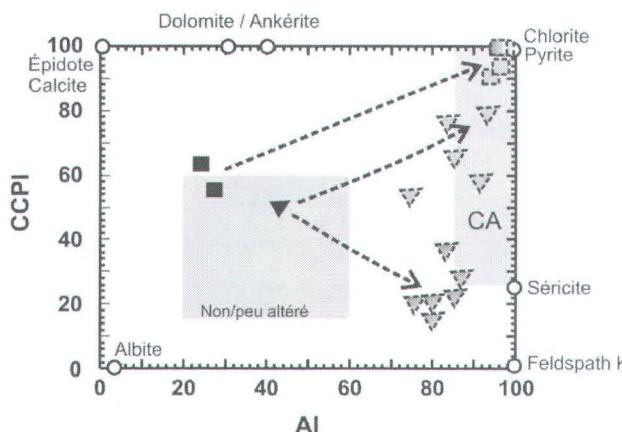
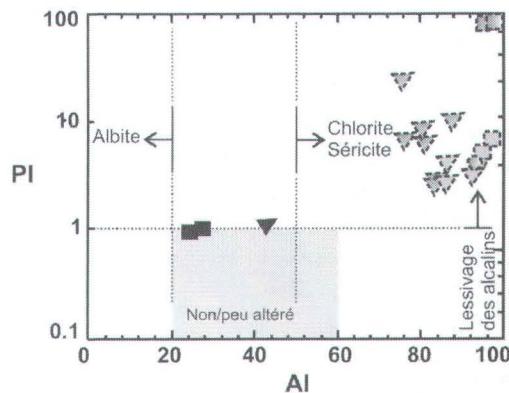


Figure 5.10 : Diagrammes CCPI – AI et PI – AI mettant en évidence les changements chimiques enregistrés lors des processus d'altération hydrothermale par les schistes à séricite – andalousite (triangle bleu) et les schistes à chlorite-séricite (triangle vert) associés au gisement de Boliden métamorphisé au faciès des amphibolites (données de Hallberg, 2001); les gneiss à quartz-cordiérite-biotite (carré vert) et à quartz-cordiérite-grenat-sillimanite (carré bleu) associés au gisement de Ruostesuo métamorphisés au faciès des granulites (données de Roberts et al., 2003). Les protolites de ces gneiss sont des roches volcaniques felsiques (triangle et carré noir). Les champs des roches les moins altérées et de la cheminée d'altération (CA) sont représentés en gris d'après les données de Large et al. (2001b).

Des études géochimiques ont ainsi été réalisées sur les altérations à chlorite et à séricite métamorphisées de la Ceinture de Coulon, caractérisées respectivement par des roches à anthophyllite et des gneiss à sillimanite (Huot et al., 2004). Les valeurs des indices CCPI et AI pour ces différentes unités sont très élevées et correspondent aux valeurs des roches altérées (Fig. 5.11). La majorité des roches à anthophyllite et des gneiss à sillimanite ont des

valeurs CCPI et AI élevées respectivement entre 90 et 100 et 60 et 90. Ces unités tombent donc en partie dans le champ des cheminées d'altération défini par Large et al. (2001b). Les diagrammes AI en fonction du potassium et du sodium montrent aussi une augmentation du lessivage de ces éléments avec l'intensité de l'altération (augmentation des valeurs de AI). Sur le terrain, les roches à anthophyllite et certains gneiss à sillimanite sont



adjacents à des lentilles de sulfures massifs (Dom et Dom Nord) et à des niveaux exhalatifs (indice Tension). Ces observations confirment que la mobilité des éléments est bien associée aux processus hydrothermaux et que les indices géochimiques peuvent être utilisés avec succès, dans les terrains de haut-grade métamorphique, pour quantifier les changements chimiques pré-métamorphiques, associés aux processus d'altération hydrothermale.

5.3.2 Les changements de masse

Les calculs de changement de masse permettent de quantifier les changements chimiques dus aux processus d'altération hydrothermale, en prenant en compte les gains ou pertes de masse et de volume. Les changements de masse sont mesurés à partir des éléments qui restent immobiles durant les processus d'altération hydrothermale. Différentes méthodes permettent de quantifier les transferts de matière telles que la méthode de Gresens ou Newgres (Gresens, 1967; Leitch et Lentz, 1994), les isocons (Grant, 1986), l'analyse des éléments immobiles (MacLean et Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; MacLean et Barrett, 1993) et l'analyse des rapports élémentaires de Pearce (Stanley et Madeisky, 1994).

Seule la méthode basée sur l'analyse des éléments immobiles est détaillée ci-après pour illustrer un cas d'étude.

La méthode basée sur l'analyse des éléments immobiles (MacLean et Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; MacLean et Barrett, 1993; Barrett et MacLean, 1994) a été appliquée pour quantifier les transferts de matière associés au système hydrothermal de Musquaro – La Romaine. Les résultats sont présentés dans Bonnet et al., 2005.

Cette méthode est utilisée fréquemment pour les gîtes de type SMV peu à intensément métamorphisés (p. ex., Brauhart et al., 2001; Roberts et al., 2003). Elle quantifie le transfert de masse en comparant les rapports « élément mobile ou immobile/élément immobile » des roches altérées et de leurs précurseurs. La composition des précurseurs est déterminée graphiquement dans un diagramme binaire « élément immobile incompatible versus élément immobile compatible ». Dans un tel diagramme, les roches altérées se distribuent linéairement le long d'une droite, dite droite d'altération, passant par l'origine et par la composition de leurs précurseurs.

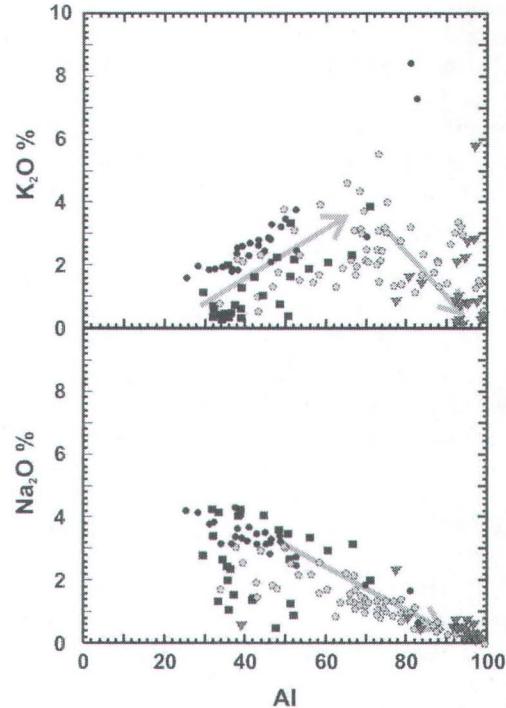
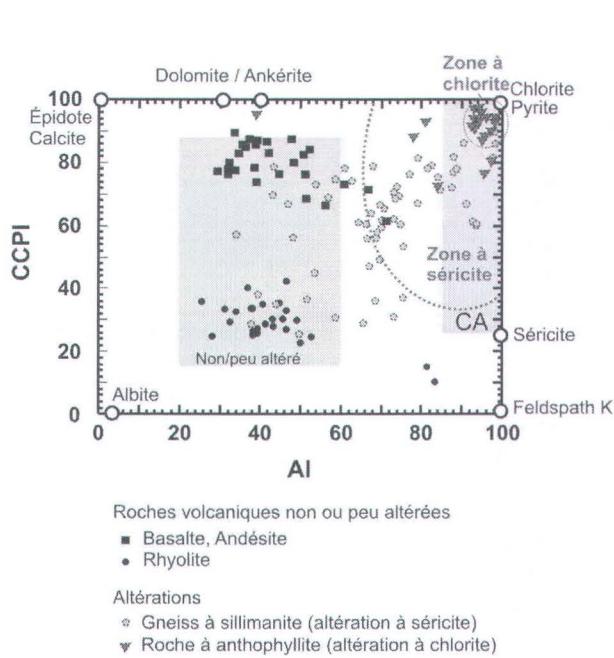


Figure 5.11 : Diagrammes CCPI – AI, K₂O – AI et Na₂O – AI mettant en évidence les changements chimiques enregistrés lors des processus d'altération hydrothermale par les gneiss à sillimanite et les roches à anthophyllite associés à la Ceinture de Coulon (données de Huot et al., 2004 et communications personnelles, 2005). Les champs des roches les moins altérées et de la cheminée d'altération (CA) sont représentés en gris d'après les données de Large et al. (2001b).

Lorsque les roches altérées dérivent de précurseurs de composition très homogène, les changements de masse sont calculés à partir de la composition moyenne de ces derniers; c'est l'approche dite à « un précurseur » de MacLean et Kranidiotis (1987), redéfinie par MacLean et Barrett (1993). Lorsque les roches altérées dérivent de précurseurs montrant une variation systématique de leur composition, les changements de masse sont calculés à partir d'une courbe de fractionnement igné, définie pour les précurseurs de même affinité; c'est l'approche dite à « plusieurs précurseurs » de MacLean, 1990. L'ensemble des procédures permettant de calculer les changements de masse par cette méthode est décrit par Barrett et MacLean (1994).

Dans l'exemple du système hydrothermal de Musquaro – La Romaine, les calculs ont été réalisés en opérant les étapes suivantes, détaillées par Barrett et MacLean (1994).

Étape 1 : Définition et caractérisation des roches les moins altérées

Dans cette première étape, les roches volcaniques les moins altérées de la région d'étude ont tout d'abord été définies à partir des données de terrains, pétrographiques et géochimiques (Kerrich et Wyman, 1996). Les roches sélectionnées (1) ne présentent aucun indice typique d'altération hydrothermale sur le terrain et en lames minces; (2) sont peu déformées et présentent des textures volcaniques primaires relativement bien préservées; (3) présentent des valeurs des indices d'altération AI et de per-aluminosité PI diagnostiques des roches volcaniques peu ou pas altérées ($AI = 20 - 62$ et $PI = 1$) et (4) présentent de faibles teneurs en H_2O et CO_2 . La géochimie des roches volcaniques les moins altérées a ensuite été caractérisée à partir des éléments les moins mobiles lors de l'altération hydrothermale et du métamorphisme, tels que les HFSE, les ÉTR, le Th, et les éléments de transition. Cette analyse géochimique a permis d'établir la composition rhyolitique à andésitique et l'affinité calco-alcaline des roches volcaniques. Parce que les roches altérées dérivent de précurseurs de composition variable, l'approche à plusieurs précurseurs a été utilisée pour calculer les changements de masse.

Étape 2 : Tester l'immobilité des HFSE et ÉTR

Dans cette deuxième étape, l'immobilité des éléments en traces a été testée à partir de la méthode de MacLean et Kranidiotis (1987). Ce test a été effectué à partir des échantillons provenant d'une unité volcanique pyroclastique relativement homogène, comprenant des roches très peu à intensément altérées. Une série de diagrammes binaires impliquant les éléments traditionnellement considérés comme peu mobiles (HFSE, ÉTR, Th) ont été réalisés à cette fin. Ces diagrammes montrent une très bonne corrélation entre le

Nb, les ÉTR légères, le Ta, le Th des roches peu à intensément altérées, indiquant leur faible mobilité. Les corrélations sont cependant beaucoup moins bonnes dans les diagrammes impliquant le Zr, les ÉTR lourdes et le Y, indiquant que ces éléments sont plus mobiles.

Étape 3 : Construire les courbes de fractionnements et les lignes d'altération

Le Nb, étant un des éléments les moins mobiles, a été choisi comme élément incompatible immobile de référence pour les calculs de changement de masse. Dans les diagrammes binaires « élément compatible immobile versus élément incompatible immobile de référence », les roches volcaniques les moins altérées définissent une courbe de fractionnement alors que les échantillons altérés s'alignent le long de la droite d'altération. L'intersection de la courbe de fractionnement et de la droite d'altération permet de définir la composition des précurseurs. Les éléments compatibles considérés immobiles sont principalement Ti, Sc et V. Dans notre cas d'étude, les droites d'altération et de fractionnement semblent le mieux définies dans le diagramme Sc-Nb. Dans ce diagramme, l'intersection de la courbe de fractionnement et de la ligne d'altération pour chaque roche altérée, déterminée graphiquement et algébriquement, permet d'obtenir la valeur de X_{Nb} des précurseurs. Cette valeur X_{Nb} sert de référence et permet ensuite de déterminer la composition des précurseurs à partir des diagrammes binaires représentant un élément mobile en fonction d'un élément incompatible immobile. Ces calculs ont mis en évidence que les tufs à nodules alumineux ont enregistré un gain important en Si, Al, K, Fe et une perte en Na et ÉTR lourdes. Les unités alumineuses ont, quant à elles, enregistrées une forte perte en Si, Na, ÉTR lourdes et un léger gain en Al, Fe, K, Mn. De ce fait, les tufs à nodules ont été interprétés comme des altérations à séricite et les gneiss alumineux comme des altérations argiliques. Les résultats détaillés de ces calculs sont présentés par Bonnet et al. (2005). Dans cette région, bien que les outils lithogéochimiques (indices géochimiques et changements de masse) aient mis en évidence un système hydrothermal de type SMV-acide, aucune lentille de sulfures massifs n'a été découverte suite aux travaux de cartographie régionale. Toutefois l'ensemble des travaux de géochimie indique que ce secteur offre un potentiel important pour les métaux de base. En effet, comme dans le cas du secteur de Coulon, les roches lessivées (altération argilique acide) appartenant au système hydrothermal de La Romaine présentent des indices d'altération très élevés typiques des unités des cheminées d'altération. Afin d'améliorer la compréhension du système hydrothermal et de ré-évaluer le potentiel économique de cette région, des travaux d'exploration détaillés devraient donc être menés dans ces unités présentant des indices d'altération élevés.

CONCLUSION

Les ceintures volcano-plutoniques sont des milieux potentiellement fertiles et donc propices à l'exploration. Or, dans les terrains de haut-grade métamorphique, ces ceintures sont très difficiles à identifier et plusieurs demeurent cartographiées comme des complexes de gneiss non différenciés. Ces derniers ont été et sont encore largement considérés comme des terrains stériles. Les travaux récents réalisés dans les terrains gneissiques du Bouclier canadien ont révélé la présence de gîtes minéraux (p. ex., Coulon : Huot et al., 2004). Afin de développer l'exploration dans ces terrains gneissiques, il s'avère nécessaire d'adapter les stratégies et les outils d'exploration axés sur la caractérisation des unités volcaniques et subvolcaniques et sur les signatures chimiques et minéralogiques des zones d'altération et des exhalites. En effet, dans les complexes gneissiques, les assemblages minéralogiques et les textures primaires des unités volcaniques et subvolcaniques, des zones d'altération et des exhalites sont partiellement à complètement oblitérés par le métamorphisme de haut-grade. Cependant, leurs signatures chimiques diagnostiques tendent à être bien préservées, le métamorphisme étant largement isochimique tant que des degrés de fusion partielle très importants non pas été atteints. De ce fait, les exhalites et les altérations hydrothermales formeront, une fois métamorphisées, des unités très diagnostiques, communément considérées comme des métallotectes importants pour la recherche de systèmes hydrothermaux fossiles métamorphisés (Schreurs et Westra, 1985; Trägårdh, 1991; Hallberg, 1994; Spry et al., 2000). Toutefois, les méta-exhalites forment des horizons très minces, et de ce fait, sont peu susceptibles d'être découverts sur le terrain lors de programme de cartographie ou d'exploration régionale. Les altérations hydrothermales, quant à elles, sont très volumineuses et donc plus faciles à discerner sur le

terrain. Une telle reconnaissance dans le cas d'altérations hydrothermales métamorphisées à haut-grade est délicate car la morphologie de ces zones, leur minéralogie et leurs textures peuvent s'apparenter à celles de roches sédimentaires. Les stratégies et outils de terrain proposés dans ce guide pour évaluer les protolites des gneiss et retracer sur le terrain des zones d'altération hydrothermale sont basés sur :

- les empreintes métamorphiques des gneiss (assemblages, proportion modale et composition des minéraux) reflétant la composition chimique de leurs protolites et les conditions physiques du métamorphisme;
- les textures ou structures primaires localement préservées;
- les indices de terrain diagnostiques d'une circulation de fluides hydrothermalux, comme par exemple la présence de méta-exhalite.

L'application de ces outils permet d'identifier les systèmes hydrothermaux fossiles avec un degré de confiance raisonnable, de déterminer les potentialités minières des terrains explorés et d'établir des modèles métallogéniques. Ces outils de terrain ne sont pas des outils exacts mais une fois un système hydrothermal soupçonné, il est alors possible de cibler des zones à explorer plus en détail et de réaliser des études lithogéochimiques appropriées afin de confirmer et d'affiner les modèles d'exploration nécessaires à la découverte de nouveaux gisements. L'affinage des outils disponibles représente un élément concret pour que la diversification de l'exploration minérale vers de nouveaux territoires se solde aussi par une augmentation de la probabilité de découvertes.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O., 1978, Pétrologie et potentiel économique du prolongement du sillon de roches vertes de Chibougamau dans la Province de Grenville : Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-604.
- Allard, G.O., 1979, Prolongement du Complexe du Lac Doré dans la Province de Grenville, à l'est de Chibougamau : Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-685.
- Allard, G.O., et Carpenter, R.H., 1988, Mineralogical anomalies in metamorphosed terrains, a neglected but promising exploration tool : International conference on the geochemical evolution of the continental crust, Pocos de Cladas, Brazil, p. 229–236.
- Allen, R.L., Weihsed, P., et Svenson, S.-A., 1996, Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden : Economic Geology, v. 91, p. 1022–1053.
- Araujo, S.M., Fawcett, J.J., et Scott, S.D., 1995, Metamorphism of hydrothermally-altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit : the Palmeirópolis, Brazil exemple : Revista Brasileira de Geociencias, v. 25, p. 173–184.
- Archer, P., Chapdelaine, M., et Huot, F., 2004, Découverte de sulfures massifs volcanogènes de haut-grade métamorphique dans la Ceinture de Coulon, Baie James : Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, Québec, p. 13.
- Arculus, R.J., 1987, The tectonic significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis, *dans* S.D. Weaver et R.W. Johnson, eds., Tectonic control on magma chemistry : Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 1–32.
- Årebäck, H., Barrett, T.J., Abrahamsson, S., et Fagerström, P., 2005, The Paleoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part I : geology : Mineralium Deposita, v. 40, p. 351–367.
- Barham, B.A., et Froese, E., 1997, Geology of the New Fox alteration zone, Laurie Lake, Manitoba : Commission géologique du Canada, Étude 86-01B, p. 827–835.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H., 1994, Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks, *dans* D.R. Lentz, 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., MacLean, W.H., et Årebäck, H., 2005, The Paleoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part II : chemostratigraphy and alteration : Mineralium Deposita, v. 40, p. 368–395.
- Barrie, C.T., et Hannington, M.D., 1999, Introduction : classification of VMS deposits based on host rock composition : Economic Geology Monograph, v. 8, p. 2–10.
- Bergman-Weihsed, J., Bergström, U., Billström, K., et Weihsed, P., 1996, Geology and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, northern Sweden : Economic Geology, v. 91, p. 1073–1097.
- Bernier, L.R., 1992, Lithogeochemistry and geothermobarometry of mineralized cordierite-orthoamphibole and related rocks at Atik Lake, Manitoba, Némiscau and Montauban, Québec : Université McGill, Thèse de doctorat non publiée, 372 p.
- Bernier, L.R., et MacLean, W.H., 1993, Lithogeochemistry of a metamorphosed VMS alteration zone at Montauban, Grenville Province : Exploration and Mining Geology, v. 2, p. 367–386.
- Bingen, B., Austrheim, H., et Whitehouse, M., 2001, Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology : Journal of Petrology, v. 42, p. 355–375.
- Blein, O., LaFlèche, M.R., et Corriveau, L., 2003, Geochemistry of the granulitic Bondy Gneiss Complex : a 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada : Precambrian Research, v. 120, p. 193–218.
- Blein, O., Corriveau, L., et LaFlèche, M.R., 2004, Cordierite-orthopyroxene white gneiss : a key to unveiling pre-metamorphic hydrothermal activity in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Québec, *dans* R. Tollo, L. Corriveau, J. McLellan et M. Bartholomew, eds., Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in eastern North America : Geological Society of America, Memoir 197, p. 19–33.
- Bodnar, R.J., 1995, Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits : Mineralogical Association of Canada, Short Course, v. 23, p. 139–152.
- Boggs, K.J.E., 1996, Retrograde cation exchange in garnets during slow cooling of mid crustal granulites and the P-T-t trajectories from the Mont-Laurier region, Grenville Province, Québec : Université du Québec à Chicoutimi, Mémoire de maîtrise non publié, 333 p.
- Bonnet, A.-L., et Corriveau, L., 2003, Caractérisation structurale et métamorphique de la marge sud-est du Groupe de Wakeham, régions du lac Musquar et de La Romaine, Province de Grenville (Québec, Canada) : Commission géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 2003-C17, 11 p.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L., et LaFlèche, M.R., 2005, Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Quebec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1783–1814.
- Bouzari, F., et Clark, A.H., 2006, Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit : the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile : Economic Geology, v. 101, p. 95–134.
- Brauhart, C.W., Huston, D.L., Groves, D.I., Mikucki, E.J., et Gardoll, S.J., 2001, Geochemical mass-transfer patterns as

- indicators of the architecture of a complete volcanic-hosted massive sulfide hydrothermal alteration system, Panorama district, Pilbara, western Australia : Economic Geology, v. 96, p. 1263–1278.
- Cadéron, S., Roy, P., et Bandyayera, D., 2004, New metallogenic, geological and metamorphic data from the Grenville Front : Québec Exploration 2004, Résumés des Conférences et des Photoprésentations, p. 111.
- Cannell, J., Cooke, D.R., Walshe, J.L., et Stein, H., 2005, Geology, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit : Economic Geology, v. 100, p. 979–1003.
- Carlile, J.C., et Mitchell, A.H.G., 1994, Magmatic arcs and associated gold and copper mineralisation in Indonesia : Journal of Geochemical Exploration, v. 50, p. 91–142.
- Carrington, D.P., et Harley, S.L., 1995, Partial melting and phase relations in high-grade metapelites : an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 120, p. 270–291.
- Cas, R.A.S., 1992, Submarine volcanism : eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits : Economic Geology, v. 87, p. 511–541.
- Cathles, L.M., 1981, Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits : Economic Geology 75th Anniversary Volume, p. 424–457.
- Chouinard, A., Williams-Jones, A.E., Leonardson, R.W., Hodgson, C.J., Silva, P., Téllez, C., Vega, J., et Rojas, F., 2005, Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua Au-Ag-Cu deposit, Chile and Argentina : Economic Geology, v. 100, p. 463–490.
- Christiansen, E.H., et Keith, J.D., 1996, Trace element systematics in silicic magmas : a metallogenic perspective, *dans* D.A. Wyman, ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks : application for massive sulfide exploration : Geological Association, Short Course Notes, v. 12, p. 115–154.
- Claoué-Long, J.C., King, R.W., et Kerrich, R., 1990, Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt : constraints on the timing of gold mineralization : Earth and Planetary Science Letters, v. 89, p. 109–128.
- Clark, T., 2003, Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactifs et des éléments des terres rares, région de la Moyenne Côte-Nord, *dans* D. Brisebois et T. Clark, eds., Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville : Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 269–326.
- Clark, T., Gobeil, A., et David, J., 2005, Iron oxide-Cu-Au-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Quebec : variations in setting, composition, and style : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1829–1847.
- Conway, C.M., 1994, Precambrian massive sulfide deposits in amphibolite- and granulite-facies rocks, western Arizona and southeastern California : U.S. Geological Survey, Circular 1103-A, 18 p.
- Cooke, D.R., et Simmons, S.F., 2000, Characteristics and genesis of epithermal gold deposits : Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 221–244.
- Corfu, F., et Davis, D.W., 1991, Comment on « Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt : constraints on the timing of gold mineralisation » : Earth and Planetary Science Letters, v. 104, p. 1302–1320.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures, *dans* J.M. Hanchar et P.W.O. Hoskin, eds., Zircon : Review in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 468–500.
- Corriveau, L., et Bonnet, A.-L., 2005, Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1749–1782.
- Corriveau, L., et Clark, T., 2005, The Grenville Province: a geological and mineral resources perspective derived from government and academic research initiatives : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1637–1642.
- Corriveau, L., Tellier, M.L., et Morin, D., 1996, Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique cuprifère de Bondy; implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, Québec : Commission géologique du Canada, Dossier public 3078, 70 p.
- Corriveau, L., Blein, O., et LaFlèche, M., 1997, Progress report on the Bondy gneiss complex and its cupriferous hydrothermal system, Mont-Laurier area : Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, GM 54804, 133 p. 1 carte.
- Corriveau, L., Blein, O., LaFlèche, M., Wodicka, N., Harris, L.B., et Rivard, B., 1998, Cu-Au-iron oxide hydrothermalism in the Bondy Gneiss Complex of the Grenville Province- implications of its lithogeochemistry, metallogeny, paleo-setting and age in developing exploration strategy for the Rivard-Montigny properties : Rapport de recherche INRS présenté aux Ressources Ste-Geneviève, 266 p.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., van Breemen, O., et Pilote, P., 2003, Tracking the Wakeham Group volcanic rocks and associated copper-iron oxyde hydrothermal activity from La Romaine eastward, Eastern Grenville Province, Québec : Commission géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 2003-C12, 11 p.
- Daly, S.J., Fanning, C.M., et Fairclough, M.C., 1998, Tectonic evolution and exploration potential of the Gawler craton : AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, p. 145–168.
- Davidson, G.J., Stoltz, A.J., et Eggins, S.M., 2001, Geochemical anatomy of silica iron exhalites : evidence for hydrothermal oxyanion cycling in response to vent fluid redox and thermal evolution (Mt Windsor Subprovince, Australia) : Economic Geology, v. 96, p. 1201–1226.
- de Ronde, C.E.J., Hannington, M.D., Stoffers, P., Wright, I.C., Ditchburn, D.G., Reyes, A.G., Baker, E.T., Massoth, G.J., Lupton, J.E., Walker, S.L., Greene, R.R., Soong, C.W.R., Ishibashi, J., Lebon, G.T., Bray, C.J., et Resing, J.A., 2005, Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system : Brothers Volcano, southern Kermadec Arc, New Zealand : Economic Geology, v. 100, p. 1097–1133.
- Deb, M., Tiwary, A., et Palmer, M.R., 1997, Tourmaline in Proterozoic massive sulfide deposits from Rajasthan, India : Mineralium Deposita, v. 32, p. 94–99.
- Degeling, H., Eggins, S., et Ellis, D.J., 2001, Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown : Mineralogical Magazine, v. 65, p. 749–758.

- Deyell, C.L., Leonardson, R., Rye, R.O., Thompson, J.F.H., Bissic, T., et Cooke, D.R., 2005, Alunite in the Pascua – Lama high sulfidation deposit : constraints on alteration and ore deposition using stable isotope geochemistry : *Economic Geology*, v. 100, p. 131–148.
- Dubé, B., Dunning, G., et Lauzière, K., 1998, Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada : a preserved late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration : *Economic Geology*, v. 93, p. 405–436.
- Dymek, R.F., et Smith, M.S., 1990, Geochemistry and origin of Archaean quartz-cordierite gneisses from the Gothåbsfjord region, West Greenland : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 105, p. 715–730.
- Finlow-Bates, T., et Stumpf, E.F., 1981, The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits : *Mineralium Deposita*, v. 16, p. 319–328.
- Fouquet, Y., 1997, Where are the large hydrothermal sulphide deposits in the oceans? : *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 355, p. 427–441.
- Franklin, J.M., 1996, Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques, *dans* O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, eds., Géologie des types de gîtes minéraux du Canada : Géologie du Canada, n° 8, p. 174–202.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., et Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits : *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, p. 485–627.
- Fraser, G., Ellis D., et Eggins, S., 1997, Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks : *Geology*, v. 25, p. 607–610.
- Froese, E., 1984, Geology of the Woldon Bay-Fay Lake area, Manitoba : Commission géologique du Canada, Étude 84-01B, p. 355–358.
- Froese, E., 1985, Anthophyllite-bearing rocks in the Flin Flon-Sherridon area, Manitoba : Commission géologique du Canada, Étude 85-01B, p. 541–544.
- Froese, E., 1998, Metamorphism of hydrothermally altered rocks : Commission géologique du Canada, Étude 1998-E, p. 193–196.
- Frost, B.R., Mavrogenes, J.A., et Tomkins, A.G., 2002, Partial melting of sulfide ore deposits during medium and high grade metamorphism : *The Canadian Mineralogist*, v. 40, p. 1–18.
- Galley, A.G., 1993, Semi-conformable alteration zones in volcanogenic massive sulfide districts : *Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 175–200.
- Galley, A.G., 1995, Target vectoring using lithogeochemistry : applications to the exploration for volcanic-hosted massive sulphide deposits : *The Canadian Institute of Mining Bulletin*, v. 88, p. 15–27.
- Galley, A.G., 2003, Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems : *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 443–473.
- Gauthier, M., 1993, L'aspect que prennent les amas sulfurés en terrain métamorphique : incidences sur la prospection minière : *Bulletin de l'Association professionnelle des Géologues et des Géophysiciens du Québec*, v. 10, p. 17–22.
- Gauthier, M., Morin, G., et Marcoux, P., 1985, Minéralisations aurifères de la partie centrale de la Province de Grenville, Bouclier canadien : *Canadian Institute of Mining Bulletin*, v. 78, p. 60–69.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A., et David, J., 2004, The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F property, Quebec : a Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the Northeastern Grenville Province : *Economic Geology*, v. 99, p. 1177–1196.
- Gemmell, J.B., et Large, R.R., 1992, Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmania, Australia : *Economic Geology*, v. 87, p. 620–649.
- Gemmell, J.B., et Herrmann, W., 2001, A special issue devoted to alteration associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits, and its exploration significance : *Economic Geology*, v. 96, p. 909–912.
- Gemmell, J.B., Sharpe, R., Jonasson, I.R., et Herzog, P.M., 2004, Sulfur isotope evidence for magmatic contributions to submarine and subaerial gold mineralization : Conical Seamount and the Ladolam gold deposit, Papua New Guinea : *Economic Geology*, v. 99, p. 1711–1725.
- Geringer, G.J., Humphreys, H.C., et Scheepers, D.J., 1994, Lithostratigraphy, protolithology, and tectonic setting of the Areachap Group along the eastern margin of the Namaqua Mobile Belt, South Africa : *South African Journal of Geology*, v. 97, p. 78–100.
- Gibson, H.L., Morton, R.L., et Hudak, G.J., 1999, Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits : *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 13–48.
- Gobeil, A., Brisebois, D., Clark, T., Verpaelst, P., Madore, L., Wodicka, N., et Chevè, S., 2003, Synthèse géologique de la région de Manitou – Wakeham (Moyenne-Côte-Nord), *dans* D. Brisebois et T. Clark, eds., Synthèse géologique et métallogénique de la partie est de la Province de Grenville : Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 9–58.
- Gower, C.F., et Krogh, T.E., 2003, A geochronological review of the pre-Labradorian geological history of the eastern Grenville Province, *dans* D. Brisebois et T. Clark, eds., Synthèse géologique et métallogénique de la partie est de la Province de Grenville : Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 147–172.
- Gower, C.F., McConnell, J.W., et van Nostrand, T., 1995, New mineral-exploration targets in the Pinware Terrane, Grenville Province, southwest Labrador : Commission géologique de Terre-Neuve et du Labrador, Rapport 1995-1, p. 15–24.
- Grant, J.A., 1986, The isocon diagram – A simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration : *Economic Geology*, v. 81, p. 1976–1982.
- Grenne, T., et Slack, J.F., 2005, Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Løkken ophiolite, Norway : origin of proximal and distal siliceous exhalites : *Economic Geology*, v. 100, p. 1511–1527.
- Gresens, R.L., 1967, Composition – volume relationships in metasomatism : *Chemical Geology*, v. 2, p. 47–55.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., et Korotev, R.L., 1984, The « North American shale composite » : its

- compilation, major and trace element characteristics : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2469–2482.
- Gross, G.A., 1996, Gîtes stratiformes de fer, *dans* O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, eds., *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada : Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, v. 8, p. 47–90.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits : a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types : *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7–27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003, Gold deposits in metamorphic belts : overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance : *Economic Geology*, v. 98, p. 1–29.
- Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks, *dans* S.W. Bailey, ed., *Micas : Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 357–467.
- Guiraud, M., Powell, R., et Cottin, J.-Y., 1996, Hydration of orthopyroxene-cordierite bearing assemblages at Laouni, Central Hoggar, Algeria : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 467–476.
- Hallberg, A., 1994, The Enåsen gold deposit, central Sweden. 1. A Palaeoproterozoic high-sulphidation epithermal gold mineralization : *Mineralium Deposita*, v. 29, p. 150–162.
- Hallberg, A., 2001, Rock classification, magmatic affinity, and hydrothermal alteration at Boliden, Skellefte district, Sweden – a desk-top approach to whole rock geochemistry, *dans* P. Weihed, ed., *Economic geology research : Sveriges Geologiska Undersökning*, v. 833, p. 93–131.
- Han, C., Xiao, W., Zhao, G., Mao, J., Yang, J., Wang, Z., Yan, Z., et Mao, Q., 2006, Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, central Asia : *Ore Geology Reviews*, v. 29, p. 77–94.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., et Sillitoe, R.H., 1999, Volcanogenic gold and epithermal-style mineralization in the VMS environment, *dans* C.T. Barrie et M.D. Hannington, eds., *Volcanogenic-associated massive sulfide deposits : processes and examples in modern and ancient settings : Review in Economic Geology*, v. 8, p. 183–214.
- Hannington, M.D., Kjarsgaard, I.M., Galley, A.G., et Taylor, B., 2003, Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulphide district, Sweden : *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 423–442.
- Hart, T.R., Gibson, H.R., et Lesher, C.M., 2004, Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposit : *Economic Geology*, v. 99, p. 1003–1013.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Da Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., et Vasconcellos, M.A.Z., 2000, Advances in SRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil : *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 47, p. 829–844.
- Hashiguchi, H., Yamada, R., et Inoue, T., 1983, Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan, *dans* H. Ohmoto et B.J. Skinner, eds., *The Kuroko massive sulfide deposits : Economic Geology Monograph*, v. 5, p. 387–394.
- Heald, P., Foley, N.K., et Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits : acid-sulfate and adularia types : *Economic Geology*, v. 82, p. 1–26.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., et White, N.C., 1996, Epithermal gold deposits : styles, characteristics, and exploration : *The Society of Resources Geology, Special Publication* 1, 16 p.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., et Gonzalez-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits : *Economic Geology Reviews*, v. 13, p. 245–277.
- Hedström, P., Simeonov, A., et Malmström, L., 1989, The Zinkgruvan ore deposit, south-central Sweden : a Proterozoic, proximal Zn-Pb-Ag deposit in distal volcanic facies : *Economic Geology*, v. 84, p. 1235–1261.
- Helovuori, O., 1979, Geology of the Pyhäsalmi ore deposit, Finland : *Economic Geology*, v. 74, p. 1084–1101.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., et Luce, R.W., 1980, Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes : *Economic Geology*, v. 75, p. 210–228.
- Henley, R.W., et Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems, ancient and modern : *Earth Science Reviews*, v. 19, p. 1–50.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., et Barton, P.B., 1984, Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems : *Reviews in Economic Geology*, v. 1, 267 p.
- Herzig, P.M., 1999, Economic potential of sea-floor massive sulphide deposits : ancient and modern : *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, v. 357, p. 861–875.
- Hodges, D.J., et Manojlovic, P.M., 1993, Application of lithogeochemistry to exploration for deep VMS deposits in high-grade metamorphic rocks, Snow Lake, Manitoba : *Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 201–224.
- Hoskin, P.W.O., 2005, Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 637–648.
- Hoskin, P.W.O., et Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, *dans* J.M. Hanchar et P.W.O. Hoskin, eds., *Zircon : Review in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 27–62.
- Huot, F., Chapdelaine, M., et Archer, P., 2004, Technical report and recommendations, reconnaissance program, Coulon project, Québec : Mines d'Or Virginia, Inc, Rapport interne, 34 p.
- Huston, D.L., 2000, Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits : distribution, genesis, and exploration : *Economic Geology Reviews*, v. 13, p. 401–426.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., et Horiuchi, M., 1976, Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes : *Mining Geology*, v. 26, p. 105–117.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., et Uto, K., 2002, Evidence of porphyry copper-type hydrothermal activity from a submerged remnant back-arc volcano of the Izu-Bonin arc : implication for the volcanotectonic history of back-arc seamounts : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 198, p. 381–399.

- Jannas, R., 1995, Reduced and oxidized high sulphidation deposit of El Indio district, Chile : Harvard University, Cambridge, Thèse de doctorat non publiée, 316 p.
- Kalogeropoulos, S.I., 1983, Chemistry, and the role of zirconium in the formation of the Tsunokakezawa no. 1 orebody, Fukazawa mine, Japan : Mineralium Deposita, v. 18, p. 535–541.
- Kerrick, R., et King, R., 1993, Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits : characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 2334–2351.
- Kerrick, R., et Wyman, D.A., 1996, The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration : an overview, *dans* D.A. Wyman, ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks : application for massive sulphide exploration : Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, p. 1–50.
- Kirkham, R.V., et Sinclair, W.D., 1996, Gîtes porphyriques de cuivre, de molybdène, d'or, de tungstène, d'étain et d'argent, *dans* O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, eds., Géologie des types de gîtes minéraux du Canada : Géologie du Canada, n° 8, p. 468–495.
- Kousa, J., Luukas, J., Mäki, T., Ekdahl, E., Pelkonen, K., Papunen, H., Isomäki, O.-P., Penttilä, V.-J., et Nurmi, P., 1997, Geology and mineral deposits of the central Ostrobothnia : Geological Survey of Finland, Guide 41, p. 43–67.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals : American Mineralogist, v. 68, p. 277–279.
- La Flèche, M.R., Birkett, T., et Corriveau, L., 2005, Crustal development at the pre-Grenvillian Laurentian margin : a record from contrasting geochemistry of mafic and ultramafic orthogneisses in the Chochocouane River area, Quebec : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1653–1675.
- Laing, W.P., 1978, Structure of the Broken Hill mine area and its significance to the genesis of the ore bodies : Economic Geology, v. 73, p. 1112–1136.
- Large, R.R., 1992, Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits : Features, styles, and genetic models : Economic Geology, v. 87, p. 471–510.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmel, J.B., Herrmann, W., et Davidson, J., 2001a, 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.
- Large, R.R., Gemmel, J.B., et Paulick, H., 2001b, The alteration box plot : a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits : Economic Geology, v. 96, p. 957–971.
- Leitch, C.H.B., et Lentz, D.R., 1994, The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems : methods, pitfalls, examples, *dans* D.R. Lentz, ed., Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems : Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 11, p. 161–192.
- Lemiere, B., Delfour, J., Moine, B., Piboule, M., Isnard, P., et Tegyey, M., 1986, Hydrothermal alteration and the formation of aluminous haloes around sulfide deposits. A model for laterites at Chizeuil (Morvan, France) : Mineralium Deposita, v. 21, p. 147–155.
- Long, X., Begg, G., Minlu, F., Fangzheng, W., et Pirajno, F., 2005, The Jinxi – Yelmand high-sulfidation epithermal gold deposit, western Tianshan, Xinjiang Province, P.R. China : Ore Geology Reviews, v. 26, p. 17–37.
- Lydon, J.W., 1984, Volcanogenic massive sulfide deposits. Part 1. A descriptive model : Geoscience Canada, v. 11, p. 195–202.
- Lydon, J.W., 1988, Volcanogenic massive sulfide deposits. Part 2. Genetic model : Geoscience Canada, v. 15, p. 43–65.
- Lydon, J.W., Goodfellow, W.D., Dubé, B., Paradis, S., Sinclair, W.D., Corriveau, L., et Gosselin, P.A., 2004, A preliminary overview of Canada's mineral resources : Geological Survey of Canada, Open File 4668.
- MacLean, W.H., 1990, Mass changes calculations in altered rock series : Mineralium Deposita, v. 25, p. 44–49.
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J., 1993, Lithogeochemical techniques using immobile elements : Journal of Exploration Geochemistry, v. 48, p. 109–133.
- MacLean, W.H., et Kranidiotis, P., 1987, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration : Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec : Economic Geology, v. 82, p. 951–962.
- Manske, S.L., et Paul, A.H., 2002, Geology of a major new porphyry copper center in the Superior (Pioneer) district, Arizona : Economic Geology, v. 97, p. 197–220.
- Marcoux, E., et Milési, J.P., 2000, Volcanism and epithermal gold deposits, *dans* H. Leyrit, C. Montenat et P. Bordet, eds. Volcaniclastic rocks from magmas to sediments : Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, p. 235–253.
- Marshall, B., Vokes, F.M., et Larocque, A.C.L., 2000, Regional metamorphic remobilization : upgrading and formation of ore deposits, *dans* P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes, eds., Metamorphic and metamorphogenic ore deposits : Reviews in Economic Geology, v. 11, p. 19–38.
- Mavrogenes, J.A., MacIntosh, I.W., et Ellis, D.J., 2001, Partial melting of the Broken Hill galena-sphalerite ore : experimental studies in the system PbS-FeS-ZnS-(Ag₂S) : Economic Geology, v. 96, p. 205–210.
- McCutcheon, S.R., 1992, Base-metal deposits of the Bathurst-Newcastle district : characteristics and depositional models : Exploration and Mining Geology, v. 1, p. 105–119.
- McCutcheon, S.R., et Walker, J.A., 2001, Volcanogenic massive sulphide deposits of the Bathurst Mining Camp : Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint annual Meeting 2001, St John's, Newfoundland, Field Trip B-7, 89 p.
- McDade, P., et Harley, S.L., 2001, A petrogenetic grid for aluminous granulite facies metapelitic in the KFMASH system : Journal of Metamorphic Geology, v. 19, p. 45–59.
- McMillan, W.J., et Panteleyev, A., 1985, Porphyry copper deposits, *dans* R.G. Roberts et P.A. Sheahan, eds., Ore deposits models : Geoscience Canada, Reprint Series 3, v. 7, p. 45–58.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G., et Seidel, E., 2002, Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece : Mineralium Deposita, v. 37, p. 648–668.

- Metsger, R.W., 1980, The geologic setting of the Sterling Hill zinc-iron-manganese deposit, *dans* W. Manspeizer, ed. Field studies of New Jersey geology and guide to field trips : 52nd Annual Meeting of the New York State Geological Association, v. 52, p. 210–214.
- Monro, D., 1988, The geology and genesis of the Aitik Cu-Au deposit, arctic Sweden : University College Cardiff, Thèse de doctorat non publiée, 334 p.
- Moore, J.M., et Waters, D.J., 1990, Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole/orthopyroxene-phlogopite rocks from Namaqualand, South Africa : Chemical Geology, v. 85, p. 77–100.
- Morton, R.L., et Franklin, J.M., 1987, Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits : Economic Geology, v. 82, p. 1957–1063.
- Morton, R.L., Walker, J.S., Hudak, G.J., et Franklin, J.M., 1991, The early development of an Archean submarine caldera complex with emphasis on the Mattabi ash-flow tuff and its relationship to the Mattabi massive sulphide deposit : Economic Geology, v. 86, p. 1002–1011.
- Mueller, W.U., et Corcoran, P.L., 2001, Volcano-sedimentary processes operating on a marginal continental arc : the Archean Raquette Lake Formation, Slave Province, Canada : Sedimentary Geology, v. 141–142, p. 169–204.
- Munoz, J.L., 1984, F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits, *dans* S.W. Bailey, ed., Micas : Reviews in Mineralogy, v. 13, p. 469–493.
- Nadeau, L., Brouillette, P., et Hébert, C., 1999, New observations on relict volcanic features in medium-grade gneiss of the Montauban Group, Grenville Province, Québec : Commission géologique du Canada, Recherches en cours, Étude 1999-1E, p. 149–160.
- Nesbitt, B.E., 1982, Metamorphic sulfide-silicate equilibria in the massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee : Economic Geology, v. 77, p. 364–378.
- Nesbitt, B.E., 1986a, Oxide-sulfide-silicate equilibria associated with metamorphosed ore deposits. Part I: theoretical considerations : Economic Geology, v. 81, p. 831–840.
- Nesbitt, B.E., 1986b, Oxide-sulfide-silicate equilibria associated with metamorphosed ore deposits. Part II : pelitic and felsic volcanic terrains : Economic Geology, v. 81, p. 841–856.
- Offler, R., et Whitford, D.J., 1992, Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanic-hosted massive sulfide deposit at Que River, Tasmania : petrology and mineralogy : Economic Geology, v. 87, p. 686–705.
- Ohmoto, H., 1996, Formation of volcanogenic massive sulfide deposits : The Kuroko perspective : Ore Geology Reviews, v. 10, p. 135–177.
- Pan, Y., 1997, Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario : The Canadian Mineralogist, v. 35, p. 105–118.
- Pan, Y., et Fleet, M.E., 1995, Calc-silicate alteration in the Helmo gold deposit, Ontario : mineral assemblages, P-T-X constraints, and significance : Economic Geology, v. 87, p. 1104–1120.
- Pan, Y., Fleet, M.E., et Stone, W.E., 1991, Geochemistry of metasedimentary rocks in the late Archean Hemlo-Heron Bay greenstone belt, Superior Province, Ontario : implications for provenance and tectonic setting : Precambrian Research, v. 52, p. 53–69.
- Parry, W.T., Jasumback, M., et Wilson, P.N., 2002, Clay mineralogy of phyllitic and intermediate argillitic alteration at Bingham, Utah : Economic Geology, v. 97, p. 221–239.
- Paterson, B.A., Stephens, W.E., et Herd, D.A., 1989, Zoning in granitoid accessory minerals as revealed by backscattered electron imagery : Mineralogical Magazine, v. 53, p. 55–62.
- Pattison, D.M., Chacko, T., Farquhar, J., et McFarlane, C.R.M., 2003, Temperatures of granulite-facies metamorphism : constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange : Journal of Petrology, v. 44, p. 867–900.
- Paulick, H., Herrmann, W., et Gemmell, J.B., 2001, Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (northern Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore : Economic Geology, v. 95, p. 1175–1200.
- Peck, W.H., et Smith, M.S., 2005, Cordierite-gedrite rocks from the Central Metasedimentary Belt Boundary Thrust Zone (Grenville Province, Ontario) : Mesoproterozoic volcanics with affinities to the Composite Arc Belt : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1815–1828.
- Perreault, S., Clark, T., Gobeil, A., Chev  , S., Dion, D.-J., Corriveau, L., Nabil, H., et Lortie, P., 1996, Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant : Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, PRO 1996-06, 12 p.
- Perreault, S., et Heaman, L., 2003, Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chev   et Blanc-Sablon) dans la Province géologique de Grenville, *dans* D. Brisebois et T. Clark, eds., Synthèse géologique et métallogénique de la partie est de la Province de Grenville : Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, p. 9–58.
- Peter, J.M., et Goodfellow, W.D., 1996, Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst mining camp, New Brunswick : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 33, p. 252–283.
- Poli, S., et Schmidt, M.W., 2004, Experimental subsolidus studies on epidote minerals : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 56, p. 171–195.
- Poulsen, K.H., 1996, Carlin-type gold deposits and their potential occurrence in the Canadian Cordillera : Current Research 1996-A, Geological Survey of Canada, p. 1–19.
- Powell, R., et Holland, T., 1990, Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) : American Mineralogist, v. 75, p. 367–380.
- Ramezani, J., Dunning, G.R., et Wilson, M.R., 2000, Geologic setting, geochemistry of alteration, and U-Pb age of hydrothermal zircon from Silurian Stog'er Tight gold prospect, Newfoundland Appalachians, Canada : Exploration and Mining Geology, v. 9, p. 171–188.
- Reinhardt, J., 1987, Cordierite-anthophyllite rocks from northwest Queensland, Australia : metamorphosed magnesian pelites : Journal of Metamorphic Geology, v. 5, p. 451–472.
- Renard, A., 1978, Sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistif  re : Mémoires couronnés de l'Académie Royale de Belgique, v. 41, 42 p.

- Reyes, A.G., 1990, Petrology of the Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment : *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p. 279–309.
- Riverin, G., et Hodgson, C.J., 1980, Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec : *Economic Geology*, v. 75, p. 424–444.
- Roberts, M.P., et Finger, F., 1997, Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak-metamorphic conditions? : *Geology*, v. 25, p. 319–322.
- Roberts, M.D., Oliver, N.H.S., Fairclough, M.C., Höltta, P.S., et Lahtinen, R., 2003, Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed massive sulfide deposit, Ruostesuo, Central Finland : *Economic Geology*, v. 98, p. 535–556.
- Rosenberg, J.L., Spry, P.G., Jacobson, C.E., et Vokes, F.M., 2000, The effects of sulfidation and oxidation during metamorphism on the compositionally varied rocks adjacent to the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway : *Mineralium Deposita*, v. 35, p. 714–726.
- Rouhunkoski, P., 1968, On the geology and geochemistry of the Vihanti zinc ore deposit : *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, v. 236, 121 p.
- Rubin, J.N., Henry, C.D., et Price, J.G., 1993, The mobility of zirconium and other « immobile » elements during hydrothermal alteration : *Chemical Geology*, v. 110, p. 29–47.
- Sangster, D.F., et Scott, S.D., 1976, Precambrian strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America, *dans* K.H. Wolf, ed., Cu, Zn, Pb, Ag deposits : Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Elsevier, Amsterdam, v. 6, p. 129–222.
- Sawyer, E.W., 1999, Criteria for the recognition of partial melting : *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 24, p. 269–279.
- Sawyer, E.W., 2001, Melt segregation in the continental crust : distribution and movement of melt in anatetic rocks : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 291–309.
- Schade, J., Cornell, D.H., et Theart, H.F.J., 1989, Rare earth element and isotopic evidence for the genesis of the Prieska massive sulphide deposit, South Africa : *Economic Geology*, v. 84, p. 49–63.
- Schreurs, J., et Westra, L., 1985, Cordierite-orthopyroxene rocks : the granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland : *Lithos*, v. 18, p. 215–228.
- Schreyer, W., Werding, G., et Abraham, K., 1981, Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of southern Africa : petrology, geochemistry, and possible origin : *Journal of Petrology*, v. 22, p. 191–231.
- Sharpe, R., et Gemmell, J.B., 2002, The Archean Cu-Zn magnetite-rich Gossan Hill volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Australia : genesis of a multistage Hydrothermal system : *Economic Geology*, v. 97, p. 517–539.
- Sheets, R.W., Nesbitt, B.E., et Muehlenbachs, K., 1996, Meteoric water component in magmatic fluids from porphyry copper mineralization, Babine Lake area, British Columbia : *Geology*, v. 24, p. 1091–1094.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits : *Economic Geology*, v. 68, p. 799–815.
- Sillitoe, R.H., 1997, Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region : *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 373–388.
- Sillitoe, R.H., 2000, Gold-rich porphyry deposits : descriptive and genetic models and their role in exploration : *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315–345.
- Sillitoe, R.H., 2002, Some metallogenetic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration : *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 4–13.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., et Thompson, J.F.H., 1996, High-sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment : *Economic Geology*, v. 91, p. 204–212.
- Skirrow, R.G., et Franklin, J.M., 1994, Silicification and metal leaching in subconcordant alteration zones beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba : *Economic Geology*, v. 89, p. 31–50.
- Slack, J.F., Palmer, M.R., Stevens, B.P.J., et Barnes, R.G., 1993, Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia : *Economic Geology*, v. 88, p. 505–541.
- Slack, J.F., Shaw, D.R., Leitch, C.H.B., et Turner, R.J.W., 2000, Tourmalinates and coticules from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia : geology, geochemistry, and genesis, *dans* J.W. Lydon, T. Höy, J.F. Slack et M.E. Knapp, eds., Geological environment of the Sullivan deposit, British Columbia : Geological Association of Canada, Special Volume 1, 736–767.
- Smith M.S., Dymek R.F., et Schneiderman J.S., 1992, Implications of trace element geochemistry for the origin of cordierite-orthoamphibole rocks from Orijarvi, SW Finland : *Journal of Geology*, v. 100, p. 545–559.
- Sparks, H., et Mavrogenes, J.A., 2005, Sulfide melt inclusions as evidence for the existence of a sulfide partial melt at Broken Hill, Australia : *Economic Geology*, v. 100, p. 773–779.
- Spear, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths : *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 p.
- Spear, F.S., et Cheney, J.T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_5\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 101, p. 149–164.
- Spooner, E.T.C., et Fyfe, W.S., 1973, Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer : *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 42, p. 287–304.
- Spry, P.G., 2000, Sulfidation and oxidation haloes as guide in the exploration for metamorphosed massive sulphide ores, *dans* P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes, eds., Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits : *Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 149–162.
- Spry, P.G., et Scott, S.D., 1986, Zincian spinel and staurolite as guide to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides : *The Canadian Mineralogist*, v. 24, p. 147–163.
- Spry, P.G., et Wonder, J.D., 1989, Manganese-rich garnet rocks associated with the Broken Hill lead-zinc-silver deposit, New South Wales, Australia : *The Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 275–292.
- Spry, P.G., Peter, J.M., et Slack, J.F., 2000, Meta-exhalites as exploration guides to ore, *dans* P.G. Spry, B. Marshall et

- F.M. Vokes, eds., Metamorphic and metamorphogenic ore deposits : Reviews in Economic Geology, v. 11, p.163–201.
- Squire, R.J., Herrmann, W., Pape, D., et Chalmers, D.I., 2006, Evolution of the Peak Hill high-sulfidation epithermal Au-Cu deposit, eastern Australia : Mineralium Deposita, sous presse
- Stanley, C.R., et Madeisky, H.E., 1994, Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis, *dans* D.R. Lentz, ed., Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems : Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 11, p.193–211.
- Stanton, R.L., 1990, Magmatic evolution and the ore type - lava type affiliation of volcanic exhalative ores : Australian Institute of Mining Metallurgy, Monograph 15, p. 101–107.
- Stanton, R.L., 2004, Exhalative metasediments – clues to the real nature of regional metamorphic processes : Mineralogy and Petrology, v. 80, p. 111–122.
- Stephenson, N.C.N., 2000, Geochemistry of granulite-facies granitic rocks from Batty Glacier, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica : Australian Journal of Earth Sciences, v. 47, p. 83–94.
- Stevens, B.P.J., et Barron, L.M., 2002, Volcanic textures in the Palaeoproterozoic Hores gneiss, Broken Hill, Australia : Quaterly Notes, v. 113, p. 1 :22.
- Stevens, G., Prinz, S., Rozendaal, A., 2005, Partial melting of the assemblage sphalerite + galena + pyrrhotite + chalcopyrite + sulfur : implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits : Economic Geology, v. 100, p. 781 :786.
- Stoltz, A.J., et Large, R.R., 1992, Evaluation of the source rock control on precious metal grades in volcanic-hosted massive sulfide deposits from western Tasmania : Economic Geology, v. 87, p. 720–738.
- Sundblad, K., 1994, A genetic reinterpretation of the Falun and Åmmeberg ore types, Bergslagen, Sweden : Mineralium Deposita, v. 29, p. 170–179.
- Taylor, B.E., 1996, Gîtes d'or épithermaux, *dans* O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, eds., Géologie des types de gîtes minéraux du Canada : Géologie du Canada, n° 8, p. 362–386.
- Theart, H.F.J., Cornell, D.H., et Schade, J., 1989, Geochemistry and metamorphism of the Prieska Zn-Cu deposit, South Africa : Economic Geology, v. 84, p. 34–48.
- Thomas, D., 1991, Geology, mineralogy and hydrothermal alteration at the Winston Lake massive sulphide deposit, Marathon, Ontario : Queen's University, Mémoire de maîtrise non publié, 231 p.
- Thomas, R.J., Agenbacht, A.L.D., Cornell, D.H., et Moore, J.M., 1994, The Kibaran of the southern Africa : tectonic evolution and metallogeny : Ore Geology Reviews, v. 9, p. 131–160.
- Thompson, P.H., Russell, I., Paul, D., Kerswill, J.A., et Froese, E., 1997, Regional geology and mineral potential of the Winter Lake-Lac de Gras area, central Slave Province, Northwest Territories : Commission géologique du Canada, Étude 1995-C, p. 107–119.
- Tomkins, A.G., et Mavrogenes, J.A., 2002, Mobilization of gold as polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger deposit, South Australia : a metamorphosed Archean gold deposit : Economic Geology, v. 97, p. 1249–1271.
- Tomkins, A.G., et Mavrogenes, J.A., 2003, Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis : Geology, v. 31, p. 765–768.
- Trägårdh, J., 1991, Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden : a transition from Mg-chlorite- to cordierite-rich rocks : Ore Geology Review, v. 6, p. 485–497.
- Turner, W.A., Richards, J.P., Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., et Biczok, J.L., 2001, Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada : Mineralium Deposita, v. 36, p. 442–457.
- Vallance, T.G., 1967, Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks : Journal of Petrology, v. 8, p. 84–96.
- van Breemen, O., et Corriveau, L., 2005, U-Pb age constraints on the arenaceous Wakeham Group from detrital zircons and from late stage pyroclastic rocks; link to the Pinwarian orogeny in the eastern Grenville Province : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, p. 1677–1697.
- Vavra, G., Schmid, R., et Gebauer, D., 1999, Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons : geochronology of the Ivrea Zone (southern Alps) : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 134, p. 380–404.
- Vernon, R.H., 1986a, Evaluation of the « quartz-eye » hypothesis : Economic Geology, v. 81, p. 1520–1527.
- Vernon, R.H., 1986b, K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts : Earth-Science Reviews, v. 23, p. 1–63.
- Vernon, R.H., 1987, Evaluation of the « quartz-eye » hypothesis – a reply : Economic Geology, v. 82, p. 1083–1084.
- Vernon, R.H., 2000, Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow : Electronic Geosciences, v. 5 : 2.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., et Cuney, M., 1996, Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer : Journal of Petrology, v. 37, p. 1579–1600.
- Vokes, F.M., 2000, Ores and metamorphism : introduction and historical perspective, *dans* P.G. Spry, B. Marshall et F.M. Vokes, eds., Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits : Reviews in Economic Geology, v. 11, p. 1–18.
- Wagener, J.H.F., et van Schalkwyk, L., 1980, The Prieska zinc-copper deposit, northern Cape Province, *dans* C.R. Anhaeusser et S. Maske, eds., Mineral deposits of southern Africa : Johannesburg, Geological Society of South Africa, v. 2, p. 1503–1529.
- Walker, J.S., 1993, Physical volcanology and hydrothermal alteration of the footwall rocks to the Archean Mattabi massive sulfide deposit, northwestern Ontario : University of Minnesota, Duluth, Minnesota, Mémoire de maîtrise non publié, 174 p.
- Wang, G.-F., Banno, S., et Tackeushi, K., 1986, Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 93, p. 9–17.
- Wanhainen, C., Broman, C., et Martinsson, O., 2003, The Aitik Cu-Au-Ag deposit in northern Sweden : a product of high salinity fluids : Mineralium Deposita, v. 38, p. 715–726.

- Weaver, B.L., et Tarney, J., 1985, Element depletion in Archean granulite-facies rocks, *dans* M.P. Atherton et C.D. Gribble, eds., *Migmatites, melting and metamorphism*: Shiva Publishers, Nantwich, p. 250–263.
- Weihsed, J.B., Bergström, U., Billström, K., et Weihsed, P., 1996, Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, Northern Sweden : Economic Geology, v. 91, p. 1073–1097.
- Williams, I., 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, *dans* M.A. McKibben, W.C. Shanks et W.I. Ridley, eds., *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1–35.
- Williams, P.J., 1990, The gold deposit at Calumet, Quebec (Grenville Province) : an example of the problem of metamorphic versus metamorphosed ore, *dans* P. Spry et L.T. Bryndzia, eds., *Regional metamorphism of ore deposits*: V.S.P. Scientific Publishers, Zeist Utrecht, The Netherlands, p. 1–25.
- Williams, N.C., et Davidson, G.J., 2004, Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, western Tasmania, Australia : Economic Geology, v. 99, p. 987–1002.
- Willner, A.P., Pawlig, S., Massonne, H.-J., et Hervé, F., 2001, Metamorphic evolution of spessartine quartzites (coticles) in the high-pressure, low-temperature complex at Bahia Mansa, Coastal Cordillera of south-central Chile : The Canadian Mineralogist, v. 39, p. 1547–1569.
- Yang, K., et Scott, S.D., 1996, Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system : Nature, v. 383, p. 420–423.
- Yang, K., et Scott, S.D., 2002, Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, western Pacific : Economic Geology, v. 97, p. 1079–1100.
- Yeats, C.J., McNaughton, N.J., et Groves, D.I., 1996, SHRIMP U-Pb geochronological constraints on Archean volcanic-hosted massive sulfide and lode gold mineralization at Mount Gibson, Yilgarn Craton, western Australia : Economic Geology, v. 91, p. 1354–1371.
- Zaleski, E., 1989, Metamorphism, structure, and petrogenesis of the Linda volcanogenic massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba, Canada : Université du Manitoba, Thèse de doctorat non publiée.
- Zaleski, E., et Peterson, V.L., 1995, Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge Greenstone Belt, Superior Province, Ontario : Economic Geology, v. 90, p. 2244–2261.
- Zaleski, E., Froese, E., et Gordon, T.M., 1991, Metamorphic petrology of Fe-Zn-Mg-Al alteration at the Linda volcanogenic massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba : The Canadian Mineralogist, v. 29, p. 995–1017.

INTRODUCTION SUR LES GRILLES PÉTROGÉNÉTIQUES

Les grilles pétrogénétiques sont des outils théoriques, calibrés en laboratoire, permettant de modéliser les réactions métamorphiques à différentes conditions de pression et température pour une roche de composition donnée. Leur calibrage est basé, entre autres, sur la règle des phases (voir encadré ci-dessous). Les grilles pétrogénétiques prennent en compte uniquement les éléments majeurs qui jouent un rôle dans les réactions métamorphiques. Pour les métapélites par exemple les oxydes pris en compte seront principalement SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O, H₂O. Dans ce cas, les grilles pétrogénétiques utilisées seront les grilles KFMASH, basées sur ces six composantes (Spear et Cheney, 1989; Powell et Holland, 1990; Carrington et Harley, 1995; McDade et Harley, 2001). Les différents types de grilles pétrogénétiques utilisées pour les roches quartzofeldspathiques, alumineuses, mafiques et calco-silicatées sont listés dans le tableau ci-dessous. Des informations plus complètes sur les différentes grilles pétrogénétiques sont détaillées par Spear (1993).

Notion de thermodynamique : La règle des phases

La règle des phases définie par V.M. Goldschmidt permet de connaître pour un système donné, le nombre de variables changeant indépendamment (i.e., pression, température) qui influencent la stabilité d'un assemblage. Ce nombre de variables est appelé le degré de liberté. Le degré de liberté (F) est défini à partir du nombre d'oxydes ou composantes (C) et de minéraux ou phases (P) d'une roche ou système. La règle des phases s'écrit :

$$F = C - P + 2$$

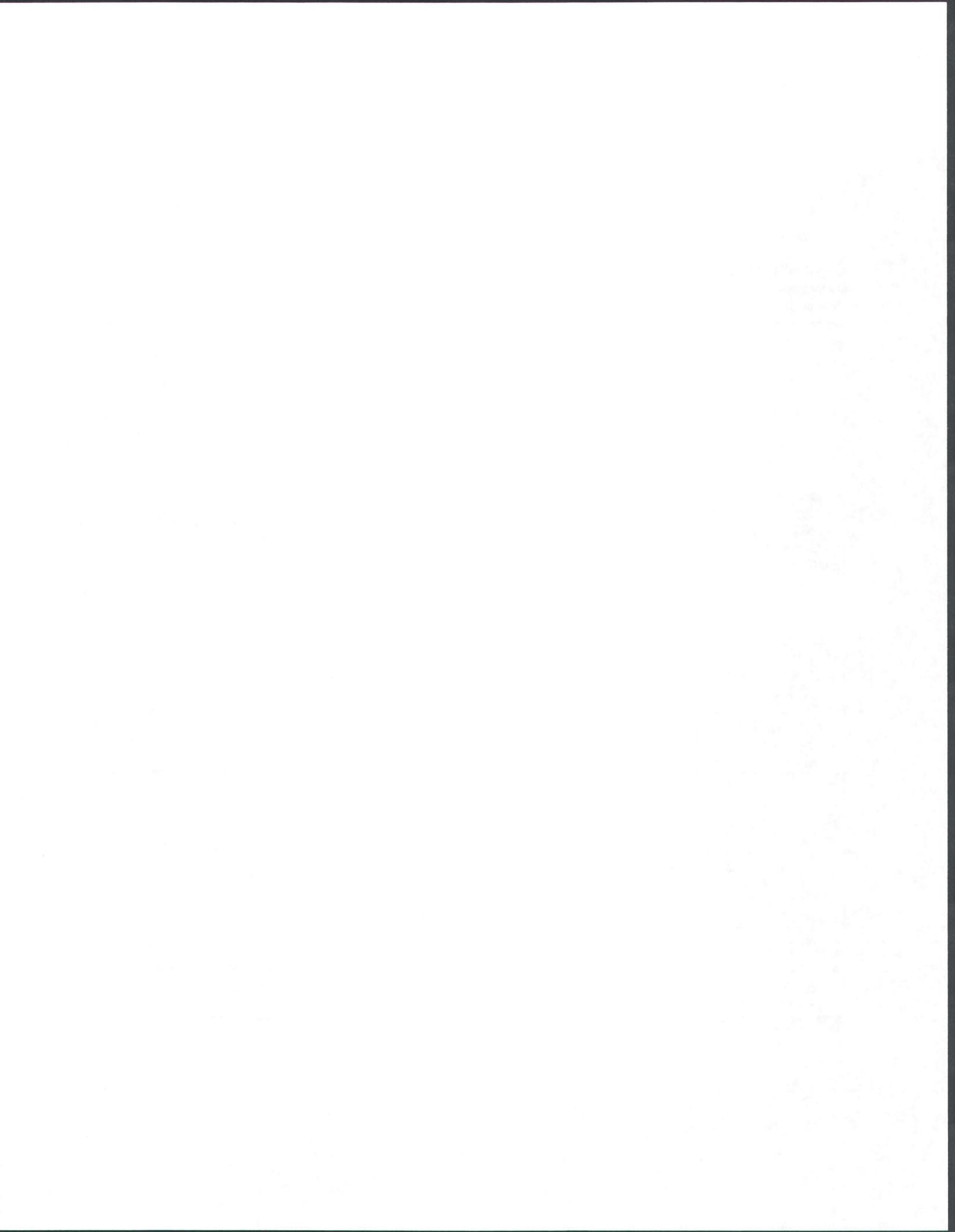
En appliquant la règle des phases à un assemblage donné, il est alors possible, en choisissant bien les oxydes présents dans le système, de connaître son champ de stabilité.

Trois cas de figures se présentent :

- Cas A : le degré de liberté est 2, l'assemblage est alors stable dans un espace P-T (P et T varient);
- Cas B : le degré de liberté est 1, l'assemblage est alors stable sur une courbe réactionnelle (P est unique pour les différentes valeurs de T ou T est unique pour les différentes valeurs de P);
- Cas C : le degré de liberté est 0, l'assemblage est alors stable à un point réactionnel invariant (P et T sont uniques).

Types et caractéristiques des grilles pétrogénétiques utilisées pour les roches quartzofeldspathiques, alumineuses, mafiques et calco-silicatées. Abréviations des minéraux d'après Kretz (1983).

| Système | Composants | Minéraux | Type de roche |
|----------|---|--|-------------------------|
| NCKFMASH | SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, MgO, CaO, Na ₂ O, H ₂ O | Qtz, Ab, An, Tr, Ed, Ts, Gln, Fac, Cum | roche mafique |
| CMS-HC | CaO, MgO, SiO ₂ , H ₂ O, CO ₂ | Qtz, Cal, Wo | sédiment carbonaté |
| CNASH | CaO, Na ₂ O, Al ₂ O ₃ SiO ₂ , H ₂ O | Qtz, Dsp, Sil, And, Ky, Kln, Prl, Pl, Ab, An, Jd, Mrg, Zo, Lws | sédiment calco-silicaté |
| KNASH | K ₂ O, Na ₂ O, Al ₂ O ₃ SiO ₂ , H ₂ O | Qtz, Crn, Dsp, Sil, And, Ky, Kln, Prl, Ms, Pl, Ab, Kfs, Jd | gneiss granitique |
| KFMASH | K ₂ O, FeO, MgO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , H ₂ O | Qtz, Crn, Dsp, Sil, And, Ky, Kln, Prl, Ms, Kfs, Crd, Cld, St, Grt, Chl, Bt, Tlc, Phl | métapélite |



ANNEXE II

Cartes géologiques



Légende du feuillet 12K11

Quaternaire

Q Sable, gravier, silt, till.

Suite mafique de Lilian

- mPl11a Métagabbro : patine vert foncé; grain moyen à fin; massif à folié; à amphibole, plagioclase, localement magnétite ou clinopyroxène et grenat; porphyroblastique; reliques de la texture ignée. Intercalé localement avec des niveaux de diabase.
- mPl11b Amphibolite : patine noire à vert foncé; grain fin; foliée; à amphibole, plagioclase, biotite, quartz.

Suite mafique de la Robe Noire

- mPrbn Métagabbro : patine vert foncé, grain moyen à fin; massif à folié; à amphibole, plagioclase, localement magnétite ou clinopyroxène et grenat; porphyroblastique; reliques d'une texture ignée sub-ophitique.

Complexe métamorphique d'Aguanish

- mPagn5b2 Gneiss granitique à hornblende-biotite : patine gris moyen, grain moyen; folié avec texture oeillée à rubanée; à hornblende (<10%) et biotite (<5%); équivalent gneissique de mPagn5b1.

- mPagn5b1 Granite porphyrique à hornblende-biotite (1,5 Ga) : patine gris pâle, grain moyen; massif à folié; à hornblende (<10%) et biotite (<5%). Présence locale de monzodiorite, monzonite et syénite, de zones et de dykes à texture de mélange de magma, de schlieren mafiques et enclaves lenticulaires à angulaires.

- mPagn5a2 Gneiss granitique lenticulaire à biotite-magnétite (1.5 Ga) : patine beige à rosée, grain moyen, granoblastique; folié avec texture oeillée à lenticulaire et gneissique caractéristique; biotite (~5%), magnétite (~1%). Présence locale de : phases monzodioritiques, schlierens mafiques, enclaves arrondies ou anguleuses de microdiorite, d'amphibolite ou de métasédiments, boudins d'amphibolite et sill de mPagn7.

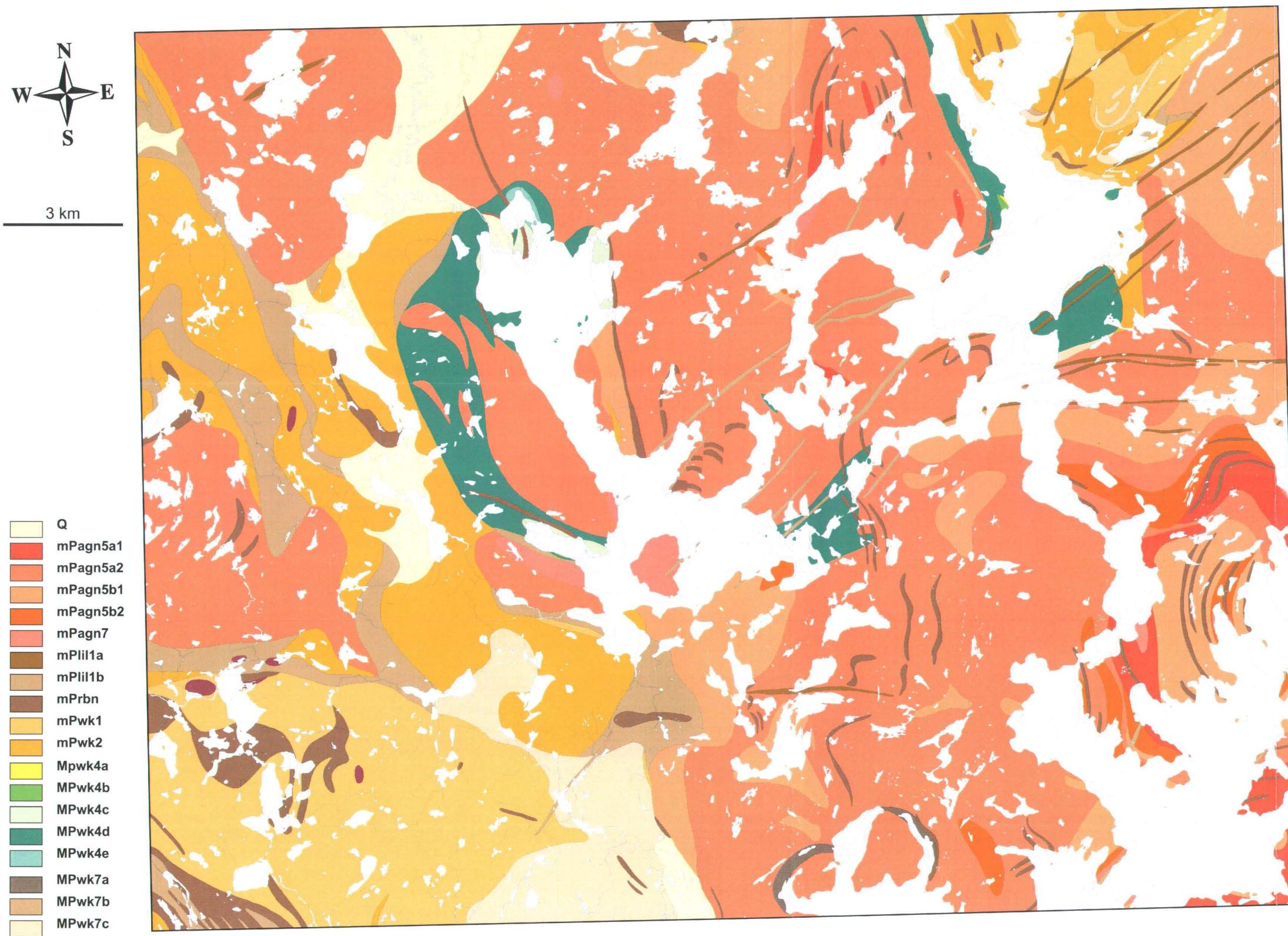
- mPagn5a1 Granite porphyrique à biotite-magnétite : patine grise, grain moyen, grenu à hypidiomorphe; foliation magmatique ou tectonique; à biotite (<5%), magnétite (~1%) et ~5% de phénocristaux grossiers de feldspath-K.

Groupe de Wakeham

- mPwk7a Schiste et paragneiss à muscovite-sillimanite : patine brune; grain moyen à fin; folié; à quartz, feldspath, muscovite, sillimanite. Renferme localement des niveaux grenatifères.

- mPwk7b Wacke ou paragneiss nodulaire : patine brune ou grise; grain moyen à fin; folié ou rubané, à nodules blancs, riche en muscovite, lenticulaires ou rectangulaires; à feldspath, quartz, biotite, muscovite, localement grenat et sillimanite.
- mPwk7c Wacke et paragneiss varié : patine gris moyen; grain moyen à fin; folié; à feldspath, quartz, biotite et localement grenat.
- mPwk4a Lapillistone : patine rose ou gris clair à moyen; grain moyen à fin; matrice à feldspath potassique, plagioclase, quartz et biotite en proportion variable; à lapilli intermédiaires à mafiques; polygéniques ou monogéniques; granoclassés localement; fabrique planaire.
- mPwk4b Tuf à lapilli : patine rose; grain moyen à fin; à feldspath, quartz, biotite; textures et structures de moulage de fragments. Renferme localement des fragments riches en épidote et magnétite.
- mPwk4c Rhyolite rubanée : patine blanc rosé; grain moyen à très fin, granoblastique; à quartz, feldspath, biotite, magnétite; lame sub-parallèle blanche et rose. Renferme localement des porphyres de quartz recristallisés.
- mPwk4d Gneiss rose d'origine probablement volcanique : patine rose, grain fin, granoblastique; à feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite et magnétite; localement nodulaire.
- mPwk4e Porphyre granitique : patine rose, grain fin, granoblastique; à phénocristaux de quartz ou feldspath potassique dans une matrice à feldspath potassique, plagioclase et quartz.
- mPwk2 Arkose et subarkose : patine gris pâle à moyen; grain fin; à feldspath potassique, quartz, biotite, muscovite, localement grenat; structures sédimentaires localement bien préservées telles que des lits à lames continues et parallèles, des lits à lames convolutées et du litage modal marqué par une augmentation du contenu en biotite; foliation minérale définie par l'orientation préférentielle de la biotite et de la muscovite. Intercalé localement avec des niveaux de wacke arkosique.
- mPwk1 Arénite quartzitique : patine blanc laiteux à grise; grain moyen à fin; massif, folié ou rubané; à quartz, feldspath potassique, biotite; intercalé localement avec des niveaux de schiste à hornblende-biotite.

Feuillet 12K11





Légende pour les feuillets 12K01 – 12K02 – 12K03

Quaternaire

Q Sable, gravier, silt, till.

Intrusion litée de Musquaro

- mPmqo4 Brèche intrusive dioritique: à matrice dioritique de patine grise, à grain moyen, massive à foliée; comporte des enclaves mafiques arrondies à anguleuses de diorite à grain moyen ou fin, d'amphibolite, de gabbro et localement de granite. Bordure orientale : très déformée et prend l'aspect d'un gneiss rubané à patrons d'interférence de plis (morphologie de dômes, bassins et croissants).
- mPmqo3 Gabbronorite: patine brune à grise, grain moyen, mésocrate à leucocrate; texture sub-ophitique ou grenue; foliation magmatique et litage sub-vertical local; à plagioclase, orthopyroxène, hornblende, biotite, magnétite; localement minéralisée en Cu et Ni; enclaves mafiques.
- mPmqo2 Troctolite: patine grise, grain moyen à grossier, mésocrate à leucocrate; texture sub-ophitique ou grenue; foliation magmatique et litage sub-vertical local; à plagioclase, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, biotite; texture coronitique à cœur igné d'olivine et couronne de pyroxène, amphibole et biotite.
- mPmqo1 Périclomite: patine verte à noire, grain fin à moyen; grenue; massive; homogène; à olivine, clinopyroxène, spinel; quadrillée de veines de serpentinite.

Pluton de Wapitagun

- mPwap Syénite et monzonite porphyrique quartzifère: patine rose, grain grossier à très grossier; homogène; à phénocristaux de feldspath-K pluricentimétriques carrés; massive ou à foliation magmatique à tectonique; à biotite (<10%) et magnétite (<2%). Présence locale d'enclaves et de septa de mPcsr.

Complexe métamorphique d'Aguanish

- mPagn8 Amphibolite
- mPagn7 Unité granitique composite : patine rose pâle à rose saumon ou grise, grain fin, grenu; leucocrate; massif à folié; hétérogène; à biotite (<5%) et magnétite (<3%), localement hornblende (~5%). Comprend du granite tacheté à quartz blanc, du granite ou syénite laminé et/ou du gneiss granitique à biotite disséminée. Présence locale d'enclaves d'anorthosite, de gneiss gris, de diorite et d'amphibolite ainsi que de sills et dykes grenvilliens de granite rose saumon à feldspath-K hypidiomorphe. (ex mPmqo3). Recoupe localement franchement mPcsr et mPagn5a2

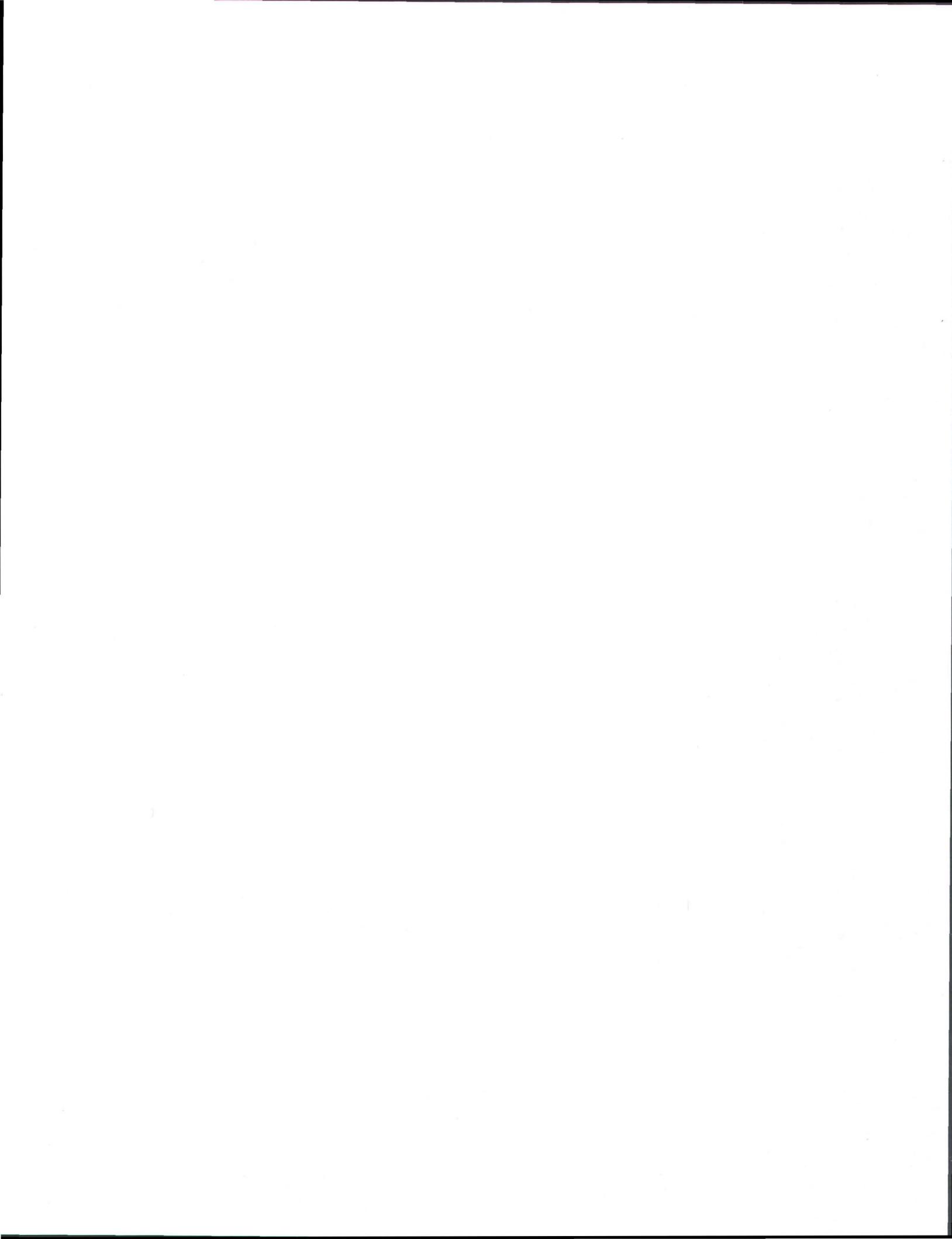
- mPagn6 Gneiss granitique à syénitique à orthopyroxène : patine blanche à brune à aspect picoté, grain moyen, granoblastique; faiblement folié; homogène; leucocrate; à hornblende ou biotite (~4%) et orthopyroxène (~2%).
- mPagn5d Unité composite à orthogneiss gris : patine grise, grain fin, granoblastique; folié; à biotite et magnétite disséminée. Alterne avec : granite (mPagn5c), gneiss granitique rose, gneiss granitique à biotite-magnétite (mPagn5a2) et gneiss tonalitique à dioritique (mPagn4) lui conférant un aspect rubané décimétrique à métrique.
- mPagn5c Granite à biotite disséminée : patine rose, grain fin à moyen, grenu; leucocrate et homogène; folié à localement massif; à biotite (<5%) et magnétite (<3%); Présence locale de phénocristaux mm de feldspath-K.
- mPagn5a2 Gneiss granitique lenticulaire à biotite-magnétite : patine beige à rosée, grain moyen, granoblastique; folié avec texture oeillée à lenticulaire et gneissique caractéristique; biotite (~5%), magnétite (~1%). Présence locale de : schlierens mafiques, enclaves arrondies ou anguleuses de microdiorite, d'amphibolite ou de roche calco-silicatée, boudins d'amphibolite.
- mPagn5a1 Granite et syénite à biotite-magnétite : patine rose, grain moyen à grossier; homogène; texture porphyrique à phénocristaux de feldspath-K, localement déformés; massif à folié; à biotite (<5%) et magnétite (1%).
- mPagn4 Gneiss tonalitique à dioritique : patine gris moyen, grain moyen à fin; hétérogène; folié avec texture porphyroclastique ou rubané; à biotite (<10%), feldspath potassique, localement magnétite et clinopyroxène. Recoupé par sills de mPagn7.
- mPagn3 Anorthosite : patine grise, grain moyen; massive à foliée ou rubanée; à plagioclase, quartz, biotite.

Ceinture supracrustale de La Romaine

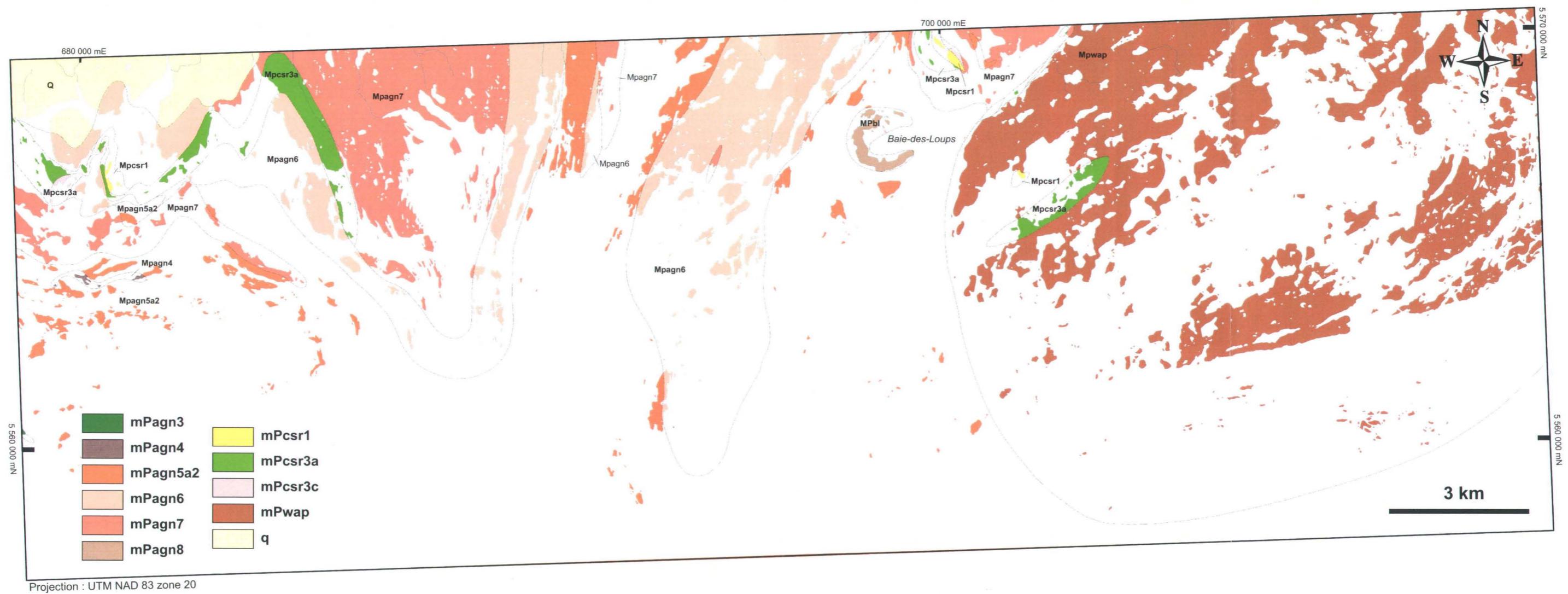
- mPcsr4b Gneiss alumineux à grenat-sillimanite±cordiérite : patine grise, grain moyen, granoblastique; folié; à quartz, feldspath-K, biotite, grenat, sillimanite (mode $\leq 30\%$), localement plagioclase et disthène (1%); leucosome amiboïdes ou stromatitiques à grenat-cordiérite; Présence locale de textures de lapillis. Origine hydrothermale du protolite démontrable.
- mPcsr4a Gneiss alumineux à grenat-sillimanite±cordiérite : patine grise, grain moyen, granoblastique; folié; à quartz, feldspath, biotite, grenat, sillimanite (~15 %); leucosomes amiboïdes ou stromatitiques à grenat-cordiérite. Origine incertaine.
- mPcsr3c Unité composite calco-silicaté ou magnétifère. Roche calco-silicatée (incluant diopsidite, trémolite, hornblendite) et marbre : patine vert foncé à vert clair, grain très fin à moyen, folié et rubané à massive; à diopside, carbonate, plagioclase et/ou quartz, sulfures disséminés (pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite), localement epidote et veines boudinées de sulfures massifs. Intercalée avec ou associée à niveaux dm à m d'amphibolite magnétifère, gneiss à biotite-magnétite, formation de fer silicatées,

grenatite, albitite, gneiss à biotite et orthopyroxène et amphibolite (mPcsr3b). Présence locale de veines calco-silicatées à fluorine.

- mPcsr3b Métagabbro : patine vert foncé, grain moyen à fin, granoblastique; massif à folié; à plagioclase, amphibole, orthopyroxène (métamorphique) et localement clinopyroxène, biotite, magnétite; porphyroblastique; reliques morphologique d'une texture ignée sub-ophitique et d'un rubanement ou litage magmatique. Peut être recoupé par des veines à grenat, biotite, plagioclase et fluorine.
- mPcsr3a Amphibolite : patine noire à vert foncé, grain moyen, folié; en couches \leq 10m, homogène à hétérogène; à hornblende, plagioclase, orthopyroxène, magnétite; leucosomes amiboïdes à stromatitiques à orthopyroxène.
- mPcsr2c Gneiss quartzofeldspathique gris : patine gris moyen, grain fin, granoblastique; homogène ou à rubanement compositionnel cm souligné par une variation du mode de biotite; localement nodulaire; à biotite et magnétite. Origine volcanique probable.
- mPcsr2b Gneiss quartzofeldspathique rose communément nodulaire : patine rose clair à beige; grain fin, granoblastique; de composition granitique, à biotite et magnétite. Origine volcanique probable. Renferme nodules et veines alumineux à quartz, plagioclase, sillimanite et muscovite interprétés comme d'origine hydrothermale pré-métamorphique.
- mPcsr2a Lapillistone : patine gris clair à beige; matrice à grain fin à moyen, granoblastique, à feldspath potassique, plagioclase, quartz et biotite; composition felsique à intermédiaire; à lapilli felsiques, intermédiaires ou mafiques; polygéniques; fabrique planaire.
- mPcsr1 Arkose et subarkose gneissique : patine gris moyen, grain fin à très fin; folié, laminé et rubané; quartzofeldspathique et à biotite, localement epidote et grenat.

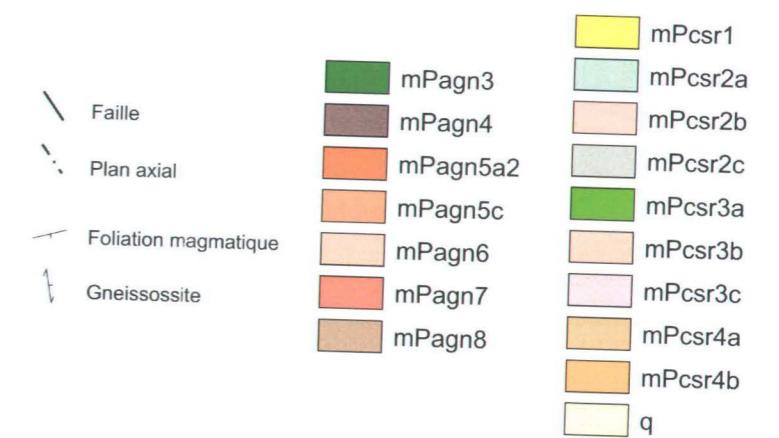
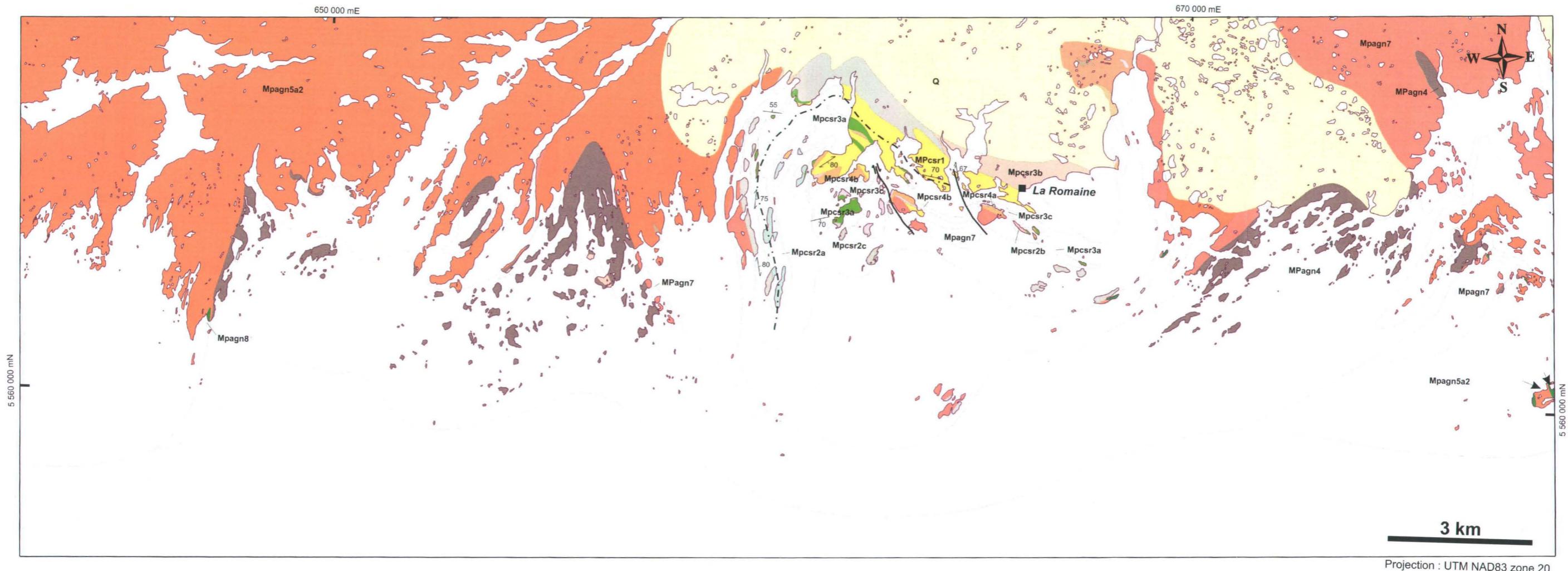


Feuillet 12K01



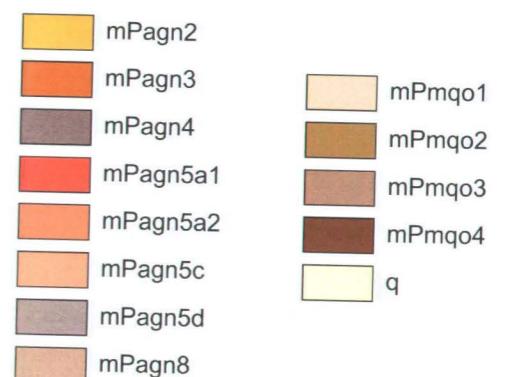
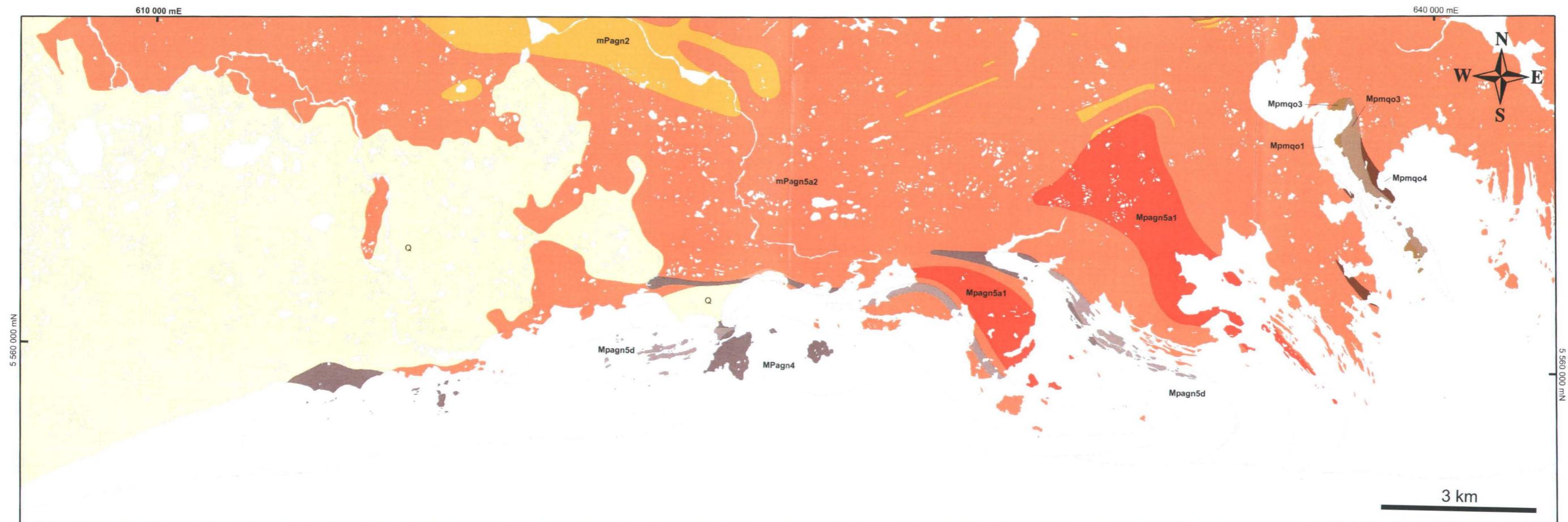


Feuillet 12K02





Feuillet 12K03





ANNEXE III

Localisation des stations



stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0001 | 12K11 | 633234 | 5620709 | 20 | 83 |
| 0002 | 12K11 | 633133 | 5620648 | 20 | 83 |
| 0003 | 12K11 | 633311 | 5620513 | 20 | 83 |
| 0004 | 12K11 | 633419 | 5620450 | 20 | 83 |
| 0005 | 12K11 | 633356 | 5620331 | 20 | 83 |
| 0006 | 12K11 | 633882 | 5620025 | 20 | 83 |
| 00071 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 00072 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 00073 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 00074 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 00075 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 00077 | 12K14 | 634835 | 5624676 | 20 | 83 |
| 0008 | 12K14 | 634850 | 5623350 | 20 | 83 |
| 0009 | 12K11 | 633458 | 5614125 | 20 | 83 |
| 0010 | 12K11 | 635552 | 5616070 | 20 | 83 |
| 0011 | 12K11 | 636019 | 5615839 | 20 | 83 |
| 0012 | 12K11 | 636042 | 5616493 | 20 | 83 |
| 0013 | 12K11 | 636250 | 5616552 | 20 | 83 |
| 0014 | 12K11 | 636328 | 5616771 | 20 | 83 |
| 0015 | 12K11 | 634202 | 5611115 | 20 | 83 |
| 0016 | 12K11 | 634278 | 5611225 | 20 | 83 |
| 0017 | 12K11 | 634548 | 5611494 | 20 | 83 |
| 0018 | 12K11 | 634674 | 5611661 | 20 | 83 |
| 0019 | 12K11 | 634888 | 5611727 | 20 | 83 |
| 0020 | 12K11 | 635964 | 5612022 | 20 | 83 |
| 0021 | 12K11 | 634501 | 5612380 | 20 | 83 |
| 0022 | 12K11 | 634318 | 5612410 | 20 | 83 |
| 0023 | 12K11 | 634263 | 5612719 | 20 | 83 |
| 0024 | 12K11 | 634368 | 5613222 | 20 | 83 |
| 0025 | 12K11 | 634344 | 5613277 | 20 | 83 |
| 0026 | 12K11 | 630659 | 5623709 | 20 | 83 |
| 0027 | 12K11 | 630855 | 5623166 | 20 | 83 |
| 0028 | 12K11 | 630855 | 5623255 | 20 | 83 |
| 0029 | 12K11 | 630915 | 5623394 | 20 | 83 |
| 0030 | 12K11 | 631083 | 5623458 | 20 | 83 |
| 0031 | 12K11 | 631185 | 5623554 | 20 | 83 |
| 0032 | 12K11 | 630278 | 5623300 | 20 | 83 |
| 0033 | 12K11 | 630437 | 5622622 | 20 | 83 |
| 0034 | 12K11 | 630438 | 5622490 | 20 | 83 |
| 0035 | 12K11 | 630357 | 5622332 | 20 | 83 |
| 0036 | 12K11 | 630396 | 5622100 | 20 | 83 |
| 0037 | 12K11 | 630396 | 5621994 | 20 | 83 |
| 0038 | 12K11 | 630391 | 5621648 | 20 | 83 |
| 0039 | 12K11 | 630840 | 5621249 | 20 | 83 |
| 0040 | 12K11 | 631003 | 5621085 | 20 | 83 |
| 0041 | 12K11 | 631163 | 5620839 | 20 | 83 |
| 0042 | 12K11 | 631320 | 5620224 | 20 | 83 |
| 0043 | 12K11 | 631439 | 5620056 | 20 | 83 |
| 0044 | 12K11 | 631622 | 5619754 | 20 | 83 |
| 0045 | 12K11 | 631706 | 5619903 | 20 | 83 |
| 0046 | 12K11 | 631716 | 5619937 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0047 | 12K11 | 631978 | 5620963 | 20 | 83 |
| 0048 | 12K14 | 634782 | 5624261 | 20 | 83 |
| 0049 | 12K11 | 626312 | 5616919 | 20 | 83 |
| 0050 | 12K11 | 626222 | 5617748 | 20 | 83 |
| 0051 | 12K11 | 626601 | 5618544 | 20 | 83 |
| 0052 | 12K11 | 627266 | 5619238 | 20 | 83 |
| 0053 | 12K11 | 627581 | 5618903 | 20 | 83 |
| 0054 | 12K11 | 627737 | 5619182 | 20 | 83 |
| 0055 | 12K11 | 627972 | 5619777 | 20 | 83 |
| 0056 | 12K11 | 628024 | 5620291 | 20 | 83 |
| 0057 | 12K11 | 628611 | 5620613 | 20 | 83 |
| 0058 | 12K11 | 629036 | 5621062 | 20 | 83 |
| 0059 | 12K11 | 628899 | 5620934 | 20 | 83 |
| 0060 | 12K11 | 629103 | 5621094 | 20 | 83 |
| 0061 | 12K11 | 629256 | 5621021 | 20 | 83 |
| 0062 | 12K11 | 629537 | 5621416 | 20 | 83 |
| 0063 | 12K11 | 629622 | 5620282 | 20 | 83 |
| 0064 | 12K11 | 629202 | 5620184 | 20 | 83 |
| 0065 | 12K11 | 629261 | 5620552 | 20 | 83 |
| 0066 | 12K11 | 629049 | 5620580 | 20 | 83 |
| 0067 | 12K11 | 628885 | 5620223 | 20 | 83 |
| 0068 | 12K11 | 629205 | 5619743 | 20 | 83 |
| 0069 | 12K11 | 629171 | 5619556 | 20 | 83 |
| 0070 | 12K11 | 629066 | 5619376 | 20 | 83 |
| 0071 | 12K11 | 626028 | 5617524 | 20 | 83 |
| 0072 | 12K11 | 625182 | 5616918 | 20 | 83 |
| 0073 | 12K11 | 625324 | 5616527 | 20 | 83 |
| 0074 | 12K11 | 636938 | 5606876 | 20 | 83 |
| 0075 | 12K11 | 636871 | 5607250 | 20 | 83 |
| 0076 | 12K11 | 636909 | 5607542 | 20 | 83 |
| 0077 | 12K11 | 634932 | 5603741 | 20 | 83 |
| 0078 | 12K11 | 634922 | 5603659 | 20 | 83 |
| 0079 | 12K11 | 634721 | 5603521 | 20 | 83 |
| 0080 | 12K11 | 635765 | 5603722 | 20 | 83 |
| 0081 | 12K11 | 636238 | 5604132 | 20 | 83 |
| 0082 | 12K11 | 636209 | 5604237 | 20 | 83 |
| 0083 | 12K11 | 636266 | 5604349 | 20 | 83 |
| 0084 | 12K11 | 636700 | 5604608 | 20 | 83 |
| 0085 | 12K11 | 635137 | 5607959 | 20 | 83 |
| 0086 | 12K11 | 634329 | 5609695 | 20 | 83 |
| 0087 | 12K11 | 634301 | 5610206 | 20 | 83 |
| 0088 | 12K11 | 634384 | 5610324 | 20 | 83 |
| 0089 | 12K11 | 625299 | 5611869 | 20 | 83 |
| 0090 | 12K11 | 625427 | 5611992 | 20 | 83 |
| 0091 | 12K11 | 626994 | 5611917 | 20 | 83 |
| 0092 | 12K11 | 626898 | 5613715 | 20 | 83 |
| 0093 | 12K11 | 627539 | 5616099 | 20 | 83 |
| 0094 | 12K11 | 627724 | 5616942 | 20 | 83 |
| 0095 | 12K11 | 629256 | 5617346 | 20 | 83 |
| 0096 | 12K11 | 629327 | 5616974 | 20 | 83 |
| 0097 | 12K11 | 629738 | 5616637 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0098 | 12K11 | 630622 | 5616776 | 20 | 83 |
| 0099 | 12K11 | 630845 | 5617092 | 20 | 83 |
| 0100 | 12K11 | 631226 | 5617330 | 20 | 83 |
| 0101 | 12K11 | 631930 | 5616262 | 20 | 83 |
| 0102 | 12K11 | 632005 | 5616277 | 20 | 83 |
| 0103 | 12K11 | 632163 | 5616391 | 20 | 83 |
| 0104 | 12K11 | 632247 | 5616534 | 20 | 83 |
| 0105 | 12K11 | 632337 | 5616693 | 20 | 83 |
| 0106 | 12K11 | 632317 | 5616822 | 20 | 83 |
| 0107 | 12K11 | 632313 | 5616933 | 20 | 83 |
| 0108 | 12K11 | 632411 | 5617024 | 20 | 83 |
| 0109 | 12K11 | 632510 | 5617050 | 20 | 83 |
| 0110 | 12K11 | 632579 | 5617377 | 20 | 83 |
| 0111 | 12K11 | 632757 | 5617658 | 20 | 83 |
| 0112 | 12K11 | 632807 | 5617851 | 20 | 83 |
| 0113 | 12K11 | 632668 | 5618191 | 20 | 83 |
| 0114 | 12K11 | 632702 | 5618368 | 20 | 83 |
| 0115 | 12K11 | 632525 | 5618574 | 20 | 83 |
| 0116 | 12K11 | 631652 | 5619304 | 20 | 83 |
| 0117 | 12K11 | 632338 | 5621115 | 20 | 83 |
| 0118 | 12K11 | 632297 | 5621291 | 20 | 83 |
| 0119 | 12K14 | 634850 | 5624580 | 20 | 83 |
| 0120 | 12K14 | 634764 | 5624595 | 20 | 83 |
| 0121 | 12K14 | 634650 | 5624350 | 20 | 83 |
| 0122 | 12K11 | 639782 | 5601780 | 20 | 83 |
| 0123 | 12K11 | 640726 | 5604081 | 20 | 83 |
| 0124 | 12K11 | 640584 | 5604288 | 20 | 83 |
| 0125 | 12K11 | 641410 | 5607216 | 20 | 83 |
| 0126 | 12K10 | 643109 | 5607176 | 20 | 83 |
| 0127 | 12K10 | 642675 | 5606622 | 20 | 83 |
| 0128 | 12K10 | 642643 | 5606387 | 20 | 83 |
| 0129 | 12K10 | 642564 | 5606205 | 20 | 83 |
| 0130 | 12K10 | 642128 | 5602730 | 20 | 83 |
| 0131 | 12K11 | 641540 | 5602513 | 20 | 83 |
| 0132 | 12K11 | 641214 | 5602430 | 20 | 83 |
| 0133 | 12K11 | 641702 | 5602104 | 20 | 83 |
| 0134 | 12K11 | 641406 | 5601846 | 20 | 83 |
| 0135 | 12K10 | 641695 | 5608311 | 20 | 83 |
| 0136 | 12K11 | 640469 | 5610445 | 20 | 83 |
| 0137 | 12K11 | 640237 | 5610425 | 20 | 83 |
| 0138 | 12K11 | 640139 | 5610584 | 20 | 83 |
| 0139 | 12K11 | 641064 | 5610744 | 20 | 83 |
| 0140 | 12K11 | 640899 | 5609584 | 20 | 83 |
| 0141 | 12K11 | 640953 | 5609468 | 20 | 83 |
| 0142 | 12K11 | 641016 | 5609626 | 20 | 83 |
| 0143 | 12K11 | 641026 | 5609542 | 20 | 83 |
| 0144 | 12K11 | 641386 | 5608835 | 20 | 83 |
| 0145 | 12K10 | 641700 | 5607682 | 20 | 83 |
| 0146 | 12K11 | 641463 | 5607879 | 20 | 83 |
| 0147 | 12K11 | 641268 | 5607743 | 20 | 83 |
| 0148 | 12K11 | 641286 | 5607481 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0149 | 12K11 | 641476 | 5607587 | 20 | 83 |
| 0150 | 12K11 | 641145 | 5602517 | 20 | 83 |
| 0151 | 12K11 | 641130 | 5602511 | 20 | 83 |
| 0152 | 12K11 | 641199 | 5602762 | 20 | 83 |
| 0153 | 12K11 | 641281 | 5603054 | 20 | 83 |
| 0154 | 12K11 | 641291 | 5603216 | 20 | 83 |
| 0155 | 12K11 | 641479 | 5603492 | 20 | 83 |
| 0156 | 12K11 | 641501 | 5603533 | 20 | 83 |
| 0157 | 12K10 | 641905 | 5604199 | 20 | 83 |
| 0158 | 12K10 | 641581 | 5611659 | 20 | 83 |
| 0159 | 12K10 | 641766 | 5611695 | 20 | 83 |
| 0160 | 12K10 | 641907 | 5611866 | 20 | 83 |
| 0161 | 12K10 | 642002 | 5612340 | 20 | 83 |
| 0162 | 12K10 | 642156 | 5612400 | 20 | 83 |
| 0163 | 12K10 | 641647 | 5614674 | 20 | 83 |
| 0164 | 12K10 | 641773 | 5614947 | 20 | 83 |
| 0165 | 12K10 | 641788 | 5617335 | 20 | 83 |
| 0166 | 12K10 | 641687 | 5615571 | 20 | 83 |
| 0167 | 12K11 | 641199 | 5611587 | 20 | 83 |
| 0168 | 12K10 | 641810 | 5616775 | 20 | 83 |
| 0169 | 12K14 | 634507 | 5624622 | 20 | 83 |
| 0170 | 12K14 | 634386 | 5624676 | 20 | 83 |
| 0171 | 12K14 | 634464 | 5624761 | 20 | 83 |
| 0172 | 12K14 | 634387 | 5624772 | 20 | 83 |
| 0173 | 12K14 | 634286 | 5624817 | 20 | 83 |
| 0174 | 12K10 | 642104 | 5616563 | 20 | 83 |
| 0175 | 12K10 | 642649 | 5617000 | 20 | 83 |
| 0176 | 12K10 | 642753 | 5617278 | 20 | 83 |
| 0177 | 12K10 | 642796 | 5617474 | 20 | 83 |
| 0178 | 12K10 | 642815 | 5617851 | 20 | 83 |
| 0179 | 12K10 | 642824 | 5618131 | 20 | 83 |
| 0180 | 12K10 | 642893 | 5618604 | 20 | 83 |
| 0181 | 12K10 | 642926 | 5618740 | 20 | 83 |
| 0182 | 12K10 | 643083 | 5618990 | 20 | 83 |
| 0183 | 12K10 | 643329 | 5618989 | 20 | 83 |
| 0184 | 12K10 | 644157 | 5619379 | 20 | 83 |
| 0185 | 12K10 | 644458 | 5619767 | 20 | 83 |
| 0186 | 12K10 | 645156 | 5623448 | 20 | 83 |
| 0187 | 12K10 | 644964 | 5623690 | 20 | 83 |
| 0188 | 12K10 | 644792 | 5624008 | 20 | 83 |
| 0189 | 12K10 | 643556 | 5623614 | 20 | 83 |
| 0190 | 12K10 | 642998 | 5623035 | 20 | 83 |
| 0191 | 12K10 | 643565 | 5622189 | 20 | 83 |
| 0192 | 12K10 | 642738 | 5622392 | 20 | 83 |
| 0193 | 12K10 | 642683 | 5622652 | 20 | 83 |
| 0194 | 12K10 | 642092 | 5622154 | 20 | 83 |
| 0195 | 12K10 | 642981 | 5621810 | 20 | 83 |
| 0196 | 12K14 | 635450 | 5624886 | 20 | 83 |
| 0197 | 12K14 | 635350 | 5624850 | 20 | 83 |
| 0198 | 12K14 | 635529 | 5625486 | 20 | 83 |
| 0199 | 12K14 | 635524 | 5625529 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0200 | 12K14 | 635506 | 5625792 | 20 | 83 |
| 0201 | 12K14 | 636260 | 5626498 | 20 | 83 |
| 0202 | 12K14 | 636292 | 5626533 | 20 | 83 |
| 0203 | 12K14 | 635963 | 5626856 | 20 | 83 |
| 0204 | 12K14 | 636374 | 5626585 | 20 | 83 |
| 0205 | 12K14 | 636570 | 5626758 | 20 | 83 |
| 0206 | 12K14 | 636514 | 5626467 | 20 | 83 |
| 0207 | 12K14 | 636573 | 5626579 | 20 | 83 |
| 0208 | 12K14 | 636874 | 5626702 | 20 | 83 |
| 0209 | 12K14 | 637065 | 5627509 | 20 | 83 |
| 0210 | 12K14 | 636849 | 5627185 | 20 | 83 |
| 0211 | 12K14 | 636670 | 5627443 | 20 | 83 |
| 0212 | 12K14 | 634179 | 5624943 | 20 | 83 |
| 0213 | 12K14 | 633628 | 5625363 | 20 | 83 |
| 0214 | 12K14 | 633570 | 5625382 | 20 | 83 |
| 0215 | 12K14 | 633490 | 5625412 | 20 | 83 |
| 0216 | 12K14 | 633028 | 5625628 | 20 | 83 |
| 0217 | 12K14 | 633058 | 5625884 | 20 | 83 |
| 0218 | 12K14 | 633129 | 5626006 | 20 | 83 |
| 0219 | 12K14 | 633230 | 5626260 | 20 | 83 |
| 0220 | 12K14 | 633212 | 5626301 | 20 | 83 |
| 0221 | 12K14 | 633147 | 5626489 | 20 | 83 |
| 0222 | 12K14 | 634132 | 5627823 | 20 | 83 |
| 0223 | 12K06 | 634770 | 5595571 | 20 | 83 |
| 0224 | 12K06 | 634832 | 5595695 | 20 | 83 |
| 0225 | 12K11 | 633892 | 5613752 | 20 | 83 |
| 0226 | 12K11 | 634349 | 5613358 | 20 | 83 |
| 0227 | 12K11 | 633820 | 5619299 | 20 | 83 |
| 0228 | 12K14 | 634142 | 5623559 | 20 | 83 |
| 0229 | 12K11 | 632701 | 5617666 | 20 | 83 |
| 02292 | 12K11 | 632729 | 5617622 | 20 | 83 |
| 0230 | 12K11 | 617555 | 5613421 | 20 | 83 |
| 0231 | 12K11 | 617302 | 5614055 | 20 | 83 |
| 0232 | 12K11 | 617529 | 5614018 | 20 | 83 |
| 0233 | 12K11 | 617674 | 5614104 | 20 | 83 |
| 0234 | 12K11 | 617698 | 5614395 | 20 | 83 |
| 0235 | 12K11 | 617610 | 5614470 | 20 | 83 |
| 0236 | 12K11 | 616531 | 5614724 | 20 | 83 |
| 0237 | 12K11 | 616502 | 5615864 | 20 | 83 |
| 0238 | 12K11 | 616507 | 5616252 | 20 | 83 |
| 0239 | 12K11 | 617490 | 5616273 | 20 | 83 |
| 0240 | 12K11 | 617608 | 5616392 | 20 | 83 |
| 0241 | 12K11 | 617714 | 5616273 | 20 | 83 |
| 0242 | 12K11 | 617801 | 5616133 | 20 | 83 |
| 0243 | 12K11 | 617851 | 5615925 | 20 | 83 |
| 0244 | 12K11 | 618049 | 5616011 | 20 | 83 |
| 0245 | 12K11 | 618000 | 5615600 | 20 | 83 |
| 0246 | 12K11 | 618000 | 5615400 | 20 | 83 |
| 0247 | 12K11 | 618007 | 5616259 | 20 | 83 |
| 0248 | 12K11 | 618010 | 5616478 | 20 | 83 |
| 0249 | 12K11 | 618070 | 5616636 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0250 | 12K11 | 618870 | 5616677 | 20 | 83 |
| 0251 | 12K11 | 617980 | 5617286 | 20 | 83 |
| 0252 | 12K11 | 617868 | 5617341 | 20 | 83 |
| 0253 | 12K11 | 617658 | 5617068 | 20 | 83 |
| 0254 | 12K11 | 617538 | 5617018 | 20 | 83 |
| 0255 | 12K11 | 617381 | 5617811 | 20 | 83 |
| 0256 | 12K11 | 617544 | 5618099 | 20 | 83 |
| 0257 | 12K11 | 617727 | 5618226 | 20 | 83 |
| 0258 | 12K11 | 617803 | 5618078 | 20 | 83 |
| 0259 | 12K11 | 617887 | 5617985 | 20 | 83 |
| 0260 | 12K11 | 619238 | 5616323 | 20 | 83 |
| 0261 | 12K11 | 620137 | 5617002 | 20 | 83 |
| 0262 | 12K11 | 619952 | 5616116 | 20 | 83 |
| 0263 | 12K11 | 620296 | 5615994 | 20 | 83 |
| 0264 | 12K11 | 620369 | 5616057 | 20 | 83 |
| 0265 | 12K11 | 620483 | 5616090 | 20 | 83 |
| 0266 | 12K11 | 620593 | 5616069 | 20 | 83 |
| 0267 | 12K11 | 620839 | 5616068 | 20 | 83 |
| 0268 | 12K11 | 620120 | 5615870 | 20 | 83 |
| 0269 | 12K11 | 620603 | 5615738 | 20 | 83 |
| 0270 | 12K11 | 620539 | 5615408 | 20 | 83 |
| 0271 | 12K11 | 620542 | 5614951 | 20 | 83 |
| 0272 | 12K11 | 620437 | 5614921 | 20 | 83 |
| 0273 | 12K11 | 620375 | 5614907 | 20 | 83 |
| 0274 | 12K11 | 620277 | 5614822 | 20 | 83 |
| 0275 | 12K11 | 620190 | 5614717 | 20 | 83 |
| 0276 | 12K11 | 620338 | 5614570 | 20 | 83 |
| 0277 | 12K11 | 620380 | 5614586 | 20 | 83 |
| 0278 | 12K11 | 620526 | 5614672 | 20 | 83 |
| 0279 | 12K11 | 626111 | 5607413 | 20 | 83 |
| 0280 | 12K11 | 626704 | 5607314 | 20 | 83 |
| 0281 | 12K11 | 625726 | 5605952 | 20 | 83 |
| 0282 | 12K11 | 625701 | 5606056 | 20 | 83 |
| 0283 | 12K11 | 625768 | 5606103 | 20 | 83 |
| 0284 | 12K11 | 625794 | 5606145 | 20 | 83 |
| 0285 | 12K11 | 625927 | 5606267 | 20 | 83 |
| 0286 | 12K11 | 626156 | 5606424 | 20 | 83 |
| 0287 | 12K11 | 626168 | 5606583 | 20 | 83 |
| 0288 | 12K11 | 625796 | 5606584 | 20 | 83 |
| 0289 | 12K11 | 625458 | 5606568 | 20 | 83 |
| 0290 | 12K11 | 625087 | 5606483 | 20 | 83 |
| 0291 | 12K11 | 622485 | 5606313 | 20 | 83 |
| 0292 | 12K11 | 622512 | 5606138 | 20 | 83 |
| 0293 | 12K11 | 619703 | 5606356 | 20 | 83 |
| 0294 | 12K11 | 619402 | 5606797 | 20 | 83 |
| 0295 | 12K11 | 618790 | 5607022 | 20 | 83 |
| 0296 | 12K11 | 617920 | 5607753 | 20 | 83 |
| 0297 | 12K11 | 623208 | 5607222 | 20 | 83 |
| 0298 | 12K11 | 623257 | 5607334 | 20 | 83 |
| 0299 | 12K11 | 622590 | 5607462 | 20 | 83 |
| 0300 | 12K11 | 622497 | 5607532 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0301 | 12K11 | 620432 | 5607068 | 20 | 83 |
| 0302 | 12K11 | 619769 | 5607044 | 20 | 83 |
| 0303 | 12K11 | 619159 | 5607463 | 20 | 83 |
| 0304 | 12K11 | 618482 | 5607868 | 20 | 83 |
| 0305 | 12K11 | 618529 | 5607869 | 20 | 83 |
| 0306 | 12K11 | 618681 | 5607748 | 20 | 83 |
| 0307 | 12K11 | 620430 | 5607352 | 20 | 83 |
| 0308 | 12K11 | 620646 | 5607728 | 20 | 83 |
| 0309 | 12K11 | 620693 | 5607786 | 20 | 83 |
| 0310 | 12K11 | 620921 | 5608685 | 20 | 83 |
| 0311 | 12K11 | 625830 | 5607558 | 20 | 83 |
| 0312 | 12K11 | 625743 | 5607627 | 20 | 83 |
| 0313 | 12K11 | 625629 | 5607706 | 20 | 83 |
| 0314 | 12K11 | 625321 | 5607529 | 20 | 83 |
| 0315 | 12K11 | 625397 | 5608069 | 20 | 83 |
| 0316 | 12K11 | 625474 | 5608090 | 20 | 83 |
| 0317 | 12K11 | 624918 | 5608209 | 20 | 83 |
| 0318 | 12K11 | 624526 | 5608407 | 20 | 83 |
| 0319 | 12K11 | 623262 | 5608637 | 20 | 83 |
| 0320 | 12K11 | 622412 | 5608863 | 20 | 83 |
| 0321 | 12K11 | 620095 | 5611229 | 20 | 83 |
| 0322 | 12K11 | 620137 | 5611042 | 20 | 83 |
| 0323 | 12K11 | 621923 | 5610136 | 20 | 83 |
| 0324 | 12K11 | 622332 | 5610281 | 20 | 83 |
| 0325 | 12K11 | 622545 | 5610826 | 20 | 83 |
| 0326 | 12K11 | 622934 | 5610510 | 20 | 83 |
| 0327 | 12K11 | 622607 | 5609370 | 20 | 83 |
| 0328 | 12K11 | 632820 | 5617809 | 20 | 83 |
| 0329 | 12K11 | | | 20 | 83 |
| 0330 | 12K11 | | | 20 | 83 |
| 0331 | 12K11 | | | 20 | 83 |
| 0332 | 12K02 | 661794 | 5564028 | 20 | 83 |
| 0333 | 12K02 | 661888 | 5564057 | 20 | 83 |
| 0334 | 12K02 | 661882 | 5563958 | 20 | 83 |
| 0335 | 12K02 | 661335 | 5563875 | 20 | 83 |
| 0336 | 12K02 | 661219 | 5565095 | 20 | 83 |
| 0337 | 12K02 | 661134 | 5565013 | 20 | 83 |
| 0338 | 12K02 | 665824 | 5564766 | 20 | 83 |
| 0339 | 12K02 | 655509 | 5561375 | 20 | 83 |
| 0340 | 12K02 | 654727 | 5561473 | 20 | 83 |
| 0341 | 12K02 | 654263 | 5561178 | 20 | 83 |
| 0342 | 12K02 | 654096 | 5561187 | 20 | 83 |
| 0343 | 12K02 | 660091 | 5562726 | 20 | 83 |
| 0344 | 12K07 | 657240 | 5569029 | 20 | 83 |
| 0345 | 12K07 | 656489 | 5568933 | 20 | 83 |
| 0346 | 12K02 | 653962 | 5567957 | 20 | 83 |
| 0347 | 12K02 | 653169 | 5567052 | 20 | 83 |
| 0348 | 12K02 | 652801 | 5562419 | 20 | 83 |
| 0349 | 12K02 | 653335 | 5562297 | 20 | 83 |
| 0350 | 12K02 | 654147 | 5562794 | 20 | 83 |
| 0351 | 12K02 | 657544 | 5563104 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0352 | 12K02 | 659838 | 5563333 | 20 | 83 |
| 0353 | 12K02 | 660189 | 5563952 | 20 | 83 |
| 0354 | 12K02 | 660097 | 5564296 | 20 | 83 |
| 0355 | 12K02 | 660212 | 5564648 | 20 | 83 |
| 0356 | 12K02 | 659512 | 5564666 | 20 | 83 |
| 0357 | 12K02 | 661568 | 5564851 | 20 | 83 |
| 0358 | 12K02 | 661558 | 5564809 | 20 | 83 |
| 0359 | 12K02 | 661568 | 5564898 | 20 | 83 |
| 0360 | 12K02 | 663456 | 5564137 | 20 | 83 |
| 0361 | 12K02 | 663444 | 5564184 | 20 | 83 |
| 0362 | 12K02 | 664555 | 5564556 | 20 | 83 |
| 0363 | 12K02 | 661865 | 5564999 | 20 | 83 |
| 0364 | 12K02 | 661894 | 5564956 | 20 | 83 |
| 0365 | 12K02 | 661828 | 5564945 | 20 | 83 |
| 0366 | 12K02 | 663183 | 5564819 | 20 | 83 |
| 0367 | 12K02 | 661754 | 5564796 | 20 | 83 |
| 0368 | 12K02 | 653231 | 5562787 | 20 | 83 |
| 0369 | 12K02 | 652799 | 5562538 | 20 | 83 |
| 0370 | 12K02 | 652856 | 5562618 | 20 | 83 |
| 0371 | 12K02 | 653929 | 5562435 | 20 | 83 |
| 0372 | 12K02 | 654874 | 5563299 | 20 | 83 |
| 0373 | 12K02 | 654943 | 5563404 | 20 | 83 |
| 0374 | 12K02 | 656899 | 5563045 | 20 | 83 |
| 0375 | 12K02 | 663092 | 5564988 | 20 | 83 |
| 0376 | 12K02 | 663333 | 5565091 | 20 | 83 |
| 0377 | 12K02 | 667124 | 5563138 | 20 | 83 |
| 0378 | 12K02 | 666315 | 5562651 | 20 | 83 |
| 0379 | 12K02 | 666294 | 5564141 | 20 | 83 |
| 0380 | 12K02 | 671503 | 5563246 | 20 | 83 |
| 0381 | 12K02 | 671386 | 5563895 | 20 | 83 |
| 0382 | 12K02 | 670960 | 5563871 | 20 | 83 |
| 0383 | 12K02 | 670752 | 5563741 | 20 | 83 |
| 0384 | 12K02 | 671187 | 5563935 | 20 | 83 |
| 0385 | 12K02 | 671097 | 5562631 | 20 | 83 |
| 0386 | 12K02 | 671021 | 5561966 | 20 | 83 |
| 0387 | 12K02 | 668834 | 5562690 | 20 | 83 |
| 0388 | 12K02 | 668674 | 5562916 | 20 | 83 |
| 0389 | 12K02 | 668211 | 5562550 | 20 | 83 |
| 0390 | 12K02 | 672926 | 5563865 | 20 | 83 |
| 0391 | 12K02 | 672877 | 5563767 | 20 | 83 |
| 0392 | 12K02 | 673012 | 5563777 | 20 | 83 |
| 0393 | 12K02 | 673137 | 5563975 | 20 | 83 |
| 0394 | 12K02 | 673280 | 5564478 | 20 | 83 |
| 0395 | 12K02 | 673343 | 5564358 | 20 | 83 |
| 0396 | 12K02 | 673681 | 5564606 | 20 | 83 |
| 0397 | 12K02 | 673416 | 5564860 | 20 | 83 |
| 0398 | 12K02 | 673603 | 5564253 | 20 | 83 |
| 0399 | 12K02 | 671099 | 5563323 | 20 | 83 |
| 0400 | 12K03 | 641582 | 5564249 | 20 | 83 |
| 0401 | 12K03 | 641447 | 5564735 | 20 | 83 |
| 0402 | 12K03 | 641475 | 5564823 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0403 | 12K03 | 641474 | 5565184 | 20 | 83 |
| 0404 | 12K03 | 641343 | 5565308 | 20 | 83 |
| 0405 | 12K03 | 641921 | 5565822 | 20 | 83 |
| 0406 | 12K03 | 641070 | 5565849 | 20 | 83 |
| 0407 | 12K03 | 640880 | 5565661 | 20 | 83 |
| 0408 | 12K03 | 640767 | 5565763 | 20 | 83 |
| 0409 | 12K03 | 640510 | 5565763 | 20 | 83 |
| 0410 | 12K03 | 640335 | 5565789 | 20 | 83 |
| 0411 | 12K03 | 641063 | 5565377 | 20 | 83 |
| 0412 | 12K03 | 638313 | 5559996 | 20 | 83 |
| 0413 | 12K03 | 638536 | 5560853 | 20 | 83 |
| 0414 | 12K03 | 638250 | 5561274 | 20 | 83 |
| 0415 | 12K03 | 638395 | 5561773 | 20 | 83 |
| 0416 | 12K02 | 642791 | 5563332 | 20 | 83 |
| 0417 | 12K03 | 639042 | 5565129 | 20 | 83 |
| 0418 | 12K03 | 638731 | 5564175 | 20 | 83 |
| 0419 | 12K03 | 638562 | 5564239 | 20 | 83 |
| 0420 | 12K03 | 638527 | 5564454 | 20 | 83 |
| 0421 | 12K03 | 638603 | 5564631 | 20 | 83 |
| 0422 | 12K03 | 638679 | 5564656 | 20 | 83 |
| 0423 | 12K03 | 638707 | 5564732 | 20 | 83 |
| 0424 | 12K03 | 640635 | 5565033 | 20 | 83 |
| 0425 | 12K03 | 640266 | 5565497 | 20 | 83 |
| 0426 | 12K03 | 640114 | 5565559 | 20 | 83 |
| 0427 | 12K03 | 640045 | 5565541 | 20 | 83 |
| 0428 | 12K03 | 639685 | 5565670 | 20 | 83 |
| 0429 | 12K03 | 638523 | 5564348 | 20 | 83 |
| 0430 | 12K03 | 638936 | 5563540 | 20 | 83 |
| 0431 | 12K03 | 638977 | 5563586 | 20 | 83 |
| 0432 | 12K03 | 639058 | 5563444 | 20 | 83 |
| 0433 | 12K03 | 639308 | 5563309 | 20 | 83 |
| 0434 | 12K03 | 639359 | 5563323 | 20 | 83 |
| 0435 | 12K03 | 641003 | 5563557 | 20 | 83 |
| 0436 | 12K03 | 639619 | 5562348 | 20 | 83 |
| 0437 | 12K03 | 639681 | 5562742 | 20 | 83 |
| 0438 | 12K03 | 639454 | 5562636 | 20 | 83 |
| 0439 | 12K03 | 639694 | 5562772 | 20 | 83 |
| 0440 | 12K03 | 638333 | 5563522 | 20 | 83 |
| 0441 | 12K03 | 638000 | 5564075 | 20 | 83 |
| 0442 | 12K03 | 637366 | 5564881 | 20 | 83 |
| 0443 | 12K03 | 637347 | 5566090 | 20 | 83 |
| 0444 | 12K01 | 683927 | 5564242 | 20 | 83 |
| 0445 | 12K01 | 684465 | 5564052 | 20 | 83 |
| 0446 | 12K02 | 676804 | 5564110 | 20 | 83 |
| 0447 | 12K02 | 676941 | 5563966 | 20 | 83 |
| 0448 | 12K02 | 676891 | 5563762 | 20 | 83 |
| 0449 | 12K02 | 677041 | 5563771 | 20 | 83 |
| 0450 | 12K02 | 677275 | 5563710 | 20 | 83 |
| 0451 | 12K02 | 676771 | 5563599 | 20 | 83 |
| 0452 | 12K02 | 676765 | 5563984 | 20 | 83 |
| 0453 | 12K02 | 676552 | 5563703 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0454 | 12K02 | 676653 | 5563894 | 20 | 83 |
| 0455 | 12K02 | 676330 | 5563469 | 20 | 83 |
| 0456 | 12K02 | 676200 | 5563395 | 20 | 83 |
| 0457 | 12K02 | 676037 | 5563484 | 20 | 83 |
| 0458 | 12K02 | 678237 | 5560649 | 20 | 83 |
| 0459 | 12K02 | 678136 | 5560616 | 20 | 83 |
| 0460 | 12K02 | 678042 | 5560427 | 20 | 83 |
| 0461 | 12K01 | 678859 | 5562666 | 20 | 83 |
| 0462 | 12K01 | 678684 | 5562363 | 20 | 83 |
| 0463 | 12K02 | 677648 | 5563490 | 20 | 83 |
| 0464 | 12K02 | 677553 | 5563430 | 20 | 83 |
| 0465 | 12K02 | 677568 | 5563308 | 20 | 83 |
| 0466 | 12K02 | 677745 | 5563260 | 20 | 83 |
| 0467 | 12K02 | 678096 | 5563100 | 20 | 83 |
| 0468 | 12K02 | 678093 | 5563240 | 20 | 83 |
| 0469 | 12K02 | 678179 | 5563324 | 20 | 83 |
| 0470 | 12K01 | 679367 | 5563591 | 20 | 83 |
| 0471 | 12K01 | 679497 | 5563393 | 20 | 83 |
| 0472 | 12K01 | 679631 | 5563164 | 20 | 83 |
| 0473 | 12K01 | 679857 | 5563301 | 20 | 83 |
| 0474 | 12K01 | 679953 | 5563863 | 20 | 83 |
| 0475 | 12K01 | 680183 | 5563876 | 20 | 83 |
| 0476 | 12K01 | 697460 | 5565730 | 20 | 83 |
| 0477 | 12K01 | 698802 | 5566597 | 20 | 83 |
| 0478 | 12K01 | 698568 | 5566390 | 20 | 83 |
| 0479 | 12K01 | 698420 | 5567143 | 20 | 83 |
| 0480 | 12K01 | 698260 | 5567214 | 20 | 83 |
| 0481 | 12K01 | 698154 | 5567560 | 20 | 83 |
| 0482 | 12K01 | 698298 | 5567837 | 20 | 83 |
| 0483 | 12K01 | 698604 | 5568127 | 20 | 83 |
| 0484 | 12K01 | 683619 | 5564306 | 20 | 83 |
| 0485 | 12K01 | 682915 | 5564763 | 20 | 83 |
| 0486 | 12K01 | 683152 | 5564748 | 20 | 83 |
| 0487 | 12K01 | 683188 | 5565021 | 20 | 83 |
| 0488 | 12K01 | 683293 | 5565101 | 20 | 83 |
| 0489 | 12K01 | 683002 | 5565776 | 20 | 83 |
| 0490 | 12K02 | 669085 | 5564194 | 20 | 83 |
| 0491 | 12K02 | 669045 | 5564752 | 20 | 83 |
| 0492 | 12K02 | 668937 | 5564929 | 20 | 83 |
| 0493 | 12K02 | 665334 | 5566417 | 20 | 83 |
| 0494 | 12K01 | 698895 | 5568229 | 20 | 83 |
| 0495 | 12K02 | 665752 | 5563653 | 20 | 83 |
| 0496 | 12K02 | 660458 | 5562446 | 20 | 83 |
| 0497 | 12K02 | 660414 | 5562233 | 20 | 83 |
| 0498 | 12K02 | 660380 | 5562100 | 20 | 83 |
| 0499 | 12K02 | 659142 | 5564113 | 20 | 83 |
| 0500 | 12K02 | 658764 | 5565116 | 20 | 83 |
| 0501 | 12K02 | 659205 | 5565801 | 20 | 83 |
| 0502 | 12K02 | 659517 | 5565092 | 20 | 83 |
| 0503 | 12K02 | 659807 | 5565445 | 20 | 83 |
| 0504 | 12K02 | 659209 | 5565121 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0505 | 12K02 | 659197 | 5565224 | 20 | 83 |
| 0506 | 12K02 | 665337 | 5564631 | 20 | 83 |
| 0507 | 12K02 | 665066 | 5564595 | 20 | 83 |
| 0508 | 12K02 | 664732 | 5565051 | 20 | 83 |
| 0509 | 12K02 | 665054 | 5564515 | 20 | 83 |
| 0510 | 12K02 | 665369 | 5564561 | 20 | 83 |
| 0511 | 12K02 | 665111 | 5564171 | 20 | 83 |
| 0512 | 12K02 | 666358 | 5564090 | 20 | 83 |
| 0513 | 12K07 | 664738 | 5569702 | 20 | 83 |
| 0514 | 12K07 | 664967 | 5569714 | 20 | 83 |
| 0515 | 12K02 | 661098 | 5565541 | 20 | 83 |
| 0516 | 12K02 | 661368 | 5565745 | 20 | 83 |
| 0517 | 12K02 | 660734 | 5566823 | 20 | 83 |
| 0518 | 12K02 | 660146 | 5566530 | 20 | 83 |
| 0519 | 12K02 | 659779 | 5566501 | 20 | 83 |
| 0520 | 12K02 | 659603 | 5566153 | 20 | 83 |
| 0521 | 12K02 | 659714 | 5565868 | 20 | 83 |
| 0522 | 12K02 | 661683 | 5564217 | 20 | 83 |
| 0523 | 12K02 | 662492 | 5564107 | 20 | 83 |
| 0524 | 12K02 | 662262 | 5564415 | 20 | 83 |
| 0525 | 12K02 | 662921 | 5564636 | 20 | 83 |
| 0526 | 12K02 | 662754 | 5564343 | 20 | 83 |
| 0527 | 12K02 | 663539 | 5564431 | 20 | 83 |
| 0528 | 12K02 | 664258 | 5565151 | 20 | 83 |
| 0529 | 12K02 | 664410 | 5565298 | 20 | 83 |
| 0530 | 12K02 | 664612 | 5565020 | 20 | 83 |
| 0531 | 12K07 | 664818 | 5570112 | 20 | 83 |
| 0532 | 12K07 | 667921 | 5569707 | 20 | 83 |
| 0533 | 12K07 | 668210 | 5569751 | 20 | 83 |
| 0534 | 12K02 | 666930 | 5568357 | 20 | 83 |
| 0535 | 12K02 | 667304 | 5567950 | 20 | 83 |
| 0536 | 12K02 | 667466 | 5567845 | 20 | 83 |
| 0537 | 12K02 | 660754 | 5565759 | 20 | 83 |
| 0538 | 12K02 | 660767 | 5565703 | 20 | 83 |
| 0539 | 12K02 | 660803 | 5565685 | 20 | 83 |
| 0540 | 12K02 | 662073 | 5565360 | 20 | 83 |
| 0541 | 12K02 | 664445 | 5560099 | 20 | 83 |
| 0542 | 12K02 | 664221 | 5559908 | 20 | 83 |
| 0543 | 12K02 | 664498 | 5559976 | 20 | 83 |
| 0544 | 12K02 | 664672 | 5559936 | 20 | 83 |
| 0545 | 12K02 | 662237 | 5564761 | 20 | 83 |
| 0546 | 12K02 | 661079 | 5565335 | 20 | 83 |
| 0547 | 12K02 | 661195 | 5565111 | 20 | 83 |
| 0548 | 12K02 | 661143 | 5565115 | 20 | 83 |
| 0549 | 12K02 | 661127 | 5565164 | 20 | 83 |
| 0550 | 12K02 | 661116 | 5565191 | 20 | 83 |
| 0551 | 12K02 | 662670 | 5565091 | 20 | 83 |
| 0552 | 12K02 | 662439 | 5564267 | 20 | 83 |
| 0553 | 12K02 | 662403 | 5564323 | 20 | 83 |
| 0554 | 12K02 | 662429 | 5564402 | 20 | 83 |
| 0555 | 12K02 | 665101 | 5564713 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0556 | 12K02 | 663084 | 5565684 | 20 | 83 |
| 0557 | 12K02 | 663418 | 5566121 | 20 | 83 |
| 0558 | 12K02 | 663320 | 5566148 | 20 | 83 |
| 0559 | 12K02 | 663193 | 5566138 | 20 | 83 |
| 0560 | 12K02 | 665452 | 5564828 | 20 | 83 |
| 0561 | 12K02 | 663389 | 5565773 | 20 | 83 |
| 0562 | 12K02 | 663550 | 5565825 | 20 | 83 |
| 0563 | 12K02 | 663329 | 5565736 | 20 | 83 |
| 0564 | 12K02 | 663503 | 5565540 | 20 | 83 |
| 0565 | 12K02 | 663563 | 5565533 | 20 | 83 |
| 0566 | 12K02 | 663549 | 5565327 | 20 | 83 |
| 0567 | 12K02 | 663810 | 5565153 | 20 | 83 |
| 0568 | 12K07 | 664659 | 5570111 | 20 | 83 |
| 0569 | 12K07 | 664150 | 5570832 | 20 | 83 |
| 0570 | 12K07 | 664089 | 5571694 | 20 | 83 |
| 0571 | 12K07 | 663798 | 5571638 | 20 | 83 |
| 0572 | 12K07 | 663590 | 5571875 | 20 | 83 |
| 0573 | 12K07 | 663286 | 5571856 | 20 | 83 |
| 0574 | 12K07 | 663074 | 5571962 | 20 | 83 |
| 0575 | 12K07 | 663946 | 5572181 | 20 | 83 |
| 0576 | 12K07 | 664000 | 5572550 | 20 | 83 |
| 0577 | 12K07 | 663520 | 5573004 | 20 | 83 |
| 0578 | 12K07 | 662990 | 5573813 | 20 | 83 |
| 0579 | 12K07 | 663162 | 5573360 | 20 | 83 |
| 0580 | 12K02 | 662600 | 5565129 | 20 | 83 |
| 0581 | 12K02 | 662661 | 5564532 | 20 | 83 |
| 0582 | 12K02 | 662659 | 5564574 | 20 | 83 |
| 0583 | 12K02 | 662630 | 5564663 | 20 | 83 |
| 0584 | 12K02 | 660160 | 5559868 | 20 | 83 |
| 0585 | 12K02 | 660542 | 5559623 | 20 | 83 |
| 0586 | 12K02 | 659321 | 5560954 | 20 | 83 |
| 0587 | 12K02 | 658063 | 5561029 | 20 | 83 |
| 0588 | 12K02 | 656329 | 5561008 | 20 | 83 |
| 0589 | 12K02 | 654326 | 5560713 | 20 | 83 |
| 0590 | 12K02 | 654087 | 5560000 | 20 | 83 |
| 0591 | 12K02 | 653740 | 5560131 | 20 | 83 |
| 0592 | 12K02 | 653261 | 5560648 | 20 | 83 |
| 0593 | 12K02 | 653324 | 5561184 | 20 | 83 |
| 0594 | 12K02 | 653270 | 5561245 | 20 | 83 |
| 0595 | 12K02 | 652507 | 5559204 | 20 | 83 |
| 0596 | 12K02 | 651414 | 5560457 | 20 | 83 |
| 0597 | 12K02 | 651734 | 5560644 | 20 | 83 |
| 0598 | 12K02 | 651597 | 5561357 | 20 | 83 |
| 0599 | 12K02 | 652192 | 5561075 | 20 | 83 |
| 0600 | 12K02 | 662478 | 5564020 | 20 | 83 |
| 0601 | 12K02 | 662463 | 5563983 | 20 | 83 |
| 0602 | 12K02 | 662465 | 5563960 | 20 | 83 |
| 0603 | 12K02 | 662469 | 5563943 | 20 | 83 |
| 0604 | 12K02 | 662497 | 5563883 | 20 | 83 |
| 0605 | 12K02 | 665322 | 5564665 | 20 | 83 |
| 0606 | 12K02 | 666091 | 5564080 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0607 | 12K02 | 666153 | 5564019 | 20 | 83 |
| 0608 | 12K02 | 666252 | 5564020 | 20 | 83 |
| 0609 | 12K02 | 671720 | 5564894 | 20 | 83 |
| 0610 | 12K02 | 671688 | 5564621 | 20 | 83 |
| 0611 | 12K02 | 677534 | 5567838 | 20 | 83 |
| 0612 | 12K02 | 678167 | 5568434 | 20 | 83 |
| 0613 | 12K02 | 677882 | 5567754 | 20 | 83 |
| 0614 | 12K02 | 678010 | 5567150 | 20 | 83 |
| 0615 | 12K02 | 677627 | 5566998 | 20 | 83 |
| 0616 | 12K01 | 678847 | 5566708 | 20 | 83 |
| 0617 | 12K01 | 679330 | 5566483 | 20 | 83 |
| 0618 | 12K01 | 679103 | 5566279 | 20 | 83 |
| 0619 | 12K01 | 679206 | 5566246 | 20 | 83 |
| 0620 | 12K01 | 680101 | 5564905 | 20 | 83 |
| 0621 | 12K01 | 680149 | 5565806 | 20 | 83 |
| 0622 | 12K01 | 680631 | 5566181 | 20 | 83 |
| 0623 | 12K01 | 683077 | 5568234 | 20 | 83 |
| 0624 | 12K01 | 683437 | 5568334 | 20 | 83 |
| 0625 | 12K01 | 682814 | 5567357 | 20 | 83 |
| 0626 | 12K01 | 685725 | 5566583 | 20 | 83 |
| 0627 | 12K01 | 685841 | 5566302 | 20 | 83 |
| 0628 | 12K01 | 685666 | 5566176 | 20 | 83 |
| 0629 | 12K01 | 685601 | 5565934 | 20 | 83 |
| 0630 | 12K01 | 685714 | 5565475 | 20 | 83 |
| 0631 | 12K01 | 685721 | 5565264 | 20 | 83 |
| 0632 | 12K01 | 685270 | 5565624 | 20 | 83 |
| 0633 | 12K01 | 702857 | 5570137 | 20 | 83 |
| 0634 | 12K01 | 702844 | 5569715 | 20 | 83 |
| 0635 | 12K01 | 701777 | 5568640 | 20 | 83 |
| 0636 | 12K01 | 701697 | 5568718 | 20 | 83 |
| 0637 | 12K01 | 700167 | 5569771 | 20 | 83 |
| 0638 | 12K01 | 699550 | 5569184 | 20 | 83 |
| 0639 | 12K01 | 700864 | 5568924 | 20 | 83 |
| 0640 | 12K01 | 701144 | 5568152 | 20 | 83 |
| 0641 | 12K01 | 701213 | 5568158 | 20 | 83 |
| 0642 | 12K01 | 699267 | 5569720 | 20 | 83 |
| 0643 | 12K01 | 696982 | 5567834 | 20 | 83 |
| 0644 | 12K01 | 696348 | 5566903 | 20 | 83 |
| 0645 | 12K01 | 695375 | 5566161 | 20 | 83 |
| 0646 | 12K01 | 690246 | 5567058 | 20 | 83 |
| 0647 | 12K01 | 689081 | 5565712 | 20 | 83 |
| 0648 | 12K01 | 689142 | 5566945 | 20 | 83 |
| 0649 | 12K01 | 680314 | 5567788 | 20 | 83 |
| 0650 | 12K01 | 680353 | 5567243 | 20 | 83 |
| 0651 | 12K01 | 680441 | 5567525 | 20 | 83 |
| 0652 | 12K01 | 680288 | 5567401 | 20 | 83 |
| 0653 | 12K01 | 680607 | 5567004 | 20 | 83 |
| 0654 | 12K01 | 680363 | 5566941 | 20 | 83 |
| 0655 | 12K01 | 679995 | 5566757 | 20 | 83 |
| 0656 | 12K01 | 679768 | 5566606 | 20 | 83 |
| 0657 | 12K01 | 679794 | 5566426 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0658 | 12K01 | 682161 | 5566258 | 20 | 83 |
| 0659 | 12K01 | 681817 | 5566682 | 20 | 83 |
| 0660 | 12K01 | 681789 | 5567141 | 20 | 83 |
| 0661 | 12K01 | 681308 | 5567422 | 20 | 83 |
| 0662 | 12K01 | 681325 | 5568188 | 20 | 83 |
| 0663 | 12K01 | 681049 | 5565765 | 20 | 83 |
| 0664 | 12K01 | 681203 | 5565317 | 20 | 83 |
| 0665 | 12K01 | 681172 | 5564638 | 20 | 83 |
| 0666 | 12K01 | 681749 | 5564384 | 20 | 83 |
| 0667 | 12K01 | 685961 | 5564702 | 20 | 83 |
| 0668 | 12K01 | 686258 | 5564908 | 20 | 83 |
| 0669 | 12K01 | 687061 | 5564468 | 20 | 83 |
| 0670 | 12K01 | 687627 | 5564420 | 20 | 83 |
| 0671 | 12K01 | 687805 | 5564582 | 20 | 83 |
| 0672 | 12K01 | 689016 | 5564476 | 20 | 83 |
| 0673 | 12K01 | 688082 | 5568008 | 20 | 83 |
| 0674 | 12K01 | 688496 | 5567513 | 20 | 83 |
| 0675 | 12K01 | 689160 | 5567720 | 20 | 83 |
| 0676 | 12K01 | 689022 | 5567898 | 20 | 83 |
| 0677 | 12K01 | 687847 | 5567550 | 20 | 83 |
| 0678 | 12K01 | 687623 | 5566839 | 20 | 83 |
| 0679 | 12K01 | 687942 | 5565262 | 20 | 83 |
| 0680 | 12K01 | 687038 | 5565289 | 20 | 83 |
| 0681 | 12K01 | 687127 | 5565704 | 20 | 83 |
| 0682 | 12K01 | 686817 | 5565240 | 20 | 83 |
| 0683 | 12K01 | 686407 | 5565757 | 20 | 83 |
| 0684 | 12K01 | 686190 | 5565950 | 20 | 83 |
| 0685 | 12K01 | 686192 | 5565311 | 20 | 83 |
| 0686 | 12K01 | 681239 | 5564281 | 20 | 83 |
| 0687 | 12K01 | 681310 | 5563348 | 20 | 83 |
| 0688 | 12K01 | 679962 | 5564148 | 20 | 83 |
| 0689 | 12K01 | 679279 | 5564080 | 20 | 83 |
| 0690 | 12K01 | 680079 | 5565373 | 20 | 83 |
| 0691 | 12K01 | 678931 | 5565705 | 20 | 83 |
| 0692 | 12K01 | 679409 | 5565903 | 20 | 83 |
| 0693 | 12K01 | 679194 | 5566023 | 20 | 83 |
| 0694 | 12K01 | 700502 | 5565593 | 20 | 83 |
| 0695 | 12K01 | 701923 | 5566727 | 20 | 83 |
| 0696 | 12K01 | 701679 | 5566887 | 20 | 83 |
| 0697 | 12K01 | 701776 | 5566830 | 20 | 83 |
| 0698 | 12K01 | 701903 | 5566865 | 20 | 83 |
| 0699 | 12K01 | 701766 | 5566892 | 20 | 83 |
| 0700 | 12K01 | 702555 | 5565824 | 20 | 83 |
| 0701 | 12K01 | 682993 | 5565578 | 20 | 83 |
| 0702 | 12K01 | 683618 | 5567351 | 20 | 83 |
| 0703 | 12K01 | 683929 | 5567313 | 20 | 83 |
| 0704 | 12K01 | 684769 | 5567639 | 20 | 83 |
| 0705 | 12K01 | 684622 | 5566348 | 20 | 83 |
| 0706 | 12K01 | 684439 | 5564475 | 20 | 83 |
| 0707 | 12K02 | 675782 | 5567466 | 20 | 83 |
| 0708 | 12K02 | 676067 | 5566183 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0709 | 12K02 | 674988 | 5564853 | 20 | 83 |
| 0710 | 12K07 | 660536 | 5579680 | 20 | 83 |
| 0711 | 12K07 | 658459 | 5581301 | 20 | 83 |
| 0712 | 12K07 | 654491 | 5582453 | 20 | 83 |
| 0713 | 12K07 | 654190 | 5582860 | 20 | 83 |
| 0714 | 12K07 | 649967 | 5581583 | 20 | 83 |
| 0715 | 12K07 | 647669 | 5580750 | 20 | 83 |
| 0716 | 12K07 | 659222 | 5582714 | 20 | 83 |
| 0717 | 12K07 | 659378 | 5581670 | 20 | 83 |
| 0718 | 12K07 | 656092 | 5571006 | 20 | 83 |
| 0719 | 12K07 | 652239 | 5573364 | 20 | 83 |
| 0720 | 12K01 | 693597 | 5562118 | 20 | 83 |
| 0721 | 12K01 | 693509 | 5561277 | 20 | 83 |
| 0722 | 12K01 | 693591 | 5561270 | 20 | 83 |
| 0723 | 12K01 | 693485 | 5560624 | 20 | 83 |
| 0724 | 12K01 | 694587 | 5563579 | 20 | 83 |
| 0725 | 12K01 | 694239 | 5564017 | 20 | 83 |
| 0726 | 12K01 | 694930 | 5564762 | 20 | 83 |
| 0727 | 12K01 | 695307 | 5565149 | 20 | 83 |
| 0728 | 12K01 | 695654 | 5565200 | 20 | 83 |
| 0729 | 12K01 | 695785 | 5564892 | 20 | 83 |
| 0730 | 12K01 | 689650 | 5564365 | 20 | 83 |
| 0731 | 12K01 | 689732 | 5563348 | 20 | 83 |
| 0732 | 12K01 | 689197 | 5563583 | 20 | 83 |
| 0733 | 12K01 | 687588 | 5563019 | 20 | 83 |
| 0734 | 12K01 | 685528 | 5562245 | 20 | 83 |
| 0735 | 12K01 | 686314 | 5563278 | 20 | 83 |
| 0736 | 12K01 | 678566 | 5565178 | 20 | 83 |
| 0737 | 12K01 | 679037 | 5564696 | 20 | 83 |
| 0738 | 12K01 | 679314 | 5565361 | 20 | 83 |
| 0739 | 12K01 | 679107 | 5565447 | 20 | 83 |
| 0740 | 12K01 | 691684 | 5567237 | 20 | 83 |
| 0741 | 12K01 | 691690 | 5567770 | 20 | 83 |
| 0742 | 12K01 | 691884 | 5568240 | 20 | 83 |
| 0743 | 12K01 | 692247 | 5568389 | 20 | 83 |
| 0744 | 12K01 | 692000 | 5568776 | 20 | 83 |
| 0745 | 12K01 | 692106 | 5569347 | 20 | 83 |
| 0746 | 12K01 | 693809 | 5569740 | 20 | 83 |
| 0747 | 12K01 | 694333 | 5569709 | 20 | 83 |
| 0748 | 12K01 | 694248 | 5569137 | 20 | 83 |
| 0749 | 12K01 | 693447 | 5568361 | 20 | 83 |
| 0750 | 12K01 | 693216 | 5567258 | 20 | 83 |
| 0751 | 12K01 | 692765 | 5566280 | 20 | 83 |
| 0752 | 12K01 | 691358 | 5567090 | 20 | 83 |
| 0753 | 12K01 | 690861 | 5567559 | 20 | 83 |
| 0754 | 12K01 | 681819 | 5565688 | 20 | 83 |
| 0755 | 12K01 | 680605 | 5566489 | 20 | 83 |
| 0756 | 12K01 | 680775 | 5566510 | 20 | 83 |
| 0757 | 12K02 | 657541 | 5562010 | 20 | 83 |
| 0758 | 12K02 | 657376 | 5562020 | 20 | 83 |
| 0759 | 12K02 | 657878 | 5561929 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 0760 | 12K02 | 657326 | 5562315 | 20 | 83 |
| 0761 | 12K02 | 657402 | 5562427 | 20 | 83 |
| 0762 | 12K02 | 656941 | 5562150 | 20 | 83 |
| 0763 | 12K02 | 656188 | 5562701 | 20 | 83 |
| 0764 | 12K02 | 656442 | 5563081 | 20 | 83 |
| 0765 | 12K02 | 655685 | 5562825 | 20 | 83 |
| 0766 | 12K02 | 655970 | 5563046 | 20 | 83 |
| 1001 | 12K11 | 627657 | 5618366 | 20 | 83 |
| 1002 | 12K11 | 627692 | 5618353 | 20 | 83 |
| 1003 | 12K11 | 627819 | 5618249 | 20 | 83 |
| 1004 | 12K11 | 627891 | 5618033 | 20 | 83 |
| 1005 | 12K11 | 628366 | 5618216 | 20 | 83 |
| 1006 | 12K11 | 628436 | 5618319 | 20 | 83 |
| 1007 | 12K11 | 628399 | 5618386 | 20 | 83 |
| 1008 | 12K11 | 628357 | 5618536 | 20 | 83 |
| 1009 | 12K11 | 628281 | 5618624 | 20 | 83 |
| 1010 | 12K11 | 628375 | 5618690 | 20 | 83 |
| 1011 | 12K11 | 628452 | 5618822 | 20 | 83 |
| 1012 | 12K11 | 628528 | 5618870 | 20 | 83 |
| 1013 | 12K11 | 628628 | 5618991 | 20 | 83 |
| 1014 | 12K11 | 628687 | 5619143 | 20 | 83 |
| 1015 | 12K11 | 627054 | 5617996 | 20 | 83 |
| 1016 | 12K11 | 636994 | 5606627 | 20 | 83 |
| 1017 | 12K11 | 637248 | 5606530 | 20 | 83 |
| 1018 | 12K11 | 637553 | 5605814 | 20 | 83 |
| 1019 | 12K11 | 637214 | 5605273 | 20 | 83 |
| 1020 | 12K11 | 636700 | 5604773 | 20 | 83 |
| 1021 | 12K11 | 636750 | 5604944 | 20 | 83 |
| 1022 | 12K11 | 634998 | 5608648 | 20 | 83 |
| 1023 | 12K11 | 634303 | 5609495 | 20 | 83 |
| 1024 | 12K11 | 634319 | 5609912 | 20 | 83 |
| 1025 | 12K11 | 636955 | 5618019 | 20 | 83 |
| 1026 | 12K11 | 636834 | 5616951 | 20 | 83 |
| 1027 | 12K11 | 636848 | 5617215 | 20 | 83 |
| 1028 | 12K11 | 637009 | 5617925 | 20 | 83 |
| 1029 | 12K11 | 636747 | 5618267 | 20 | 83 |
| 1030 | 12K11 | 636274 | 5618419 | 20 | 83 |
| 1031 | 12K11 | 635940 | 5617254 | 20 | 83 |
| 1032 | 12K11 | 635806 | 5618019 | 20 | 83 |
| 1033 | 12K11 | 636909 | 5617912 | 20 | 83 |
| 1034 | 12K11 | 635759 | 5618567 | 20 | 83 |
| 1035 | 12K11 | 634668 | 5618708 | 20 | 83 |
| 1036 | 12K11 | 634380 | 5618816 | 20 | 83 |
| 1037 | 12K11 | 634090 | 5619115 | 20 | 83 |
| 1038 | 12K11 | 633571 | 5620872 | 20 | 83 |
| 1039 | 12K11 | 633752 | 5621319 | 20 | 83 |
| 1040 | 12K11 | 634125 | 5621741 | 20 | 83 |
| 1041 | 12K11 | 634627 | 5622982 | 20 | 83 |
| 1042 | 12K11 | 634761 | 5623192 | 20 | 83 |
| 1043 | 12K11 | 633879 | 5623751 | 20 | 83 |
| 1044 | 12K11 | 633755 | 5623896 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1045 | 12K11 | 632852 | 5623716 | 20 | 83 |
| 1046 | 12K11 | 630977 | 5615705 | 20 | 83 |
| 1047 | 12K11 | 630810 | 5615396 | 20 | 83 |
| 1048 | 12K11 | 630962 | 5615597 | 20 | 83 |
| 1049 | 12K11 | 631384 | 5616959 | 20 | 83 |
| 1050 | 12K11 | 631548 | 5617168 | 20 | 83 |
| 1051 | 12K11 | 631376 | 5616842 | 20 | 83 |
| 1052 | 12K11 | 629916 | 5614972 | 20 | 83 |
| 1053 | 12K11 | 633042 | 5623113 | 20 | 83 |
| 1054 | 12K11 | 632935 | 5622643 | 20 | 83 |
| 1055 | 12K11 | 632324 | 5621634 | 20 | 83 |
| 1056 | 12K11 | 632492 | 5622029 | 20 | 83 |
| 1057 | 12K11 | 632664 | 5622302 | 20 | 83 |
| 1058 | 12K11 | 632559 | 5622526 | 20 | 83 |
| 1059 | 12K11 | 632176 | 5622448 | 20 | 83 |
| 1060 | 12K11 | 631904 | 5622249 | 20 | 83 |
| 1061 | 12K11 | 637890 | 5601067 | 20 | 83 |
| 1062 | 12K11 | 637682 | 5601140 | 20 | 83 |
| 1063 | 12K11 | 637433 | 5601360 | 20 | 83 |
| 1064 | 12K11 | 637260 | 5601439 | 20 | 83 |
| 1065 | 12K11 | 637195 | 5601608 | 20 | 83 |
| 1066 | 12K11 | 636851 | 5601726 | 20 | 83 |
| 1067 | 12K11 | 636746 | 5601787 | 20 | 83 |
| 1068 | 12K11 | 636741 | 5602006 | 20 | 83 |
| 1069 | 12K11 | 636554 | 5602682 | 20 | 83 |
| 1070 | 12K11 | 637105 | 5602670 | 20 | 83 |
| 1071 | 12K11 | 637203 | 5602564 | 20 | 83 |
| 1072 | 12K11 | 637352 | 5602474 | 20 | 83 |
| 1073 | 12K11 | 637461 | 5602371 | 20 | 83 |
| 1074 | 12K11 | 637608 | 5602373 | 20 | 83 |
| 1075 | 12K11 | 637575 | 5602448 | 20 | 83 |
| 1076 | 12K11 | 637816 | 5602507 | 20 | 83 |
| 1077 | 12K11 | 638431 | 5602402 | 20 | 83 |
| 1078 | 12K11 | 639387 | 5602490 | 20 | 83 |
| 1079 | 12K11 | 639294 | 5602575 | 20 | 83 |
| 1080 | 12K11 | 639260 | 5602773 | 20 | 83 |
| 1081 | 12K11 | 639174 | 5602856 | 20 | 83 |
| 1082 | 12K11 | 639155 | 5602582 | 20 | 83 |
| 1083 | 12K11 | 639258 | 5602369 | 20 | 83 |
| 1084 | 12K14 | 634728 | 5624801 | 20 | 83 |
| 1085 | 12K10 | 644106 | 5612846 | 20 | 83 |
| 1086 | 12K10 | 644110 | 5613280 | 20 | 83 |
| 1087 | 12K10 | 643966 | 5613461 | 20 | 83 |
| 10881 | 12K10 | 643912 | 5613526 | 20 | 83 |
| 10882 | 12K10 | 643913 | 5613523 | 20 | 83 |
| 1089 | 12K10 | 643892 | 5613612 | 20 | 83 |
| 1090 | 12K10 | 643831 | 5613695 | 20 | 83 |
| 1091 | 12K10 | 643182 | 5613736 | 20 | 83 |
| 1093 | 12K14 | 634591 | 5624679 | 20 | 83 |
| 1094 | 12K11 | 626866 | 5613868 | 20 | 83 |
| 1095 | 12K11 | 626613 | 5613220 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1096 | 12K11 | 626703 | 5613091 | 20 | 83 |
| 1097 | 12K11 | 627211 | 5612332 | 20 | 83 |
| 1098 | 12K11 | 627695 | 5612043 | 20 | 83 |
| 1099 | 12K11 | 627952 | 5611795 | 20 | 83 |
| 1100 | 12K11 | 627936 | 5611161 | 20 | 83 |
| 1101 | 12K11 | 627561 | 5611287 | 20 | 83 |
| 1102 | 12K11 | 625378 | 5611670 | 20 | 83 |
| 1103 | 12K11 | 626108 | 5613954 | 20 | 83 |
| 1104 | 12K11 | 626728 | 5614776 | 20 | 83 |
| 1105 | 12K11 | 626225 | 5615121 | 20 | 83 |
| 1106 | 12K11 | 625347 | 5615183 | 20 | 83 |
| 1107 | 12K11 | 625470 | 5615978 | 20 | 83 |
| 1108 | 12K11 | 625314 | 5616294 | 20 | 83 |
| 1109 | 12K11 | 627898 | 5619509 | 20 | 83 |
| 1110 | 12K06 | 628293 | 5593961 | 20 | 83 |
| 1111 | 12K06 | 628377 | 5594588 | 20 | 83 |
| 1112 | 12K06 | 627512 | 5595471 | 20 | 83 |
| 1113 | 12K06 | 626710 | 5595734 | 20 | 83 |
| 1114 | 12K06 | 626561 | 5595730 | 20 | 83 |
| 1115 | 12K06 | 626233 | 5595688 | 20 | 83 |
| 1116 | 12K06 | 625639 | 5595543 | 20 | 83 |
| 1117 | 12K11 | 626723 | 5596546 | 20 | 83 |
| 1118 | 12K14 | 634070 | 5624881 | 20 | 83 |
| 1119 | 12K14 | 634110 | 5624847 | 20 | 83 |
| 1120 | 12K06 | 635038 | 5590989 | 20 | 83 |
| 1121 | 12K06 | 635037 | 5590755 | 20 | 83 |
| 1122 | 12K06 | 635202 | 5591962 | 20 | 83 |
| 1123 | 12K06 | 635282 | 5592580 | 20 | 83 |
| 1124 | 12K06 | 635321 | 5592847 | 20 | 83 |
| 1125 | 12K06 | 635394 | 5593010 | 20 | 83 |
| 1126 | 12K06 | 635557 | 5593625 | 20 | 83 |
| 1127 | 12K11 | 640076 | 5598940 | 20 | 83 |
| 1128 | 12K11 | 640286 | 5599926 | 20 | 83 |
| 1129 | 12K11 | 640202 | 5599598 | 20 | 83 |
| 1130 | 12K11 | 640010 | 5599306 | 20 | 83 |
| 1131 | 12K11 | 639974 | 5599246 | 20 | 83 |
| 1132 | 12K11 | 641736 | 5599512 | 20 | 83 |
| 1133 | 12K11 | 641309 | 5598328 | 20 | 83 |
| 1134 | 12K11 | 641002 | 5597600 | 20 | 83 |
| 1135 | 12K11 | 641044 | 5598011 | 20 | 83 |
| 1136 | 12K11 | 641025 | 5597250 | 20 | 83 |
| 1140 | 12K11 | 632344 | 5621546 | 20 | 83 |
| 1141 | 12K11 | 632122 | 5620985 | 20 | 83 |
| 1142 | 12K11 | 632291 | 5621225 | 20 | 83 |
| 1145 | 12K06 | 635111 | 5590377 | 20 | 83 |
| 1146 | 12K06 | 635232 | 5590450 | 20 | 83 |
| 1147 | 12K06 | 636203 | 5590952 | 20 | 83 |
| 1148 | 12K06 | 636150 | 5591330 | 20 | 83 |
| 1149 | 12K06 | 635815 | 5591481 | 20 | 83 |
| 1150 | 12K06 | 635845 | 5592083 | 20 | 83 |
| 1151 | 12K06 | 636070 | 5592419 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1152 | 12K06 | 636639 | 5593766 | 20 | 83 |
| 1153 | 12K11 | 628170 | 5608517 | 20 | 83 |
| 1154 | 12K11 | 628024 | 5608553 | 20 | 83 |
| 1155 | 12K11 | 628105 | 5608690 | 20 | 83 |
| 1156 | 12K11 | 627845 | 5609293 | 20 | 83 |
| 1157 | 12K11 | 628592 | 5609643 | 20 | 83 |
| 1158 | 12K11 | 628540 | 5609523 | 20 | 83 |
| 1159 | 12K11 | 628581 | 5609572 | 20 | 83 |
| 1160 | 12K11 | 628483 | 5610032 | 20 | 83 |
| 1161 | 12K11 | 629359 | 5610523 | 20 | 83 |
| 1162 | 12K11 | 629433 | 5610748 | 20 | 83 |
| 1163 | 12K11 | 627233 | 5596568 | 20 | 83 |
| 1164 | 12K11 | 625845 | 5596277 | 20 | 83 |
| 1165 | 12K11 | 625933 | 5596824 | 20 | 83 |
| 1166 | 12K11 | 628082 | 5596545 | 20 | 83 |
| 1167 | 12K11 | 628597 | 5596649 | 20 | 83 |
| 1168 | 12K11 | 628479 | 5598176 | 20 | 83 |
| 1169 | 12K11 | 629924 | 5596922 | 20 | 83 |
| 1170 | 12K11 | 630188 | 5597835 | 20 | 83 |
| 1171 | 12K11 | 629774 | 5598406 | 20 | 83 |
| 1172 | 12K11 | 630271 | 5596824 | 20 | 83 |
| 1173 | 12K11 | 630753 | 5596648 | 20 | 83 |
| 1174 | 12K11 | 631031 | 5596584 | 20 | 83 |
| 1175 | 12K11 | 630760 | 5596242 | 20 | 83 |
| 1176 | 12K06 | 631169 | 5595209 | 20 | 83 |
| 1177 | 12K06 | 631770 | 5594253 | 20 | 83 |
| 1178 | 12K06 | 631855 | 5594095 | 20 | 83 |
| 1179 | 12K06 | 632652 | 5594152 | 20 | 83 |
| 1180 | 12K06 | 632261 | 5593894 | 20 | 83 |
| 1181 | 12K11 | 636699 | 5596391 | 20 | 83 |
| 1182 | 12K11 | 636746 | 5596191 | 20 | 83 |
| 1183 | 12K06 | 636729 | 5595809 | 20 | 83 |
| 1184 | 12K06 | 636527 | 5595603 | 20 | 83 |
| 1185 | 12K06 | 636433 | 5595358 | 20 | 83 |
| 1186 | 12K06 | 636054 | 5595137 | 20 | 83 |
| 1187 | 12K11 | 635492 | 5596857 | 20 | 83 |
| 1188 | 12K11 | 635808 | 5597555 | 20 | 83 |
| 1189 | 12K11 | 635521 | 5597753 | 20 | 83 |
| 1190 | 12K11 | 635125 | 5597474 | 20 | 83 |
| 1191 | 12K11 | 634852 | 5597787 | 20 | 83 |
| 1192 | 12K11 | 634269 | 5597762 | 20 | 83 |
| 1193 | 12K11 | 633558 | 5597852 | 20 | 83 |
| 1194 | 12K11 | 633034 | 5597681 | 20 | 83 |
| 1195 | 12K11 | 633553 | 5597344 | 20 | 83 |
| 1196 | 12K11 | 633548 | 5596907 | 20 | 83 |
| 1197 | 12K11 | 633595 | 5596511 | 20 | 83 |
| 1198 | 12K06 | 633720 | 5595695 | 20 | 83 |
| 1199 | 12K06 | 633413 | 5595416 | 20 | 83 |
| 1200 | 12K06 | 634648 | 5595714 | 20 | 83 |
| 1201 | 12K06 | 634584 | 5594784 | 20 | 83 |
| 1202 | 12K06 | 634777 | 5595286 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1203 | 12K06 | 635125 | 5594293 | 20 | 83 |
| 1204 | 12K06 | 635201 | 5594182 | 20 | 83 |
| 1205 | 12K06 | 635435 | 5594453 | 20 | 83 |
| 1206 | 12K11 | 630086 | 5610271 | 20 | 83 |
| 1207 | 12K11 | 629791 | 5610333 | 20 | 83 |
| 1208 | 12K11 | 641216 | 5598109 | 20 | 83 |
| 1209 | 12K11 | 640962 | 5597747 | 20 | 83 |
| 1210 | 12K11 | 641235 | 5597166 | 20 | 83 |
| 1211 | 12K11 | 641320 | 5596875 | 20 | 83 |
| 1212 | 12K11 | 640929 | 5596499 | 20 | 83 |
| 1213 | 12K11 | 640485 | 5596479 | 20 | 83 |
| 1214 | 12K11 | 638649 | 5596349 | 20 | 83 |
| 1215 | 12K06 | 638116 | 5595929 | 20 | 83 |
| 1216 | 12K06 | 637817 | 5595360 | 20 | 83 |
| 1217 | 12K06 | 637744 | 5594872 | 20 | 83 |
| 1218 | 12K06 | 636882 | 5593757 | 20 | 83 |
| 1219 | 12K06 | 633741 | 5594213 | 20 | 83 |
| 1220 | 12K06 | 633827 | 5593988 | 20 | 83 |
| 1221 | 12K06 | 633378 | 5594154 | 20 | 83 |
| 1222 | 12K06 | 633164 | 5593072 | 20 | 83 |
| 1223 | 12K06 | 633252 | 5592457 | 20 | 83 |
| 1224 | 12K06 | 632698 | 5592458 | 20 | 83 |
| 1225 | 12K06 | 632146 | 5591643 | 20 | 83 |
| 1226 | 12K06 | 631465 | 5591124 | 20 | 83 |
| 1227 | 12K06 | 630933 | 5591026 | 20 | 83 |
| 1228 | 12K06 | 631120 | 5591638 | 20 | 83 |
| 1229 | 12K11 | 632298 | 5612878 | 20 | 83 |
| 1230 | 12K11 | 631190 | 5611086 | 20 | 83 |
| 1231 | 12K11 | 636457 | 5597840 | 20 | 83 |
| 1232 | 12K11 | 636039 | 5598122 | 20 | 83 |
| 1233 | 12K11 | 636067 | 5598311 | 20 | 83 |
| 1234 | 12K11 | 636055 | 5598789 | 20 | 83 |
| 1235 | 12K11 | 635782 | 5599115 | 20 | 83 |
| 1236 | 12K11 | 635618 | 5599384 | 20 | 83 |
| 1237 | 12K11 | 635406 | 5599568 | 20 | 83 |
| 1238 | 12K11 | 635156 | 5599816 | 20 | 83 |
| 1239 | 12K11 | 635044 | 5599696 | 20 | 83 |
| 1240 | 12K11 | 633933 | 5600472 | 20 | 83 |
| 1241 | 12K11 | 632837 | 5601075 | 20 | 83 |
| 1242 | 12K11 | 633007 | 5601312 | 20 | 83 |
| 1243 | 12K11 | 632876 | 5601617 | 20 | 83 |
| 1244 | 12K11 | 633044 | 5602129 | 20 | 83 |
| 1245 | 12K11 | 633248 | 5601999 | 20 | 83 |
| 1246 | 12K11 | 633254 | 5602244 | 20 | 83 |
| 1247 | 12K11 | 633330 | 5602431 | 20 | 83 |
| 1248 | 12K11 | 633578 | 5602700 | 20 | 83 |
| 1249 | 12K11 | 633362 | 5602977 | 20 | 83 |
| 1250 | 12K11 | 633203 | 5603536 | 20 | 83 |
| 1251 | 12K11 | 635067 | 5602690 | 20 | 83 |
| 1252 | 12K11 | 635099 | 5602291 | 20 | 83 |
| 1253 | 12K11 | 635128 | 5601987 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1254 | 12K11 | 635330 | 5601873 | 20 | 83 |
| 1255 | 12K11 | 635370 | 5601787 | 20 | 83 |
| 1256 | 12K11 | 635530 | 5601473 | 20 | 83 |
| 1257 | 12K11 | 635742 | 5601491 | 20 | 83 |
| 1258 | 12K11 | 635944 | 5601697 | 20 | 83 |
| 1259 | 12K11 | 636181 | 5601792 | 20 | 83 |
| 1260 | 12K11 | 636170 | 5601600 | 20 | 83 |
| 1261 | 12K11 | 636289 | 5601187 | 20 | 83 |
| 1262 | 12K11 | 636085 | 5600907 | 20 | 83 |
| 1263 | 12K11 | 636061 | 5600659 | 20 | 83 |
| 1264 | 12K11 | 636333 | 5600768 | 20 | 83 |
| 1265 | 12K11 | 636627 | 5600864 | 20 | 83 |
| 1266 | 12K11 | 636947 | 5600405 | 20 | 83 |
| 1267 | 12K11 | 637216 | 5600666 | 20 | 83 |
| 1268 | 12K11 | 637615 | 5600591 | 20 | 83 |
| 1269 | 12K11 | 638058 | 5600736 | 20 | 83 |
| 1270 | 12K11 | 638304 | 5600227 | 20 | 83 |
| 1271 | 12K11 | 638167 | 5599831 | 20 | 83 |
| 1272 | 12K11 | 637836 | 5599705 | 20 | 83 |
| 1273 | 12K11 | 637713 | 5599719 | 20 | 83 |
| 1274 | 12K11 | 637636 | 5599895 | 20 | 83 |
| 1275 | 12K11 | 638530 | 5602434 | 20 | 83 |
| 1276 | 12K11 | 638559 | 5602729 | 20 | 83 |
| 1277 | 12K11 | 638694 | 5603137 | 20 | 83 |
| 1278 | 12K11 | 639116 | 5603121 | 20 | 83 |
| 1279 | 12K11 | 639454 | 5602949 | 20 | 83 |
| 1280 | 12K11 | 639824 | 5603044 | 20 | 83 |
| 1281 | 12K11 | 639229 | 5603623 | 20 | 83 |
| 1282 | 12K11 | 639191 | 5604165 | 20 | 83 |
| 1283 | 12K11 | 639225 | 5604447 | 20 | 83 |
| 1284 | 12K11 | 639148 | 5604863 | 20 | 83 |
| 1285 | 12K11 | 639342 | 5605266 | 20 | 83 |
| 1286 | 12K11 | 639561 | 5604925 | 20 | 83 |
| 1287 | 12K11 | 639808 | 5604529 | 20 | 83 |
| 1288 | 12K11 | 640084 | 5604497 | 20 | 83 |
| 1289 | 12K11 | 640286 | 5604605 | 20 | 83 |
| 1290 | 12K11 | 640203 | 5604739 | 20 | 83 |
| 1300 | 12K11 | 640407 | 5610245 | 20 | 83 |
| 1301 | 12K11 | 640309 | 5610034 | 20 | 83 |
| 1302 | 12K11 | 640252 | 5609839 | 20 | 83 |
| 1303 | 12K11 | 639987 | 5609834 | 20 | 83 |
| 1304 | 12K11 | 639693 | 5609599 | 20 | 83 |
| 1305 | 12K11 | 639249 | 5609362 | 20 | 83 |
| 1306 | 12K11 | 639046 | 5608758 | 20 | 83 |
| 1307 | 12K11 | 639029 | 5608402 | 20 | 83 |
| 1308 | 12K11 | 639422 | 5608937 | 20 | 83 |
| 1309 | 12K11 | 639388 | 5608938 | 20 | 83 |
| 1310 | 12K11 | 638820 | 5608723 | 20 | 83 |
| 1311 | 12K11 | 638571 | 5608464 | 20 | 83 |
| 1312 | 12K11 | 638495 | 5608335 | 20 | 83 |
| 1315 | 12K11 | 628950 | 5598953 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1316 | 12K11 | 628569 | 5599176 | 20 | 83 |
| 1317 | 12K11 | 628498 | 5598338 | 20 | 83 |
| 1318 | 12K11 | 628465 | 5598241 | 20 | 83 |
| 1319 | 12K11 | 628090 | 5597235 | 20 | 83 |
| 1320 | 12K11 | 630371 | 5598132 | 20 | 83 |
| 1321 | 12K11 | 629516 | 5596742 | 20 | 83 |
| 1322 | 12K11 | 628916 | 5596940 | 20 | 83 |
| 1323 | 12K11 | 628693 | 5596730 | 20 | 83 |
| 1324 | 12K11 | 630452 | 5597379 | 20 | 83 |
| 1325 | 12K10 | 642531 | 5611058 | 20 | 83 |
| 1326 | 12K10 | 642447 | 5610298 | 20 | 83 |
| 1327 | 12K10 | 642472 | 5609716 | 20 | 83 |
| 1328 | 12K10 | 642666 | 5609234 | 20 | 83 |
| 1329 | 12K10 | 643038 | 5607760 | 20 | 83 |
| 1330 | 12K11 | 629741 | 5598872 | 20 | 83 |
| 1331 | 12K11 | 629571 | 5599014 | 20 | 83 |
| 1332 | 12K11 | 629444 | 5599011 | 20 | 83 |
| 1333 | 12K11 | 629717 | 5598959 | 20 | 83 |
| 1334 | 12K14 | 634948 | 5623508 | 20 | 83 |
| 1335 | 12K11 | 635173 | 5623718 | 20 | 83 |
| 1350 | 12K11 | 633598 | 5597949 | 20 | 83 |
| 1351 | 12K11 | 632974 | 5598150 | 20 | 83 |
| 1352 | 12K11 | 632017 | 5597949 | 20 | 83 |
| 1353 | 12K10 | 631579 | 5597800 | 20 | 83 |
| 1354 | 12K11 | 631524 | 5597987 | 20 | 83 |
| 1355 | 12K11 | 631329 | 5598025 | 20 | 83 |
| 1356 | 12K11 | 630888 | 5598392 | 20 | 83 |
| 1357 | 12K11 | 630869 | 5598078 | 20 | 83 |
| 1358 | 12K11 | 630780 | 5597768 | 20 | 83 |
| 1359 | 12K11 | 630599 | 5597443 | 20 | 83 |
| 1360 | 12K11 | 627924 | 5596943 | 20 | 83 |
| 1361 | 12K06 | 627197 | 5595591 | 20 | 83 |
| 1362 | 12K06 | 627535 | 5594671 | 20 | 83 |
| 1364 | 12K11 | 641222 | 5607693 | 20 | 83 |
| 1365 | 12K11 | 640817 | 5607856 | 20 | 83 |
| 1366 | 12K11 | 640912 | 5607274 | 20 | 83 |
| 1367 | 12K11 | 640850 | 5606804 | 20 | 83 |
| 1368 | 12K11 | 640937 | 5606476 | 20 | 83 |
| 1369 | 12K02 | 657024 | 5569893 | 20 | 83 |
| 1370 | 12K02 | 660209 | 5564344 | 20 | 83 |
| 1371 | 12K02 | 660139 | 5564402 | 20 | 83 |
| 1372 | 12K02 | 657273 | 5568543 | 20 | 83 |
| 1373 | 12K02 | 657556 | 5568400 | 20 | 83 |
| 1374 | 12K02 | 656581 | 5567684 | 20 | 83 |
| 1375 | 12K02 | 655717 | 5566918 | 20 | 83 |
| 1376 | 12K02 | 655461 | 5566379 | 20 | 83 |
| 1377 | 12K02 | 655092 | 5565959 | 20 | 83 |
| 1378 | 12K02 | 654533 | 5564272 | 20 | 83 |
| 1379 | 12K02 | 661725 | 5564651 | 20 | 83 |
| 1380 | 12K02 | 666861 | 5563244 | 20 | 83 |
| 1381 | 12K02 | 666504 | 5562855 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1382 | 12K02 | 666390 | 5564021 | 20 | 83 |
| 1383 | 12K02 | 672976 | 5564457 | 20 | 83 |
| 1384 | 12K02 | 673386 | 5564217 | 20 | 83 |
| 1385 | 12K07 | 652869 | 5583849 | 20 | 83 |
| 1386 | 12K07 | 653132 | 5584068 | 20 | 83 |
| 1387 | 12K07 | 653419 | 5584453 | 20 | 83 |
| 1388 | 12K07 | 655413 | 5584638 | 20 | 83 |
| 1389 | 12K07 | 654890 | 5584916 | 20 | 83 |
| 1390 | 12K07 | 653077 | 5583408 | 20 | 83 |
| 1391 | 12K07 | 652541 | 5582451 | 20 | 83 |
| 1392 | 12K07 | 650995 | 5582120 | 20 | 83 |
| 1393 | 12K07 | 650628 | 5581868 | 20 | 83 |
| 1394 | 12K07 | 650160 | 5581465 | 20 | 83 |
| 1395 | 12K07 | 649570 | 5581324 | 20 | 83 |
| 1396 | 12K07 | 649054 | 5580577 | 20 | 83 |
| 1397 | 12K07 | 648263 | 5580035 | 20 | 83 |
| 1398 | 12K07 | 647272 | 5578842 | 20 | 83 |
| 1399 | 12K07 | 647311 | 5579714 | 20 | 83 |
| 1400 | 12K07 | 647024 | 5580052 | 20 | 83 |
| 1401 | 12K07 | 646631 | 5580191 | 20 | 83 |
| 1402 | 12K07 | 647194 | 5581093 | 20 | 83 |
| 1403 | 12K07 | 647077 | 5581355 | 20 | 83 |
| 1404 | 12K07 | 647531 | 5581740 | 20 | 83 |
| 1405 | 12K07 | 648401 | 5581921 | 20 | 83 |
| 1406 | 12K07 | 648797 | 5582195 | 20 | 83 |
| 1407 | 12K07 | 649237 | 5582387 | 20 | 83 |
| 1408 | 12K07 | 648873 | 5582982 | 20 | 83 |
| 1409 | 12K07 | 648014 | 5582610 | 20 | 83 |
| 1410 | 12K07 | 647756 | 5582832 | 20 | 83 |
| 1411 | 12K07 | 647912 | 5583037 | 20 | 83 |
| 1412 | 12K07 | 647665 | 5583444 | 20 | 83 |
| 1413 | 12K07 | 648176 | 5583991 | 20 | 83 |
| 1414 | 12K07 | 648579 | 5584249 | 20 | 83 |
| 1415 | 12K07 | 647258 | 5584528 | 20 | 83 |
| 1416 | 12K07 | 649486 | 5585206 | 20 | 83 |
| 1417 | 12K07 | 650026 | 5585344 | 20 | 83 |
| 1418 | 12K07 | 652499 | 5583431 | 20 | 83 |
| 1419 | 12K07 | 651288 | 5583346 | 20 | 83 |
| 1420 | 12K07 | 649984 | 5584959 | 20 | 83 |
| 1421 | 12K07 | 651014 | 5584768 | 20 | 83 |
| 1422 | 12K07 | 650651 | 5584821 | 20 | 83 |
| 1423 | 12K07 | 650836 | 5584717 | 20 | 83 |
| 1424 | 12K07 | 651604 | 5585017 | 20 | 83 |
| 1425 | 12K07 | 651951 | 5585160 | 20 | 83 |
| 1426 | 12K07 | 652838 | 5585232 | 20 | 83 |
| 1427 | 12K07 | 653613 | 5586126 | 20 | 83 |
| 1428 | 12K07 | 653859 | 5586288 | 20 | 83 |
| 1429 | 12K07 | 653877 | 5586168 | 20 | 83 |
| 1430 | 12K07 | 653615 | 5585834 | 20 | 83 |
| 1431 | 12K07 | 654040 | 5585564 | 20 | 83 |
| 1432 | 12K07 | 655211 | 5586469 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1433 | 12K07 | 654989 | 5586168 | 20 | 83 |
| 1434 | 12K07 | 655180 | 5585840 | 20 | 83 |
| 1435 | 12K07 | 655463 | 5585736 | 20 | 83 |
| 1436 | 12K07 | 655968 | 5585640 | 20 | 83 |
| 1437 | 12K07 | 658383 | 5585910 | 20 | 83 |
| 1438 | 12K07 | 658653 | 5584079 | 20 | 83 |
| 1439 | 12K07 | 658565 | 5583666 | 20 | 83 |
| 1440 | 12K07 | 659207 | 5582747 | 20 | 83 |
| 1441 | 12K07 | 660529 | 5581816 | 20 | 83 |
| 1442 | 12K07 | 660872 | 5581912 | 20 | 83 |
| 1443 | 12K07 | 653029 | 5582325 | 20 | 83 |
| 1444 | 12K07 | 653326 | 5582172 | 20 | 83 |
| 1445 | 12K07 | 653815 | 5581846 | 20 | 83 |
| 1446 | 12K07 | 653949 | 5582433 | 20 | 83 |
| 1447 | 12K07 | 654627 | 5581398 | 20 | 83 |
| 1448 | 12K07 | 654805 | 5581422 | 20 | 83 |
| 1449 | 12K07 | 654999 | 5581238 | 20 | 83 |
| 1450 | 12K07 | 655082 | 5581409 | 20 | 83 |
| 1451 | 12K07 | 655545 | 5581370 | 20 | 83 |
| 1452 | 12K07 | 656183 | 5581673 | 20 | 83 |
| 1453 | 12K07 | 656584 | 5581491 | 20 | 83 |
| 1454 | 12K07 | 657871 | 5580715 | 20 | 83 |
| 1455 | 12K07 | 659021 | 5580053 | 20 | 83 |
| 1456 | 12K07 | 659134 | 5579915 | 20 | 83 |
| 1457 | 12K07 | 659778 | 5579720 | 20 | 83 |
| 1458 | 12K07 | 660080 | 5579658 | 20 | 83 |
| 1459 | 12K07 | 660445 | 5579648 | 20 | 83 |
| 1460 | 12K07 | 660569 | 5579341 | 20 | 83 |
| 1461 | 12K07 | 660348 | 5578778 | 20 | 83 |
| 1462 | 12K07 | 660721 | 5578063 | 20 | 83 |
| 1463 | 12K07 | 660866 | 5577919 | 20 | 83 |
| 1464 | 12K07 | 661737 | 5577522 | 20 | 83 |
| 1465 | 12K07 | 662199 | 5577442 | 20 | 83 |
| 1466 | 12K07 | 654792 | 5581190 | 20 | 83 |
| 1467 | 12K07 | 654727 | 5581135 | 20 | 83 |
| 1468 | 12K07 | 654550 | 5581071 | 20 | 83 |
| 1469 | 12K07 | 654295 | 5580991 | 20 | 83 |
| 1470 | 12K07 | 654181 | 5580825 | 20 | 83 |
| 1471 | 12K07 | 653863 | 5580537 | 20 | 83 |
| 1472 | 12K07 | 653757 | 5580365 | 20 | 83 |
| 1473 | 12K07 | 653647 | 5580076 | 20 | 83 |
| 1474 | 12K07 | 653216 | 5579884 | 20 | 83 |
| 1475 | 12K07 | 653020 | 5579689 | 20 | 83 |
| 1476 | 12K07 | 652638 | 5579412 | 20 | 83 |
| 1477 | 12K07 | 652281 | 5579229 | 20 | 83 |
| 1478 | 12K07 | 651651 | 5579170 | 20 | 83 |
| 1479 | 12K07 | 651262 | 5579130 | 20 | 83 |
| 1480 | 12K07 | 650621 | 5579062 | 20 | 83 |
| 1481 | 12K07 | 650387 | 5579216 | 20 | 83 |
| 1482 | 12K07 | 650226 | 5579377 | 20 | 83 |
| 1483 | 12K07 | 650155 | 5579631 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1484 | 12K07 | 650367 | 5580535 | 20 | 83 |
| 1485 | 12K07 | 651493 | 5581670 | 20 | 83 |
| 1486 | 12K07 | 654398 | 5585336 | 20 | 83 |
| 1487 | 12K07 | 661598 | 5580635 | 20 | 83 |
| 1488 | 12K07 | 661690 | 5580704 | 20 | 83 |
| 1489 | 12K07 | 662274 | 5580941 | 20 | 83 |
| 1490 | 12K07 | 662190 | 5580149 | 20 | 83 |
| 1491 | 12K07 | 662436 | 5579608 | 20 | 83 |
| 1492 | 12K07 | 662677 | 5578352 | 20 | 83 |
| 1493 | 12K07 | 662886 | 5575016 | 20 | 83 |
| 1494 | 12K07 | 661206 | 5574850 | 20 | 83 |
| 1495 | 12K07 | 659153 | 5572336 | 20 | 83 |
| 1496 | 12K07 | 658997 | 5572128 | 20 | 83 |
| 1497 | 12K07 | 658846 | 5572232 | 20 | 83 |
| 1498 | 12K07 | 658003 | 5571961 | 20 | 83 |
| 1499 | 12K07 | 655992 | 5572186 | 20 | 83 |
| 1500 | 12K07 | 655723 | 5572757 | 20 | 83 |
| 1501 | 12K07 | 654636 | 5573285 | 20 | 83 |
| 1502 | 12K07 | 654099 | 5573101 | 20 | 83 |
| 1503 | 12K07 | 653939 | 5573003 | 20 | 83 |
| 1504 | 12K07 | 653356 | 5573393 | 20 | 83 |
| 1505 | 12K07 | 652638 | 5572902 | 20 | 83 |
| 1506 | 12K07 | 652705 | 5573070 | 20 | 83 |
| 1507 | 12K07 | 652470 | 5573689 | 20 | 83 |
| 1508 | 12K07 | 652482 | 5574181 | 20 | 83 |
| 1509 | 12K07 | 651683 | 5574109 | 20 | 83 |
| 1510 | 12K07 | 652242 | 5574469 | 20 | 83 |
| 1511 | 12K07 | 651947 | 5573539 | 20 | 83 |
| 1512 | 12K07 | 652416 | 5573196 | 20 | 83 |
| 1513 | 12K07 | 657420 | 5572932 | 20 | 83 |
| 1514 | 12K07 | 656700 | 5572517 | 20 | 83 |
| 1515 | 12K07 | 656180 | 5572481 | 20 | 83 |
| 1516 | 12K07 | 656090 | 5572955 | 20 | 83 |
| 1517 | 12K07 | 655179 | 5573811 | 20 | 83 |
| 1518 | 12K07 | 654753 | 5572781 | 20 | 83 |
| 1519 | 12K07 | 654835 | 5572547 | 20 | 83 |
| 1520 | 12K07 | 654288 | 5572411 | 20 | 83 |
| 1521 | 12K07 | 654169 | 5571719 | 20 | 83 |
| 1522 | 12K07 | 653680 | 5571080 | 20 | 83 |
| 1523 | 12K07 | 653586 | 5570483 | 20 | 83 |
| 1524 | 12K07 | 654070 | 5570470 | 20 | 83 |
| 1525 | 12K07 | 654473 | 5570960 | 20 | 83 |
| 1526 | 12K07 | 654730 | 5570951 | 20 | 83 |
| 1527 | 12K07 | 655128 | 5570936 | 20 | 83 |
| 1528 | 12K07 | 655374 | 5570701 | 20 | 83 |
| 1529 | 12K07 | 655552 | 5570434 | 20 | 83 |
| 1530 | 12K07 | 655876 | 5570818 | 20 | 83 |
| 1531 | 12K07 | 656351 | 5571082 | 20 | 83 |
| 1532 | 12K07 | 656375 | 5570885 | 20 | 83 |
| 1533 | 12K07 | 655966 | 5570518 | 20 | 83 |
| 1534 | 12K07 | 655951 | 5569672 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1535 | 12K07 | 655983 | 5569999 | 20 | 83 |
| 1536 | 12K07 | 656929 | 5571271 | 20 | 83 |
| 1537 | 12K07 | 657488 | 5571746 | 20 | 83 |
| 1538 | 12K07 | 657414 | 5571990 | 20 | 83 |
| 1539 | 12K07 | 658755 | 5572922 | 20 | 83 |
| 1540 | 12K07 | 658335 | 5573153 | 20 | 83 |
| 1541 | 12K07 | 658040 | 5572948 | 20 | 83 |
| 1542 | 12K07 | 657257 | 5572384 | 20 | 83 |
| 1543 | 12K07 | 657198 | 5572176 | 20 | 83 |
| 1544 | 12K07 | 654928 | 5572314 | 20 | 83 |
| 1545 | 12K07 | 656709 | 5570030 | 20 | 83 |
| 1546 | 12K07 | 657704 | 5572740 | 20 | 83 |
| 1547 | 12K02 | 665847 | 5565031 | 20 | 83 |
| 1548 | 12K02 | 666052 | 5565001 | 20 | 83 |
| 1549 | 12K02 | 666108 | 5565090 | 20 | 83 |
| 1550 | 12K02 | 666376 | 5565141 | 20 | 83 |
| 1551 | 12K02 | 666829 | 5565285 | 20 | 83 |
| 1552 | 12K02 | 667536 | 5565429 | 20 | 83 |
| 1553 | 12K02 | 665744 | 5564937 | 20 | 83 |
| 1554 | 12K02 | 665759 | 5565026 | 20 | 83 |
| 1555 | 12K02 | 665101 | 5565181 | 20 | 83 |
| 1556 | 12K02 | 664649 | 5565323 | 20 | 83 |
| 1557 | 12K02 | 664720 | 5565047 | 20 | 83 |
| 1558 | 12K02 | 664955 | 5564970 | 20 | 83 |
| 1559 | 12K02 | 665463 | 5564829 | 20 | 83 |
| 1560 | 12K02 | 665702 | 5564803 | 20 | 83 |
| 1561 | 12K02 | 665440 | 5564791 | 20 | 83 |
| 1562 | 12K02 | 665809 | 5564723 | 20 | 83 |
| 1563 | 12K02 | 668177 | 5566914 | 20 | 83 |
| 1564 | 12K02 | 668155 | 5565834 | 20 | 83 |
| 1565 | 12K02 | 668163 | 5567976 | 20 | 83 |
| 1566 | 12K02 | 668337 | 5568000 | 20 | 83 |
| 1567 | 12K02 | 668492 | 5568182 | 20 | 83 |
| 1568 | 12K02 | 666617 | 5565493 | 20 | 83 |
| 1569 | 12K02 | 667931 | 5567258 | 20 | 83 |
| 1570 | 12K02 | 666230 | 5564497 | 20 | 83 |
| 1571 | 12K02 | 668374 | 5566139 | 20 | 83 |
| 1572 | 12K02 | 668460 | 5566115 | 20 | 83 |
| 1573 | 12K02 | 668374 | 5566336 | 20 | 83 |
| 1574 | 12K02 | 673385 | 5563180 | 20 | 83 |
| 1575 | 12K02 | 673424 | 5563755 | 20 | 83 |
| 1576 | 12K02 | 673912 | 5564154 | 20 | 83 |
| 1577 | 12K02 | 674276 | 5563745 | 20 | 83 |
| 1578 | 12K02 | 674581 | 5564264 | 20 | 83 |
| 1579 | 12K02 | 675075 | 5563988 | 20 | 83 |
| 1580 | 12K02 | 674674 | 5563272 | 20 | 83 |
| 1581 | 12K02 | 675540 | 5565425 | 20 | 83 |
| 1582 | 12K02 | 676002 | 5565661 | 20 | 83 |
| 1583 | 12K02 | 676037 | 5565398 | 20 | 83 |
| 1584 | 12K02 | 677510 | 5565700 | 20 | 83 |
| 1585 | 12K02 | 677338 | 5566479 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1586 | 12K02 | 678360 | 5564794 | 20 | 83 |
| 1587 | 12K02 | 677980 | 5565144 | 20 | 83 |
| 1588 | 12K01 | 679523 | 5565040 | 20 | 83 |
| 1589 | 12K01 | 679347 | 5564440 | 20 | 83 |
| 1590 | 12K02 | 676874 | 5564737 | 20 | 83 |
| 1591 | 12K02 | 676197 | 5563958 | 20 | 83 |
| 1592 | 12K02 | 676121 | 5564307 | 20 | 83 |
| 1593 | 12K02 | 676402 | 5564617 | 20 | 83 |
| 1594 | 12K02 | 676586 | 5564941 | 20 | 83 |
| 1595 | 12K02 | 676803 | 5565059 | 20 | 83 |
| 1596 | 12K02 | 677223 | 5565013 | 20 | 83 |
| 1597 | 12K02 | 677039 | 5564558 | 20 | 83 |
| 1598 | 12K02 | 678497 | 5560588 | 20 | 83 |
| 1599 | 12K02 | 678448 | 5560692 | 20 | 83 |
| 1600 | 12K02 | 678392 | 5560850 | 20 | 83 |
| 1601 | 12K01 | 678913 | 5561955 | 20 | 83 |
| 1602 | 12K01 | 678998 | 5562407 | 20 | 83 |
| 1603 | 12K02 | 677189 | 5563353 | 20 | 83 |
| 1604 | 12K02 | 677279 | 5563002 | 20 | 83 |
| 1605 | 12K02 | 677672 | 5563995 | 20 | 83 |
| 1606 | 12K02 | 677753 | 5563462 | 20 | 83 |
| 1607 | 12K01 | 680437 | 5563140 | 20 | 83 |
| 1608 | 12K01 | 680253 | 5563431 | 20 | 83 |
| 1609 | 12K01 | 680673 | 5564001 | 20 | 83 |
| 1610 | 12K01 | 697564 | 5566159 | 20 | 83 |
| 1611 | 12K01 | 697705 | 5565907 | 20 | 83 |
| 1612 | 12K01 | 699009 | 5566495 | 20 | 83 |
| 1613 | 12K01 | 698803 | 5566296 | 20 | 83 |
| 1614 | 12K01 | 699184 | 5567197 | 20 | 83 |
| 1615 | 12K01 | 699020 | 5567229 | 20 | 83 |
| 1616 | 12K01 | 698975 | 5567118 | 20 | 83 |
| 1617 | 12K01 | 698851 | 5567068 | 20 | 83 |
| 1618 | 12K01 | 683744 | 5564019 | 20 | 83 |
| 1619 | 12K02 | 665544 | 5565016 | 20 | 83 |
| 1620 | 12K07 | 647183 | 5579151 | 20 | 83 |
| 1621 | 12K07 | 646913 | 5580616 | 20 | 83 |
| 1622 | 12K07 | 646967 | 5580119 | 20 | 83 |
| 1623 | 12K07 | 655837 | 5572751 | 20 | 83 |
| 1624 | 12K07 | 653782 | 5573177 | 20 | 83 |
| 1625 | 12K02 | 660465 | 5562657 | 20 | 83 |
| 1626 | 12K02 | 660507 | 5563033 | 20 | 83 |
| 1627 | 12K02 | 667632 | 5565298 | 20 | 83 |
| 1628 | 12K02 | 667461 | 5563165 | 20 | 83 |
| 1629 | 12K02 | 667477 | 5563314 | 20 | 83 |
| 1630 | 12K02 | 670085 | 5562249 | 20 | 83 |
| 1631 | 12K02 | 669539 | 5561848 | 20 | 83 |
| 1632 | 12K02 | 670775 | 5562702 | 20 | 83 |
| 1633 | 12K02 | 671496 | 5564265 | 20 | 83 |
| 1634 | 12K02 | 671802 | 5564355 | 20 | 83 |
| 1635 | 12K02 | 672384 | 5564723 | 20 | 83 |
| 1636 | 12K02 | 672842 | 5564761 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1637 | 12K02 | 672708 | 5564671 | 20 | 83 |
| 1638 | 12K02 | 672211 | 5564402 | 20 | 83 |
| 1639 | 12K02 | 671067 | 5563530 | 20 | 83 |
| 1640 | 12K02 | 669632 | 5562925 | 20 | 83 |
| 1641 | 12K02 | 649898 | 5563222 | 20 | 83 |
| 1642 | 12K02 | 649273 | 5562918 | 20 | 83 |
| 1643 | 12K02 | 649814 | 5562510 | 20 | 83 |
| 1644 | 12K02 | 648963 | 5562895 | 20 | 83 |
| 1645 | 12K02 | 647145 | 5561420 | 20 | 83 |
| 1646 | 12K02 | 647425 | 5561893 | 20 | 83 |
| 1647 | 12K02 | 647645 | 5562479 | 20 | 83 |
| 1648 | 12K02 | 647772 | 5562839 | 20 | 83 |
| 1649 | 12K02 | 648086 | 5562467 | 20 | 83 |
| 1650 | 12K02 | 648049 | 5563090 | 20 | 83 |
| 1651 | 12K02 | 648282 | 5563025 | 20 | 83 |
| 1652 | 12K02 | 648028 | 5563925 | 20 | 83 |
| 1653 | 12K02 | 648057 | 5564496 | 20 | 83 |
| 1654 | 12K02 | 647977 | 5564936 | 20 | 83 |
| 1655 | 12K02 | 659789 | 5565732 | 20 | 83 |
| 1656 | 12K02 | 660592 | 5565769 | 20 | 83 |
| 1657 | 12K02 | 660924 | 5566081 | 20 | 83 |
| 1658 | 12K02 | 660390 | 5565385 | 20 | 83 |
| 1659 | 12K02 | 660934 | 5565405 | 20 | 83 |
| 1660 | 12K02 | 660744 | 5564942 | 20 | 83 |
| 1661 | 12K02 | 661853 | 5565264 | 20 | 83 |
| 1662 | 12K02 | 662349 | 5565081 | 20 | 83 |
| 1663 | 12K02 | 648216 | 5565546 | 20 | 83 |
| 1664 | 12K02 | 658723 | 5564055 | 20 | 83 |
| 1665 | 12K02 | 658189 | 5564292 | 20 | 83 |
| 1666 | 12K02 | 657841 | 5564633 | 20 | 83 |
| 1667 | 12K02 | 652140 | 5563163 | 20 | 83 |
| 1668 | 12K02 | 652606 | 5563557 | 20 | 83 |
| 1669 | 12K02 | 653039 | 5564091 | 20 | 83 |
| 1670 | 12K02 | 653641 | 5564651 | 20 | 83 |
| 1671 | 12K02 | 653547 | 5564067 | 20 | 83 |
| 1672 | 12K02 | 652973 | 5563368 | 20 | 83 |
| 1673 | 12K02 | 653859 | 5563790 | 20 | 83 |
| 1674 | 12K02 | 654339 | 5563888 | 20 | 83 |
| 1675 | 12K02 | 654840 | 5563874 | 20 | 83 |
| 1676 | 12K02 | 654453 | 5563304 | 20 | 83 |
| 1677 | 12K02 | 654709 | 5563151 | 20 | 83 |
| 1678 | 12K02 | 655492 | 5563576 | 20 | 83 |
| 1679 | 12K02 | 655022 | 5563154 | 20 | 83 |
| 1680 | 12K02 | 644522 | 5562581 | 20 | 83 |
| 1681 | 12K02 | 644682 | 5562788 | 20 | 83 |
| 1682 | 12K02 | 646311 | 5561949 | 20 | 83 |
| 1683 | 12K02 | 644930 | 5561409 | 20 | 83 |
| 1684 | 12K02 | 646148 | 5562507 | 20 | 83 |
| 1685 | 12K02 | 645749 | 5563411 | 20 | 83 |
| 1686 | 12K02 | 645627 | 5564124 | 20 | 83 |
| 1687 | 12K02 | 648555 | 5563356 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1688 | 12K02 | 649018 | 5563876 | 20 | 83 |
| 1689 | 12K02 | 649590 | 5563523 | 20 | 83 |
| 1690 | 12K02 | 649317 | 5564113 | 20 | 83 |
| 1691 | 12K02 | 649396 | 5564489 | 20 | 83 |
| 1692 | 12K02 | 649551 | 5564549 | 20 | 83 |
| 1693 | 12K02 | 650556 | 5564109 | 20 | 83 |
| 1694 | 12K02 | 650703 | 5563740 | 20 | 83 |
| 1695 | 12K02 | 651198 | 5564646 | 20 | 83 |
| 1696 | 12K02 | 651704 | 5565484 | 20 | 83 |
| 1697 | 12K02 | 652474 | 5566528 | 20 | 83 |
| 1698 | 12K02 | 653962 | 5567182 | 20 | 83 |
| 1699 | 12K03 | 642113 | 5567457 | 20 | 83 |
| 1700 | 12K03 | 642153 | 5566502 | 20 | 83 |
| 1701 | 12K03 | 642291 | 5566266 | 20 | 83 |
| 1702 | 12K02 | 642680 | 5565955 | 20 | 83 |
| 1703 | 12K02 | 643265 | 5565876 | 20 | 83 |
| 1704 | 12K02 | 643254 | 5566456 | 20 | 83 |
| 1705 | 12K02 | 643564 | 5566717 | 20 | 83 |
| 1706 | 12K02 | 644576 | 5566869 | 20 | 83 |
| 1707 | 12K02 | 645102 | 5566957 | 20 | 83 |
| 1708 | 12K02 | 645017 | 5566701 | 20 | 83 |
| 1709 | 12K02 | 645467 | 5567094 | 20 | 83 |
| 1710 | 12K02 | 646295 | 5567022 | 20 | 83 |
| 1711 | 12K02 | 645890 | 5566478 | 20 | 83 |
| 1712 | 12K02 | 646517 | 5566335 | 20 | 83 |
| 1713 | 12K02 | 646628 | 5565297 | 20 | 83 |
| 1714 | 12K02 | 645845 | 5565168 | 20 | 83 |
| 1715 | 12K02 | 644333 | 5563012 | 20 | 83 |
| 1716 | 12K02 | 644397 | 5563522 | 20 | 83 |
| 1717 | 12K02 | 644178 | 5563715 | 20 | 83 |
| 1718 | 12K02 | 643902 | 5563663 | 20 | 83 |
| 1719 | 12K02 | 643913 | 5563308 | 20 | 83 |
| 1720 | 12K02 | 643357 | 5563257 | 20 | 83 |
| 1721 | 12K02 | 643365 | 5563736 | 20 | 83 |
| 1722 | 12K02 | 642877 | 5562291 | 20 | 83 |
| 1723 | 12K03 | 641793 | 5562004 | 20 | 83 |
| 1724 | 12K03 | 641584 | 5562542 | 20 | 83 |
| 1725 | 12K03 | 641518 | 5563056 | 20 | 83 |
| 1726 | 12K03 | 641221 | 5562702 | 20 | 83 |
| 1727 | 12K03 | 641067 | 5563270 | 20 | 83 |
| 1728 | 12K03 | 641842 | 5563821 | 20 | 83 |
| 1729 | 12K03 | 641973 | 5564459 | 20 | 83 |
| 1730 | 12K03 | 642120 | 5564380 | 20 | 83 |
| 1731 | 12K03 | 642391 | 5564051 | 20 | 83 |
| 1732 | 12K03 | 642470 | 5563442 | 20 | 83 |
| 1733 | 12K03 | 638797 | 5563822 | 20 | 83 |
| 1734 | 12K03 | 638543 | 5563859 | 20 | 83 |
| 1735 | 12K03 | 637525 | 5565349 | 20 | 83 |
| 1736 | 12K03 | 637946 | 5566072 | 20 | 83 |
| 1737 | 12K03 | 637960 | 5564646 | 20 | 83 |
| 1738 | 12K03 | 638879 | 5561844 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1739 | 12K03 | 639677 | 5561680 | 20 | 83 |
| 1740 | 12K03 | 637855 | 5560127 | 20 | 83 |
| 1741 | 12K03 | 637093 | 5560032 | 20 | 83 |
| 1742 | 12K03 | 636587 | 5560948 | 20 | 83 |
| 1743 | 12K03 | 635965 | 5560985 | 20 | 83 |
| 1744 | 12K03 | 635175 | 5561157 | 20 | 83 |
| 1745 | 12K03 | 634715 | 5560759 | 20 | 83 |
| 1746 | 12K03 | 634368 | 5560332 | 20 | 83 |
| 1747 | 12K03 | 633518 | 5559997 | 20 | 83 |
| 1748 | 12K03 | 632126 | 5560757 | 20 | 83 |
| 1749 | 12K03 | 631387 | 5561474 | 20 | 83 |
| 1750 | 12K03 | 630624 | 5560898 | 20 | 83 |
| 1751 | 12K03 | 638718 | 5563203 | 20 | 83 |
| 1752 | 12K03 | 638923 | 5563014 | 20 | 83 |
| 1753 | 12K02 | 662533 | 5563434 | 20 | 83 |
| 1754 | 12K02 | 664090 | 5563547 | 20 | 83 |
| 1755 | 12K02 | 668679 | 5567860 | 20 | 83 |
| 1756 | 12K02 | 668860 | 5566635 | 20 | 83 |
| 1757 | 12K02 | 669124 | 5565808 | 20 | 83 |
| 1758 | 12K02 | 668935 | 5565268 | 20 | 83 |
| 1759 | 12K02 | 669489 | 5564511 | 20 | 83 |
| 1760 | 12K02 | 669457 | 5564034 | 20 | 83 |
| 1761 | 12K02 | 669315 | 5563601 | 20 | 83 |
| 1762 | 12K02 | 669664 | 5563444 | 20 | 83 |
| 1763 | 12K02 | 667779 | 5562530 | 20 | 83 |
| 1764 | 12K02 | 666309 | 5563937 | 20 | 83 |
| 1765 | 12K02 | 665954 | 5564144 | 20 | 83 |
| 1766 | 12K02 | 662129 | 5565934 | 20 | 83 |
| 1767 | 12K02 | 662137 | 5565964 | 20 | 83 |
| 1768 | 12K02 | 662066 | 5566157 | 20 | 83 |
| 1769 | 12K02 | 662063 | 5566466 | 20 | 83 |
| 1770 | 12K02 | 662028 | 5566309 | 20 | 83 |
| 1771 | 12K02 | 662129 | 5566318 | 20 | 83 |
| 1772 | 12K02 | 662178 | 5566427 | 20 | 83 |
| 1773 | 12K02 | 662392 | 5566778 | 20 | 83 |
| 1774 | 12K02 | 662386 | 5566967 | 20 | 83 |
| 1775 | 12K02 | 661942 | 5565323 | 20 | 83 |
| 1776 | 12K02 | 662978 | 5565708 | 20 | 83 |
| 1777 | 12K02 | 661619 | 5564743 | 20 | 83 |
| 1778 | 12K02 | 661721 | 5564511 | 20 | 83 |
| 1779 | 12K02 | 662711 | 5564905 | 20 | 83 |
| 1780 | 12K02 | 663454 | 5564787 | 20 | 83 |
| 1781 | 12K02 | 663155 | 5565575 | 20 | 83 |
| 1782 | 12K02 | 662990 | 5565652 | 20 | 83 |
| 1783 | 12K03 | 638867 | 5561809 | 20 | 83 |
| 1784 | 12K03 | 638451 | 5561540 | 20 | 83 |
| 1785 | 12K03 | 638349 | 5561641 | 20 | 83 |
| 1786 | 12K03 | 638391 | 5561760 | 20 | 83 |
| 1787 | 12K03 | 638460 | 5562226 | 20 | 83 |
| 1788 | 12K03 | 638546 | 5562184 | 20 | 83 |
| 1789 | 12K03 | 638579 | 5561953 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1790 | 12K03 | 638277 | 5562912 | 20 | 83 |
| 1791 | 12K03 | 638317 | 5562836 | 20 | 83 |
| 1792 | 12K03 | 638492 | 5562563 | 20 | 83 |
| 1793 | 12K03 | 638343 | 5562421 | 20 | 83 |
| 1794 | 12K03 | 638174 | 5563455 | 20 | 83 |
| 1795 | 12K03 | 638878 | 5563923 | 20 | 83 |
| 1796 | 12K03 | 638919 | 5563878 | 20 | 83 |
| 1797 | 12K03 | 638946 | 5563911 | 20 | 83 |
| 1798 | 12K03 | 639747 | 5562830 | 20 | 83 |
| 1801 | 12K11 | 636084 | 5618509 | 20 | 83 |
| 1802 | 12K11 | 636136 | 5618487 | 20 | 83 |
| 1803 | 12K11 | 635852 | 5618528 | 20 | 83 |
| 1804 | 12K11 | 635834 | 5618532 | 20 | 83 |
| 1805 | 12K11 | 635799 | 5618529 | 20 | 83 |
| 1806 | 12K11 | 635768 | 5618541 | 20 | 83 |
| 1807 | 12K11 | 635022 | 5618678 | 20 | 83 |
| 1808 | 12K11 | 630340 | 5597008 | 20 | 83 |
| 1809 | 12K11 | 629308 | 5597965 | 20 | 83 |
| 1810 | 12K11 | 630344 | 5598187 | 20 | 83 |
| 1811 | 12K02 | 663255 | 5565185 | 20 | 83 |
| 1812 | 12K02 | 663279 | 5565304 | 20 | 83 |
| 1813 | 12K02 | 662773 | 5565421 | 20 | 83 |
| 1814 | 12K02 | 662834 | 5565376 | 20 | 83 |
| 1815 | 12K02 | 662990 | 5565293 | 20 | 83 |
| 1816 | 12K02 | 662954 | 5565422 | 20 | 83 |
| 1817 | 12K02 | 663076 | 5565462 | 20 | 83 |
| 1818 | 12K02 | 663131 | 5565437 | 20 | 83 |
| 1819 | 12K02 | 663047 | 5565250 | 20 | 83 |
| 1820 | 12K02 | 663356 | 5565235 | 20 | 83 |
| 1821 | 12K02 | 663319 | 5565157 | 20 | 83 |
| 1822 | 12K02 | 663357 | 5565071 | 20 | 83 |
| 1823 | 12K02 | 658789 | 5565144 | 20 | 83 |
| 1824 | 12K02 | 658859 | 5565387 | 20 | 83 |
| 1825 | 12K02 | 658932 | 5565656 | 20 | 83 |
| 1826 | 12K02 | 659013 | 5565833 | 20 | 83 |
| 1827 | 12K02 | 659144 | 5566067 | 20 | 83 |
| 1828 | 12K02 | 659309 | 5566596 | 20 | 83 |
| 1829 | 12K02 | 660069 | 5567256 | 20 | 83 |
| 1830 | 12K02 | 660596 | 5566935 | 20 | 83 |
| 1831 | 12K02 | 660678 | 5566840 | 20 | 83 |
| 1832 | 12K02 | 660539 | 5567020 | 20 | 83 |
| 1833 | 12K02 | 660276 | 5567272 | 20 | 83 |
| 1834 | 12K02 | 659447 | 5565944 | 20 | 83 |
| 1835 | 12K02 | 659591 | 5565372 | 20 | 83 |
| 1836 | 12K02 | 659586 | 5564467 | 20 | 83 |
| 1837 | 12K02 | 659419 | 5564630 | 20 | 83 |
| 1838 | 12K02 | 658831 | 5564839 | 20 | 83 |
| 1839 | 12K02 | 659060 | 5564602 | 20 | 83 |
| 1840 | 12K02 | 662531 | 5564088 | 20 | 83 |
| 1841 | 12K02 | 665930 | 5564153 | 20 | 83 |
| 1842 | 12K02 | 666077 | 5564038 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1843 | 12K02 | 666199 | 5564003 | 20 | 83 |
| 1844 | 12K02 | 671636 | 5564184 | 20 | 83 |
| 1845 | 12K02 | 671635 | 5564232 | 20 | 83 |
| 1846 | 12K02 | 678231 | 5568192 | 20 | 83 |
| 1847 | 12K01 | 680214 | 5565205 | 20 | 83 |
| 1848 | 12K01 | 680035 | 5565480 | 20 | 83 |
| 1849 | 12K01 | 680240 | 5565637 | 20 | 83 |
| 1850 | 12K01 | 680393 | 5565896 | 20 | 83 |
| 1851 | 12K01 | 681003 | 5565780 | 20 | 83 |
| 1852 | 12K01 | 682953 | 5568061 | 20 | 83 |
| 1853 | 12K01 | 685980 | 5566434 | 20 | 83 |
| 1854 | 12K01 | 685249 | 5566770 | 20 | 83 |
| 1855 | 12K01 | 685382 | 5566721 | 20 | 83 |
| 1856 | 12K01 | 685525 | 5566622 | 20 | 83 |
| 1857 | 12K01 | 685619 | 5566602 | 20 | 83 |
| 1858 | 12K01 | 685337 | 5566177 | 20 | 83 |
| 1859 | 12K01 | 685098 | 5565943 | 20 | 83 |
| 1860 | 12K01 | 685045 | 5566073 | 20 | 83 |
| 1861 | 12K01 | 702333 | 5569838 | 20 | 83 |
| 1862 | 12K01 | 701834 | 5569583 | 20 | 83 |
| 1863 | 12K01 | 701553 | 5569372 | 20 | 83 |
| 1864 | 12K01 | 701430 | 5569528 | 20 | 83 |
| 1865 | 12K01 | 701176 | 5569270 | 20 | 83 |
| 1866 | 12K01 | 700995 | 5569356 | 20 | 83 |
| 1867 | 12K01 | 700808 | 5569832 | 20 | 83 |
| 1868 | 12K01 | 701143 | 5570176 | 20 | 83 |
| 1869 | 12K01 | 700588 | 5569926 | 20 | 83 |
| 1870 | 12K01 | 700440 | 5570011 | 20 | 83 |
| 1871 | 12K01 | 699698 | 5569506 | 20 | 83 |
| 1872 | 12K01 | 700098 | 5569661 | 20 | 83 |
| 1873 | 12K01 | 699860 | 5569884 | 20 | 83 |
| 1874 | 12K01 | 699456 | 5569808 | 20 | 83 |
| 1875 | 12K01 | 698301 | 5570002 | 20 | 83 |
| 1876 | 12K01 | 698021 | 5569842 | 20 | 83 |
| 1877 | 12K01 | 697300 | 5569051 | 20 | 83 |
| 1878 | 12K01 | 696511 | 5567367 | 20 | 83 |
| 1879 | 12K01 | 695880 | 5567185 | 20 | 83 |
| 1880 | 12K01 | 694655 | 5566970 | 20 | 83 |
| 1881 | 12K01 | 694164 | 5566943 | 20 | 83 |
| 1882 | 12K01 | 693262 | 5566788 | 20 | 83 |
| 1883 | 12K01 | 690154 | 5566024 | 20 | 83 |
| 1884 | 12K01 | 689532 | 5565734 | 20 | 83 |
| 1885 | 12K01 | 689678 | 5566225 | 20 | 83 |
| 1886 | 12K01 | 689778 | 5566660 | 20 | 83 |
| 1887 | 12K01 | 689797 | 5567312 | 20 | 83 |
| 1888 | 12K01 | 689249 | 5567723 | 20 | 83 |
| 1889 | 12K02 | 668347 | 5567788 | 20 | 83 |
| 1890 | 12K02 | 668237 | 5567811 | 20 | 83 |
| 1891 | 12K02 | 668551 | 5566357 | 20 | 83 |
| 1892 | 12K02 | 668884 | 5566487 | 20 | 83 |
| 1893 | 12K02 | 668999 | 5566187 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1894 | 12K02 | 669054 | 5566145 | 20 | 83 |
| 1895 | 12K02 | 669128 | 5565640 | 20 | 83 |
| 1896 | 12K02 | 669543 | 5564590 | 20 | 83 |
| 1897 | 12K02 | 659503 | 5563252 | 20 | 83 |
| 1898 | 12K02 | 658300 | 5563955 | 20 | 83 |
| 1899 | 12K02 | 658438 | 5564025 | 20 | 83 |
| 1900 | 12K02 | 657658 | 5564158 | 20 | 83 |
| 1901 | 12K02 | 657524 | 5563772 | 20 | 83 |
| 1902 | 12K02 | 657394 | 5563412 | 20 | 83 |
| 1903 | 12K02 | 657050 | 5563123 | 20 | 83 |
| 1904 | 12K02 | 657108 | 5563191 | 20 | 83 |
| 1905 | 12K02 | 663560 | 5564425 | 20 | 83 |
| 1906 | 12K02 | 663498 | 5564648 | 20 | 83 |
| 1907 | 12K02 | 663429 | 5564740 | 20 | 83 |
| 1908 | 12K02 | 668235 | 5565680 | 20 | 83 |
| 1909 | 12K02 | 668207 | 5565538 | 20 | 83 |
| 1910 | 12K02 | 669702 | 5564073 | 20 | 83 |
| 1911 | 12K02 | 670464 | 5563572 | 20 | 83 |
| 1912 | 12K02 | 670388 | 5563607 | 20 | 83 |
| 1913 | 12K02 | 670358 | 5563652 | 20 | 83 |
| 1914 | 12K02 | 670199 | 5563702 | 20 | 83 |
| 1915 | 12K02 | 670369 | 5564068 | 20 | 83 |
| 1916 | 12K03 | 623906 | 5560442 | 20 | 83 |
| 1917 | 12K03 | 623472 | 5560658 | 20 | 83 |
| 1918 | 12K03 | 624050 | 5560494 | 20 | 83 |
| 1919 | 12K03 | 624050 | 5560331 | 20 | 83 |
| 1920 | 12K03 | 623988 | 5559887 | 20 | 83 |
| 1921 | 12K03 | 623813 | 5559467 | 20 | 83 |
| 1922 | 12K03 | 623774 | 5559475 | 20 | 83 |
| 1923 | 12K03 | 623519 | 5559814 | 20 | 83 |
| 1924 | 12K03 | 623155 | 5559645 | 20 | 83 |
| 1925 | 12K03 | 623159 | 5559795 | 20 | 83 |
| 1926 | 12K03 | 623394 | 5560365 | 20 | 83 |
| 1927 | 12K03 | 623292 | 5560368 | 20 | 83 |
| 1928 | 12K03 | 623188 | 5560550 | 20 | 83 |
| 1929 | 12K03 | 621777 | 5561548 | 20 | 83 |
| 1930 | 12K03 | 621522 | 5561505 | 20 | 83 |
| 1931 | 12K03 | 614351 | 5559537 | 20 | 83 |
| 1932 | 12K03 | 615052 | 5558928 | 20 | 83 |
| 1933 | 12K03 | 615428 | 5559324 | 20 | 83 |
| 1934 | 12K03 | 616207 | 5560084 | 20 | 83 |
| 1935 | 12K03 | 617747 | 5559969 | 20 | 83 |
| 1936 | 12K03 | 618108 | 5560345 | 20 | 83 |
| 1937 | 12K03 | 618357 | 5560279 | 20 | 83 |
| 1938 | 12K03 | 618704 | 5560521 | 20 | 83 |
| 1939 | 12K03 | 619217 | 5560632 | 20 | 83 |
| 1940 | 12K03 | 619442 | 5560827 | 20 | 83 |
| 1941 | 12K03 | 620089 | 5560915 | 20 | 83 |
| 1942 | 12K03 | 620924 | 5560990 | 20 | 83 |
| 1943 | 12K03 | 624232 | 5561868 | 20 | 83 |
| 1944 | 12K03 | 624544 | 5561946 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1945 | 12K03 | 625435 | 5561621 | 20 | 83 |
| 1946 | 12K03 | 625891 | 5561533 | 20 | 83 |
| 1947 | 12K03 | 626677 | 5561118 | 20 | 83 |
| 1948 | 12K03 | 627481 | 5560932 | 20 | 83 |
| 1949 | 12K03 | 628712 | 5561033 | 20 | 83 |
| 1950 | 12K03 | 628792 | 5561203 | 20 | 83 |
| 1951 | 12K03 | 628950 | 5561218 | 20 | 83 |
| 1952 | 12K03 | 629257 | 5560451 | 20 | 83 |
| 1953 | 12K03 | 629177 | 5559835 | 20 | 83 |
| 1954 | 12K03 | 629328 | 5559725 | 20 | 83 |
| 1955 | 12K03 | 629707 | 5559721 | 20 | 83 |
| 1956 | 12K03 | 630263 | 5559969 | 20 | 83 |
| 1957 | 12K03 | 630652 | 5560480 | 20 | 83 |
| 1958 | 12K03 | 630449 | 5561648 | 20 | 83 |
| 1959 | 12K03 | 630269 | 5562060 | 20 | 83 |
| 1960 | 12K03 | 630364 | 5562406 | 20 | 83 |
| 1961 | 12K03 | 623216 | 5559954 | 20 | 83 |
| 1962 | 12K03 | 625474 | 5560289 | 20 | 83 |
| 1963 | 12K03 | 625396 | 5560163 | 20 | 83 |
| 1964 | 12K03 | 625587 | 5559939 | 20 | 83 |
| 1965 | 12K03 | 625881 | 5560107 | 20 | 83 |
| 1966 | 12K03 | 621432 | 5559991 | 20 | 83 |
| 1967 | 12K03 | 621617 | 5560044 | 20 | 83 |
| 1968 | 12K03 | 621795 | 5560156 | 20 | 83 |
| 1969 | 12K03 | 626954 | 5561402 | 20 | 83 |
| 1970 | 12K03 | 627396 | 5561597 | 20 | 83 |
| 1971 | 12K03 | 626611 | 5561596 | 20 | 83 |
| 1972 | 12K03 | 630030 | 5559204 | 20 | 83 |
| 1973 | 12K03 | 630566 | 5559492 | 20 | 83 |
| 1974 | 12K03 | 631084 | 5559510 | 20 | 83 |
| 1975 | 12K03 | 631362 | 5561489 | 20 | 83 |
| 1976 | 12K03 | 631505 | 5561029 | 20 | 83 |
| 1977 | 12K03 | 632157 | 5561170 | 20 | 83 |
| 1978 | 12K03 | 632626 | 5561183 | 20 | 83 |
| 1979 | 12K03 | 632770 | 5560326 | 20 | 83 |
| 1980 | 12K03 | 633093 | 5560781 | 20 | 83 |
| 1981 | 12K03 | 633620 | 5559980 | 20 | 83 |
| 1982 | 12K03 | 633649 | 5560325 | 20 | 83 |
| 1983 | 12K03 | 634329 | 5559945 | 20 | 83 |
| 1984 | 12K03 | 636533 | 5560380 | 20 | 83 |
| 1985 | 12K03 | 634726 | 5562434 | 20 | 83 |
| 1986 | 12K03 | 634999 | 5562162 | 20 | 83 |
| 1987 | 12K03 | 634410 | 5561844 | 20 | 83 |
| 1988 | 12K03 | 634925 | 5561398 | 20 | 83 |
| 1989 | 12K03 | 636013 | 5562178 | 20 | 83 |
| 1990 | 12K03 | 636345 | 5561824 | 20 | 83 |
| 1991 | 12K03 | 636738 | 5561353 | 20 | 83 |
| 1992 | 12K03 | 637152 | 5560894 | 20 | 83 |
| 1993 | 12K03 | 636938 | 5560288 | 20 | 83 |
| 1994 | 12K03 | 637706 | 5560393 | 20 | 83 |
| 1995 | 12K03 | 637575 | 5563860 | 20 | 83 |

stations visitées

| STATION | SNRC | ESTANT | NORDANT | ZONE | NAD |
|---------|-------|--------|---------|------|-----|
| 1996 | 12K02 | 646419 | 5561641 | 20 | 83 |
| 1997 | 12K02 | 648316 | 5563374 | 20 | 83 |
| 1998 | 12K02 | 648426 | 5563949 | 20 | 83 |
| 1999 | 12K02 | 648431 | 5564290 | 20 | 83 |
| 2000 | 12K02 | 650361 | 5564416 | 20 | 83 |
| 2001 | 12K02 | 653373 | 5566387 | 20 | 83 |
| 2002 | 12K02 | 652134 | 5566296 | 20 | 83 |
| 2003 | 12K02 | 653006 | 5565676 | 20 | 83 |
| 2004 | 12K02 | 652632 | 5566174 | 20 | 83 |
| 2005 | 12K02 | 652764 | 5564688 | 20 | 83 |
| 2006 | 12K02 | 652428 | 5564688 | 20 | 83 |
| 2007 | 12K02 | 652479 | 5563844 | 20 | 83 |



ANNEXE IV

Description des échantillons en lames-minces

L'annexe IV donne la liste des échantillons décrits en lames-minces pour la région des lacs Musquaro et d'Auteuil et pour la région côtière.

Signification des abréviations pour la colonne « Granulométrie » : TF, très fin; F, fin; M, moyen; G, grossier; HG, hétérogranulaire. Pour les colonnes « Texture» et « Commentaire »: BR, bréchique; C, cisaillement; FO, folié; FR, fragment; GB, granoblastique; GL, granolépidoblastique; GN, granonématoblastique; GR, granulaire; HG, hétérogène; HGR, hétérogranulaire; HO, homogène; LB, lépidoblastique; LC, litage compositionel; LE, lenticulaire; LM, laminé, LPB, lépido-porphyroblastique; LT; litage; NB, nématoblastique; NO, nodulaire; RU, rubané; PB, porphyroblastique; PC, porphyroclastique; PH, pénocristal; SY, symplectite. Pour les colones des minéraux, Tr, trace; alt, altéré. Les abréviation des minéraux sont d'après Kretz (1983), excepté Fib, fibrolite; Op, minéral opaque; Flp, feldspath; Mic, microcline; Sf, sulfure.



Lacs Musquaro et d'Auteuil

Lacs Musquaro et d'Auteuil

| Échantillon | Lithologie | Granulométrie | Texture | Grt | Bt | Hbl | Ep | Cal | Chl | Sil | Ky | Fib | Ms | Pi | Kfs | Qtz | Zrn | Ap | Ttn | OP | autre | commentaire | |
|-------------|---|-----------------------|----------------------|-----------|----|----------------|----|-----|-----|-----|----|-----|----|----|-----|--------|------|----|------------------|-----|--|---|---|
| 170 GMRF | Roche métasomatique hétérogène : albite, niveau siliceux à Scp-Bt-Pi, amphibolite à Grt, amphibolite à Ep, zone à microcline, zone à Grt-Cal-Chl-Hbl bleutée | Tl à M | | X | | X | | | | | | | | | | X | | | Po, Py, Ilm, Sp? | | variation de couleur de Hbl (bleue, vert, noire); Grt: orangé et squelettique dans albite, forme une couronne autour de Cc; Sp?: Op en inclus dans Qtz | | |
| 170 IQ | Amphibolite à Qtz- Grt recoupée par 1 veine d'albite | F à M | GB à GL | X | X | X | | | | | | | | | | | | 1 | | | | albite : Pi très altérés, remplacé par Scp, inclusion de Qtz non orientée, associé à Hbl et Grt; amphibolite: Grt zoné SA, loc niveau + plagioclase à Bt chloritisée+Qtz+Grt+Pi altéré+Zrn | |
| 170 ME | Roche métasomatique hétérogène: quartzite à Grt-Qtz, formation de fer à Qtz-Bt-Hbl-Grt et quartzite à Bt verte-Hbl-Grt-Pi | HG | LT, PC | rose pâle | X | vert bleuté | | | | | | | | | | X | X | | | X | | quartzite: Grt rose pâle, SA, limpide; Hbl verte à bleue, limpide. Formation de fer: 15% de Op. | |
| 170 P | Roche métasomatique hétérogène : amphibolite à Grt, amphibolite à Qtz, hornblendite | HG | GR, PB, SY | 10 | 3 | X | | | | | | | | | | 2 | X | X | | Po | | niveaux discontinus d'amphibolite à Grt (Hbl=35%, Qtz=25%), de quartzite à Hbl (Hbl=15%) et d'amphibolite (Hbl=50%); foliation définie par Hbl et Qtz dans amphibolite; SY de Hbl-Qtz dans niveaux riches en Hbl; PB de Grt; 1% de Po disséminé | |
| 170 Q | Roche mafique | HG, G | | X | | X | X | X | | | | | | | | X | X | | | Cpx | | | |
| 170 R(1) | Roche métasomatique calco-silicatée | | | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 170 R(2) | Roche métasomatique calco-silicatée | | | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 171 A2 | Cotule à Grt-Pl-Bt avec niveau riche en Qtz et niveau à Qtz+Pl | | PB, GL, FO | | 15 | | | | | | | | | | | 25 | 45 | | | X | | Grt syncinétique (inclus de Qtz hélicoïtique en S); foliation définie par Bt+Qtz+Pl+Hbl | |
| 171 A1 | Roche métasomatique siliceuse à Grt-Hbl, intercalée avec niveau de gneiss blanc (Qtz, Bt verte, Hbl, feldspath) | | GR à PO, PB, LT | X | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | Qtz: atteint 50% dans les niveaux les plus siliceux; Grt: PB, 2-3 mm; foliation définie à Bt et Hbl; alternance de niveaux de composition différente | |
| 171 E | Roche métasomatique siliceuse à Grt-Hbl avec niveau de granatite | HG, M | HGR, SY, PB | 35 | 25 | | | | | | | | | | | X | X | 35 | X | | | Grt : SA ou XM, 2mm, loc squelettique, inclusions hélicoïtiques, syncinétiques | |
| 171 E1 | Roche métasomatique hétérogène: granatite, cotule (Chl, Scp, Tn) | M | GB | 25 | 40 | | | | | | | | | | | 6 | 30 | | | Ilm | | inclusions hélicoïtiques dans Grt | |
| 171 E2(1) | Roche métasomatique hétérogène et finement litée: cotule à Grt-Hbl, fine veineuse de granatite dans matrice à Qtz, veine de Qtz avec Grt au contact | M à G | GR, LT | 12 | 36 | | | | | | | | | | | 1 | 50 | 1 | | X | | alignement de Zrn // rubanement; RU définit par Qtz et alignement de Grt; variation de la taille et de la forme des Grt suivant les niveaux | |
| 171 P | Gneiss à nodules alumineux | | LB (nODULES), GB, FO | 8 | | | | | | | | | | | | X | X | 25 | 30 | 35 | X | | nodules à Fib(50%)-Qtz(44%)-Ms(5%)-Bt(1%) |
| 191 A | Amphibolite à Bt-Grt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 201 ABC | Roche métasomatique avec niveaux de granatite, hornblendite, quartzite à Grt - Hbl - Chl - Zrn | | LM, HG, GR, PB | 2-15% | | verte | | | | | | | | | | | 7-45 | 1 | | | | Grt: PB, rose, fracturé; Qtz: micro-inclusion et veines de sulfures? | |
| 201 C | Roche métasomatique avec niveaux de albite à Grt-Qtz-Amphibole-Pi, niveau à Ep-Hbl-Grt-Pi-Zrn, amphibolite mésoctate à Grt (Zrn), epidotite, amphibolite leucocatare à Qtz-Pi-Scp | | HG | rose | | act, Hbl verte | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 201 CBE | Roche métasomatique siliceuse à Grt-Hbl-sulfures | | GR, PB | 12-15% | 35 | | | | | | | | | | | X | X | 40 | X | | Py, Ccp, Ilm | Grt: PB, 4 mm, SA, inclusions, 2% de sulfures (imm à 1 cm) | |
| 201 D | Roche métasomatique à Grt-Hbl | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 201 E2(1) | Roche métasomatique siliceuse à Grt-Hbl avec niveau à Hbl-Pi et niveau à Qtz-Pi-Hbl-Grt | | GR à GB | 3 | 25 | | | | | | | | | | | 25 alt | 45 | | | | | Pl: altéré, remplacé par Op+ sérécite?; Grt: 1 mm, X, limpide | |
| 203A | Granite leucocatare | M | GR | 1 | | | | | | | | | | | | 20 | 44 | 35 | X | | | | |
| 204 B | Roche calco-silicatée à Cc-Ep | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 204 G | Roche métasomatique avec niveaux de biotite, albite, épidoite | | LM, HG | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 204 J2 | Schiste à chloritoïde (2%) et calcite (20%) | F | LB, FO | 70 | | 7 | | | | | | | | | | ? | | | | X | Cld | | |
| 204 J3 | Schiste à chloritoïde (2%) et calcite (20%) | M | LB, FO | | | | 20 | | | | | | | | | 70 | | | | | Cld | | |
| 223B | Diabase | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 224A | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | F à M | HG, FO, GR | 3 | | | | | | | | | | | | X | X | X | | | | LM de composition et de granulométrie variable: LM à grains F, riche en Qtz; LM à grain M à Kfs-Pi et rare Qtz ou à Kfs-Qtz et rare Pi ou à Qtz-Kfs. La Bt définit le plan de foliation. | |
| 224D | Amphibolite à Bt | F à M | NB | X | X | | | | | | | | | | | X | X | | X | X | | | |
| 227 D | Gneiss quartzofeldspathique | F (matrix) M (Nodule) | LM, NO, GB, HG, FR | 2 | | | | | | | | | | | | X | X | X | | | Mag | Rt | FR à grain M, riche en Qtz, renferme nodules (3%; 1 cm) à Fib + Ms, matrice à grain F, à Qtz + Kfs. |
| 229 QL | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique (rhoylite) | F (matrix) M (Nodule) | HGR, NO | 2 | | | | 1 | | | 2 | | | | | mic 20 | 65 | X | | | | | |
| 229C | Gneiss quartzofeldspathique à Bt-Mag | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 229i | Gneiss granitique | équant, M | GB | 10 | | | | | | | | | | | | X | | | X | | Mag | | |
| 230A | Gneiss granitique à Bt et Hbl | M | GR, FO | 1 | 2 | | | | | | | | | | | X | X | X | tr | tr | X | Ilm | |
| 239 A | Gneiss granitique à porphyre de Qtz | F à M | HGR | <1 | | | 1 | | | | | | | | | 1 | X | X | X | X | X | | Ilm entouré d'une fine couronne de Ttn |
| 247A | Gneiss granitique | M | HGR, LE | X | | | | X | | | | | | | | X | X | X | tr | tr | | Rt | LE recristallisée à Kfs |
| 262A | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | F à M | LM, GR | | | | | <1 | | | | | | | | X | X | X | X | X | | | Composition granitique; LM de granulométrie variable. |

Lacs Musquaro et d'Auteuil

| Échantillon | Lithologie | Granulométrie | Texture | Grt | Bt | Hbl | Ep | Cal | Chl | Sil | Ky | Fib | Ms | Pl | Kfs | Qtz | Zrn | Ap | Ttn | OP | autre | commentaire |
|-------------|---|---------------|-----------------|-------|----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|---------|---------|-----|---------|----------|----------------------|--|---|
| 268A | Gneiss granitique | M | GR, LE, FO | 1 | | | X | | | | | | X | X | X | X | | X | | | | Bt chloritisée; LE à Kfs et Qtz |
| 273 E | Gneiss granitique | F | HGR | | | | | | X | | | | X | X | X | X | | X | | | | |
| 278I | Gneiss quartzofeldspathique à Mag, origine volcanique | F | LM, GB, | 1 à 2 | | | | | X | | | | X | X | X | X | | X | | | | PB de Mag de 1mm |
| 287 C | Dyke d'amphibolite à Mag-Grt+Cpx | | SY, PB | 15 | 25 | | | | | | | | 50 | | | | | X | Mag | | | Mag PB, jamais en ctc avec Hbl |
| 290A | Granite porphyrique à Hbl | M | GB | 2 | 2 | | | | | | | | X | X | X | X | | | | | | Ttn disséminée, très peu de Pl et altéré quand présent; loc zone à Pl altéré, Qtz: Bi verte ou Hbl, Ep, Chl, Ttn; grain de Qtz loc de très grande taille avec inclusion en bordure = ex phénocristal? |
| 295 A1 | Lapillistone très siliceux | F-M | HGR, loc PB | | | X | | X | | | | | X | mic | X | X | | 1 | Ilm | | | |
| 330 B1 | Gneiss à Grt-Bt | M | PB, FO | X | 65 | | | | X | | | | X | X | X | X | 1 | X | Chl | | Grt: 0,5 cm, inclusions hélétiques de Qtz+Pl+Bi + ou - bien marqué dépendamment de l'orientation des Grt par rapport aux contraintes; Qtz avec inclusions de Op définissant un ancienne forme SA; Pl sériétisé, protolite grifé | |
| 330 C | Amphibolite à Grt | | | X | X | | | | | | | | | | X | X | X | X | Mnz | | Grt: inclusion de Op, Ap, Mnz, Bt | |
| 330 E | Gneiss à Bi-Grt | M | LB, PB, FO | 5 | 15 | 1 | | | | | | | 5 | | X | | | | | St? | | Grt: PB, inclus hélétique de Qtz, Op |
| 330G | Gneiss à Grt-Bt récupéré par veine de Qtz recouvrant ou entourant les Grt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 331 A | Gneiss à Grt-Bt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1032 D | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1032 J3 | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1032 KL | Lapillistone à lapillis polygéniques et matrice siliceuse | F à M | PH de Kfs?, GB | 10 | | | | | | | | | X | 5 | 10 à 55 | 75 à 30 | | | | | | lapilli à grain M, GB et Kfs (55%), Pl (5%), Qtz (30%) et Bt (7%); lapillis siliceux riches en Op (7%), matrice siliceuse (Qtz=70%) et riche en Bt (10%); loc Ms |
| 1032 M | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | | NO | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Présence de nodules alumineux |
| 1032 Ti(1) | Lapillistone très siliceux à agrégat alumineux et lapillis siliceux et arrondis | HG | HGR, PH de Qtz? | | | X | | | X | | X | | 2 | | X | X | | X | | | | aggrégats à Ms+Pl+Sil+Qtz+Op et zone à Qtz-Bt à grain G très riche en Zrn; lapilli felsiques (Kfs+Qtz) ou très siliceux, contact avec matrice marqué par Bt ou amas alumineux indiquant la circulation préférentielle des fluides au contact des lapillis?; peu de Pl et très altérés à proximité des zones alumineuses |
| 1032 Ti(2) | Lapillistone très siliceux à agrégat alumineux | HG | HGR, Qtz PO | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | Qtz poeciloblastique et englobe Kfs et Pl; Pl très altérés, Kfs récupéré par microfractures remplies de Qtz+Ms; indice de silicification |
| 1032 T2 | Lapillistone à lapillis polygéniques trapus et peu déformés et matrice riche en Bt | 0.7-3 mm | HGR | 10 | | | | | | | | | 2 | X | X | X | | | X | | | matrice à grain F-M à Qtz (63%), Kfs (25%) et Bt (10%); Lapillis siliceux à grain + grossier que matrice ; Lapillis felsique avec Kfs et FR SA à Kfs (45%) + Qtz + zones alumineuses recouvrant la fabrique de la roche à grain G de Qtz, Ms, Sil, Fib, Zrn et Op; Op et Zrn très abondant dans ces zones |
| 1032 V | Lapillistone à agrégat alumineux | | | | | X | X | | X | | X | | X | | mic | 50 | | | | | | |
| 1032Z | Gneiss quartzofeldspathique d'origine volcanique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1077A | Diorite | M | HGR | 2 | X | X | | | | | | | 45 | 20 | 10 | X | X | Ilm | Rt | | | |
| 1083C | Roche métasomatique mafique avec niveau de biotite, hornblendite, à Ep-Cpx, injecté de veines anastomosées de Qtz | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1084C | Amphibolite récupérée par veine de grenatite | | | 30 | X | X | | | | | | | | | X | 1 | X | Py | Mnz | | Foliation définie par Bt+Hbl; veine à Hbl-Grt très riche en Zrn | |
| 1084-1 | Roche métasomatique avec niveau de grenatite, gneiss siliceux à Bt-Grt, niveau à Tur-Pl-Ep | | HG, LPB | X | X | | X | X | | | | | X | X | 1 | | | | Tur? | | Grt: PB, 3mm, inclus de Qtz, Pg orientés | |
| 1084-2 | Roche métasomatique avec niveaux de grenatite, colicule et de gneiss alumineux | HG | LM, HG, GB | X | X | X | X | X | X | X | X | | | X | | | X | | Cpx | | LM définies par granulométrie et composition distinctes: LM à grain G de Qtz et à grain F de Grt+Chl; LM à grain G à F et à Grt+Cpx+Qtz+Chl+Cal; LM à grain G à F et à Grt+Ep+Qtz+Chl+Ttn; LM à grain très F et à Qtz+Cal+Grts+Hbl; LM à grain F et à Grt+Qtz+Bt+Ms+Ky | |
| 1084-3 | Roche métasomatique avec niveaux de grenatite, hornblendite, niveau à Py-Ep-Grt | | HG, PB | X | | | X | tr | tr | | | | X | | X | X | | SF | Scp, Cpx | | Grt: zonés avec cœur très riche en inclus orientés et bordure limpide, PB, sulfures; Py, dans la grenatite | |
| 1094A | Gneiss granitique | | LE, GR, FO | 1 | | | X | | | | | | X | X | X | X | | X | Aln | | LE recristallisée de Kfs, FO définie par Bt | |
| 1096B | Syenite | M | GR | | | | X | | | | | | X | X | X | | X | | | | | |
| 1098A | Granite granitique | M | GL, LE | 4 | | | | | | | | | X | X | X | | X | | | | LE recristallisée de Kfs (1*1.5 cm) | |
| 1104A | Granite | M | HGR, LE | 1 | | | X | | | | | | X | X | X | | X | | | | | |
| 1132C | Granite | F | GB, FO | 28 | X | | | | | | | | X | X | X | X | X | | | | | |
| 1132A | Granite porphyrique | M | GR, PH | 1 | 1 | X | | | | | | | X | X | X | | X | Ilm | | phénocristaux de Kfs | | |
| 1145A | Orthogneiss de composition granodioritique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1151A | Orthogneiss de composition dioritique | M | GR, FO | | 4 | | | | | | | | X | X | X | | X | | | | Grt: PB, 5-7 mm, squelette, inclusions de Qtz, ctc avec Bt, Hbl, Pl, Ilm | |
| 1164F | Amphibolite | | GPB | 13 | 20 | 32 | | | | | | | X | | X | X | | Py, Ilm | | | | |

Lacs Musquaro et d'Auteuil

| Echantillon | Lithologie | Granulométrie | Texture | Grt | Bt | Hbl | Ep | Cal | Chl | Sil | Ky | Fib | Ms | Pl | Kfs | Qtz | Zrn | Ap | Ttn | OP | autre | commentaire | |
|-------------|---|---------------|-------------|---------|----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|----|----|-------|-----|-----|-----|-----|----|------------------|--|----------|
| 1164K | Veine à Qtz+Flp+Grt?, interdigité dans un gneiss quartzofipique à Grt | M | PB, GB | 7 | 5 | | | | | | | | 55 | | 30 | | | | | | | | |
| 1168A | Gneiss granitique | M | LE, HGR, FO | | 3 | | | | | | | | 7 | X | X | | | | | | | | |
| 1172A | Syenite | M | FO, GR | X | X | | | | | | | | X | 5 | X | X | X | | | | | LE à Kfs et Qtz, recristallisée, 1 cm Foliation définie par Bt + Ms (1%) | |
| 1176A | Orthogneiss de composition dioritique | M | LE | 6 | | | | | X | | | | 45 | | X | X | | | | | | LE à Qtz + Pl, 1 à 2 cm | |
| 1183A | Granite | F à M | HGR | 1 | | | | | | | | | X | X | X | | | | | | | | |
| 1185A | Amphibolite | M | GB | 2 | 45 | | | | | | | | X | | | | | X | | | | | |
| 1208 F | Epidote très riche en titanite | F à M | GB, FO | 1 | | | 65 | X | | | | | X | | | 3 | | Act | | | | Foliation définie par actinote | |
| 1208 I1 | Roche métasomatique calcique à grossulaire-anorthite | HG, M | GB | 10 à 15 | | | 4 | | | | | | 40 | | 25 | X | X | X | | | | Al??, Sp? | |
| 1208 I2 | Roche métasomatique calcique à grossulaire-anorthite-Ep | HG, M | GB | 30 | | | X | | | | | | 50 | | 15-20 | X | | X | | | | Gr: squelettique, inclusions de Qtz et Pl, SA, 0,5 cm, jamais en ctc avec Pl | |
| 1208 P | Roche métasomatique | HG, M | GB | 5 | | | | X | | | | | 30 | | 40 | X | | | | | | Aln? | |
| 1208 Q | Roche métasomatique calcique à grossulaire et anorthite | | | | X | | | X | | | | | 65 | | X | X | | | | | | Gr: orange, squelettique, veinule de Qtz recristallisé, riche en Zrn et Al? | |
| 1265A | Granodiorite | M | FO, PC | 3 | | | | X | | | | | X | X | X | X | X | Ilm | | | | Aln? | |
| 1272A | Diorite à Hbl | M | GR | 5 | 1 | X | | | | | | | 48 | 15 | 30 | X | X | X | Ilm | | | | Aln, Fl? |
| 1287A | Gneiss granitique lenticulaire | M | GR | 2 | | | | | | | | | 30 | 20 | 47 | X | X | X | | | | Bt verte | |
| 1320B | Paragneiss | | | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | Gr: syncinétique | | |
| 1803B | Roche métasomatique avec niveau à grain F de epidote (Pl-pistacite-zoisite-Grt-Ttn-Zrn-Al) et niveau similaire à GM mais plus silicifié | F-M | HG, HGR | X | | | X | | | | | | X | | 15-35 | X | | | | | | Pl: entouré d'un fin liseré de zoisite; Gr: PB, entouré de Ep | |
| 1805B | Roche métasomatique siliceuse recoupée par veine de Qtz-Fl? avec Grt en bordure | | | | X | | | X | | | | | X | | 40 | X | | | | | | Aln, Fl, Br? | |

région côtière



région côtière

| échantillon | lithologie | Granulométrie | Texture | Grt | Crd | Bt | Opx | Cpx | Hbl | Ms | Sil | Ky | Fib | Pt | Kfs | Qtz | Ep | Zrn | Ap | Sf | autre | commentaires |
|-------------|--|---------------|-----------------------------|-----|---------|----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----------------------|------------------------------------|---|--|
| 448 H | Anorthosite | M | MA, | | | | | | 4 | | | | | | | | | | | | | |
| 459 G | Anorthosite | M | FO, GR | | | X | ? | | X | | | | | | X | X | X | | | Op | | |
| 476 A | Granulite à Bt-Hbl | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 480 C | Roche métasomatique hétérogène comprenant un niveau d'amphibolite à Grt, de grenatite (à 75% Grt-Hbl), plagioclastique (à 5% Grt-20% Ep-Pt) et calcaire (à Co-Grt) | M | GB | X | | | | | X | | | | | X | | | X | | | Cal | Grenatite: Grt orange | |
| 480 D | Roche métasomatique comprenant un niveau de coticule et un niveau à Hbl, Cpx, Pt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 480 G | Grenatite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 481 A | Gabbro | M | HO | | | | | | | X | X | | | | X | | | | | | | |
| 487 A | Gneiss granitique | MG | GR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 489A | Granite | MG | MA, GR | | 1 | X | | 1 | | | | | | 7 | X | 35 | X | | Op | Rt, Xt | perthite: ex Opx chloritisé | |
| 503A | Amphibolite | | FO, GB | | X | ? | | X | | | | | | X | | | X | | Op | | 1% de Op disséminé; foliation définie par Bt | |
| 506 E | Gneiss alumineux | | GL | X | X | X | | | | X | X | | | X | X | X | | | | | Crd: inclus dans Grt, contact avec Kfs, inclusion de Sil, bordé par Bt et Sil; Ky remplacé par Sil | |
| 506 E2(1) | Gneiss alumineux | M | GL (MLS) à GB (LEU), FO, PB | X | X | X | | | | X | | | | | X | X | X | | | | | Crd: bordé de grain primaire de Sil, contact avec Grt-Kfs-Qtz, destabilisé au dépend de Pt; Sil: inclus dans Ms, Bt; Grt: cœur très riche en inclusions orientées de Sil, bord limpide |
| 506 E2(2) | Gneiss alumineux | M | GL, PB, FO | X | X | X | | | | | | X | 1 | | X | X | X | | | | | Crd: bordé de grain primaire de Sil, contact avec Grt-Kfs-Qtz, Sil: a nucléé à partir de Bt et Ky, Grt-PB; Pt: inclusion de Crd et Kfs, Zrn loc abondant |
| 506 E3(1) | Gneiss alumineux | M | GL, PB, FO | X | 2 | X | | | | X | X | 1 | | X | X | X | X | | | | | paragenèse à Grt-Crd-Kfs-Qtz (pié métamorphique); Grt: inclusions de Sil; Crd:pinitisé et remplacé par Bt |
| 506 F(1) | Leucosome à Grt-Crd | MG, HG | GB | X | X | X | | | | X | | | | | X | X | X | | | | | |
| 506 F(2) | Leucosome à Crd-Grt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 507 H | Gneiss gris quartzfeldspathique | F | GB, FO | | 10 | | | | | | | | | X | X | X | | | Op | | 2 foliations Sn et Sn+1(?) définie par Bt; litage compositionnel | |
| 508 A | Gneiss gris quartzfeldspathique, alternance de lamination blanche et roses | F à M | GB, FO, LM | | 2 | | | | | | | | | X | X | X | | | Op | | variation de la granulométrie selon les niveaux | |
| 508 A(2) | Gneiss granitique en contact avec une enclave siliceuse | F | GB, FO | | 9 | | | | | | | | | X | X | X | | | Op | | 2 foliation Sn et Sn+1 définies par Bt, | |
| 510 C | Gneiss alumineux minéralisé | | GB | 1 | 7 | | | | | 3 | | | | X | 40 | X | X | | | | | Gr: inclusion de Sil; zones d'altération à Ab-Qtz-Sil-Bt-Gr- Zrn, Zrn loc de grande taille dans ces zones |
| 510 G | Gneiss plagioclastique | HG | GB | 25 | | | | | 1 | | | | | ? | | 40 | X | | Cc, Chl, Tur, Ttn, Rt | | Gr: orangé, squelettique, inclusion de Qtz, entoure Hbl; Cal surimposé au Pt, Pt très altéré | |
| 516 A | Gneiss alumineux | | | X | | | | | | | X | | | | | | | | | | | |
| 520 A | Tuf dacitique/fragments à Qtz-Kfs | M | GB, NO, FO | X | 2 | | | | X | X | X | X | X | X | 45 | | | Scp | | nodules à Kfs+Fib+Sil+Ky+Grt+/-Bt; | | |
| 522A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 525 A | Gneiss alumineux | F, EQ | GB à GN, NO, FO, PB | 2 | 1 | | | | 2 | 3 | 2 | X | X | 17 | X | | X | X | Py, Mag | Rt | nodules alumineux: ex grain de Ky remplacé par Fib (pseudom) et bordé de Sil prismatique, loc à Grt (PB, riche en inclusion de Sil) et Bt | |
| 527 A | Gneiss quartzfeldspathique gris avec plis pygmatisque | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 531 C2 | Gneiss quartzfeldspathique gris (origine sédimentaire ou volcanique) | | | | | | | X | X | 12 | | | | X | | X | | | Op | | litage compositionnel marqué par l'abondance de Hbl ou Bt et par la variation de la granulométrie; Opx altéré en Hbl; foliation définie par Hbl, Bt et l'alignement de Op | |
| 541A | Gneiss granitique | HG, M | GR | | 2 | | | | X | | | | | X | X | X | | | | | | |
| 544 A | Gneiss quartzfeldspathique gris avec petits yeux formés de Mag entouré de Pt | F | FO, GB, HO | | 3 | | | 1 | | | | | | 45 | ? | X | | | Op | Ttn | | |
| 545 G | Marbre minéralisé | F à M | GB | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 545 L | Méta-exhalite? | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 545 M | Méta-exhalite? | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 547 A2 | Gneiss alumineux | HG | PB, GL, très déformé | X | X | X | | | | | | | | X | X | X | X | | Op | | FR: 2 cm, entouré par Sil, foliation définie par Bt, bordure limpide, grain G de Kfs; Crd: pinitisé, associé à Kfs+Qtz, inclus dans Grt mais rare contact avec Grt. | |
| 547 E | Gneiss alumineux | MG | GB à GN, FO, PB | 7 | 3 | 3 | | | | x | 3 | | X | 40 | X | X | X | | | | | leucosome à Grt-Crd-Pt-Kfs-Bt, Grt limpide, mélanosome à Ms+ Fib+Sil prism, Grt riche en inclus de Sil |
| 549 D2 | Tuf rose recoupé par des nodules alumineux | M | GLB, PB, FO | X | 1 pinte | X | | | | | X | ? | | | X | X | X | | | | | Sil: 2 générations, remplit les microfractures dans Qtz et Grt; Crd: pinitisée, contact avec Grt et Kfs; Zrn associé aux zones alumineuses; Grt: PB, rouge, 5 - 10 mm, loc riche en inclusions de Sil. |
| 549 K1 | Roche métasomatique | | NO | X | | X | | | | X | | | | | | | | X | | | | |
| 550 N | Amphibolite | | | X | | | | | X | X | | | | | | | | | | | | |
| 554 C1 | Formation de fer silicatée | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 554 G | Epidote littée comprenant des zones de hornblendite et des zones minéralisées | M et G | GB | | | | | | | X | | | | | | | X | | Py, Ccp, Mag, Hem | Rt, Chl, Cal, Ttn | Cal entouré d'un fin lisser de Py | |

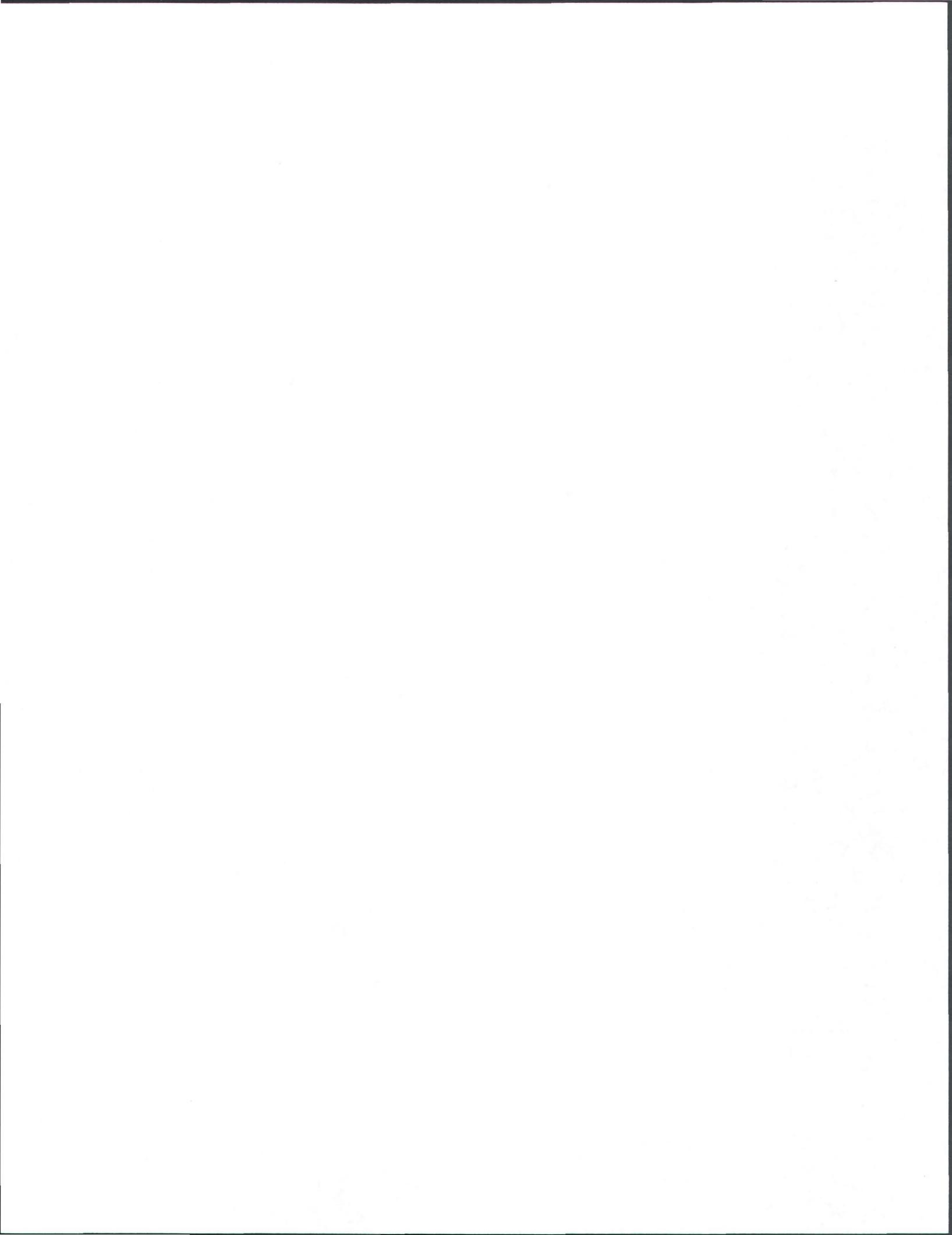


région côtière

| échantillon | lithologie | Granulométrie | Texture | Grt | Crd | Bt | Opx | Cpx | Hbl | Ms | Sil | Ky | Fib | Pl | Kfs | Qtz | Ep | Zrn | Ap | Sf | autre | commentaires |
|-------------|--|---------------------------|----------------|-----|---------------|----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|-----------------|------------------|-------|----|-----|----|------------------------|--|---|
| 554G1 | Épidote minéralisée recoupée par une veine de hornblende | M à G | GB, HG | | | | | | X | | | | | | X | | X | | X | Ttn, Cal, Act, Chi | Ep: pistacite, inclusion de Hbl, Cal, Op, Pl; zone à Ttn, Cal, Act, Chi associée à la zone minéralisée | |
| 554JB | Grenatite recoupée par une veine d'épidote | HG | GB | X | | | | | | | | | | | X | | 1 | X | | Py | | Grt: orange, riche en inclus de Ep (pistacite); zone mm riche en Pg en bordure de la veine d'épidote; Py en trace |
| 556 I | Formation de fer | M | | | | | | | | | | | | | | | | | | Py, Mag | | |
| 556H | Gneiss alumineux | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 557 D | Gneiss quartzofeldspathique (origine volcanique) | M | NO | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 576A | Gneiss alumineux (origine volcanique ?) | M, HG | GB, PB, FO | X | | X | | | | X | | X | X | X | X | | X | | Op | Pl? | Grt: PB, squelettique, bordure avec inclusion orientée de Qtz, Bt et au cœur inclusions non orientées de Sil | |
| 581 D | Amphibolite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 582J | Épidote minéralisée | HG | GB | | | | | | | | | | | | X | | | X | | Py, Po, Ccp, Mag, Ilm? | Tur? | sulfures: loc dans microfractures; Mag au contact avec Py, Py stable avec Ccp |
| 582H | Roche métasomatique comprenant des niveaux de grenatite, d'hornblende et d'amphibolite à Grt | M à F | GB | X | | | | | X | | | | | | X | | | | tr | Carbonates | Sulfures: abondant dans hornblende, 1 %, Py cristallise dans des microfractures ou PB de 0.5 - 1 cm; Grt: orange | |
| 601A | Roche métasomatique avec zone de grenatite et niveau plagioclasique | M, HG | GB | X | | | | | X | | | | | | X | | X | | | Scp, Ttn | Grt: orange, squelettique, inclusion de Pt; Pt: altéré à proximité grenatite, frais et associé à Ttn(4%) et Hbl(7%) dans la zone plagioclase | |
| 606I | Gneiss Grt-Bt | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 616B | Amphibolite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 619H2 | Grenatite | F | granoblastique | 20 | 3 | | | X | X | X | | | | | X | | X | 3 | X | op | | Grt rose pâle; Pl, SA et zoné dans Ep |
| 619 B | Amphibolite | | | | | | | | X | | | | | | X | | | | | Mag | | |
| 634EH | Roche métasomatique comprenant des niveaux de grenatite(Grt-By) et de biotite | M | LB ou GLPB | X | | X | | | | | | | | | X | X | X | | X | op | Mnz | Zm et Mnz loc abondant (1%); variation de couleur de Bt; Grt: PB, limpide, inclusions orientées de Bt, SA |
| 634F | Paragneiss migmatisé (pas de Sil) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 636B | Amphibolite (origine volcanique) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 638C | Roche calco-silicatée | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 637B | Gneiss quartzo-feldspathique avec veines à sulfures | HG, F | GR | | 5 | | | | | | | | | | 20 | 25 | 2 | | | Ttn | Zone à Ep-Ttn-Pl-Qtz-sulfures au contact avec la veine minéralisée | |
| 637J | Veine à pyrite dans quartzite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 640G | Gneiss à magnétite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 642A | Gneiss granitique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 645B | Amphibolite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 645C | Amphibolite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 656H | Paragneiss | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 667B | Amphibolite | F | FO | | | 30 | | | X | | | | | | | | | | | | | |
| 697D | Paragneiss migmatisé | | | | | | | X | X | | | | | | | | | | | Rt | | |
| 698C | Paragneiss | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 700A | Amphibolite (volcanique) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 710A3 | Paragneiss migmatisé à leucosome à Grt-Crd | M | | | X | X | X | | | | | | | X | | X | X | | | | | |
| 710F1 | Roche métasomatique | | HG | | | X | X | X | | | | | | | | | | | | | | |
| 1370A | Granite | M | PH | | | X | | | | | | | | | X | X | X | | | | | |
| 1371 (3) | Lapillistone gris de composition dacitique avec lapilli polycopénique (composition rhyolitique à andésitique) | F | | | 1 à 7 | | | | tr | | | | | X | X | X | | X | | Ilm, Ttn | lapillis centimétriques siliceux (grain F, 60% Qtz, 16%Kfs 12% Pl 1% Bt), ou de composition dacitique (4% Bt) ou de composition andésitique (grain G, Pl=70%) dans un matrice de composition dacitique (7% de minéraux magique); contact lapilli-matrice diffus à net et alors marqué par la Bt; Bt non orientée dans les lapillis | |
| 1371(1) | Lapillistone gris à lapilli mafiques transposés dans la foliation | M | | | | | | X | | | 20 | | | | 45 | 5 | X | | | Ilm, Ttn | minéraux mafiques = Hbl; proportion importante dans le lapilli; Ttn: XM, disséminée ou entouré Ilm, abondant dans les zones les plus mafiques | |
| 1371(2) | Lapillistone gris de composition dacitique avec lapilli polycopénique (composition rhyolitique à andésitique) trapus et peu déformés | F (lapillis); M (matrice) | GR, EQ | | 5 (M) 1(L) | | | | | | | | | 60 70 (M) | 10 (M) 50 (L) | 5 (M) | | X | | Ilm, Ttn | Bt non orientée, variation de composition des lapilli et matrice, contact entre lapilli et matrice marqué par Bt, loc le Qtz apparaît bleuté | |
| 1430A | Amphibolite, texture ignée non préservée | | GB, FO | | 1 | | | X | | | | | | | X | | | | | | | |
| 1435A | Amphibolite | M | GB | | X | | | X | | | | | | | X | X | X | | | | | |
| 1446A | Gneiss granitique | M | GR, FO | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1455A | Gneiss quartzofeldspathique | FM | GR, FO | | | 5 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1457B | Granite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1518A2 | Gneiss alumineux | M | GL, FO | 25 | 3 | X | | | | 2 | 20 | | | X | 25 | 25 | | X | | | | |
| 1518A3 | Gneiss alumineux | | | | | X | | X | | X | | | | | X | | | | | | | |
| 1531A | Gabbro | M | MA | | | X | | X | | X | | | | | X | | X | | Op | | Opz rétrmorphosé et remplacé par Hbl et Ep; bâtonnet de Pl recristallisé; texture ignée préservée | |
| 1556A | Granite | M | FO, GB | | 4 | | | | | | | | | | X | X | X | X | Op | Aln, Ttn | | |



région côtière



ANNEXE V

Analyses de roches totales

Les procédures analytiques sont décrites dans le chapitre 1 (section 1.3.3).

Signification des abréviations pour les tableaux d'analyses : CO, coticule; FF, formation de fer; BT, biotite; HB, hornblendite; GR, grenatite; AB, albitite ou plagioclasite; A-AB, amphibolite albitisée; GM, gneiss mafique (Grt-Hbl); CS, roche calco-silicatée (à grenat et/ou barytine); QZ, quartzite; PG, paragneiss; AR, arkose; MUS, région du Lac Musquaro; ROM, ceinture supracrustale de La Romaine.



| Échantillon | 171B | 173- | 1208i1 | 1208i2 | 171a | 171e | 201d | 169h | 201a1 | 201a2 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Lithologie | CO | CO | CO | CO | FF | FF | GM | BT | HB | HB |
| Localisation | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS |
| SiO ₂ | 75.13 | 72.48 | 57.14 | 54.67 | 69.39 | 69.26 | 78.33 | 30.69 | 53.24 | 52.68 |
| TiO ₂ | 0.32 | 0.63 | 0.29 | 0.19 | 0.42 | 0.29 | 0.17 | 0.71 | 0.10 | 0.13 |
| Al ₂ O ₃ | 8.60 | 11.12 | 22.56 | 23.35 | 11.37 | 8.14 | 4.89 | 17.18 | 5.07 | 6.15 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.42 | 4.72 | 1.67 | 1.36 | 9.41 | 13.31 | 7.53 | 10.17 | 16.75 | 20.82 |
| MnO | 0.20 | 0.11 | 0.05 | 0.04 | 0.42 | 0.39 | 0.47 | 0.33 | 0.78 | 0.69 |
| MgO | 1.82 | 2.44 | 0.16 | 0.11 | 3.13 | 4.00 | 3.37 | 19.26 | 10.92 | 7.72 |
| CaO | 1.77 | 2.34 | 14.08 | 15.88 | 2.50 | 5.80 | 3.90 | 6.11 | 10.27 | 9.52 |
| Na ₂ O | 0.26 | 0.29 | 1.07 | 0.96 | 0.33 | 0.29 | 0.36 | 0.22 | 0.55 | 0.62 |
| K ₂ O | 2.23 | 3.12 | 0.93 | 0.90 | 2.44 | 0.54 | 0.65 | 7.58 | 0.48 | 0.56 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.09 | 0.08 | 0.05 | 0.26 | 0.15 | 0.07 | 0.17 | 0.03 | 0.06 |
| S | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.08 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| LOI | 1.91 | 1.44 | 0.47 | 0.45 | 2.05 | 0.20 | 0.38 | 7.35 | 0.89 | 0.37 |
| Total | 97.97 | 98.91 | 100.05 | 99.62 | 101.95 | 102.61 | 100.26 | 99.93 | 99.08 | 99.35 |
| | | | | | | | | | | |
| Cr | 299.9 | 179.1 | 70.5 | 82.8 | 179.3 | 183.5 | 180.8 | 57.3 | 57.2 | 74.6 |
| Co | 19.5 | 14.0 | 10.1 | 10.5 | 22.9 | 31.0 | 16.9 | 13.8 | 25.6 | 20.8 |
| Ni | 43.0 | 35.0 | 10.1 | 10.5 | 58.5 | 14.4 | 10.9 | 34.5 | 33.9 | 34.1 |
| Sc | 8.75 | 9.86 | 4.87 | 3.74 | 11.58 | 8.51 | 4.45 | 12.80 | 3.00 | 5.98 |
| V | 73.3 | 67.7 | 44.9 | 49.6 | 77.5 | 44.4 | 17.8 | 58.8 | 18.9 | 19.8 |
| Cu | 30.2 | 7.0 | 5.1 | 5.3 | 30.0 | 30.5 | 6.8 | 47.4 | 6.8 | 11.7 |
| Pb | 7.26 | 1.37 | 15.18 | 14.26 | 24.41 | 11.93 | 5.70 | 26.34 | 0.49 | 0.04 |
| Zn | 36.4 | 26.8 | 27.8 | 53.6 | 73.9 | 42.6 | 60.6 | 76.1 | 59.7 | 55.7 |
| Rb | 145 | 149 | 27 | 27 | 127 | 21 | 18 | 526 | 7 | 4 |
| Cs | 32.2 | 40.7 | 0.6 | 0.7 | 19.1 | 1.2 | 2.0 | 198.1 | 1.6 | 0.4 |
| Ba | 219 | 444 | 13741 | 14685 | 295 | 37 | 28 | 817 | 7 | 9 |
| Sr | 34 | 158 | 1582 | 1416 | 41 | 17 | 15 | 69 | 17 | 19 |
| Ta | 0.64 | 0.80 | 0.90 | 0.57 | 0.65 | 0.61 | 0.21 | 1.09 | 0.20 | 0.27 |
| Nb | 8.1 | 10.7 | 10.7 | 7.0 | 9.9 | 9.5 | 3.9 | 14.1 | 2.6 | 3.6 |
| Hf | 3.08 | 5.36 | 4.68 | 3.21 | 3.94 | 2.70 | 1.37 | 5.46 | 0.45 | 1.31 |
| Zr | 130.9 | 211.5 | 165.8 | 113.6 | 153.9 | 101.8 | 52.6 | 205.3 | 18.8 | 52.2 |
| Y | 25.69 | 26.73 | 19.36 | 14.74 | 31.52 | 27.00 | 18.91 | 15.64 | 56.07 | 54.64 |
| Th | 7.25 | 7.67 | 13.95 | 8.48 | 9.46 | 5.53 | 2.38 | 8.20 | 0.47 | 1.01 |
| U | 1.96 | 2.21 | 5.36 | 3.36 | 2.59 | 1.25 | 0.49 | 6.67 | 0.21 | 0.47 |
| La | 26.5 | 28.9 | 28.4 | 18.1 | 38.2 | 28.9 | 15.3 | 26.1 | 18.2 | 22.5 |
| Ce | 57.2 | 60.3 | 60.2 | 38.4 | 81.1 | 74.5 | 33.1 | 51.6 | 37.0 | 50.8 |
| Pr | 7.07 | 7.13 | 6.59 | 4.29 | 9.49 | 7.64 | 3.54 | 5.50 | 4.73 | 6.14 |
| Nd | 29.27 | 31.21 | 24.18 | 16.15 | 37.96 | 30.83 | 14.59 | 22.15 | 21.57 | 27.69 |
| Sm | 5.49 | 5.05 | 4.36 | 3.13 | 7.36 | 6.66 | 3.02 | 3.84 | 4.96 | 6.20 |
| Eu | 1.09 | 1.08 | 0.97 | 0.54 | 1.61 | 1.56 | 0.95 | 1.13 | 1.01 | 1.16 |
| Gd | 5.28 | 5.07 | 3.48 | 2.55 | 6.48 | 6.27 | 3.35 | 3.75 | 7.03 | 8.11 |
| Tb | 0.71 | 0.71 | 0.47 | 0.34 | 0.88 | 0.89 | 0.48 | 0.51 | 1.13 | 1.32 |
| Dy | 4.22 | 4.23 | 3.03 | 2.19 | 5.69 | 5.84 | 3.38 | 2.93 | 7.47 | 8.82 |
| Ho | 0.85 | 0.84 | 0.59 | 0.42 | 1.16 | 1.11 | 0.69 | 0.56 | 1.63 | 1.97 |
| Er | 2.54 | 2.62 | 1.70 | 1.28 | 3.37 | 3.11 | 1.98 | 1.58 | 4.63 | 5.84 |
| Tm | 0.36 | 0.37 | 0.26 | 0.20 | 0.50 | 0.47 | 0.30 | 0.19 | 0.59 | 0.79 |
| Yb | 2.44 | 2.37 | 1.73 | 1.30 | 3.27 | 2.94 | 1.80 | 1.20 | 3.26 | 4.87 |
| Lu | 0.39 | 0.36 | 0.28 | 0.20 | 0.52 | 0.44 | 0.28 | 0.18 | 0.47 | 0.71 |

| Échantillon | 201b | 1093- | 201c | 201e | 170q | 1803c | 1805b | 7ab | 7ac |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Lithologie | GR | GR | AB | A-AB | AB | CS | CS | QZ | QZ |
| Localisation | MUS | MUS | MUS |
| SiO ₂ | 58.31 | 45.77 | 41.79 | 41.17 | 48.99 | 52.81 | 61.20 | 68.80 | 74.67 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.40 | 0.88 | 0.69 | 0.68 | 2.08 | 0.47 | 0.67 | 0.54 |
| Al ₂ O ₃ | 8.03 | 19.83 | 19.22 | 20.07 | 21.90 | 13.81 | 13.62 | 12.70 | 9.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 19.79 | 20.16 | 17.09 | 4.47 | 6.54 | 9.99 | 5.39 | 5.57 | 4.35 |
| MnO | 1.08 | 0.61 | 0.40 | 0.26 | 0.31 | 0.36 | 0.21 | 0.06 | 0.15 |
| MgO | 3.44 | 5.60 | 5.50 | 11.52 | 4.01 | 4.21 | 1.76 | 2.72 | 1.84 |
| CaO | 6.19 | 4.24 | 7.63 | 14.92 | 9.08 | 12.96 | 16.08 | 2.09 | 7.07 |
| Na ₂ O | 0.48 | 0.53 | 0.86 | 0.13 | 1.17 | 0.46 | 0.17 | 2.60 | 0.34 |
| K ₂ O | 0.62 | 2.98 | 4.67 | 3.67 | 3.05 | 2.38 | 0.66 | 2.25 | 0.52 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.05 | 0.23 | 0.17 | 0.11 | 0.28 | 0.12 | 0.08 | 0.08 |
| S | 0.44 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.41 | 0.16 |
| LOI | 1.28 | 0.66 | 2.22 | 4.48 | 3.29 | 1.78 | 1.92 | 0.81 | 0.53 |
| Total | 100.07 | 100.95 | 100.58 | 101.76 | 99.24 | 101.32 | 101.69 | 98.93 | 99.88 |
| | | | | | | | | | |
| Cr | 162.2 | 162.0 | 50.6 | 66.9 | 74.8 | 174.9 | 259.3 | 180.2 | 171.9 |
| Co | 34.1 | 57.8 | 33.6 | 13.9 | 28.9 | 37.2 | 16.7 | 12.2 | 10.6 |
| Ni | 33.9 | 35.6 | 33.2 | 39.6 | 34.2 | 44.4 | 35.7 | 62.9 | 23.3 |
| Sc | 5.15 | 8.18 | 11.58 | 13.26 | 14.28 | 23.19 | 12.52 | 12.23 | 9.24 |
| V | 29.9 | 43.2 | 56.6 | 92.6 | 38.8 | 194.2 | 95.9 | 72.0 | 64.2 |
| Cu | 454.6 | 7.1 | 6.6 | 13.8 | 16.6 | 43.6 | 27.1 | 34.4 | 23.5 |
| Pb | 3.95 | 46.47 | 3.98 | 22.52 | 2.87 | 35.06 | 3.40 | 14.24 | 10.06 |
| Zn | 31.3 | 22.2 | 57.9 | 371.9 | 69.1 | 109.4 | 99.2 | 77.0 | 48.2 |
| Rb | 5 | 134 | 340 | 206 | 247 | 100 | 19 | 95 | 16 |
| Cs | 1.3 | 36.6 | 70.4 | 61.0 | 20.9 | 17.2 | 3.6 | 9.9 | 1.6 |
| Ba | 13 | 400 | 211 | 933 | 226 | 654 | 219 | 126 | 27 |
| Sr | 18 | 174 | 200 | 337 | 232 | 201 | 187 | 92 | 145 |
| Ta | 0.31 | 0.85 | 1.14 | 1.40 | 1.88 | 0.89 | 0.99 | 0.82 | 0.63 |
| Nb | 4.7 | 8.1 | 13.7 | 14.4 | 21.8 | 10.6 | 12.1 | 13.2 | 10.8 |
| Hf | 2.07 | 5.24 | 8.26 | 7.05 | 12.67 | 3.52 | 5.06 | 4.79 | 4.83 |
| Zr | 86.6 | 180.7 | 296.0 | 258.0 | 468.5 | 135.5 | 191.6 | 184.7 | 202.0 |
| Y | 34.13 | 15.01 | 25.75 | 24.83 | 43.73 | 32.98 | 35.63 | 22.35 | 35.59 |
| Th | 5.13 | 6.93 | 6.62 | 11.06 | 11.95 | 2.28 | 10.20 | 6.98 | 5.81 |
| U | 0.84 | 1.34 | 0.78 | 3.89 | 5.45 | 1.38 | 3.07 | 3.38 | 1.86 |
| La | 35.9 | 16.2 | 29.3 | 30.0 | 102.9 | 17.6 | 36.9 | 27.6 | 27.1 |
| Ce | 76.8 | 41.7 | 60.4 | 60.3 | 242.0 | 40.9 | 73.7 | 56.4 | 54.3 |
| Pr | 7.92 | 3.91 | 6.64 | 6.39 | 26.18 | 5.01 | 8.23 | 6.93 | 6.83 |
| Nd | 31.68 | 15.06 | 28.39 | 26.02 | 110.82 | 21.85 | 33.47 | 25.98 | 26.11 |
| Sm | 5.46 | 2.69 | 5.38 | 4.42 | 18.70 | 5.66 | 6.11 | 5.08 | 4.55 |
| Eu | 1.23 | 1.65 | 1.60 | 1.09 | 3.00 | 1.78 | 1.17 | 0.97 | 1.18 |
| Gd | 6.22 | 2.42 | 5.68 | 4.48 | 15.60 | 6.17 | 5.79 | 4.66 | 6.23 |
| Tb | 0.85 | 0.40 | 0.76 | 0.64 | 1.87 | 0.92 | 0.93 | 0.62 | 0.92 |
| Dy | 5.10 | 2.81 | 4.46 | 3.94 | 9.68 | 5.59 | 5.65 | 3.81 | 5.40 |
| Ho | 1.05 | 0.64 | 0.85 | 0.86 | 1.67 | 1.17 | 1.18 | 0.75 | 1.06 |
| Er | 3.15 | 1.94 | 2.28 | 2.82 | 4.50 | 2.98 | 3.54 | 2.32 | 3.13 |
| Tm | 0.47 | 0.30 | 0.28 | 0.43 | 0.54 | 0.43 | 0.54 | 0.34 | 0.45 |
| Yb | 3.05 | 1.94 | 1.63 | 2.93 | 3.28 | 2.67 | 3.42 | 2.16 | 2.85 |
| Lu | 0.47 | 0.31 | 0.22 | 0.44 | 0.47 | 0.40 | 0.55 | 0.35 | 0.44 |

| Échantillon | 7ha | 7da | 7eg | 7ec | 8d | 104a | 756e | 1893e | 555l |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| Lithologie | PG | PG | AR | AR | AR | AR | AR | AR | AR |
| Localisation | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 68.47 | 73.04 | 68.53 | 70.15 | 71.88 | 76.48 | 87.10 | 74.19 | 59.53 |
| TiO ₂ | 0.61 | 0.40 | 0.52 | 0.55 | 0.40 | 0.09 | 0.18 | 0.34 | 0.62 |
| Al ₂ O ₃ | 13.87 | 8.39 | 14.14 | 13.22 | 8.25 | 12.55 | 6.65 | 12.19 | 19.88 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.75 | 6.08 | 4.86 | 5.27 | 6.62 | 1.42 | 1.98 | 3.17 | 2.19 |
| MnO | 0.05 | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 2.65 | 2.54 | 2.63 | 2.59 | 2.56 | 0.09 | 0.11 | 0.21 | 2.33 |
| CaO | 1.06 | 1.81 | 1.88 | 2.66 | 0.52 | 0.63 | 0.09 | 1.01 | 1.87 |
| Na ₂ O | 1.47 | 1.13 | 2.80 | 2.15 | 1.19 | 3.98 | 0.92 | 2.63 | 3.62 |
| K ₂ O | 3.93 | 2.46 | 3.19 | 2.36 | 2.94 | 4.37 | 3.89 | 4.82 | 8.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.24 | 0.14 | 0.11 | 0.24 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.07 |
| S | 0.49 | 1.07 | 0.46 | 0.02 | 0.84 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.19 |
| LOI | 1.39 | 2.66 | 1.03 | 0.78 | 4.51 | 0.07 | 0.00 | 0.09 | 1.27 |
| Total | 100.13 | 100.25 | 100.47 | 100.15 | 100.40 | 99.88 | 101.03 | 98.90 | 100.12 |
| | | | | | | | | | |
| Cr | 139.2 | 163.6 | 144.0 | 159.9 | 206.4 | 105.0 | 282.4 | 154.7 | 121.2 |
| Co | 13.4 | 17.3 | 13.0 | 11.2 | 13.9 | 10.5 | 13.6 | 13.7 | 14.5 |
| Ni | 35.3 | 76.6 | 36.5 | 31.7 | 326.6 | 10.5 | 34.0 | 34.2 | 36.1 |
| Sc | 14.34 | 9.52 | 12.83 | 10.66 | 8.91 | 4.89 | 2.16 | 4.24 | 16.39 |
| V | 86.6 | 262.9 | 100.3 | 73.4 | 250.4 | 10.5 | 13.6 | 13.7 | 100.1 |
| Cu | 39.6 | 132.8 | 64.2 | 10.6 | 140.6 | 11.2 | 20.9 | 7.1 | 22.1 |
| Pb | 25.44 | 73.51 | 23.32 | 23.43 | 107.84 | 32.48 | 7.24 | 19.54 | 60.11 |
| Zn | 169.3 | 996.9 | 279.9 | 63.0 | 811.1 | 43.5 | 8.3 | 43.0 | 83.8 |
| Rb | 165 | 122 | 152 | 122 | 96 | 160 | 126 | 146 | 215 |
| Cs | 19.7 | 17.1 | 11.7 | 17.9 | 7.4 | 2.2 | 0.2 | 0.3 | 10.3 |
| Ba | 532 | 506 | 427 | 257 | 571 | 329 | 425 | 809 | 4165 |
| Sr | 81 | 52 | 161 | 279 | 47 | 48 | 31 | 161 | 147 |
| Ta | 0.66 | 0.60 | 0.73 | 0.70 | 0.54 | 0.99 | 0.56 | 0.99 | 1.46 |
| Nb | 12.8 | 8.1 | 11.4 | 10.6 | 7.6 | 17.3 | 6.6 | 13.7 | 19.8 |
| Hf | 5.13 | 3.23 | 4.28 | 5.04 | 3.42 | 4.56 | 3.77 | 11.46 | 6.18 |
| Zr | 202.7 | 123.2 | 165.1 | 206.0 | 130.0 | 139.4 | 129.3 | 408.5 | 244.4 |
| Y | 28.50 | 28.73 | 25.51 | 22.33 | 23.02 | 29.51 | 18.78 | 29.23 | 32.88 |
| Th | 8.50 | 7.09 | 8.53 | 6.93 | 6.69 | 12.19 | 7.97 | 19.70 | 14.89 |
| U | 2.42 | 10.96 | 4.23 | 3.17 | 11.82 | 3.71 | 1.05 | 1.65 | 4.37 |
| La | 37.5 | 22.5 | 28.5 | 23.7 | 20.8 | 28.5 | 21.5 | 69.4 | 54.1 |
| Ce | 80.5 | 40.8 | 56.8 | 48.1 | 37.6 | 69.6 | 54.1 | 148.8 | 101.8 |
| Pr | 9.28 | 5.74 | 7.06 | 6.03 | 5.38 | 7.96 | 5.27 | 15.53 | 11.60 |
| Nd | 34.92 | 22.12 | 25.97 | 22.51 | 20.52 | 29.66 | 20.07 | 60.57 | 42.75 |
| Sm | 5.03 | 4.78 | 4.71 | 4.38 | 3.99 | 6.01 | 3.36 | 10.07 | 6.44 |
| Eu | 0.90 | 1.00 | 1.05 | 1.07 | 0.90 | 0.35 | 0.59 | 1.19 | 1.15 |
| Gd | 4.78 | 5.22 | 4.25 | 4.21 | 3.90 | 5.37 | 2.53 | 7.97 | 4.62 |
| Tb | 0.84 | 0.63 | 0.63 | 0.52 | 0.55 | 0.77 | 0.39 | 1.09 | 0.73 |
| Dy | 4.67 | 4.79 | 4.05 | 3.58 | 3.59 | 5.21 | 2.90 | 5.83 | 5.08 |
| Ho | 0.97 | 0.93 | 0.83 | 0.74 | 0.73 | 1.09 | 0.61 | 1.13 | 1.07 |
| Er | 2.93 | 2.77 | 2.58 | 2.29 | 2.22 | 3.39 | 1.88 | 3.08 | 3.50 |
| Tm | 0.43 | 0.41 | 0.38 | 0.34 | 0.32 | 0.48 | 0.26 | 0.42 | 0.53 |
| Yb | 2.81 | 2.59 | 2.49 | 2.16 | 2.12 | 3.36 | 1.68 | 2.53 | 3.40 |
| Lu | 0.44 | 0.43 | 0.39 | 0.35 | 0.35 | 0.47 | 0.26 | 0.38 | 0.53 |

| Échantillon | 559a | 634a | 506e | 507h | 508a | 510c |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Lithologie | AR | AR | PG | PG | AR | PG |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 75.00 | 76.14 | 68.26 | 62.84 | 71.67 | 70.51 |
| TiO ₂ | 0.33 | 0.55 | 0.73 | 0.45 | 0.53 | 0.46 |
| Al ₂ O ₃ | 11.08 | 10.04 | 14.38 | 17.40 | 12.61 | 15.25 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.92 | 2.83 | 6.04 | 2.71 | 5.03 | 1.98 |
| MnO | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.02 |
| MgO | 1.31 | 1.50 | 2.43 | 2.16 | 1.35 | 0.46 |
| CaO | 0.58 | 1.59 | 0.17 | 1.86 | 1.03 | 0.16 |
| Na ₂ O | 2.83 | 1.80 | 0.94 | 2.56 | 3.15 | 1.98 |
| K ₂ O | 4.38 | 3.60 | 4.59 | 8.10 | 4.66 | 7.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.26 | 0.04 | 0.05 | 0.11 | 0.03 |
| S | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.16 | 0.01 | 0.14 |
| LOI | 0.45 | 0.41 | 0.97 | 1.53 | 0.44 | 0.66 |
| Total | 98.99 | 99.10 | 98.72 | 99.99 | 100.82 | 99.81 |
| | | | | | | |
| Cr | 222.2 | 403.7 | 250.2 | 106.1 | 245.4 | 133.3 |
| Co | 13.1 | 14.4 | 17.5 | 11.1 | 10.6 | 11.2 |
| Ni | 32.8 | 36.1 | 35.8 | 30.0 | 33.3 | 28.1 |
| Sc | 7.24 | 7.44 | 12.50 | 11.88 | 12.74 | 7.40 |
| V | 30.9 | 28.6 | 84.8 | 77.7 | 64.6 | 30.6 |
| Cu | 6.6 | 7.2 | 7.2 | 16.4 | 9.5 | 65.5 |
| Pb | 27.04 | 12.44 | 2.08 | 16.61 | 23.37 | 123.61 |
| Zn | 34.8 | 28.8 | 19.5 | 119.5 | 82.2 | 242.1 |
| Rb | 108 | 192 | 219 | 276 | 145 | 280 |
| Cs | 9.3 | 3.8 | 11.2 | 7.2 | 2.2 | 2.6 |
| Ba | 455 | 2382 | 1081 | 616 | 764 | 594 |
| Sr | 88 | 112 | 53 | 131 | 150 | 53 |
| Ta | 0.11 | 0.42 | 0.96 | 1.59 | 0.42 | 1.35 |
| Nb | 4.1 | 6.9 | 13.9 | 21.7 | 8.2 | 18.2 |
| Hf | 4.34 | 8.89 | 7.42 | 4.63 | 6.44 | 10.78 |
| Zr | 172.2 | 371.4 | 261.8 | 181.1 | 267.2 | 438.7 |
| Y | 24.96 | 26.08 | 34.01 | 52.56 | 28.29 | 25.49 |
| Th | 8.15 | 5.90 | 14.63 | 19.75 | 10.94 | 16.09 |
| U | 0.79 | 1.37 | 2.11 | 4.70 | 0.92 | 3.97 |
| La | 42.7 | 16.8 | 46.4 | 49.2 | 30.6 | 40.4 |
| Ce | 77.9 | 32.4 | 96.2 | 100.7 | 64.2 | 86.8 |
| Pr | 9.00 | 4.36 | 11.12 | 12.18 | 7.96 | 9.25 |
| Nd | 34.89 | 19.26 | 43.69 | 43.54 | 30.82 | 31.21 |
| Sm | 6.27 | 4.32 | 7.44 | 8.01 | 6.37 | 4.80 |
| Eu | 1.35 | 0.80 | 1.12 | 1.08 | 1.23 | 1.28 |
| Gd | 5.44 | 4.03 | 6.21 | 6.49 | 5.73 | 3.59 |
| Tb | 0.75 | 0.60 | 0.90 | 1.07 | 0.82 | 0.55 |
| Dy | 4.48 | 3.76 | 5.65 | 7.60 | 5.14 | 3.74 |
| Ho | 0.88 | 0.79 | 1.11 | 1.65 | 0.96 | 0.84 |
| Er | 2.35 | 2.25 | 3.26 | 5.06 | 2.75 | 2.77 |
| Tm | 0.33 | 0.30 | 0.44 | 0.80 | 0.38 | 0.45 |
| Yb | 1.87 | 1.95 | 2.93 | 5.12 | 2.24 | 3.10 |
| Lu | 0.29 | 0.29 | 0.46 | 0.77 | 0.35 | 0.51 |

ANNEXE VI

Analyses de minéraux

Les analyses de minéraux ont été réalisées sur la microsonde Camebax de la Commission géologique du Canada à Ottawa. Le potentiel d'accélération était de 15 kV, le courant de faisceau de 10 à 30 nA, le diamètre de faisceau de 4 µm et le temps de comptage de 10 à 40 secondes.

Signification des abréviations pour les tableaux d'analyses : GA, gneiss alumineux; LEU, leucosome à Grt-Crd; RM, roche métasomatique; PG, paragneiss; AM, amphibolite; MUS, région du Lac Musquaro; ROM, ceinture supracrustale de La Romaine.



Biotite

(formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes)

| Lame | 330B1 | 330B1 | 330B1 | 330B1 | 330B1 | 1084C | 1084C | 171A2 | 119E | 506F | 506F |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Roche | PG | PG | PG | PG | PG | AM | AM | RM | PG | LEU | LEU |
| Analyse | 1BT1 | 1BT4 | 1B5 | 2BT6 | 2BT7 | 1A1 | 1A4 | 1BT6 | 2BT7 | 2B5 | 2B4 |
| Localisation | MUS | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 35.33 | 34.98 | 34.58 | 35.38 | 35.02 | 34.78 | 34.83 | 35.73 | 36.09 | 35.92 | 35.59 |
| Al ₂ O ₃ | 16.10 | 16.32 | 16.33 | 15.95 | 16.31 | 15.47 | 15.20 | 17.78 | 16.88 | 17.18 | 17.00 |
| TiO ₂ | 2.55 | 2.32 | 2.37 | 2.50 | 2.35 | 0.98 | 1.07 | 1.53 | 2.22 | 4.51 | 4.18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.01 | 0.82 | 0.03 | 0.00 | 0.08 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.10 |
| FeO | 21.83 | 23.38 | 22.44 | 22.38 | 21.80 | 25.90 | 25.39 | 21.04 | 20.41 | 14.02 | 15.68 |
| NiO | 0.00 | 0.05 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.07 | 0.15 | 0.01 | 0.03 | 0.04 |
| MnO | 0.11 | 0.07 | 0.38 | 0.02 | 0.11 | 0.35 | 0.00 | 0.25 | 0.18 | 0.00 | 0.07 |
| MgO | 9.79 | 9.25 | 9.27 | 9.68 | 9.89 | 8.23 | 8.48 | 11.02 | 10.71 | 13.35 | 12.15 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| BaO | 0.30 | 0.40 | 0.36 | 0.65 | 0.36 | 0.21 | 0.00 | 0.00 | 0.74 | 1.02 | 0.06 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.12 | 0.09 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.04 | 0.00 |
| K ₂ O | 9.38 | 9.20 | 8.97 | 9.20 | 9.46 | 9.65 | 9.69 | 7.64 | 8.77 | 9.33 | 9.79 |
| ZnO | 0.15 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.07 |
| V ₂ O ₃ | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.28 | 0.00 | 0.22 | 0.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.13 | 0.00 |
| F | 0.52 | 0.37 | 0.44 | 0.43 | 0.38 | 0.00 | 0.01 | 0.24 | 0.22 | 1.45 | 1.04 |
| Cl | 0.05 | 0.11 | 0.04 | 0.06 | 0.12 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Total | 96.25 | 96.62 | 96.15 | 96.51 | 95.97 | 95.90 | 94.91 | 95.73 | 96.42 | 97.20 | 95.81 |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 2.73 | 2.71 | 2.69 | 2.73 | 2.72 | 2.75 | 2.77 | 2.72 | 2.74 | 2.68 | 2.69 |
| A ^{IV} | 1.27 | 1.29 | 1.31 | 1.27 | 1.28 | 1.25 | 1.23 | 1.28 | 1.26 | 1.32 | 1.31 |
| Al ^{VI} | 0.20 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.21 | 0.19 | 0.19 | 0.31 | 0.26 | 0.19 | 0.21 |
| Ti | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.06 | 0.06 | 0.09 | 0.13 | 0.25 | 0.24 |
| Zn | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| V | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| P | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 1.41 | 1.52 | 1.46 | 1.45 | 1.41 | 1.71 | 1.69 | 1.34 | 1.30 | 0.87 | 0.99 |
| Mn | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 1.13 | 1.07 | 1.07 | 1.12 | 1.14 | 0.97 | 1.00 | 1.25 | 1.21 | 1.48 | 1.37 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| K | 0.93 | 0.91 | 0.89 | 0.91 | 0.94 | 0.97 | 0.98 | 0.74 | 0.85 | 0.89 | 0.95 |
| Ba | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 |
| | | | | | | | | | | | |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.13 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.05 | 0.34 | 0.25 |

Biotite
 (formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes)

| Lame | 506F | 506E | 506E | 506E | 336A | 336A | 1569A2 | 1569A2 | 1569A2 | 1569A2 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Roche | LEU | PG | PG | PG | GA | GA | GA | GA | GA | GA |
| Analyse | 2B6 | 1B15 | 1B16 | 1BT6 | 2BT7 | 3BT5 | 1BT8 | 1BT9 | 1BT5 | 2BT5 |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 33.75 | 36.33 | 35.74 | 34.74 | 34.07 | 34.47 | 35.10 | 35.08 | 34.93 | 34.95 |
| Al ₂ O ₃ | 16.37 | 16.87 | 17.20 | 18.05 | 17.71 | 17.74 | 16.61 | 16.82 | 17.27 | 17.05 |
| TiO ₂ | 4.51 | 3.03 | 3.30 | 2.69 | 4.05 | 4.56 | 4.46 | 4.46 | 4.09 | 5.29 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.12 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.08 |
| FeO | 15.76 | 12.60 | 16.01 | 18.30 | 19.77 | 19.92 | 18.53 | 18.50 | 17.19 | 16.35 |
| NiO | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.12 | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.08 |
| MnO | 0.73 | 0.13 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.47 | 0.00 | 0.06 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 11.75 | 15.24 | 12.16 | 10.97 | 9.40 | 8.95 | 10.44 | 10.65 | 11.35 | 11.62 |
| CaO | 0.21 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| BaO | 1.89 | 0.45 | 0.44 | 0.00 | 0.92 | 0.27 | 0.00 | 0.33 | 0.39 | 0.27 |
| Na ₂ O | 0.17 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.18 |
| K ₂ O | 9.22 | 9.45 | 9.75 | 9.37 | 9.46 | 9.57 | 9.60 | 9.54 | 9.50 | 9.08 |
| ZnO | 0.18 | 0.00 | 0.10 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.11 | 0.08 |
| V ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.07 | 0.00 | 0.13 | 0.08 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.27 | 0.00 | 0.14 | 0.21 | 0.09 | 0.04 | 0.16 | 0.00 | 0.10 | 0.06 |
| F | 1.31 | 1.23 | 0.81 | 0.93 | 0.60 | 0.77 | 0.73 | 0.81 | 0.81 | 0.62 |
| Cl | 0.06 | 0.06 | 0.00 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| Total | 97.30 | 95.64 | 95.80 | 95.58 | 96.27 | 97.09 | 95.85 | 96.56 | 96.01 | 95.85 |
| Si | 2.59 | 2.72 | 2.71 | 2.66 | 2.62 | 2.63 | 2.68 | 2.67 | 2.66 | 2.64 |
| A ^{IV} | 1.41 | 1.28 | 1.29 | 1.34 | 1.38 | 1.37 | 1.32 | 1.33 | 1.34 | 1.36 |
| Al ^{VI} | 0.06 | 0.21 | 0.24 | 0.29 | 0.23 | 0.22 | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.16 |
| Ti | 0.26 | 0.17 | 0.19 | 0.15 | 0.23 | 0.26 | 0.26 | 0.26 | 0.23 | 0.30 |
| Zn | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Cr | 0.07 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| V | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| P | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 1.01 | 0.79 | 1.01 | 1.17 | 1.27 | 1.27 | 1.18 | 1.18 | 1.09 | 1.03 |
| Mn | 0.05 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 1.34 | 1.70 | 1.37 | 1.25 | 1.08 | 1.02 | 1.19 | 1.21 | 1.29 | 1.31 |
| Ca | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| K | 0.90 | 0.90 | 0.94 | 0.91 | 0.93 | 0.93 | 0.94 | 0.93 | 0.92 | 0.88 |
| Ba | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| F | 0.32 | 0.29 | 0.19 | 0.22 | 0.15 | 0.19 | 0.18 | 0.19 | 0.20 | 0.15 |

Biotite

(formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes)

| Lame | 1569A2 | 1569A2 | 1569A2 | 1569A2 | 1569A2 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Roche | GA | GA | GA | GA | GA |
| Analyse | 2BT7 | 2BT8 | 3BT2 | 3BT3 | 3BT5 |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 35.19 | 34.98 | 36.17 | 35.37 | 35.51 |
| Al ₂ O ₃ | 16.97 | 16.86 | 17.56 | 16.88 | 16.30 |
| TiO ₂ | 4.50 | 4.88 | 3.16 | 3.82 | 3.33 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.03 | 0.15 |
| FeO | 17.99 | 17.84 | 14.92 | 19.78 | 17.80 |
| NiO | 0.06 | 0.05 | 0.12 | 0.13 | 0.04 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 10.78 | 10.93 | 14.23 | 10.34 | 11.79 |
| CaO | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| BaO | 0.37 | 0.04 | 0.20 | 0.20 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.12 | 0.08 | 0.19 | 0.00 | 0.02 |
| K ₂ O | 9.42 | 9.41 | 9.22 | 9.51 | 9.90 |
| ZnO | 0.11 | 0.10 | 0.05 | 0.10 | 0.00 |
| V ₂ O ₃ | 0.07 | 0.00 | 0.26 | 0.01 | 0.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.10 | 0.07 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.67 | 0.64 | 1.34 | 0.65 | 1.25 |
| Cl | 0.05 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.10 |
| Total | 96.45 | 96.02 | 97.65 | 96.88 | 96.19 |
| | | | | | |
| Si | 2.67 | 2.66 | 2.68 | 2.69 | 2.72 |
| A ^{IV} | 1.33 | 1.34 | 1.32 | 1.31 | 1.28 |
| Al ^{VI} | 0.19 | 0.17 | 0.21 | 0.20 | 0.18 |
| Ti | 0.26 | 0.28 | 0.18 | 0.22 | 0.19 |
| Zn | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| V | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| P | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 1.14 | 1.13 | 0.92 | 1.26 | 1.14 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 1.22 | 1.24 | 1.57 | 1.17 | 1.34 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| K | 0.91 | 0.91 | 0.87 | 0.92 | 0.97 |
| Ba | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| | | | | | |
| Cl | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| F | 0.16 | 0.15 | 0.31 | 0.16 | 0.30 |



Cordiérite
 (formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes)

| Lame | 506E | 506E | 506E | 506E | 506E | 506F | 506F |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| Roche | GA | GA | GA | GA | GA | LEU | LEU |
| Analyse | 1CD1 | 1CD2 | 1CD3 | 1CD4 | 1CD5 | 1CD5 | 1CD6 |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 47.05 | 46.59 | 46.83 | 46.90 | 47.13 | 47.37 | 47.05 |
| Al ₂ O ₃ | 32.63 | 32.56 | 32.41 | 32.56 | 33.08 | 32.81 | 32.20 |
| FeO | 7.63 | 7.28 | 7.25 | 8.12 | 7.02 | 6.97 | 7.25 |
| MgO | 8.96 | 8.96 | 8.93 | 9.18 | 9.25 | 9.25 | 8.84 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.06 | 0.22 | 0.06 | 0.11 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| CaO | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.92 | 0.30 | 0.07 |
| MnO | 0.09 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.49 | 0.03 | 0.02 | 0.20 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| Cl | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| BaO | 0.00 | 1.54 | 0.00 | 0.00 | 0.60 | 2.09 | 0.42 |
| ZnO | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| V ₂ O ₃ | 0.06 | 0.11 | 0.00 | 0.06 | 0.38 | 2.18 | 0.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.00 | 0.10 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.13 |
| Total | 97.10 | 97.20 | 95.72 | 97.13 | 98.75 | 101.06 | 96.11 |
| | | | | | | | |
| Si | 4.92 | 4.90 | 4.94 | 4.90 | 4.86 | 4.85 | 4.95 |
| A ^{IV} | 1.08 | 1.10 | 1.06 | 1.10 | 1.14 | 1.15 | 1.05 |
| Al ^{VI} | 2.93 | 2.94 | 2.96 | 2.92 | 2.89 | 2.81 | 2.95 |
| Mg | 1.40 | 1.41 | 1.40 | 1.43 | 1.42 | 1.41 | 1.39 |
| Fe ²⁺ | 0.67 | 0.64 | 0.64 | 0.71 | 0.61 | 0.60 | 0.64 |
| Cr ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.02 | 0.01 |
| V | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.15 | 0.00 |
| P | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Ni | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mn | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 |
| Ba | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.08 | 0.02 |
| | | | | | | | |
| Cl | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |

Cordiérite

(formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes)

| | |
|-------|-------|
| 506F | 506F |
| LEU | LEU |
| 2CD2 | 2CD1 |
| ROM | ROM |
| 44.40 | 44.97 |
| 35.58 | 35.59 |
| 1.94 | 1.10 |
| 1.03 | 0.97 |
| 0.50 | 0.46 |
| 4.87 | 5.09 |
| 0.33 | 0.29 |
| 0.00 | 0.02 |
| 0.00 | 1.64 |
| 0.02 | 0.00 |
| 0.06 | 0.17 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.00 | 0.02 |
| 0.47 | 0.78 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.00 | 0.00 |
| 89.21 | 91.10 |
| | |
| 5.02 | 5.01 |
| 0.98 | 0.99 |
| 3.77 | 3.68 |
| 0.17 | 0.16 |
| 0.18 | 0.10 |
| 0.00 | 0.14 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.01 | 0.02 |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.11 | 0.10 |
| 0.04 | 0.03 |
| | |
| 0.00 | 0.00 |
| 0.00 | 0.00 |

Feldspath
 (formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes)

| Lame | 330B1 | 330B1 | 330B31 | 1208Q | 1208Q | 1208Q | 1208Q | 337H2 | 337H2 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| Roche | PG | PG | PG | CO | CO | CO | CO | RM | RM |
| Analyse | 1PL8 | 2PL1 | 2PL2 | 1PL5 | 1PL8 | PL7 | 1PL6 | 1PL1 | 1PL3 |
| Localisation | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | MUS | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 56.05 | 48.46 | 50.72 | 45.14 | 45.75 | 46.09 | 45.46 | 54.30 | 53.12 |
| Al ₂ O ₃ | 27.35 | 31.86 | 31.29 | 35.50 | 35.47 | 35.04 | 35.38 | 28.49 | 28.69 |
| Na ₂ O | 5.60 | 2.72 | 3.23 | 0.80 | 0.89 | 1.11 | 0.92 | 5.06 | 4.60 |
| CaO | 9.36 | 14.52 | 13.66 | 17.83 | 18.02 | 17.03 | 17.67 | 10.94 | 10.63 |
| K ₂ O | 0.07 | 0.02 | 0.07 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.33 |
| BaO | 0.38 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.00 | 0.04 |
| SrO | 0.06 | 0.15 | 0.11 | 0.41 | 0.40 | 0.41 | 0.39 | 0.05 | 0.05 |
| FeO | 0.04 | 0.02 | 0.13 | 0.08 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.03 | 0.33 |
| Total | 98.91 | 97.75 | 99.27 | 99.74 | 100.66 | 99.80 | 100.16 | 98.92 | 97.78 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 10.18 | 9.04 | 9.29 | 8.34 | 8.38 | 8.49 | 8.38 | 9.89 | 9.81 |
| Al | 5.85 | 7.00 | 6.75 | 7.73 | 7.66 | 7.60 | 7.68 | 6.12 | 6.24 |
| Fe ²⁺ | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.05 |
| Na | 0.99 | 0.49 | 0.57 | 0.14 | 0.16 | 0.20 | 0.16 | 0.89 | 0.82 |
| Ca | 1.82 | 2.90 | 2.68 | 3.53 | 3.54 | 3.36 | 3.49 | 2.13 | 2.10 |
| K | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.04 |
| Sr | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.01 |
| Ba | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |

Feldspath
 (formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes)

| Lame | 337H2 | 337H2 | 337H2 | 376E | 376E | 376E | 376E | 376E | 376E | 376E | 376E |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|------|
| Roche | RM | RM | RM | PG | PG | PG | PG | PG | PG | PG | PG |
| Analyse | 2PL6 | 2PL7 | 2PL8 | 1PL1 | 1PL2 | 1PL3 | 1PL4 | 1PL6 | 1PL5 | 2P11 | |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 54.50 | 54.96 | 55.08 | 59.00 | 59.32 | 60.01 | 59.87 | 59.51 | 59.11 | 58.85 | |
| Al ₂ O ₃ | 28.03 | 28.18 | 27.92 | 25.75 | 25.70 | 25.79 | 25.49 | 26.09 | 25.60 | 25.67 | |
| Na ₂ O | 5.38 | 5.31 | 5.50 | 6.96 | 7.04 | 7.18 | 7.22 | 7.07 | 7.21 | 6.88 | |
| CaO | 10.02 | 10.22 | 9.96 | 7.67 | 7.39 | 7.25 | 6.98 | 7.37 | 7.33 | 7.20 | |
| K ₂ O | 0.17 | 0.19 | 0.28 | 0.25 | 0.29 | 0.29 | 0.31 | 0.32 | 0.25 | 0.24 | |
| BaO | 0.09 | 0.04 | 0.06 | 0.19 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | |
| SrO | 0.00 | 0.05 | 0.05 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.10 | 0.07 | |
| FeO | 0.06 | 0.12 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.07 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | |
| Total | 98.25 | 99.08 | 98.89 | 99.94 | 99.77 | 100.58 | 100.10 | 100.47 | 99.63 | 98.96 | |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 9.98 | 9.99 | 10.03 | 10.56 | 10.60 | 10.63 | 10.67 | 10.57 | 10.59 | 10.60 | |
| Al | 6.05 | 6.03 | 5.99 | 5.43 | 5.41 | 5.39 | 5.35 | 5.46 | 5.41 | 5.45 | |
| Fe ²⁺ | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | |
| Na | 0.95 | 0.94 | 0.97 | 1.21 | 1.22 | 1.23 | 1.25 | 1.22 | 1.25 | 1.20 | |
| Ca | 1.97 | 1.99 | 1.94 | 1.47 | 1.42 | 1.38 | 1.33 | 1.40 | 1.41 | 1.39 | |
| K | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | |
| Sr | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | |
| Ba | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | |

Feldspath

(formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes)

| Lame | 376E | 376E | 376E | 336A |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|
| Roche | PG | PG | PG | GA |
| Analyse | 2P10 | 2P12 | 2P13 | 3PL2 |
| Localisation | ROM | ROM | ROM | ROM |
| SiO ₂ | 59.24 | 59.06 | 59.63 | 60.05 |
| Al ₂ O ₃ | 25.37 | 25.34 | 25.64 | 24.28 |
| Na ₂ O | 7.23 | 7.16 | 7.08 | 8.06 |
| CaO | 7.23 | 7.07 | 7.32 | 6.09 |
| K ₂ O | 0.23 | 0.27 | 0.48 | 0.12 |
| BaO | 0.09 | 0.26 | 0.28 | 0.11 |
| SrO | 0.00 | 0.08 | 0.04 | 0.00 |
| FeO | 0.08 | 0.08 | 0.01 | 0.02 |
| Total | 99.46 | 99.31 | 100.48 | 98.73 |
| | | | | |
| Si | 10.63 | 10.63 | 10.62 | 10.83 |
| Al | 5.36 | 5.37 | 5.38 | 5.16 |
| Fe ²⁺ | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 1.26 | 1.25 | 1.22 | 1.41 |
| Ca | 1.39 | 1.36 | 1.40 | 1.18 |
| K | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.01 |
| Sr | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Ba | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |



Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

Grenat

(formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes)

