



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
DOSSIER PUBLIC 3078

Le dyke de minette de Rivard et le
complexe gneissique cuprifère de Bondy;
implications tectoniques et métallogéniques
pour la région de Mont-Laurier,
province de Grenville, Québec

L. Corriveau, M.L. Tellier et D. Morin
avec la collaboration de Y. Amelin et O. van Breemen

1996



This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document a été produit par
numérisation de la publication originale.

Lecteur critique

Tyson Birkett

Page couverture

Schéma de la brèche intrusive de Rivard, région de Mont-Laurier, Québec

Adresses des auteurs

Louise Corriveau

Centre géoscientifique de Québec, Commission géologique du Canada, 2535 boulevard Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, Canada, G1V 4C7.

Maxime L. Tellier et David Morin

Centre géoscientifique de Québec, Institut national de la Recherche scientifique, Géoressources, 2535 boulevard Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, Canada, G1V 4C7.

Adresses des collaborateurs

Yuri Amelin

Department of Geology, Royal Ontario Museum, 100 Queen's Park, Toronto, M5S 2C6.

Otto van Breemen

Commission géologique du Canada, 610 Booth, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0E8.

cgq *centre
géoscientifique
de québec*

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures	ii
Liste des tableaux	ii
RESUMÉ	1
ABSTRACT	1
SOMMAIRE	2
EXTENDED SUMMARY	5
1. INTRODUCTION	9
1.1. Géologie de la région de Mont-Laurier	9
1.2. Magmatisme alcalin potassique de la région de Mont-Laurier	12
1.3. Évolution tectonique	14
1.4. Approche méthodologique	15
2. LE COMPLEXE GNEISSIQUE DE BONDY	17
2.1. Contexte géologique	17
2.2. Lithologies	17
2.3. Distribution spatiale des lithofaciès et amphibolite	20
2.4. Description des unités	22
2.4.1. <i>Paragneiss</i>	22
2.4.2. <i>Complexe gneissique de Bondy</i>	22
2.4.3. <i>Amphibolites et métabasites</i>	23
2.4.4. <i>Gneiss quartzofeldspathique rubané</i>	23
2.4.5. <i>Lithofaciès magnésien</i>	23
2.4.6. <i>Lithofaciès alumineux sans biotite</i>	24
2.4.7. <i>Lithofaciès alumineux avec biotite</i>	24
2.4.8. <i>Grenatites</i>	24
2.4.9. <i>Lithofaciès hyperalumineux</i>	25
2.4.10. <i>Tourmalinites et lithofaciès alumineux associés</i>	25
2.5. Géochimie	25
2.6. Implications métallogéniques du complexe de Bondy et de ses roches hydrothermales	28
3. LA BRÈCHE INTRUSIVE DE RIVARD	35
3.1. Nature et composition du lamprophyre hôte	35
3.2. Nature et composition des xénolites	40
3.2.1. <i>Xénolites ultramafiques et granulites mafiques</i>	40
3.2.2. <i>Xénolites mafiques</i>	47
3.2.3. <i>Xénolites de gneiss</i>	47
3.2.4. <i>Mégacristaux</i>	48
3.2.5. <i>Géothermobarométrie</i>	48
3.3. Géochimie isotopique et géochronologie	49
3.3.1. <i>Géochronologie du lamprophyre et des xénolites</i>	49
3.3.2. <i>Âges modèles des xénolites</i>	49
3.3.3. <i>Source du magmatisme alcalin protérozoïque</i>	54
3.4. Ascension et mise en place des magmas alcalins potassiques de type minette	56
3.4.1. <i>Contexte de mise en place</i>	56
3.4.2. <i>Processus de fragmentation et de transport des xénolites dans la brèche</i>	56
3.4.3. <i>Calcul de la vitesse d'ascension minimum de la minette riche en xénolites</i>	57
3.4.4. <i>Scénario de mise en place des magmas potassiques</i>	57
3.5. Implications métallogéniques et tectoniques	58
3.5.1. <i>Mécanismes d'ascension des lamprophyres de type minette</i>	59
3.5.2. <i>Enrichissement mantellique à 1.3 Ga</i>	59
REMERCIEMENTS	59
RÉFÉRENCES	60
ANNEXE	67

Liste des figures

Figure 1:	Géologie de la Ceinture métasédimentaire	10
Figure 2:	Le complexe gneissique de Bondy, a) contexte géologique, b) géologie du feuillet de Nomingue (SNRC 31J/6) et c) géologie du feuillet de Duhamel (SNRC 31J/3)	17
Figure 3:	Synthèse géologique de l'extrémité nord du complexe de Bondy	21
Figure 4:	Gneiss à bronzite-cordiérite-kornéropine-phlogopite-tourmaline	29
Figure 5:	Chalcopyrite dans une métabasite associée aux grenatites	29
Figure 6:	Grenatite à magnétite et chalcopyrite	31
Figure 7:	Gneiss quartzofeldspathique rubané	31
Figure 8:	Section polie de la grenatite à magnétite et chalcopyrite	33
Figure 9:	Section polie de la métabasite à chalcopyrite	33
Figure 10:	Composition du clinopyroxène et de la biotite (pluton de Kensington et brèche de Rivard)	35
Figure 11:	Schéma du dyke de minette de Rivard	36
Figure 12:	Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites	37
Figure 13:	Lamprophyre hôte	37
Figure 14:	Xénolites de dunité à spinelle	41
Figure 15:	Xénolites de granulite mafique	41
Figure 16:	Âges U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd et Rb-Sr des xénolites	50
Figure 17:	Âges modèles Nd et Pb et rapports initiaux $\epsilon_{Nd} - ^{87}Sr / ^{86}Sr$ des xénolites et des plutons	55

Liste des tableaux

Tableau 1:	Analyses chimiques de roches avec teneurs anormales en Ni, Cu, Co, Cr, Au ou V	12
Tableau 2:	Analyses chimiques des lithofaciès de la bande hydrothermale et des gneiss pélitiques régionaux	26
Tableau 3:	Analyses chimiques du lamprophyre des dykes de Rivard et de Girard et de la péridotite du lac Rolleau	39
Tableau 4:	Description des principaux types de xénolites	43
Tableau 5:	Analyses chimiques de xénolites	44
Tableau 6:	Rapports isotopiques Sm-Nd, Rb-Sr et U-Pb des minéraux du lamprophyre et des xénolites	51
Tableau 7:	Datation U-Pb de grains de zircon et de titanite du lamprophyre et de xénolites	52
Tableau 8:	Âges isochrones Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb pour les paires clinopyroxène-grenat	53
Tableau 9:	Liste des abréviations utilisées dans ce rapport	67
Tableau 10:	Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika	68
Tableau 11:	Résultats de l'inspection des concentrés de minéraux lourds dans les tills	73

RÉSUMÉ

Les complexes gneissiques abondent parmi les roches supracrustales de la Ceinture métasédimentaire de l'orogène du Grenville au Québec. À l'échelle de reconnaissance, ces complexes sont constitués d'assemblages monotones de gneiss quartzofeldspathiques au faciès des granulites et de granitoïdes. Considéré auparavant stérile, le complexe de Bondy, au sud de Mont-Laurier, renferme les vestiges d'un système hydrothermal cuprifère encaissé dans des gneiss quartzofeldspathiques probablement d'origine volcano-plutonique. Ce système inclut un indice de cuivre (6540 ppm Cu), des grenatites, des gneiss à sillimanite et quartz, des gneiss magnésiens à cordiérite, orthopyroxène, kornéropine et tourmaline, des tourmalinites et des gneiss felsiques et mafiques rubanés. Contrairement aux paragneiss environnants, ces lithofaciès sont pauvres en Ca et enrichis en Al, Mg, Na, K ou Zr. Ils sont interprétés comme l'équivalent métamorphisé au faciès des granulites d'exhalites et de roches altérées par hydrothermalisme. L'association cuivre, altération magnésienne et roches probablement volcaniques, suggère un environnement de type sulfures massifs volcanogènes et remet en question la nature des complexes gneissiques de la région et leur potentiel métallogénique.

Le dyke de minette de Rivard contient des milliers de xénolites exotiques. Il s'est mis en place à 1.08 Ga dans le complexe de Bondy et a échantillonné une vaste section de la lithosphère. On y retrouve des fragments de dunite, wehrlite, webstérite, clinopyroxénite, granulite mafique, gabbroïde, metabasite, roche calco-silicatée, granitoïde, gneiss et quartzite. Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques sont d'âge paléo- et mésoprotérozoïque et se sont équilibrés à des pressions de moins de 20-25 kbar. Aucun d'entre eux n'est en équilibre isotopique avec la source du magma. Une estimation de la viscosité du magma hôte indique qu'il était très fluide et que sa vitesse d'ascension atteignait au moins 50 cm/s. Durant son ascension, ce magma a fragmenté et délaminé son encaissant au point d'atteindre une viscosité effective élevée qui l'a ralenti et a entraîné sa cristallisation en milieu crustal profond. D'après les études isotopiques, le manteau sous la Ceinture métasédimentaire aurait été fortement enrichi autour de 1.3 Ga. Cet enrichissement est probablement relié à une zone de subduction mésoprotérozoïque qui pourrait être à l'origine des roches volcaniques de la Ceinture métasédimentaire et possiblement de ses complexes gneissiques.

ABSTRACT

Quartzofeldspathic gneiss complexes are common among the supracrustal rocks of the Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen, Québec. At reconnaissance scale, these complexes comprise a monotonous assemblage of granitoids and granulite facies gneisses. The Bondy gneiss complex, however, could be a remnant volcano-plutonic complex with felsic orthogneisses hosting a 1240 Ma tonalitic pluton to the south and, to the north, supracrustal rocks with the remains of a Cu-bearing sub-marine hydrothermal system. Previously considered sterile, the complex includes, within a folded 12 km long by 100 m wide band, a Cu showing (6540 ppm), garnetites, tourmalinites, sillimanite and quartz gneisses, magnesian gneisses with cordierite, bronzite, kornéropine and tourmaline, and layered metabasite and quartzofeldspathic gneisses. In contrast to the supracrustal rocks in the area, the Mg-rich, Fe-rich and Al-rich lithofacies have very low Ca but are locally enriched in Na, K or Zr. They are interpreted as granulite facies equivalents of hydrothermally altered rocks and the garnetites as metamorphosed exhalites. The association of copper, Mg-rich alteration and rocks with a possible volcanic origin suggests a volcanogenic massive sulfide-type setting and indicates that the nature and economic potential of the gneiss complexes in the Mont-Laurier area need to be reassessed.

The Rivard ultrapotassic minette dyke contains 40 to 70% exotic and locally derived xenoliths. It was emplaced at 1.08 Ga in the Bondy gneiss complex and has sampled an extensive section of the lithosphere. It includes fragments of dunite, wehrlite, websterite, clinopyroxenite, mafic granulite, gabbro, metabasite, calc-silicate rock, granitoid, gneiss and quartzite. The ultramafic and mafic granulites xenoliths are Paleo- and Mesoproterozoic in age and have reequilibrated at maximum pressure of ca. 20-25 kbar. None of the xenoliths studied are in isotopic equilibrium with the source of the potassic magmas. Estimates of the viscosity of the host minette magma indicates that it was initially extremely fluid and rose at more than 50 cm/s. During ascent, it fragmented and delaminated the country rock to such an extent that its effective viscosity increased greatly and the magma solidified at a deep crustal level. The isotopic study of the K-rich alkaline magmas indicate that the mantle below the Mont-Laurier area was enriched during a subduction event around 1.3 Ga. Such an event would not only account for the arc signature of magmas in the Central Metasedimentary Belt but also for the series of rock types observed in the Bondy gneiss complex.

SOMMAIRE

Introduction

Les milliers de fragments exotiques du dyke de Rivard, au sud de Mont-Laurier (Québec), sont des échantillons tangibles de la lithosphère sous la Province du Grenville à 1.08 Ga. Le magma qui les a transportés est un lamprophyre alcalin ultrapotassique de type minette qui s'est mis en place en milieu de croûte profonde. L'étude du dyke et de ses xénolites procure un cadre pour l'interprétation de la géologie de surface et des données géophysiques LITHOPROBE dans le sud-ouest du Grenville. De plus, ces recherches mettent en évidence des mécanismes d'ascension de magmas alcalins potassiques et de formation de xénolites ainsi que certains des mécanismes qui inhibent l'extrusion des minettes à la surface.

L'encaissant du dyke, le complexe gneissique de Bondy, est un des nombreux complexes gneissiques associés aux séquences de roches supracrustales de la région de Mont-Laurier, dans la Ceinture métasédimentaire de l'orogène grenvillien. Ces complexes sont dominés par des assemblages monotones de gneiss quartzofeldspathiques au faciès des granulites et par des granitoïdes. Ils constituent des entités d'origine incertaine, distinctes des séquences riches en marbre et en quartzite de la région. Ils ont été traditionnellement considérés stériles. La découverte d'un système hydrothermal cuprifère encaissé dans les gneiss du complexe de Bondy remet en question le faible potentiel métallogénique qui a été attribué à ces complexes. De plus, ce système apporte un élément nouveau quant à la nature des gneiss et procure des éléments de comparaison avec des environnements géotectoniques connus.

Ce dossier public décrit la géologie du dyke de Rivard, de ses xénolites et du complexe gneissique de Bondy. Les données ont été acquises par la Commission géologique du Canada (CGC) en partenariat avec les Ressources KWG Inc., dans le cadre du Programme des Partenaires industriels de la CGC. Le dossier inclut aussi un exposé de la géologie de la Ceinture métasédimentaire au Québec (traduite et ajoutée à la version anglaise du sommaire) basé, entre autres, sur les levés géologiques et géophysiques régionaux et les recherches thématiques menées par la CGC dans la région de Mont-Laurier (SNRC 31 J/2, 3, 4 et 6 et 31G/14). Quelques nouveaux indices minéralisés y sont décrits tels que l'indice de cuivre dans le complexe de Bondy et l'indice de nickel-cuivre (5154 ppm Ni, 6185 ppm Cu) dans une pyroxénite associée à un feuillet de gabbro (suite intrusive du Lac Chevreuil de 1.165 Ga). L'intégration de ces levés permet de mieux cerner les implications tectoniques et métallogéniques de la brèche de Rivard et du complexe gneissique de Bondy, et sert d'assises scientifiques additionnelles pour l'élaboration de guides métallogéniques régionaux tels ceux développés par M. Gauthier, ses collègues et S. Nantel (voir références dans le texte du document).

Le complexe gneissique de Bondy

Le complexe de Bondy (30x15 km), au sud de Mont-Laurier, est constitué principalement de gneiss granitiques à tonalitiques ainsi que d'une masse de tonalite datée à 1240Ma. Le complexe a été métamorphisé au faciès des granulites autour de 1.19 Ga. Il inclut dans sa partie nord, sur une bande de 12 km de longueur par environ 100 m de puissance:

- 1) un indice de cuivre constitué de grenatites à magnétite et chalcopyrite (6540 ppm Cu) et des lentilles de metabasites à magnétite et chalcopyrite (5073 ppm Cu),
- 2) des tourmalinites magnésiennes recoupées par des veines de quartz amiboïdes avec cristaux de kornéropine (le principal niveau a une puissance de 200m),
- 3) des gneiss blancs magnésiens à quartz, plagioclase, cordiérite, bronzite, kornéropine, tourmaline et phlogopite,
- 4) des gneiss felsiques, intermédiaires et mafiques (granitiques, trondhémiques, leucogabbroïques, etc) avec un rubanement qui pourrait localement être d'origine primaire et avoir été transposé lors du métamorphisme,
- 5) des sills mafiques lités et métamorphisés,
- 6) des gneiss alumineux à sillimanite-biotite-grenat, sillimanite-orthopyroxène-cordiérite, cordiérite-grenat-orthopyroxène ou cordiérite-kornéropine-orthopyroxène,
- 7) des gneiss hyperalumineux à sillimanite-quartz-pyrrhotine,
- 8) des grenatites associées à des amphibolites rubanées et des grenatites à biotite associées à des gneiss alumineux.

Contrairement aux paragneiss environnants, les lithofaciès alumineux sont pauvres en Ca et enrichis en Mg, Na, K, Zr et localement en Au (e.g., 644 et 906 ppb Au). Ces lithofaciès sont interprétés comme des équivalents au faciès des granulites de roches altérées par hydrothermalisme, et les grenatites et tourmalinites comme des exhalites métamorphisées. De tels lithofaciès constituent des métalotectes pour des minéralisations aurifères ou en sulfures massifs. L'indice de cuivre se situe au niveau de la charnière d'un synforme. Des anomalies VLF et magnétiques fortement positives, détectées lors des levés géophysiques menés au cours de ce projet par la CGC, sont associées à la bande hydrothermale. Deux modèles métallogéniques pourraient être testés sur l'indice de cuivre et ses lithofaciès hôtes, soit un modèle de sulfures massifs volcanogènes (VMS) et un modèle sédimentaire-exhalatif (SEDEX). Toutefois, la présence de cuivre, d'altérations magnésienne et potassique et de roches possiblement d'origine volcanique suggère un environnement de type sulfures massifs volcanogènes qui serait associé à un édifice volcano-plutonique.

Le dyke de minette de Rivard: une brèche intrusive

Le dyke de minette de Rivard s'est mis en place à 1.08 Ga dans la partie nord du complexe gneissique de Bondy. Il est composite, avec plusieurs injections de minette, et inclut une panoplie de xénolites d'origine crustale et mantellique. Ce dyke renferme aussi des fragments du gneiss encaissant, délamés des épontes à partir de fractures parallèles aux contacts du dyke. Le dyke est orienté nord-sud et fortement penté vers l'ouest. Il s'étend sur plus de 200 m de longueur et sa puissance atteint 1.7 m. Un autre dyke de minette orienté

nord-sud affleure 8 km plus au sud. En l'absence de zones de failles visibles sur le terrain, l'alignement des deux dykes suggère la formation d'une fracture d'extension régionale lors de la mise en place du magma.

L'âge du dyke est circonscrit par les âges Sm-Nd (cpx-plag; 1088±46 Ma) et U-Pb (titanite; 1070 Ma ±40/-30 Ma) du lamprophyre et par un âge U-Pb d'un xénolite (titanite; 1072 ± 12 Ma). Le dyke s'est mis en place 100 ma après le métamorphisme régional. Il appartient à la suite potassique alcaline de Kensington-Skootamata (1090-1076 Ma) de la Ceinture métasédimentaire du Québec et de l'Ontario. La minette est ultrapotassique ($K_2O/Na_2O_{\% \text{ poids}} = 2.2$; 50%poids SiO_2 , 6-9%poids MgO), riche en gros ions lithophiles et en terres rares légères (3000 ppm Ba, 95 ppm Ce, La/Yb = 20) et, par comparaison, pauvre en Nb, Ta, Ti. Elle est composée de phénocristaux de clinopyroxène et de biotite, dans une matrice de clinopyroxène, biotite, feldspath potassique, plagioclase, amphibole, apatite, titanite, sulfures, carbonates et quartz. Aucun des minéraux indicateurs associés aux kimberlites n'a été décelé dans les échantillons analysés par Monopros, le Royal Ontario Museum et la CGC.

La structure des épontes et les caractéristiques physiques des xénolites corroborent les modèles rhéologiques d'ascension de magmas par propagation de fractures. Une estimation de la viscosité du magma indique qu'il était particulièrement fluide (viscosité de l'ordre de 4×10^1 Pa·s). Pour les premiers stades de sa montée, une vitesse d'ascension minimale de l'ordre de 50 cm/s a été calculée à partir du diamètre du plus gros xénolite ultramafique et d'estimations de la densité, de la viscosité effective et du contenu en éléments volatils du magma. Bien que rapide, cette vitesse est de 30 à 85 fois plus lente que celle des kimberlites. L'abondance et la diversité des xénolites, la présence d'apophyses et de fractures parallèles au dyke et les fragments partiellement détachés des parois du dyke suggèrent que, durant son ascension, le magma a fracturé, fragmenté et délaminé son encaissant. La déformation ductile enregistrée aux pourtours de certains xénolites et la fragmentation des xénolites suggèrent que l'ascension s'est faite de façon turbulente et à haute température. Lors de la mise en place, alors que la proportion de xénolites avait fortement augmenté, cette vitesse aurait diminué pour atteindre ca. 4 cm/s. L'incorporation de fragments a augmenté la viscosité effective du magma ce qui a ralenti sa montée au point où il a solidifié à grande profondeur. Alors que les dykes de minette sont présents seulement dans les gneiss, les plutons sont plutôt associés aux marbres. On attribue cette distribution spatiale distincte des plutons et des dykes au contraste rhéologique entre les marbres et les gneiss. L'extrême ductilité des marbres à haute température (>700°C) et possiblement leur forte réactivité avec les magmas alcalins inhibe la fracturation et la propagation par dyke de ces magmas; le magma, ainsi piégé par le marbre, s'accumule en profondeur pour former des plutons et ne peut progresser vers la surface.

Nature de la lithosphère grenvillienne à 1.08 Ga

Les xénolites constituent environ 50% du volume de la brèche de Rivard. Ils comprennent des dunités à spinelle, wehrlites à spinelle, clinopyroxénites à grenat, biotite ou spinelle, webstérites, orthopyroxénites, biotites, granulites mafiques, amphibolites, gabbroïdes, roches calco-silicatées, granitoïdes, gneiss et quartzites, avec des quantités mineures d'oxydes et de sulfures, des mégacristaux de clinopyroxène et de feldspath potassique et des xénocristaux de grenat, de quartz et de zircon. Plusieurs xénolites ont une texture typique des mylonites. Les xénolites de dunité et de wehrlite ont une olivine magnésienne (Fo 90-94) et un spinelle alumineux, mais sont pauvres en Ni (ca. 40 ppm) et en Cr (ca. 125 ppm). Leur origine est incertaine. Les xénolites analysés de clinopyroxénite et de webstérite micacée à grenat ou à spinelle alumineux ($Mg^{\#} 56-92$; ≤ 3400 Cr; 3 - 18% Al_2O_3) et de granulite mafique enregistrent des âges modèles Nd et Pb de ca. 1.9 Ga. Les clinopyroxénites à grenat ont des âges Sm-Nd et Pb-Pb de 1.08 Ga, correspondant à l'âge de leur extraction de la lithosphère profonde par le magma. Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques ont enregistré des pressions et températures de moins de 20-25 kbar et 1050°C sous un gradient géothermique élevé à l'extérieur du champ de stabilité du diamant. Aucun d'entre eux n'est en équilibre isotopique avec la source du magma; les rapports isotopiques initiaux $\epsilon Nd(1.08 \text{ Ga})$ et $^{206}Pb/^{204}Pb(1.08 \text{ Ga})$ des clinopyroxènes analysés dans ces xénolites sont similaires à ceux des plutons potassiques, mais les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr(1.08 \text{ Ga})$ sont significativement plus élevés. Ceci implique d'une part, qu'il n'y a pas eu contamination des xénolites par le magma hôte et d'autre part, qu'aucun des xénolites ne représente la source des magmas potassiques de la région. Cette apparente absence de fragments provenant de la source et la présence de xénolites de clinopyroxénite micacée, possiblement cogénétiques à la minette, suggèrent que celle-ci n'est pas montée directement à partir de sa source, mais a fait escale dans le manteau supérieur. Ainsi, les pressions de 25 kbar enregistrées par les xénolites n'indiquent que la profondeur minimale (ca. 75 km) d'origine du magma.

Implications tectoniques pour la région de Mont-Laurier

Les roches supracrustales et les complexes gneissiques de la Ceinture métasédimentaire sont interprétés comme un assemblage tectonique de roches volcaniques mafiques possiblement de bassin marginal, de séquences de marbre, d'un arc magmatique constitué des complexes gneissiques, et de séquences de plateformes (e.g., les quartzites). L'environnement volcanique felsique d'arc est suggéré, entre autres, par l'enrichissement mantellique de type de subduction autour de 1,3 milliard d'années enregistré par la signature isotopique des roches alcalines potassiques de la région ainsi que par la présence de trondhjémites dans le complexe de Bondy, lui-même interprété comme un vestige d'édifice volcanoplutonique.

La culmination du métamorphisme régional à 1.19 Ga enregistre un enfouissement à plus de 25 km de profondeur des roches de la région de Mont-Laurier. Ce métamorphisme et l'accolement de la Ceinture métasédimentaire à la Ceinture de Gneiss et au domaine de Morin avant 1.17 Ga est attribué à une collision arc-microcontinent-continent américain (Laurentia) antérieure à 1.19 Ga. L'abondance de fragments de mylonites dans la brèche de Rivard implique que la croûte inférieure était disséquée par des zones de cisaillement majeures à 1.08 Ga, ce qui est compatible avec ce modèle. Les xénolites de gabbro et d'anorthosite pourraient provenir d'intrusions litées apparentées aux intrusions mises en place à 1.16 Ga dans la région de Mont-Laurier. Entre 1.09 et 1.07 Ga, il y a eu fusion du manteau enrichi et mise en place des magmas alcalins potassiques (plutons dans les marbres et dykes dans le complexe gneissique de Bondy). Des chevauchements vers le nord-ouest après la mise en place du dyke auraient pour conséquence que les niveaux lithosphériques supérieurs échantillonnés se retrouveraient directement sous la surface actuelle, alors que les niveaux profonds seraient situés plus à l'est.

Les âges modèles de 1.9 Ga et la nature des xénolites dans le dyke impliquent qu'à 1.08 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur sous la région de Mont-Laurier étaient constitués de roches paléoproterozoïques remaniées et de roches mésoproterozoïques. Donc, la région reposait sur les

roches paléoproterozoïques en marge de la province du Supérieur et non sur le craton archéen. Bien que la région ait commencé à se refroidir dès 1190 Ma (d'après des âges U-Pb sur des monazites et des titanites), le gradient géothermique à 1.08 Ga était toujours élevé et en dehors du champ de stabilité des diamants.

Enrichissement du manteau à 1.3 Ga - implications pour le potentiel diamantifère

Même s'ils se sont mis en place en milieu continental, sur le craton nord-américain, ces magmas potassiques ont une signature géochimique et minéralogique d'arc insulaire. Les travaux sur les plutons potassiques et les xénolites indiquent que le manteau supérieur sous la Ceinture métasédimentaire à 1.08 Ga était un manteau initialement appauvri qui a été fortement enrichi autour de 1.3 Ga. Pour que les plutons potassiques soient si homogènes et aient une signature géochimique suggérant qu'ils proviennent directement d'une zone de subduction, l'enrichissement du manteau a dû être particulièrement important. Or, les modèles actuels suggèrent que de tels enrichissements sont pré-requis pour former les diamants. Bien que le gradient géothermique de la région ait été trop élevé pour que les lamprophyres précambriens de la région aient un potentiel diamantifère, il pourrait en être autrement pour des magmas plus récents, le gradient géothermique étant particulièrement bas présentement.

EXTENDED SUMMARY

Following its geological and geophysical surveys in the Mont-Laurier area, the Geological Survey of Canada (GSC) has reported the occurrence of a cupriferous hydrothermal system in the Bondy gneiss complex and of lower crustal and mantle xenoliths in the Rivard minette dyke which have fundamental implications for understanding the evolution of the Grenvillian orogen and its economic potential (Corriveau and Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1993, 1994, 1995).

Quartzofeldspathic gneiss complexes at granulite facies are common among the supracrustal rocks of the Mont-Laurier area (Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969). At reconnaissance scale, these complexes comprise a monotonous assemblage of charnockitic and related intrusive rocks, granulites, quartzofeldspathic gneisses of uncertain origin and intercalated supracrustal rocks. They have been considered sterile. The discovery of Cu mineralisation and hydrothermally altered rocks in the Bondy gneiss complex demonstrates the need to reassess the nature and the mineral potential of these complexes in the Central Metasedimentary Belt of Québec (Corriveau et al., 1994, 1995).

The Rivard breccia is a Mesoproterozoic minette lamprophyre dyke with ca. 50% exotic and locally derived xenoliths. Its wall-rock structures and its xenoliths provide fundamental insights on mechanism and rate of ascent of minette magmas, and on fragmentation processes during dyke propagation at deep crustal levels. It also documents mechanisms that inhibit minette magmas from reaching surface. The xenoliths place constraints on the crustal stratigraphy of the lower Grenvillian lithosphere, 1.08 Ga ago and on its present-day LITHOPROBE geophysical image.

This open file reports on the geology, geochemistry and isotope geochemistry of the Rivard dyke and its xenoliths and on the geology of the Bondy gneiss complex and its hydrothermal rocks. Data were acquired by the GSC in partnership with KWG Ressources through the GSC Industrial Partnership Program. The report includes a geological synopsis of the Mont-Laurier area (which we present in English herein) and a working tectonic model, based, among others, on GSC geological and geophysical surveys, research and U-Pb geochronology (NTS 31J/2, 3 and 6, and 31G/14; Martignole and Corriveau, 1991, 1993; Hetu and Corriveau, 1992, 1995; Corriveau et al., 1994, 1995; van Breemen and Corriveau, 1995). A few showings are also reported such as the copper showing in the Bondy gneiss complex and the nickel-copper showing in a pyroxenite associated with a gabbro sheet of the 1.165 Ga Lac Chevreuil intrusive suite. The synopsis provides a framework to discuss the tectonic and metallogenic implications of the Rivard minette dyke and the Bondy gneiss complex which, in turn, provide an additional tool to establish metallogenic models and exploration strategies in the area (e.g., Gauthier and Brown, 1986; Sangster et al., 1992; Nantel, 1994a, b; Lapointe, 1995).

The Central Metasedimentary Belt of Québec

The Central Metasedimentary Belt of Québec (CMB-Q; Wynne-Edwards, 1972) is characterized by the presence of supracrustal rocks, 1.3-1.2 Ga in ages, with a NNE-trending regional structural grain and metamorphosed at upper amphibolite to granulite facies (Indares and Martignole, 1990b; Boggs et al., 1994b; Corriveau et al., 1994; Friedman and Martignole, 1995). This belt is bounded to the west by the reworked Paleoproterozoic and Archean gneisses of the Central Gneiss Belt (Wynne-Edwards, 1972; Guo and Dickin, 1991; Sharma et al., 1993, 1995a, b). The boundary is lithologically abrupt and marked by the prominent, N-S trending Cayamant lineament (Lévesque and Sharma, 1994; Madore et al., 1994). Thin veneers of marble and associated metasediments occur to the west of this lineament and have been interpreted as klippen of CMB-Q material overthrust on top of the gneisses of the Central Gneiss Belt (Sharma et al., 1993, 1995a, b; Madore et al., 1994). To the west, the CMB-Q is separated from the voluminous plutons of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite of the Morin terrane by the Labelle shear zone (Indares and Martignole, 1990b; Martignole and Corriveau, 1991; Corriveau and Sharma, 1990).

The CMB-Q consists of a marble-rich domain to the west along the Gatineau River, a quartzite-rich domain to the east from Mont-Laurier to Nominiguingue and quartzofeldspathic gneiss complexes structurally below these two domains from the Lac des-Trente-et-Un-Milles eastward.

The marble-rich domain of the CMB-Q is underlain by calcitic and dolomitic marble with minor amphibolite (likely volcanic rocks), tourmalinite, metapelite, quartzite, graphitic and quartzofeldspathic gneisses, as well as zinc showings and a graphite mine (Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969; Bourne, 1970; Jacoby, 1975; Hogarth, 1981; Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985; Gauthier and Brown, 1986; Langlais, 1991; Williams, 1991; Daniellou, 1994; Madore et al., 1994; Nantel, 1994a). Uranium, thorium, molybdenum, and Ree showings also occur (Lapointe et al., 1993; Lapointe, 1995).

The quartzite-rich domain consists of quartzite and quartz-rich rocks with horizons of metapelite, graphitic, quartzofeldspathic and biotite gneisses, marble and calc-silicate rock (Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969; Rive, 1976; Dupuy et al., 1989; Corriveau et Jourdain, 1993; Corriveau et al., 1994). NE-trending elongate gneiss complexes are common in this domain and form granulite facies domes, structurally below the quartzite assemblages (e.g., the Bondy gneiss complex). The regional structural grain of the domain trends northeast-southwest and is mostly subvertical. However, in the Chénéville map sheet (31G/14), east-west trending antiforms with subvertical axial planes become abundant and seem to disrupt the Nominiguingue-Chénéville deformation zone (Rivard and Corriveau, in progress).

Dolomitic and serpentine-bearing marble occur amongst the quartzite at its interface with the marble-rich sequences in the Kiamika area (31J/3) and structurally above the quartzite-rich assemblages further south in the Chénéville area (31G/14; e.g., eastern shore of lakes Simon and Goéland and west of the Blanche river between lake Écho and Goéland; Tremblay et al., 1993; Corriveau and Rivard, work in progress). Lithologic changes from the marble-rich to the quartzite-rich supracrustal sequences are abrupt but not associated with a domain-bounding shear zone. It is uncertain if the two sequences were formed in two distinct basins and that structural evidences of their tectonic juxtaposition has been obliterated by the regional metamorphism or if the presence of magnesian marble should be interpreted in terms of a sedimentary facies changes between carbonates and quartz-rich sediments.

Gneiss complexes retain the highest-grade mineral assemblages in the area with peak temperature and pressure having reached 950°C and 10 kbar at ca. 1190 Ma (metamorphic zircon growth at 1190 ±10 Ma in a hydrothermal rock of the Bondy gneiss complex and at 1179 ±3 Ma and 1167 +4/-6 Ma in two orthogneisses; van Breemen and Corriveau, 1995). Monazite U-Pb ages, corresponding to a closure temperature of ca. 700°C, range from 1185 Ma to 1165 Ma (Boggs et al., 1994b; van Breemen and Corriveau, 1995; Corriveau et al., in press; Boggs, in preparation). Further regional U-Pb data can be found in Friedman and Martignole (1995).

The CMB-Q is dissected by north-south trending shear zones. The Heney shear zone (Langlais, 1991) is a strong lineament within the marble-rich domain that marks the western limit of gneiss complexes' occurrences, whereas the Nominique-Chénéville lineament (Dimroth, 1966) within the quartzite-rich domain is a 10 km-wide, subvertical deformation zone at amphibolite facies with anastomosing transcurrent ductile shear zones (Corriveau et al., 1994).

Monzonite and gabbro bodies occur throughout the CMB-Q (Wynne-Edwards et al., 1966). These intrusions cut across the gneisses and include gneiss xenoliths. They commonly preserve igneous textures and are not migmatized except for a few amoeboid leucosomes in intrusions along the Labelle shear zone. The suite, herein named the Lac Chevreuil intrusive suite, includes:

- porphyroid monzonite plutons,
- subcircular, vertically-layered mafic intrusions,
- sheet-like intrusions of monzonite, diorite and locally gabbro, and
- lamprophyric and dioritic composite net-veined dykes (Corriveau, 1991; Corriveau and Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994, 1995).

U-Pb ages indicate that these intrusions were emplaced more than 20 m.y. after peak metamorphism, within a very short interval, from 1167 to 1164 Ma (van Breemen and Corriveau, 1995).

A nickel-copper showing (NTS 31J/12; UTM: 5162750m N, 425100m E) with 6185 ppm Cu, 5154 ppm Ni, 478 ppm Co,

9wt.%MgO, 26wt.% Fe₂O₃, has been discovered in a pyroxenitic facies of the gabbro sheet, west of Grand Remous. The pyroxenite is mineralized in chalcopyrite and in nickelliferous pyrrhotite. Pyroxenitic facies occur also in the vertically-layered mafic intrusions (Corriveau and Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994, 1995). In the Lac Montjoie intrusion, they cut across the gabbro-norite layering and locally have ca. 1 wt% chalcopyrite and 2% pyrrhotite (UTM: 488750m E, 5127350m N; 368 ppm Ni, 808 ppm Cu).

The style of emplacement, the size and the extent of deformation of the intrusive bodies vary across the belt (Corriveau et al., 1995) and provide a tool to establish which area were reactivated after the regional metamorphism at 1.19 Ga, when they were reactivated and to what extent their units and their regional structures were reworked.

- Within the gneiss complexes, composite 1165 Ma net-veined dykes preserve intricate magma mingling textures and were shielded from late-stage deformation. By behaving as rigid bodies, the gneiss complexes escaped late-stage deformation and recrystallization and retain peak regional metamorphism structures and mineral assemblages.
- The synkinematic emplacement of the concordant monzonite and diorite sheet intrusions in the Nominique-Chénéville deformation zone at 1165 Ma and their pre-1156 Ma conjugate shearing record a late grevillian compressive event. In that area, structures related to the regional metamorphism are partly overprinted. Sheet-like intrusions, similar to those of the Nominique-Chénéville zone, also occur in the Labelle and Cayamant shear zones and along the poorly defined northern boundary of the CMB-Q (Fig. 1; Wynne-Edwards et al., 1966; Kretz, 1977; Kretz et al., 1989; Corriveau, 1991; Martignole and Corriveau, 1991). Like the Nominique-Chénéville corridor, these zones have also acted as conduits for the 1.165 Ga magmas (e.g., Kretz et al., 1989; Corriveau et al., 1994, 1995).
- In the Cayamant shear zone, the monzonite bodies are mylonitized but not migmatized. The lack of migmatization contrasts with the host gneisses and indicates that the plutons postdate regional metamorphism even along the western boundary of the CMB-Q with the Central Gneiss Belt. But the mylonitization indicates that shearing was extensive after emplacement of the plutons throughout the western part of the CMB-Q. Hence, there was reactivation of the western boundary of the CMB-Q after 1165 Ma. The west-verging isoclinally folded nature of the mafic dykes in this area (whereas similar dykes within the CMB-Q are not deformed) records a post-1165 Ma west-verging thrusting episode.

The Lac Chevreuil porphyroid monzonite suite and its cogenetic mafic rocks were emplaced contemporaneously with the onset of the anorthosite-monzonite-charnockite-granite suite in the Morin domain (Emslie and Hunt, 1990; Doig, 1991; Corriveau et al., 1995, in press). Their spatial distribution indicates that by 1165 Ma, the CMB-Q was contiguous with the Morin domain and with the Central Gneiss Belt. Convergence of these crustal blocks is attributed to a pre 1.19 Ga arc/microcontinent-continent collision (this

work, c.f., Hammer and McEachern, 1992 for the Ontario segment). Differential cooling and uplift followed emplacement of the Lac Chevreuil intrusive suite as evidenced by titanite ages younging southeastwards from 1165 Ma to 1105 Ma (van Breemen and Corriveau, 1995).

Between 1090 and 1070 Ma, K-rich alkaline plutons and minette dykes (see below) with an arc affinity were emplaced along the CMB of Québec and Ontario (Corriveau et al., 1990, 1994; Corriveau and Gorton, 1993). The Montagne Noire pluton (NTS 31G/14) shares the same age as this suite (1077 ± 2 Ma; van Breemen et Corriveau 1995). In Québec, the plutons are spatially associated with marble-rich country rock but coeval dykes with exotic xenoliths are found only in a gneiss complex. Diapirism and expansion of these plutons through sequential nesting induced radial shortening of the country rock on <2 km radius (Corriveau and Leblanc, 1995). The area and the K-rich alkaline plutons cooled below 480°C at ca. 1.04 Ga (Hanes et al., 1994; Martignole et al., 1994).

The 1063 Ma NE-trending Guenette granite is elongate parallel to the regional structural trends and occurs along the boundary between the marble- and quartzite-rich domains (Corriveau et al., in press). The granite has a weak foliation of unknown origin. Dykes of carbonatite have been reported 1) in the Gatineau area (Hogarth et al., 1985; 1030 Ma, Hogarth and van Breemen, in press), 2) within the biotite-calcite syenite of the K-rich alkaline Gracefield pluton (a priori 1.08 Ga; Corriveau and Gorton, 1993) and 3) to the north-west of the Baskatong pluton in the Mercier bay of the Baskatong reservoir (Lapointe et al., 1993). Late pegmatite dykes are locally deformed, but diabase dykes are not.

The Bondy gneiss complex

The Bondy gneiss complex (30 x 15 km; NTS 31J/3 and 6) could be a remnant volcanic-plutonic complex apparently complete with high-level volcanogenic rocks containing what is interpreted as the remains of an exhalative Cu-bearing hydrothermal system and deeper level felsic intrusions such as a 1240 ± 10 -20 Ma tonalitic pluton. Previously considered sterile, and systematically avoided during mineral exploration, the Bondy gneiss complex includes, from north to south, within a folded 12 km long by ca. 100 m wide band:

- a magnesian tourmalinite unit cut by ameboid quartz veins with kornerupine crystals up to 10 cm long,
- a magnesian unit with quartz, plagioclase, cordierite, orthopyroxene, kornerupine, tourmaline and phlogopite,
- aluminous gneisses with sillimanite-biotite-garnet, sillimanite-orthopyroxene-cordierite, or cordierite-kornerupine-orthopyroxene assemblages,
- garnetites with magnetite and chalcopyrite or with biotite,
- sillimanite and quartz gneisses with pyrrhotite,
- layered metabasite, chalcopyrite metabasite and laminated quartzofeldspathic gneisses,
- granitic, trondhjemitic and leucogabbroic gneisses, as well as
- metamorphosed mafic sills with anorthositic layers.

Cu values reach 6540 ppm in a garnetite, 5073 ppm in an associated metabasite lense. Anomalous gold values of 644 and 906 ppb Au occur in two aluminous gneisses. The Cu showing (1 to 7% chalcopyrite) is located at the eastern hinge of a kilometric S fold, whereas a breccia dyke, structurally above the expected extension of the hydrothermal system along the western antiform, includes xenoliths of massive Fe-sulfides. In contrast to the supracrustal rocks in the area, the aluminous lithofacies have very low Ca and are enriched in Na, K, Mg and Zr. They are interpreted as granulite facies equivalents of hydrothermally altered rocks and the garnetites and tourmalinites as metamorphosed exhalites. Such lithofacies are often considered metallotects for massive sulfide and/or gold mineralization (Bernier and Maclean, 1993; Nantel, 1994a, b). Two metallogenic models should be tested concerning this new Cu showing: a SEDEX (sedimentary-exhalative) model, and a VMS (volcanogenic massive sulfide) model. The presence of copper, Mg-rich alteration, and rocks with a possible volcanic origin suggest a volcanogenic massive sulfide-type setting. A better understanding of the genetic link between the mineralisation and the Bondy gneiss complex could lead to new exploration guides in the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province as gneiss complexes are abundant in the area and still only mapped at reconnaissance scale.

Characteristics of the Rivard dyke and its xenoliths

Setting- The Rivard dyke ($> 200 \times 1.7$ m) is 1.08 Ga in age, N-S trending, steeply dipping, with multiple lamprophyre injections and 40 to 70% xenoliths. It was emplaced 100 m.y. after regional metamorphism at a mid-crustal level. A second minette dyke containing a few xenoliths, the Girard dyke, outcrops 8 km due south. These dykes likely belong to a regional north-south fracture system. Analyses of heavy mineral concentrates in the host lamprophyre and in the tills down glacier from the Rivard breccia have not revealed any indicator mineral associated with kimberlites.

The host lamprophyre is a minette with biotite and clinopyroxene phenocrysts and a groundmass of alkali feldspar, plagioclase, clinopyroxene, biotite, amphibole, apatite, titanite, sulphides and quartz. Xenocrysts include clinopyroxene, K-feldspar, garnet, orthopyroxene, titanite, quartz and zircon. Xenoliths include dunite, wehrlite, websterite, pyroxenite, mafic granulite, gabbro, metabasite, calc-silicate rock, granitic rock, gneiss and quartzite.

Composition- The lamprophyre is ultrapotassic ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ in wt.% = 2.2; 5 wt.% K_2O ; 50 wt.% SiO_2 ; 6 to 9 wt.% MgO) and enriched in large-ion-lithophile elements and light-rare-earth elements (3000 ppm Ba; 95 ppm Ce; 1700 ppm Sr; $\text{La}/\text{Yb} = 20$). It is coeval with a 450 km-long belt of 1.09-1.07 Ga K-rich alkaline plutons characterized by geochemical signatures typical of island arcs. The dykes are coeval with a 450 km long belt of 1.08 Ga K-rich alkaline plutons characterized by geochemical signatures typical of island arcs (Corriveau, 1990; Corriveau et al., 1990; Corriveau and Gorton, 1993). The arc signature may be interpreted isotopically in terms of

a 1.3 Ga subduction-related mantle enrichment event (Corriveau and Amelin, 1994).

Age and composition of xenoliths - The xenoliths of garnet-, Al-spinel- and phlogopite-clinopyroxenites and websterites (Mg# 56-92, Cr: up to 3400 ppm; Al₂O₃: 3-18 wt.%), and mafic granulites have ca. 1.9 Ga Nd and Pb model ages. Garnet-clinopyroxene Sm-Nd and Pb-Pb ages cluster around 1.08 Ga, indicating that the xenoliths have reequilibrated until their extraction by the host lamprophyre. Younger Rb-Sr ages between 630-840 Ma are indicative of post-crystallization resetting in garnet. Dunite and wehrlite (metamorphic textures, Mg# 87, and olivine with Fo 90-94) xenoliths have unusually low Ni (ca. 40 ppm) and Cr (ca. 125 ppm) and their spinel is aluminous. Their origin is uncertain.

Depth of origin - These xenoliths record maximum P-T conditions of ca. 25 kbar and 1050°C, and lie on a high geothermal gradient outside the diamond stability field. Initial ϵ_{Nd} and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for clinopyroxene are coeval with those of the potassic plutons, but initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are distinctly higher. This apparent absence of xenoliths from the source, the maximum pressure of equilibration of the xenoliths at mantle depth, and the clinopyroxene-phlogopite cumulus xenoliths, possibly cognate with the host lamprophyre, suggest that magma did not ascend directly to the surface from its source, but instead ponded in the upper mantle. Thus, the pressures recorded provide only a minimum depth of origin (75 km) for this type of magma.

Composition of the lower crust - The abundant mylonite and gabbroid xenoliths indicate respectively that the lower crust was already dissected by major shear zones at 1.08 Ga and that 1165 Ma layered intrusions coeval with those of the Mont-Laurier area may be common at depth. Emplacement of the dyke postdates collage of the host arc terrane to Laurentia and its Archean craton (see below). Due to further thrusting on Laurentia after dyke emplacement, parts of the lithosphere sampled by the dyke lay directly beneath the surface exposure but others are likely now further east.

Ascent mechanism of minette-type lamprophyre

Insights on fragmentation processes during dyke propagation at deep crustal levels and mechanism of xenolith transport in minette magmas are preserved in the Rivard breccia. Field evidence, such as dyke-parallel apophyses and wall-rock fragments broken free to various extent, indicate that the xenolith formed through 1) early fracturation of wall rock by inelastic deformation at high confining pressure during dyke propagation, 2) intrusion of magma in fractures with progressive detachment of fragments from the walls (Morin and Corriveau, in press). Pre-existing discontinuities had minor effects on dyke propagation or xenolith formation. The high variety of xenolith types suggests that this fragmentation process operated on an extensive section of the lithosphere. The deep setting of the dyke combined with pre-heating of the country-rock by early injection of magma and continuous delamination led to partial melting of the walls, formation of

pseudobreccias, as well as mechanical (fragment detachment) removal of early formed chilled margins. Rapid ascent of the magma is suggested by the presence of large dense fragments and the brittle-to-ductile deformation at the margins of some xenoliths implying strong impact. A minimum ascent velocity of 50 cm/s is estimated from the settling rate of a 40 cm pyroxenitic xenolith. The minette magma had a low viscosity of ca. 4×10^1 Pa·s, but the high xenolith content increased the effective viscosity of the liquid-solid mixture to ca. 10^3 Pa·s during emplacement. This favored laminar flow of the magma as well as xenolith suspension, and probably prevented the dyke from reaching the surface. Although, the ability to fragment and incorporate xenoliths from great depth is one of the pre-requisite for magmas to carry diamonds, it was so efficient that in the present setting, it led to solidification at mid-crustal level instead of the magma reaching the surface. Structural studies on coeval plutons indicate that marble horizons at these depths can also stop and trap this type of magma and inhibit it from reaching the surface. The ascent conditions seem also poor for preservation of diamonds: stagnation in the upper mantle, long crustal residence time, intense fracturation and breccification. In conclusion, the emplacement mechanism of K-rich alkaline magmas in the Mont-Laurier area provide a case example of impediments to minettes extrusion and diamond potential.

Tectonic evolution of the Mont-Laurier area

The mantle underlying the Mont-Laurier area was initially depleted (MORB type). Its enrichment in large-ion-lithophile elements at ca. 1.3 Ga is attributed to subduction which may have generated a magmatic arc (1.3 Ga) with felsic volcanism, sub-volcanic intrusions and hydrothermal activity (e.g., the Bondy gneiss complex). Slightly prior to 1185 Ma, arc-microcontinent-continent collisions led to a complex collage of terranes to Laurentia and to regional metamorphism. The rocks of the Mont-Laurier area were then thrust westward upon the Paleoproterozoic gneisses at the margin of the Superior Archean craton and themselves were buried under ca. 25 km of rocks from colliding arcs or microcontinents.

Between 1.09 and 1.07 Ga, partial melting of the enriched mantle at the margin of Laurentia generated K-rich alkaline magmas. The arc signature of the magma suggests that the early subduction-related mantle enrichment was pervasive. 1.9 Ga model ages of mafic and ultramafic xenoliths suggest that Archean (or remobilized Archean rocks) were absent underneath the Mont-Laurier area at the time of emplacement. The abundance of mylonite fragments, however, support the regional tectonic model of arc-microcontinent-continent collisions prior to 1.1 Ga. At 1090 Ma, the geothermal gradient was still very high and outside the stability field of diamond. Thus, alkaline magmas older than 1 Ga in the SW Grenville Province are not likely to have any diamond potential. However, the mantle underlying the Mont-Laurier area has been highly enriched at 1.3 Ga. As the geothermal gradient of today is much lower, more recent alkaline magma (lamproite or kimberlite) if present may have a diamond potential.

1. INTRODUCTION

Les levés de la Commission géologique du Canada ont mis en évidence des entités géologiques comme le complexe gneissique de Bondy et le dyke de minette de Rivard, qui présentent un intérêt tectonique et métallogénique pour la région de Mont-Laurier, Québec (Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1993, 1994). Les complexes gneissiques de la région de Mont-Laurier (Wynne-Edwards et al., 1966) sont dominés par des assemblages monotones de gneiss quartzofeldspathiques au faciès des granulites et par des charnockites et autres granitoïdes. Ils constituent des entités d'origine incertaine, distinctes des séquences riches en marbre et en quartzite de la région. Considérés stériles, ils ont été évités lors des campagnes d'exploration menées dans la région. Le complexe de Bondy (30x15 km), au sud de Mont-Laurier, est dominé par des gneiss granitiques à tonalitiques ainsi qu'une masse tonalitique datée à 1240 Ma. On y a découvert, dans sa partie nord, des grenatites cuprifères, des tourmalinites, des gneiss alumineux ou magnésiens et des roches mafiques à felsiques rubanées. Ces lithofaciès représentent possiblement les reliques d'un système hydrothermal sous-marin cuprifère à l'intérieur d'un complexe volcano-plutonique. Leur présence apporte un élément nouveau quant à la nature des complexes gneissiques de la région et remet en question le faible potentiel métallogénique qui leur a été attribué jusqu'à présent.

La brèche intrusive de Rivard consiste en un dyke de minette (lamprophyre ultrapotassique) avec des milliers de xénolites de la croûte inférieure et du manteau. Elle est située dans la réserve faunique de Papineau-Labelle au sud de Mont-Laurier et au nord du lac Clouthier (UTM, coordonnées de la projection transverse universelle de Mercator dans la zone 18: 478420m E, 5131550m N; SNRC 31J/6; Tremblay et al., 1993, 1996; Corriveau et al., 1995). Cette brèche s'est mise en place à 1.08 Ga dans le complexe gneissique de Bondy (Fig. 1b). Elle appartient à une suite intrusive alcaline potassique qui regroupe une vingtaine de plutons en Ontario et au Québec (étendue: 450 km; Corriveau et al., 1990).

La découverte de micro- et macrodiamants dans le dyke de minette d'Akluilâk dans les Territoires du Nord-Ouest (Northern Miner, 1995a, b; MacRae et al., 1996), indique que les magmas apparentés aux minettes peuvent être porteurs de diamants. Bien que nos travaux indiquent que cette brèche soit stérile et de faible étendue, l'étude des xénolites, témoins de la lithosphère à 1.08 Ga, permet de vérifier deux hypothèses fondamentales pour la prospection diamantifère dans le sud-ouest de la province de Grenville:

- Le craton archéen de la province du Supérieur, localement diamantifère (Brummer et al., 1992a, b) s'étendait-il sous la province de Grenville à 1.08 Ga?
- La source du magmatisme ultrapotassique de la Ceinture métasédimentaire est-elle à plus de 150 km de profondeur comme celle de certaines minettes (Ehrenberg, 1979)?

De plus, la structure des épontes et des xénolites fournissent des indices sur les processus de fragmentation, de propagation de dykes et de transport de xénolites durant l'ascension des

magmas de type minette à travers la croûte profonde (Morin et Corriveau, sous presse).

Le présent dossier public fait le point sur l'état actuel des connaissances sur la brèche de Rivard et le complexe gneissique de Bondy. Afin d'en préciser le contexte géologique régional et de mettre en perspective leurs implications tectoniques et métallogéniques, le dossier inclut aussi un exposé succinct de la géologie de la Ceinture métasédimentaire au Québec et un modèle tectonique de travail.

1.1. Géologie de la région de Mont-Laurier

Les roches supracrustales et les intrusions mésoprotérozoïques (1.3 à 1.2 Ga) de la région de Mont-Laurier constituent la partie nord de la Ceinture métasédimentaire de la province de Grenville (Fig. 1; Wynne-Edwards, 1972). Cette ceinture s'étend du réservoir Mitchinaménu, au nord de Mont-Laurier, jusqu'en Ontario et aux États-Unis. Elle est l'hôte d'un des plus grands gisements de zinc au monde, la mine de Balmat-Edwards dans les Adirondacks (ca. 30 Mt à 10% Zn et 0.7% Pb; Fig. 1a). En Ontario, la ceinture a été subdivisée en terranes (Bancroft, Elzevir/Sharbot Lake et Frontenac; Fig. 1a; Moore, 1982; Easton, 1992). Ces terranes sont caractérisés par un assemblage lithologique et une évolution structurale ou métamorphique distincte et délimités par des failles (Davidson, 1986, 1995; Easton, 1992).

Au Québec, la Ceinture métasédimentaire est bordée à l'ouest par les gneiss paléoprotérozoïques et archéens remobilisés de la Ceinture centrale de Gneiss (domaines du Pytonga et de Baskatong-Dozois; Fig. 1b; Wynne-Edwards, 1972; Indares et Martignole, 1990a; Guo et Dickin, 1991; Martignole et Friedman, 1993; Sharma et al., 1993, 1995b; Madore et al., 1994). La limite entre ces deux ceintures est lithologiquement abrupte et marquée par un linéament proéminent, la zone de cisaillement de Cayamant (Fig. 1a, b; Sharma et al., 1993; Lévesque et Sharma, 1994; Madore et al., 1994). Les minces placages de marbre et autres roches supracrustales associées, identifiés dans la Ceinture centrale de Gneiss, ont été interprétés par Sharma et al. (1993, 1995a) comme des klippes de la Ceinture métasédimentaire chevauchés sur la Ceinture de Gneiss. Les séquences de paragneiss et les suites intrusives de la région de Mont-Laurier se poursuivent plus au nord (Wynne-Edwards et al., 1966; Corriveau, données jointes à la carte synthèse de A. Davidson, en préparation). Toutefois, la relation tectonique entre la marge nord de la Ceinture métasédimentaire et les grandes étendues de gneiss quartzofeldspathique de la Ceinture centrale de Gneiss (Wynne-Edwards et al., 1966) est présentement incertaine. À l'est, la ceinture est séparée des grands complexes plutoniques du domaine de Morin (terrane de Morin; Rivers et al., 1989) par la zone de cisaillement de Labelle (ZC-L, Fig. 1a, b; Indares et Martignole, 1990b; Corriveau et Sharma, 1990; Martignole et Corriveau, 1991, 1993).

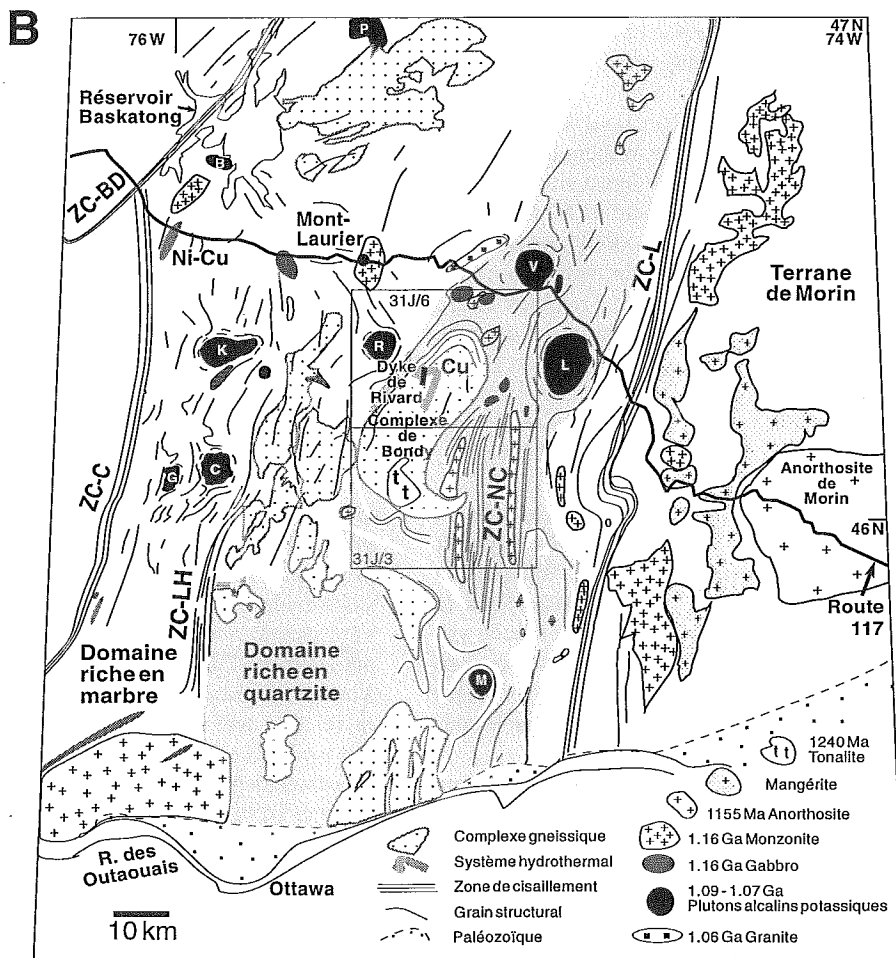
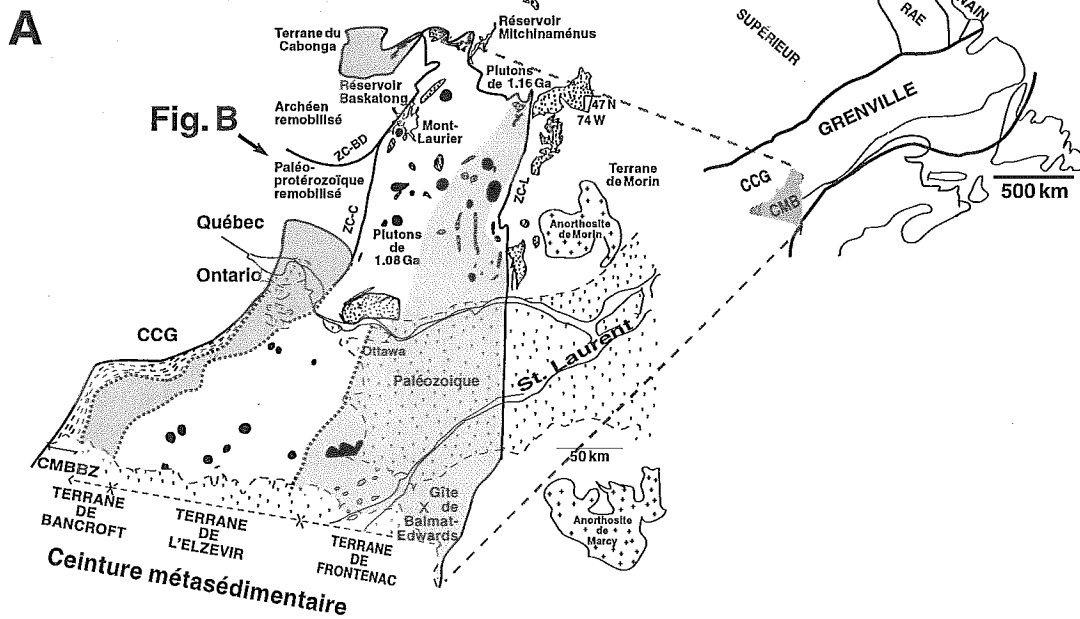


Figure 1: Géologie de la Ceinture métasédimentaire.

A. Grandes subdivisions de la Ceinture en Ontario et au Québec (voir texte pour les références).

B. La Ceinture métasédimentaire au Québec; grain structural (Wynne-Edwards et al., 1966; Jacoby, 1975; Rive, 1976; Gauthier, 1982; Martignole et Corriveau, 1991; Corriveau et al., 1994). Les zones de cisaillement sont: ZC-BD - de Baskatong-Désert (Sharma et al., 1993); ZC-C - du lac Cayamant (Sharma et al., 1993); ZC-LH - du Lac Heney (Langlais, 1991); ZC-NC - de Nominigüe-Chénéville (Dimroth, 1966; Corriveau et al., 1994); ZC-L - de Labelle (Indares et Martignole, 1990b; Corriveau et Sharma, 1990).

Deux grands domaines de roches supracrustales au grain structural orienté NNE-SSO dominant dans la région de Mont-Laurier: 1) le domaine riche en marbre à l'ouest, le long de la rivière Gatineau, et 2) le domaine riche en quartzite à l'est, de Mont-Laurier à Saint-Jovite (Fig. 1). Des complexes de gneiss quartzofeldspathiques affleurent sporadiquement parmi ces deux domaines, à partir de la rivière Gatineau et du lac des-Trente-et-Un-Milles jusqu'à la zone de Labelle. Ces complexes sont des entités distinctes des séquences de marbre et de quartzite et constituent la troisième composante de la ceinture (Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969). Ils préservent les assemblages métamorphiques de plus haut grade et forment des dômes, structurellement sous les séquences de quartzite et de marbre (e.g., Corriveau et al., 1994, travaux en cours avec B. Rivard). Leur distribution et la structuration régionale suggèrent qu'ils représentent les niveaux crustaux les plus profonds de la ceinture et en forment une composante importante en profondeur. Le métamorphisme régional aux faciès des amphibolites supérieures et des granulites a culminé autour de 1.19 Ga (Boggs et al., 1994b; van Breemen et Corriveau, 1995).

Le domaine de marbre comprend des marbres calcitiques et dolomitiques intercalés avec des roches calco-silicatées, des quartzites et des gneiss pélitiques ou quartzofeldspathiques (Wynne-Edwards et al., 1966; Jacoby, 1975; Hogarth, 1981; Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985; Gauthier et Brown, 1986; Langlais, 1991; Williams, 1991; Madore et al., 1994). On y retrouve des dépôts de zinc associés à des amphibolites d'origine volcanique et des tourmalinites, des dépôts de graphite (e.g., la mine Stratmin Graphite) ainsi que des indices d'uranium, de thorium et de molybdène (Gauthier, 1982; Gauthier et al., 1985; Williams, 1991; Lapointe et al., 1993; Daniellou, 1994; Nantel 1994a, b; Lapointe, 1995).

Dans le domaine de quartzite, les quartzites et les gneiss siliceux prédominent et sont intercalés avec des horizons de métapélites, de gneiss quartzofeldspathiques à biotite ou graphite, de gneiss alaskitiques, de marbres, de roches calco-silicatées et d'amphibolites ainsi qu'avec des feuillets de tonalites de 1280 Ma (Tableau 1; Wynne-Edwards et al., 1966; Rive, 1970; Dupuy et al., 1989; Martignole et

Corriveau, 1991, 1993; Corriveau et Jourdain, 1992, 1993; Corriveau et Madore, 1994; Corriveau et al., 1994; Ciesielski et Sharma, 1995; Friedman et Martignole, 1995). Des indices de graphite (e.g., au sud du lac Pimodan, Tremblay et al., 1993) et des gneiss à teneurs anormales en Au, Co et Mo sont localement présents (Tableau 1).

Des unités de marbres dolomitiques et à serpentine peuvent être tracées sur des dizaines de kilomètres dans la région de Chénéville (31G/14; e.g., le long de la rive est des lacs Simon et du Goéland et de la rive ouest de la rivière Blanche entre les lacs Écho et du Goéland; Tremblay et al., 1993, 1996; Corriveau et Rivard, travaux en cours). Ces unités forment des plis d'amplitude kilométrique orientés nord-sud ou est-ouest et sont structurellement au-dessus des quartzites. Ainsi, si ces séquences appartiennent au domaine des marbres, ce dernier serait structurellement par dessus le domaine des quartzites. Ces horizons magnésiens se poursuivent plus au nord, à l'ouest du complexe de Bondy. Ils sont situés à l'interface domaine de marbre-domaine de quartzite. Leur présence à cette interface peut signifier un changement de faciès sédimentaire impliquant que les séquences marbre-quartzite, ou certaines de leurs composantes, se seraient formées dans un même bassin. Toutefois, les changements lithologiques abrupts entre les trois composantes de la ceinture suggèrent qu'ils ont été juxtaposés tectoniquement. L'absence de zone de cisaillement limitrophe entre ces composantes ne signifie pas nécessairement que les changements lithologiques soient primaires, le métamorphisme régional ayant possiblement oblitéré les reliques de failles.

La ceinture est disséquée par plusieurs corridors de déformation parallèles au grain structural régional et caractérisés par des linéaments proéminents (Fig. 1b). La zone de cisaillement de Heney (ZC-LH, Fig. 1b; Langlais, 1991) recoupe le domaine riche en marbre et marque la limite ouest des complexes gneissiques. La zone de déformation de Nominigüe-Chénéville (ZC-NC, Fig. 1b; Corriveau et al., 1994) recoupe le domaine des quartzites. Cette zone de déformation, d'une puissance de 10 km, est caractérisée par un réseau de zones de cisaillement conjuguées (Rivard et al., 1996) et par des intrusions de monzonite et de diorite stratoïdes dans des paragneiss au faciès des amphibolites (Corriveau et al., 1994, 1995). Ces feuillets appartiennent à la suite intrusive du Lac Chevreuil.

La suite du Lac Chevreuil est constituée de plutons et de stocks de monzonite porphyroïde, d'intrusions gabbroïques massives ou avec litage vertical ainsi que de feuillets stratiformes de monzonite porphyroïde, de diorite et localement de gabbro. Des dykes de diorite et de lamprophyre, communément composites et présentant une texture en filet, sont typiquement associés aux intrusions de cette suite et sont un des éléments qui en permettent le traçage régional (Corriveau, 1991; Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994, 1995, sous presse).

Tableau 1: Analyses chimiques de roches de la région de Mont-Laurier avec teneurs anormales en Ni, Cu, Co, Cr, Au, Mo ou V

Suite Pluton Échantillon Type UTM m E UTM m N SNRC	Paragneiss								Suite plutonique du Lac Chevreuil								Kensington-Skootamata			
	164	1091b	4118	1476b	4544	3560a	3560d	3560e	Diable		Kar-Ha-Kon	Roches	St-François	Sucrerie	Gr-Remous	Montjoie	Rolleau		Kensington	
	paragneiss	homblendite	rx calco-silicatée	paragneiss	veine	1399b	1573b	1801a	23	2125a	133	5035	5021	4300	4947	dmc1500				
	501900	484073	491440	477170	465800	497830	497830	497830	482560	480680	474790	505280	487940	508450	425100	488750	481750	481600	438900	
	5098490	5135910	5114320	5134232	5094400	5114250	5114250	5114250	5139510	5144980	5130384	5110520	5141277	5104350	5162750	5127350	5132800	5132750	5139900	
	31 J/2	31 J/6	31 J/3	31 J/6	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/3	31 J/6	31 J/6	31 J/6	31 J/2	31 J/6	31 J/2	31 J/12	31 J/6	31 J/6	31 J/6	31 J/5	
%Poids																				
SiO2*	67,52	46,34	50,69	47,64	49,94	54,70	39,88	52,20	49,38	48,51	14,34	51,81	51,36	50,56	27,07	46,84	39,57	40,25	42,93	
TiO2*	1,44	0,94	0,54	0,89	1,01	0,49	0,31	1,91	0,96	0,77	8,87	0,76	0,37	0,47	2,31	0,88	0,54	0,32	1,09	
Al2O3*	15,29	10,98	5,33	10,52	12,41	4,69	9,88	19,60	8,24	6,31	5,68	13,59	17,31	10,08	5,81	4,24	4,64	4,87	6,77	
Fe2O3*	3,68	9,42	7,98	9,16	10,08	21,44	28,98	9,87	12,60	12,67	57,16	9,05	7,42	9,21	26,25	14,09	15,12	15,51	11,41	
MnO*	0,01	0,16	0,15	0,07	0,16	0,13	0,09	0,05	0,16	0,18	0,27	0,15	0,13	0,16	0,19	0,24	0,21	0,21	0,15	
MgO*	2,18	15,71	16,69	5,26	11,27	4,47	4,35	3,17	12,97	12,44	5,18	10,69	8,37	17,38	9,16	13,80	32,21	31,68	14,28	
CaO*	6,63	10,00	15,49	7,71	10,31	5,46	3,84	2,15	12,43	14,75	4,00	8,62	9,44	8,41	11,20	15,88	2,60	2,69	15,35	
Na2O*	0,43	1,30	0,81	1,26	1,51	0,71	0,00	5,29	0,93	0,84	0,37	2,93	2,56	1,53	0,93	0,49	0,70	0,66	0,96	
K2O*	3,17	2,05	0,88	4,28	2,08	0,11	0,11	1,53	0,24	0,14	0,09	1,45	0,57	1,32	0,33	0,05	0,54	0,58	1,03	
P2O5*	0,91	0,54	0,31	0,59	0,43	0,07	0,04	0,08	0,03	0,08	0,02	0,19	0,05	0,24	2,86	0,05	0,14	0,18	0,55	
PTF	0,08	0,03	1,87	10,70	0,65	8,30	13,61	2,73	2,00	1,81	0,41	0,11	0,54	0,09	9,61	1,29	1,37	2,08	2,73	
S	0,02	0,18	0,19	4,61	0,00	7,82	12,90	1,40	0,75	1,90	1,69	0,14	0,00	0,20						
Total	101,34	97,47	100,74	98,08	99,85	100,57	101,09	98,58	99,94	98,50		99,35	98,12	99,45	95,72	97,85	97,64	99,03	97,25	
ppm																				
Nb* (2)	15	0		14	0	4	0	19	6	13	67	0	0	0	7	4	3	0		
Zr* (2)	204	166		149	257	108	55	341	75	63	62	103	25	35	52	55	92	88		
Y* (5)	26	26		27	22	42	13	25	27	27	24	21	11	18	39	40	13	15	32	
Sr* (2)	69	668		72	598	23	333	219	449	189	69	484	534	472	941	54	267	203	655	
Rb* (2)	62	32		74	32	5	9	45	3	0	0	32	9	28	0	10	9	15	38	
Ni* (5)				53	157	97	89	65	427	323	276		121		5154	368	1755	1670	1009	
Cu* (3)				70	29	127	155	62	994	252	274		53		6185	808	130	111	521	
Zn*	10**	110**	100**	35	82	39	58	62	80	76	581	30**	60	90**	204	70	114	116	98	
Pb* (5)				5	9	19	25	15	0	0	0		0	33	17	<5	12	24		
Ga* (3)				5	15	10	31	22	5	7	23		12	15	9	7	4	7		
V*				165	329	207	300	346	271	386	8596		112		552	369	140	112	199	
As** (0,5)	0	0	0	0	4	3	1													
Au** (0,005)	0,023	0	0	0	0,058	0	0,009													
Ba** (100)	176	1216	445	416	983	< 50	0	286	101	161	0	436	302	586	380	202	388	270	1162	
Cs** (0,5)	1,7	0,8	0,9	0,5	0	0	0	3,2	0	0	0	1,0	0	0,8	0	0,5	0	0,6	2,6	
U** (0,5)	3,7	1,2	0,9	3,7	0,6	3,2	1,5	3,8	0	0	0	1,2	0	1,7	1,9	0	0	0	0,9	
Th** (0,2)	7,3	3,3	4,3	6,3	1,5	10,8	2,7	39,9	0,3	0,4	0,0	3,0	0,5	3,5	2,5	0	0,5	0,7	1,6	
Sc** (0,1)	11,0	38,0	35,1	12,0	35,0	35,7	35,9	14,9	46,1	54,5	22,9	27,0	19,9	28,0	22,6	63,0	11,4	10,8	35,1	
Hf** (0,2)	5,5	4,9	2,3	4,1	7,2	4,1	1,5	9,8	2,4	1,6	1,0	2,2	0,8	2,4	2,2	1,5	1,6	2,3	3,5	
Ta** (0,3)	1,1	0,3	0	0,6	0	0	0	2,2	0	0	0	0,3	0	0,2	0	0	0	0	0,4	
Cr** (5)	135	1696	1438	46	934	46	41	127	866	322	68	658	387	2150	193	191	2575	2411	696	
Co** (1)	11	69	41	28	45	51	70	30	86	96	197	51	35	69	461	73	126	126	85	
Mo** (2)	7	0	0	10	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
La** (0,5)	22,0	38,0	37,9	29,0	19,5	46,8	7,1	119,0	7,3	6,0	1,3	17,0	5,6	25,0	77,3	3,1	6,5	8,4	36,9	
Ce** (2)	51	90	93	56	44	86	13	223	24	19	3	41	12	59	193	11	17	19	93	
Nd** (5)	25	51	68	28	28	38	10	92	25	14	0	21	7	30	132	14	12	14	75	
Sm** (0,05)	5,20	10,00	14,65	5,53	5,42	7,59	2,71	14,90	6,69	4,75	1,26	4,40	1,50	5,80	21,34	4,30	2,41	2,12	14,10	
Eu** (0,1)	1,2	2,3	3,2	1,4	1,5	1,5	0,5	2,4	1,4	1,1	0,4	1,0	0,7	1,2	4,8	1,2	0,7	0,6	3,3	
Tb** (0,1)	0,6	1,1	1,2	0,7	0,7	1,3	0,4	1,4	0,9	0,7	0,2	0,6	0,2	0,6	1,7	0,9	0,3	0,2	1,4	
Yb** (0,2)	2,3	2,1	1,9	2,5	2,6	5,0	1,5	2,0	2,4	2,4	0,7	1,8	0,9	1,7	2,6	2,8	1,0	0,8	2,0	
Lu** (0,05)	0,40	0,31	0,24	0,40	0,39	0,83	0,26	0,36	0,34	0,36	0,14	0,30	0,15	0,28	0,36	0,39	0,14	0,13	0,27	

*fluorescence X, **activation neutronique, (ppm) limite de détection, 0 sous la limite de détection, PTF perte au feu

Cette suite présente une série de caractéristiques géologiques essentielles pour la formation de gîtes magmatiques de Ni-Cu dont un indice avec une teneur de 5154 ppm Ni, 6185 ppm Cu et 478 ppm Co (Tableau 1) dans une pyroxénite recristallisée, associée au feuillet de gabbro à l'ouest de Grand Remous (Fig. 1). Le gossan, situé sur une propriété privée et découvert lors des levés de terrain de 1995, est minéralisé en chalcopryrite et en pyrrhotine nickélicifère (le clivage des grains de pyrrhotine est très prononcé au microscope; pourtours des grains de pyrrhotine et fractures intragranulaires localement recristallisés en grains granoblastiques). De tels faciès pyroxénitiques sont aussi associés aux autres intrusions litées de la région (Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1995). Par exemple, dans l'intrusion du lac Montjoie, les lits de gabbro, leucogabbro et norite sont remplacés par un faciès de pyroxénite avec localement ca. 1 vol.% de chalcopryrite et 2 vol.% de pyrrhotine (e.g., Cu 808 ppm; Tableau 1).

Outre les indices de Ni-Cu, cette suite est caractérisée par:

- une mise en place contemporaine de magmas mafiques et felsiques (e.g., processus de felsification de magmas mafiques bien préservés dans les dykes en filet),
- des évidences d'assimilation de métasédiments (e.g., enclaves de skarn et de quartzite) et
- des injections répétées de magmas mafiques et felsiques dans les failles régionales tels qu'en témoignent les complexes en feuillets (e.g., dans les marbres de la zone de Cayamant, dans les métasédiments pyriteux de la zone de Nominique-Chénéville et dans les paragneiss de la zone de bordure nord de la ceinture; Fig. 1). De plus, on observe des chenaux d'érosion verticaux et des zones de brèches dans les intrusions litées, interprétées comme des conduits tubulaires possiblement à l'intersection de failles (Corriveau et al., travaux en cours). Il y a donc eu possiblement de larges volumes de magmas associés à ce magmatisme (Corriveau et Jourdain, 1992; Corriveau et al., 1994, 1995).

Les intrusions regroupées dans la suite du Lac Chevreuil recoupent les gneiss encaissants migmatisés et en incluent des fragments. Leurs textures et foliations ignées sont localement recristallisées mais ces roches ne sont généralement pas migmatisées excepté le long de la zone de Labelle où des leucosomes amiboïdes ont été observés dans des métagabbros (Corriveau, 1991; Martignole et Corriveau, 1991). Ces intrusions sont postérieures au métamorphisme régional qui a culminé à ca. 1190 Ma; elles se sont mises en place en un court laps de temps, soit entre 1167 et 1164 Ma, après une période précoce de convergence de l'orogénie grenvillienne (Corriveau et al., 1995; van Breemen et Corriveau, 1995). Leur distribution spatiale couvre toute la ceinture au Québec et leur style de mise en place et l'intensité de la déformation des corps intrusifs varient à travers cette partie de l'orogène. Cette particularité permet de discriminer et de caractériser les événements orogéniques à l'échelle régionale et d'identifier des zones de faiblesse dans la croûte, un outil, entre autres, pour estimer le degré, l'âge et le type de remaniement d'indices minéralisés par exemple. À l'intérieur même de la ceinture, les intrusions mafiques avec litage sub-vertical sont sub-circulaires et les plutons de monzonite et de gabbro sans

litage apparent sont de formes irrégulières. Ces plutons et les dykes mafiques dans leur voisinage sont peu ou non déformés (Corriveau et al., 1994, 1995). Dans les complexes de gneiss, les dykes composites en filet sont communs et non déformés; l'un d'eux a été daté à 1161 Ma (van Breemen et Corriveau, 1995). Enfin, les feuillets composites de monzonite, de diorite et de gabbro sont associés aux zones de déformation limitrophes de la ceinture (ZC-C, ZC-L), à sa limite nord et à la zone de Nominique-Chénéville (Wynne-Edwards et al., 1966; Kretz, 1977; Kretz et al., 1989; Corriveau et al., 1994). Ces zones ont servi de conduits pour les magmas (Kretz et al., 1989; Corriveau et al., 1994, 1995). L'intensité de la déformation des feuillets et des dykes associés est très variable dans la zone de Nominique-Chénéville alors que dans la zone de Cayamant, les plutons de monzonites sont mylonitisés et les dykes mafiques sont plissés avec une vergence vers l'ouest.

Des monzonites de 1165 Ma sont aussi associées à la suite anorthosite-mangérite-monzonite-granite du domaine de Morin (Corriveau, 1991; Doig, 1991; Corriveau et al., 1995; Martignole et Friedman, 1993). Des gabbros sont aussi présents dans la Ceinture de Gneiss au Québec mais leur âge est incertain (Kretz, 1977; Label-Drolet et Avramtchev, 1979). La présence d'intrusions de gabbro de 1.25-1.23 Ga le long de la marge ouest de la Ceinture en Ontario (Abdurahman, 1989; Wilson, 1993; Pehrsson et al., sous presse) impliquent qu'une corrélation entre les gabbros de la Ceinture de Gneiss et ceux de la suite du Lac Chevreuil ne peut être faite adéquatement sans géochronologie. Par contre, les intrusions de gabbro le long de la marge ouest de la Ceinture métasédimentaire ainsi que certaines des phases de monzonite du pluton de Wakefield partagent les mêmes caractéristiques de terrain que la suite du Lac Chevreuil et sont à priori inclus dans cette suite (Fig. 1).

Entre 1090 et 1075 Ma, des magmas alcalins shoshonitiques à potassiques, la suite de Kensington-Skootamata, se sont mis en place dans la ceinture (Fig. 1; Corriveau et al., 1990; section 1.2), suivis par des intrusions de granite et dykes associés dont le granite de Guénette à 1.06 Ga (Fig. 1b; Corriveau et al., 1995). Des dykes de carbonatite ont été observés: 1) dans la région de la Gatineau (Hogarth et al., 1985; 1030 Ma, Hogarth et van Breemen, 1995), 2) à l'intérieur d'une syénite à biotite et calcite du pluton alcalin potassique de Gracefield (Corriveau et Gorton, 1993) et 3) au nord-ouest du pluton de Baskatong dans la baie Mercier (Lapointe et al., 1993). La région était à ca 480°C autour de 1.04 Ga (Hanes et al., 1994; Martignole et al., 1994).

1.2. Magmatisme alcalin potassique de la région de Mont-Laurier

La suite protérozoïque de plutons alcalins potassiques de Kensington-Skootamata s'étend sur plus de 450 km, du nord de la Ceinture métasédimentaire jusqu'en Ontario, selon un axe nord-est - sud-ouest. Cette suite est nommée d'après les exemples-types au Québec et en Ontario respectivement (Corriveau et al., 1990; Easton, 1992). Elle s'est mise en place entre 1090 et 1075 Ma (e.g., plutons de Kensington 1083 ± 2

Ma, Lac Rouge 1081 ± 2 Ma, Loranger 1076 ± 3 Ma, Montagne noire 1077 ± 2 Ma; Corriveau et al., 1990; van Breemen et Corriveau 1995). Ce magmatisme comprend, dans la région de Mont-Laurier, une suite shoshonitique avec diorite, monzonite, syénite et syénite quartzifère ainsi qu'une suite potassique à ultrapotassique. Cette dernière comprend des pyroxénites, diorites, monzonites, syénites, syénites à néphéline et lamprophyres avec ca. 20% de biotite. L'abondance inhabituelle de biotite dans les roches mafiques permet de les identifier comme roches alcalines potassiques dès les levés de terrain (Corriveau et Gorton, 1993). Leur caractère potassique se traduit géochimiquement par des rapports K_2O/Na_2O (% poids) supérieurs à 1. Les roches potassiques sont sous-saturées en silice, tandis que les unités de la suite shoshonitique sont saturées en silice. Les roches ultramafiques et mafiques riches en biotite sont, au sens strict, ultrapotassiques (K_2O/Na_2O [% poids] ≥ 2 , K_2O et $MgO \geq 3\%$ poids; Foley et al., 1987).

Au Québec, huit plutons potassiques sur neuf ont un encaissant dominé par le marbre. La mise en place des plutons a déformé les gneiss encaissants de façon ductile pour former des auréoles structurales circulaires qui atteignent 2 km de puissance (Fig. 1b; Corriveau et Leblanc, 1995). Les roches intrusives ont en général cristallisé sur place et ne sont ni métamorphisées, ni déformées, même au niveau des marges des plutons (e.g., Kensington, Corriveau et Gorton, 1993; Sainte-Véronique, Rive, 1976). Seules les phases intrusives précoces du pluton de Loranger sont communément recristallisées, possiblement suite à la mise en place des phases plus tardives (auto-intrusion). Par contre, des zones de cisaillement, généralement de puissance centimétrique à décimétrique sont présentes dans tous les plutons (Corriveau, 1989; Corriveau et Gorton, 1993). Elles peuvent atteindre des centaines de mètres de puissance ou d'extension dans le pluton de Gracefield à la marge ouest de la Ceinture métasédimentaire, suggérant une réactivation des zones de cisaillement le long de cette marge après la mise en place du magmatisme potassique (i.e., après ca. 1075 Ma).

Peu de dykes alcalins sont présents à l'extérieur des plutons. Deux dykes alcalins avec des xénolites ont été découverts au cours des travaux de terrain, tous deux dans le complexe de Bondy. Le dyke de Girard (Corriveau et al., 1994; SNRC 31J/3; UTM: 480350m E, 5121350m N) affleure 8 km directement au sud de la brèche de Rivard. Il est subvertical, orienté nord-sud et n'est pas déformé ni métamorphisé. La roche est une minette dont la minéralogie et les textures sont similaires à celles de la minette de Rivard (section 3.1). Elle contient des xénocristaux de clinopyroxène, de petits xénolites crustaux (gneiss, gabbro, quartzite) formant environ 1% du volume de la roche et de petits globules pâles composés de feldspath et de carbonate. La roche a une composition mafique (45% SiO_2 , 8% MgO , $100Mg/Mg+Fe = 58$), alcaline et ultrapotassique ($4.7\% K_2O$, $K_2O/Na_2O = 2.2$). Comparativement à la minette de Rivard, elle est plus riche en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Sc , Ga , Y , Yb , et plus pauvre en P_2O_5 , Cr , Ni , Ba , Rb , Th , Hf , Zr et en terres rares légères (Tableau 3 à la section 3.1).

Le stock de péridotite potassique du lac Rolleur affleure à environ 5 km à l'est de la brèche de Rivard (affleurement 1663, UTM: 481550m E, 5132500m N; Corriveau et Jourdain, 1991). La roche est massive, homogène, à grain moyen et principalement composée d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'amphibole, de phlogopite et de plagioclase. Ces trois derniers minéraux peuvent former des grains poéclitiques remplissant des interstices. L'assemblage n'est pas à l'équilibre et les remplacements sont nombreux et complexes. La roche contient 29-32% MgO ($mg = 79$), 0.9-0.5% K_2O , 2400-2580 ppm de Cr et ca. 1300-1750 ppm de Ni (Tableau 1, Tableau 3 à la section 3.1).

1.3. Évolution tectonique

Environnements géotectoniques des roches supracrustales

- Comme hypothèse de travail, la Ceinture métasédimentaire peut être considérée comme un terrain composite constitué par l'assemblage:

- d'un bassin marginal (les amphibolites interprétées comme des roches volcaniques similaires aux boninites et tholéitites d'arc; Williams, 1991, et possiblement certaines séquences de marbre),
- de sédiments de plate-forme (les séquences de quartzite et probablement certaines séquences de marbre) et
- d'un arc magmatique dont les vestiges pourraient être les complexes gneissiques (sections 2.2 à 2.6).

Les deux grands domaines de la ceinture au Québec présentent certaines similarités et sont possiblement l'extension des terranes de l'Elzevir/Sharbot Lake et de Frontenac de l'Ontario (i.e., assemblages supracrustaux, signature aéromagnétique, nature des amphibolites et des intrusions pré-1.2 Ga et signature géochimique et les âges modèles des plutons potassiques; Williams, 1991; Corriveau et Amelin, 1994; Corriveau et al., 1995). L'affinage de ce modèle géodynamique passe, entre autres, par l'étude des complexes gneissiques, de leur structuration et de leur lien avec d'autres complexes tonalitiques tels ceux de la région de Montebello (Machado et al., 1991; Ciesielski et Sharma, 1995), de l'Elzevir (Easton, 1992) et des basses terres des Adirondacks (Carl et al., 1990; McLelland et al., 1991).

Période précoce de convergence de l'orogénie grenvillienne

- Le métamorphisme régional qui a culminé à ca. 1190 Ma dans la région de Mont-Laurier et le chevauchement vers l'ouest des roches de la Ceinture sur la Ceinture de Gneiss sont attribués à une collision du bassin marginal, de l'arc et d'un microcontinent (?) avec le continent laurentien avant 1.19 Ga (Corriveau et al., 1995). Ce modèle s'accorde avec la fermeture d'un bassin marginal à 1.19 Ga en Ontario (Hanmer et McEachern, 1992). Cet épaississement crustal à un stage précoce de l'orogénie grenvillienne a été suivi d'un effondrement orogénique (Corriveau et al., travaux en cours; Boggs et al., travaux en cours) puis de la mise en place des magmas de la suite du Lac Chevreuil.

Mise en place de magmas, réactivation et empreinte thermique - La distribution, la nature et le style de mise en place de la suite du Lac Chevreuil de 1.165 Ga et les variations dans l'intensité de la déformation des corps intrusifs font de cette suite un traceur tectonique régional. Les structures et la chronologie de mise en place des feuillettes et dykes associés impliquent que les grandes zones de déformation sont tardives par rapport au métamorphisme régional et étaient actives à 1165 Ma, elles ont été réactivées par la suite, en particulier celles de Cayamant. Ces zones de déformation ont modifié la structuration des gneiss sur des dizaines de kilomètres d'épaisseur. Le secteur riche en quartzite a enregistré les différents épisodes orogéniques grenvilliens. Par exemple, on y observe des gneiss (préservant des structures et assemblages du métamorphisme régional) recoupés par des dykes associés au magmatisme de 1165 Ma, eux même déformés. Le secteur riche en marbre, par contre, a été fortement remanié, les marbres recristallisant complètement dès qu'ils sont déformés à haute température. Les monzonites typiques du magmatisme de 1165 Ma y sont, entre autres, complètement recristallisées. À la différence des séquences supracrustales riches en quartzite et riches en marbre, il apparaît que le complexe de Bondy et les autres complexes gneissiques étudiés n'ont enregistré aucune déformation pénétrante après 1.17 Ga et préservent les assemblages et structures reliées à la culmination métamorphique. La description du complexe de Bondy peut donc servir d'étalon pour la caractérisation des structures et des assemblages métamorphiques reliés au métamorphisme régional.

La distribution des monzonites de 1.16 Ga implique que, lors de leur mise en place, la Ceinture métasédimentaire, la Ceinture de Gneiss et le domaine de Morin étaient contigus. Leur relation avec les gneiss encaissants suggère que l'évolution tectonométamorphique de ces trois régions avait convergé avant 1.16 Ga, appuyant le modèle présenté précédemment (Corriveau et al., 1995).

La mise en place des magmas alcalins potassiques entre 1090 et 1075 Ma s'est faite en marge du continent laurentien. Par la suite, il y a eu réimbrication de divers segments crustaux dans la région, dont celle du terrane de Cabonga (Martignole et Pouget, 1995). Une telle réimbrication a eu lieu en Ontario à 1060 Ma (Hammer et McEachern, 1992; McEachern et van Breemen, 1993). Les roches de la Ceinture métasédimentaire au Québec n'ont pas été métamorphisées lors de cette réimbrication. Par contre, un chevauchement tardif de la ceinture vers l'ouest pourrait avoir induit le métamorphisme régional de l'avant pays (Ceinture de Gneiss et front du Grenville) à ca. 1 Ga (Childe et al., 1993).

1.4. Approche méthodologique

La brèche de Rivard et le stock du lac Rolleur ont été jalonnés au début de 1993 par Les Ressources KWG Inc. Cette région incluait en outre un affleurement de "quartzite à cordiérite-bronzite" identifié comme un métallotecte intéressant dans la région (Corriveau et al., 1993). L'étude de la brèche de Rivard

et de son encaissant, le complexe de Bondy, a été financée conjointement par la Commission géologique du Canada et les Ressources KWG dans le cadre du Programme des Partenaires industriels de la CGC. Ce projet découle de levés régionaux de la CGC dans les feuillets SNRC 31J/2, 3 et 6 et 31G/14 (Fig. 1b; Martignole et Corriveau, 1991, 1993; Corriveau et Jourdain, 1992, 1993; Corriveau et Madore, 1994; Corriveau et al., 1993, 1994). Les travaux antérieurs avaient été réalisés par Logan et al. (1912), Aubert de la Rue (1948), Pollock (1956, 1957, 1960, 1961) et Wynne-Edwards et al. (1966).

L'extrémité nord du complexe de Bondy a été cartographiée à l'échelle du 1:20 000, principalement entre les longitudes 75°12' et 75°20' Ouest et entre les latitudes 46°17' et 46°23' Nord (SNRC 31J/6 SO et SE). Au cours de cette cartographie, les divers lithofaciès de la bande hydrothermale du complexe de Bondy ont été découverts. La géologie du complexe de Bondy au niveau de la bande hydrothermale est détaillée au chapitre 2.

Le décapage de la brèche de Rivard a été exécuté par Céré Gaétan Excavation de Mont-Laurier (supervisé par D. Bouliane) aux frais de Ressources KWG en juin 1993, ce qui a permis de décrire en détail le dyke, ses épontes et plus de 1500 xénolites. Grâce aux études structurales des épontes et des xénolites, il a été possible de mettre en lumière des mécanismes d'ascension des magmas de type minette (sections 3.1, 3.4 et 3.5; Morin et Corriveau, sous presse).

Le lamprophyre a été échantillonné à l'aide d'une masse (afin d'éviter toute contamination due aux lames à diamants), là où la teneur en xénolites était nulle ou minimale. Dix kilogrammes de roche ont été envoyés aux laboratoires de Monopros Ltd, afin d'évaluer la présence de diamants ou autres minéraux indicateurs. Aucun diamant ou minéral indicateur n'a été reconnu par Monopros. Nous avons ensuite procédé à l'échantillonnage à la scie.

Plus de 300 lames minces de xénolites et de roches encaissantes ont été examinées (sections 2.4 et 3.2). Plusieurs unités du complexe de Bondy et de la Ceinture métasédimentaire ainsi que le lamprophyre hôte de la brèche de Rivard et ses xénolites ont été analysés (sections 2.4, 2.5, 3.1 et 3.2). Les xénolites parmi les plus primitifs et présentant des assemblages minéralogiques utiles en thermobarométrie ont été analysés à la microsonde. Les analyses géochimiques ont été faites au Centre géoscientifique de Québec par fluorescence X pour les éléments majeurs et les traces ainsi que par activation neutronique pour les terres rares et une gamme d'éléments traces. La composition des minéraux a été analysée avec une microsonde de type Cameca en mode *Wavelength Dispersive System* au département de géologie de l'Université de Toronto, avec un faisceau d'électron de ~1 µm en des endroits exempts de fractures ou d'altération. Une douzaine d'analyses d'un même minéral ont été effectuées sur plusieurs grains, en bordure et au centre de ces grains, afin de définir la zonation chimique (section 3.2). Les données ont ensuite été traitées avec le logiciel de géothermobarométrie de Gerhardt Brey afin d'estimer la pression et la température

d'équilibre des roches constituant ces xénolites et, par conséquent, la profondeur minimale de la source du magma ultrapotassique. Les résultats bruts sont discutés sommairement à la section 3.2.5.

Des études isotopiques Sr-Nd-Pb et U-Pb ont été réalisées sur des minéraux du lamprophyre et des xénolites aux laboratoires de géochronologie du Royal Ontario Museum (Amelin, 1994; Amelin et al., 1994) et de la Commission géologique du Canada. Les méthodes d'analyses et de préparation d'échantillons utilisées sont détaillées dans Heaman et Machado (1992) et Parrish et al. (1987). Ces résultats s'ajoutent aux données isotopiques sur les plutons alcalins de la Ceinture métasédimentaire (Corriveau et Amelin, 1994) ainsi qu'aux âges U-Pb (zircons, monazites et titanites) et Ar/Ar obtenus pour la région de Mont-Laurier (Boggs et al., 1994b; Hanes et al., 1994; Martignole et al., 1994; Corriveau et al., 1995; van Breemen et Corriveau, 1995; Friedman et Martignole, 1995).

Les échantillons du lamprophyre utilisés pour les études isotopiques ont été finement coupés à la scie. Puis chaque morceau pour être broyé a été sélectionné un par un afin d'éviter l'apport de minéraux étrangers dans l'analyse (e.g., provenant de xénolites et de xénocristaux). Pour ce qui est des xénolites, leur bordure a été retranchée afin d'éliminer toutes les zones de réactions ou d'altérations. Les roches totales n'ont pas été analysées, leurs compositions isotopiques Nd-Pb-Sr étant facilement modifiées, entre autres, par l'infiltration de fluides entre les grains et l'altération de certains minéraux. Par contre, leurs minéraux sont beaucoup plus résistants à l'altération et ont donc été analysés pour établir les signatures isotopiques et les âges. Ils ont été extraits par séparation magnétique et par liquides denses, puis sélectionnés à la main (à noter qu'au cours de ces travaux, aucun diamant ni minéral indicateur n'a été décelé). Chaque analyse a été faite sur des fractions pures à 100% et les grains avec inclusions, turbidité, fractures ou autres impuretés ont été exclus autant que possible. La couche extérieure des zircons, ayant possiblement perdu du Pb, a été enlevée à l'aide d'un abrasif de pyrite (Krogh, 1982). Des grains de clinopyroxène ou de grenat ont été séparés de 14 xénolites de clinopyroxénite, webstérite, pyroxénite à grenat et granulite mafique et analysés pour les isotopes de Sm-Nd, Rb-Sr et U-Pb. Les fractions de clinopyroxène et de grenat étant particulièrement peu abondantes (< 1 à 6 mg), en raison de la grosseur des échantillons et de la qualité des minéraux, les isotopes de Nd et de Sm ont été analysés sous forme d'oxyde

au lieu de métal. La plus grande efficacité d'ionisation de cette méthode améliore la précision sur de petits échantillons. L'exactitude et la reproductibilité des analyses sont caractérisées par la moyenne des rapports isotopiques du standard BCR-1 (un basalte) durant l'étude, soit $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643 \pm 0.000010$ (2σ , population de 6) et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705006 \pm 38$ (2σ , population de 6). La précision analytique (à 2σ , section 3.3) est estimée à partir de 7 analyses de La Jolla Nd et de SRM-987 Sr. Les analyses faites sur les plutons sont dupliquées avec un haut niveau de confiance, ϵ_{Nd} à ± 0.3 (ou $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.000015$) et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 0.00004 (0.006%).

L'âge et l'âge modèle du lamprophyre et de 17 xénolites ainsi que leur signature isotopique ont aussi été déterminés. Ces données permettent de comparer la brèche avec les autres intrusions ultrapotassiques de la région, de caractériser l'âge et l'évolution des segments lithosphériques traversés par le magma hôte et d'en établir les implications régionales. Les résultats sont présentés à la section 3.3.

Quarante-cinq sites d'échantillonnage de tills susceptibles de témoigner du transport glaciaire de minéraux lourds issus de roches ultrapotassiques ont été sélectionnés, soit quatre échantillons de contrôle situés en amont de la brèche de Rivard et de la péridotite potassique du lac Rolleau, cinq en aval de la brèche, cinq en aval de la péridotite, onze dans l'axe des lacs Harvey et La Vérendrye et, plus au sud, vingt dans l'axe des lacs Brome et Kent (Consorminex Inc., 1994). Dans la région, le transport glaciaire se faisait du nord vers le sud ($\pm 10^\circ$, R.-A. Daigneault, communication personnelle, 1993). Les tills tamisés ont été soumis à deux passages sur une table à secousses Deister. Ils ont ensuite été traités à l'iodure de méthylène (liquide dense). Les concentrés ont, par la suite, été sassés avec un tamis de 250 microns afin d'en extraire la fraction destinée à être soumise à une inspection visuelle. Un traitement à l'acide tartrique a ensuite permis d'éliminer la surface d'altération. Le choix de minéraux indicateurs s'est orienté vers les minéraux habituellement utilisés pour le repérage des roches kimberlitiques, soit le grenat-pyrope, le diopside chromifère et la micro-ilménite.

Des levés géophysiques aéroportés (champ total VLF, champ magnétique total, taux d'exposition radioactive, % K, équivalent U, équivalent Th) ont été réalisés dans la partie centre-sud du feuillet 31J/6 par la Division des Ressources minérales de la CGC. Les résultats sont publiés par Hetu et Corriveau (1995).

2. LE COMPLEXE GNEISSIQUE DE BONDY

2.1. Contexte géologique

Le complexe de Bondy est un dôme structural allongé NE-SO (15x30 km) constitué principalement de gneiss quartzofeldspathiques au faciès des granulites. L'isograde de l'orthopyroxène ceinture le complexe au nord, à l'est et à l'ouest, et est plissé suivant un antiforme qui plonge vers le nord (Fig. 2; Corriveau et al., 1994). Cet isograde est défini par la présence d'orthopyroxène dans les roches mafiques et dans les leucosomes (veinules résultant de la fonte partielle de la roche hôte lors du métamorphisme régional). En bordure du complexe, et structuralement au dessus, on retrouve des roches métasédimentaires, notamment des quartzites, des gneiss siliceux, des paragneiss avec indices de graphite et localement des formations de fer métamorphisées à grenat-magnétite-quartz (Corriveau et Jourdain, 1992, 1993; Corriveau et Madore, 1994; Corriveau et al., 1994). À l'est du complexe, les roches métasédimentaires sont reprises par la zone de déformation de Nomingue-Chénéville. De grandes unités de marbres dolomitiques et de marbres à serpentineaffleurement à l'ouest du complexe et se poursuivent dans le feuillet de Chénéville au sud (31G/14). Dans cette région, les structures régionales nord-sud sont recoupées par de grands plis est-ouest de plan axial subvertical au coeur desquelsaffleurent parfois d'autres complexes gneissiques (Corriveau et Rivard, travaux en cours). À priori, cette association "complexes de gneiss - marbres dolomitiques" présente certaines similarités avec le contexte régional du gisement de zinc de Balmat-Edwards dans les Adirondacks (Grant, 1993; Carl et al., 1990; McLelland et al., 1991).

2.2. Lithologies

Le complexe gneissique de Bondy est constitué d'une masse tonalitique et de gneiss granitiques à tonalitiques (orthogneiss) au sud, et de gneiss quartzofeldspathiques d'origine incertaine au nord. Les orthogneiss et gneiss quartzofeldspathiques sont leucocrates, à grain fin, rubanés, foliés et migmatitiques, avec comme minéraux accessoires de l'orthopyroxène, du grenat, de la biotite ou de la hornblende. Ils sont intercalés avec des bandes de metabasites (dykes transposés?) d'épaisseur généralement inférieure à quelques mètres. La tonalite (30 km²)affleure parmi les orthogneiss et présente des bordures gneissiques et des faciès localement plus pauvres en quartz (Fig. 2a; feuillet 31J/3). Cette tonalite a été daté à 1240 Ma (U-Pb sur zircon, van Breemen et Corriveau, 1995). Elle est plus homogène que les orthogneiss, blanche en surface altérée, leucocrate et granoblastique à faiblement foliée, avec de la biotite, de la hornblende ou de l'orthopyroxène. Les leucosomes sont granitiques à tonalitiques, massifs et à grain moyen. Cette masse est recoupée par des dykes de pegmatite (1165 Ma) injectée de lamprophyre (Corriveau et al., 1994; van Breemen et Corriveau, 1995). Ces dykes ne sont ni déformés ni métamorphisés. Le complexe est recoupé par les dykes de minette de Rivard et de Girard et le stock de péridotite du lac Rolleau (Fig. 2a, b).

Considéré stérile et non exploré (e.g., Tableau 10 en annexe; Ageos Sciences Inc, 1989; Choinière, 1990), le complexe de Bondy pourrait en fait être interprété comme un complexe volcano-plutonique et contenir les vestiges d'un système hydrothermal sous-marin cuprifère. En effet, ce complexe renferme parmi les gneiss monotones de son extrémité nord: 1) une unité de tourmalinite d'environ 200 mètres de puissance, 2) une unité magnésienne à quartz-plagioclase-tourmaline-kornéropine-cordiérite-orthopyroxène, 3) un indice de cuivre associé à une unité ferrifère avec des grenatites à magnétite et chalcopryrite et des metabasites à magnétite ou à chalcopryrite, 4) des unités hyperalumineuses (gneiss à sillimanite-quartz-pyrrhotite), 5) des unités alumineuses (e.g., gneiss à cordiérite, hypersthène et kornéropine et gneiss à biotite, grenat et sillimanite), 6) des amphibolites grenatifères et des metabasites rubanées, ainsi que 7) des gneiss quartzofeldspathiques et des gneiss de composition intermédiaire rubanés. L'indice minéralisé, observé sur quelques mètres carrés, renferme de 1 à 7% de chalcopryrite. Les teneurs en Cu atteignent 6540 ppm dans la grenatite analysée et 5073 ppm dans une lentille de metabasite. Des valeurs anormales en Au sont associées aux gneiss alumineux et hyperalumineux (sections 2.4.7 et 2.4.9). La distribution spatiale, les caractéristiques lithologiques et pétrographiques et la géochimie des divers lithofaciès sont décrits en détails dans les prochaines sections.

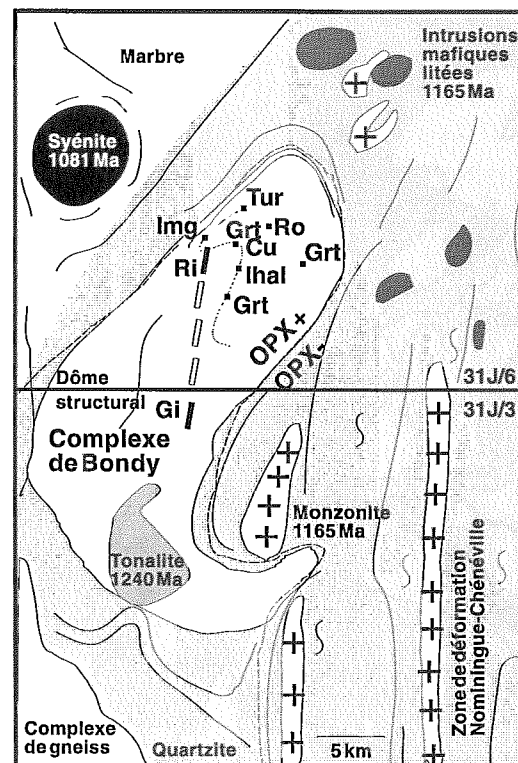


Figure 2a. Le complexe gneissique de Bondy, contexte géologique. Cu - indice de cuivre, Gi - dyke de Girard, Grt - grenatite, lhal - faciès alumineux, lmg - faciès magnésien, Ri - dyke de Rivard, Ro - stock du lac Rolleau, Tur - tourmaline.

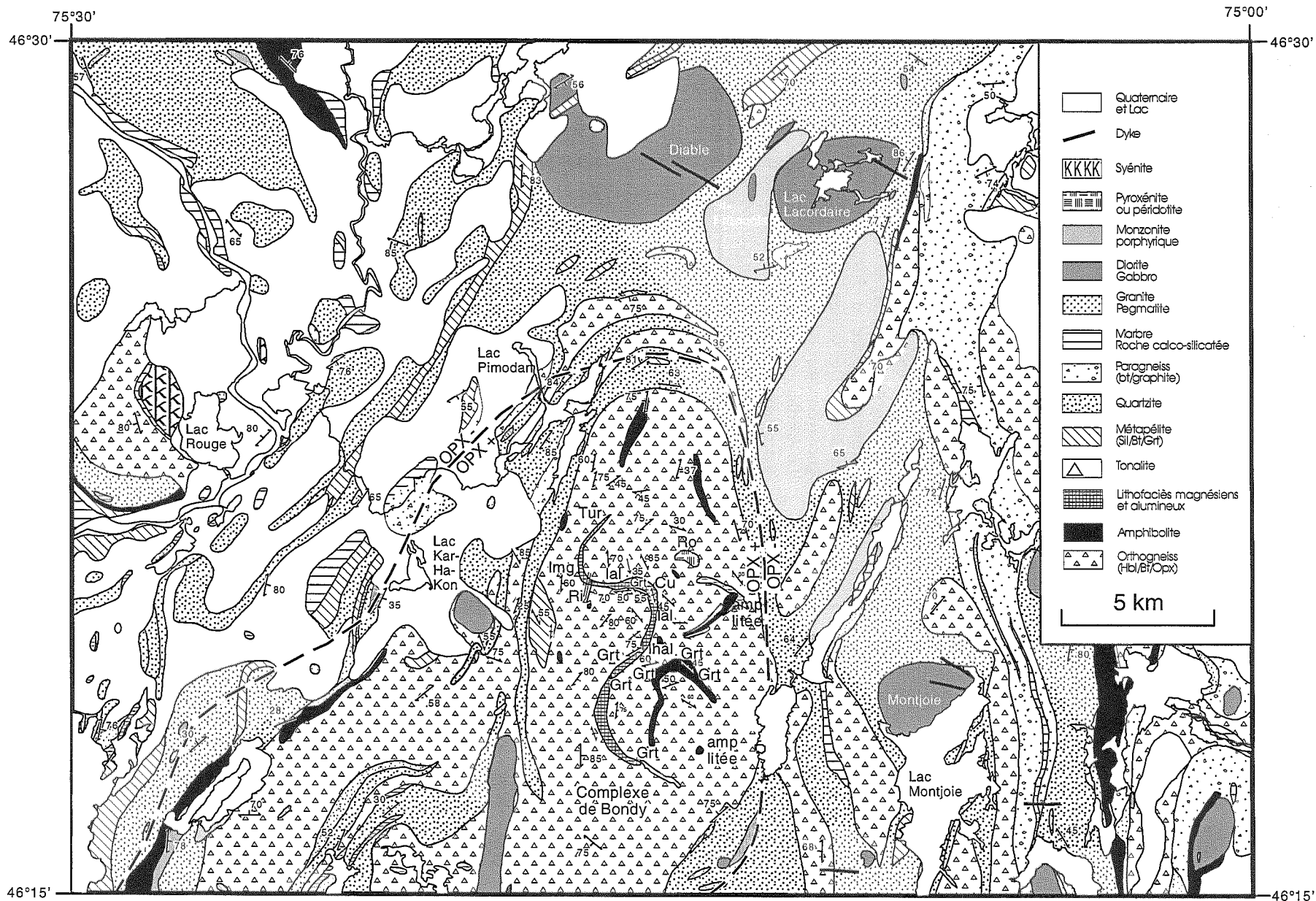


Figure 2b. Le complexe gneissique de Bondy, géologie du feuillet de Nominique (SNRC 31J/6)

Cu: indice de cuivre, Grt: grenatite, Tur: tourmalinite, Ri: dyke de Rivard, Ro: stock du lac Rolleau, amp: amphibolite, lal: lithofaciès alumineux, lhal: lithofaciès hyperalumineux, lmg: lithofaciès magnésien.

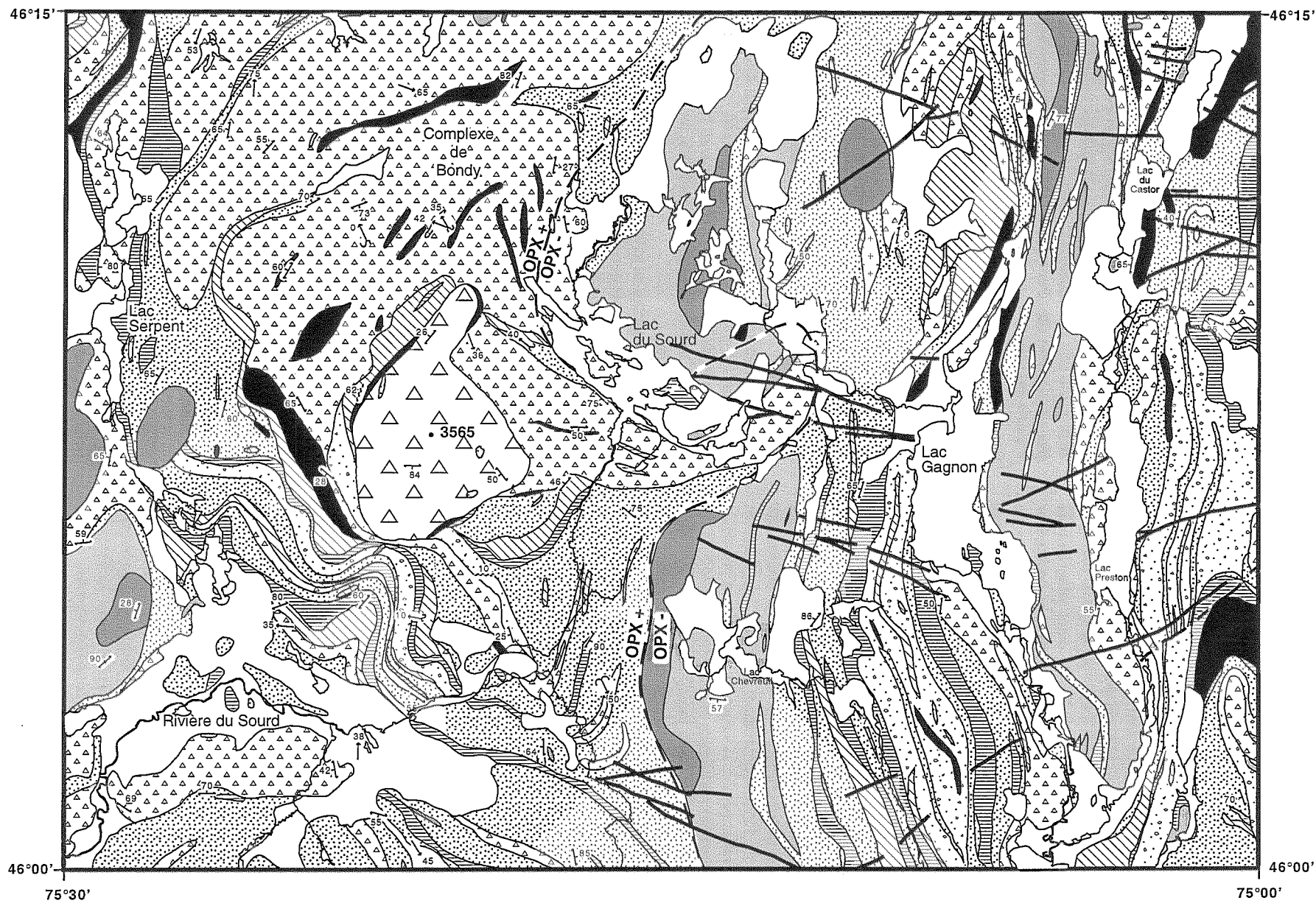


Figure 2c. Le complexe gneissique de Bondy, géologie du feuillet de Duhamel (SNRC 31J/3)

2.3. Distribution spatiale des lithofaciès et amphibolite

Les lithofaciès magnésiens, ferrifères et alumineux forment une bande d'une longueur de 12 km, orientée suivant un axe nord-sud et d'une puissance d'environ 100 m. De fortes anomalies magnétiques et électromagnétiques longent la bande par endroits (Fig. 3; Hetu et Corriveau, 1995). La bande est plissée suivant un S avec un antiforme à l'ouest et un synforme à l'est. Les flancs sont subverticaux, le plan axial est NE-SO et vertical (175/90) et des axes de microplis au niveau de la charnière plongent à 45° vers le sud. L'indice de cuivre (affleurement 1659; **Cu**; Fig.3) étant situé dans la charnière du synforme, il pourrait se poursuivre en profondeur vers le sud-ouest. Le dyke de Rivard (**Ri**; Fig 3) recoupe les gneiss quartzofeldspathiques à quelques centaines de mètres à l'ouest de l'indice de cuivre. Il renferme quelques fragments de sulfures massifs (pyrite-pyrrotine) ce qui suggère que le magma a échantillonné une telle zone lors de son ascension.

La bande hydrothermale a été définie suite à des levés à l'échelle du 1: 20 000, effectués dans les boisés et le long des sentiers accessibles en 1993, puis la région a été revisitée en 1995, l'industrie forestière y ayant aménagé un nouveau circuit de routes et dégagé de nouveaux affleurements. Des guides d'excursion sont disponibles pour visiter ces affleurements (Tremblay et al., 1993; Corriveau et al., 1995). Les flancs de la bande hydrothermale et sa structure interne sont présentés comme relativement rectilignes et continus. Toutefois, si les anomalies géophysiques sont toutes associées à la bande hydrothermale, la structure interne pourrait être beaucoup plus complexe avec des plis de centaines de mètres d'amplitude le long des flancs (Fig. 3; Hetu et Corriveau, 1995).

Une unité de tourmalinite, d'une puissance de ca. 200 m., constitue l'extrémité nord du système hydrothermal (**Tur**; Fig. 3 et 4; 4956, UTM: 479370m E, 5134200m N; 4957, UTM: 4793350m E, 5134100m N; 4961, UTM: 479350m E, 5134050m N; les numéros d'échantillons inscrits entre parenthèses correspondent aux numéros d'affleurement localisés sur la figure 3). Ces tourmalinites sont associées à des gneiss siliceux à tourmaline et à des gneiss alumineux. Ces roches sont localement minéralisées en sulfures (<3% pyrite et traces de chalcopryrite et de pyrrotine). Les tourmalinites sont recoupées par des veines de quartz à cristaux de kornéropine, un aluminosilicate ferromagnésien particulièrement rare, utilisé comme pierre gemme. Les cristaux peuvent atteindre 10 cm de longueur par ca. 1 cm de diamètre et être dépourvus d'inclusions et peu fracturés. Les veines, de puissance décimétriques et d'extension métriques, sont amiboïdes et constituent ca. 10% de l'affleurement (4957f, Tableau 2). La kornéropine constitue environ 20% de ces veines, ce qui fait de ces affleurements une des plus grandes localités de kornéropine en Amérique du Nord (c.f., localités types du New Jersey [Young, 1995] et de Lac Sainte-Marie [Ackermann et al., 1994]). Trois autres localités de kornéropine affleurent plus au sud dans le complexe.

Le lithofaciès magnésien (**Img**; Fig. 3 et 4) se retrouve dans la partie nord-ouest de la bande. C'est un gneiss siliceux blanc à quartz et plagioclase (1654e, Tableau 2) avec des niveaux magnésiens de tourmalinites de quelques centimètres de puissance (MgO: 10%; UTM: 478250m E, 5131970m N, 1654d, Tableau 2). Ces niveaux sont composés de bronzite, de cordiérite magnésienne, de kornéropine et de tourmaline magnésienne avec comme minéraux accessoires, le zircon, la magnétite, la pyrite, la pyrrotine et des traces de chalcopryrite. Ces niveaux sont parallèles à la gneissosité et s'étendent d'un bout à l'autre de l'affleurement. Les agrégats de tourmaline et de bronzite sont communément allongés et alignés suivant le plan de la gneissosité, alors que la kornéropine et la cordiérite y sont superposées. Les textures suggèrent la réaction: tourmaline+orthopyroxène = kornéropine+cordiérite+quartz (Boggs et al., 1994a). Des leucosomes à bronzite recoupent la gneissosité. Les grains de zircon montrent une structure interne composite avec une fine bordure autour d'un noyau plus épais. Le noyau contient localement un coeur distinct, indiquant au moins trois épisodes de croissance. Ils ont été datés à 1190 ±10 Ma (van Breemen et Corriveau, 1995). Cette unité se poursuit plus à l'est mais semble devenir plus ferrifère, l'hypersthène y est brun-noir et la kornéropine vert-foncé (**Img**, Fig. 3; 4434, UTM: 479750m E, 5131750m N).

Dans la charnière du synforme, un lithofaciès alumineux pauvre en Ca prédomine (**lal**, Fig. 3; UTM: 479750m E, 5131750m N; 4474a, 4475a, b1, b2, Tableau 2). Il comprend:

- des gneiss à sillimanite, grenat, cordiérite ou biotite, zircon et pyrrotine,
- des horizons riches en grenat et magnétite,
- un gneiss blanc à hypersthène, cordiérite, kornéropine,
- un gneiss à orthopyroxène et kornéropine,
- des niveaux de tourmalinite et
- des gneiss rouillés à sillimanite.

Ces gneiss sont localement cisailés (e.g., fabriques C-S-C' soulignées par des rubans de quartz et de sulfures ca. 20 vol.%). Plus à l'est, un gneiss quartzofeldspathique, non migmatité, rose, leucocrate et très rubané affleure sur quelques dizaines de mètres et passe graduellement à des gneiss quartzofeldspathiques migmatitiques (**gqf**, Fig. 3 et 7; UTM: 480000m E, 5131850m N). Le rubanement étant linéaire, à grains moyens et sans porphyroclastes, il pourrait refléter des variations lithologiques primaires transposées durant le métamorphisme.

Au coeur du synforme, affleure un lithofaciès ferrifère avec:

- des grenatites à magnétite (**Grt**; Fig. 3, 6 et 8) avec des amas de chalcopryrite (**Cu**; Fig. 3) et de pyrite (6540 ppm de Cu; UTM: 480200m E, 5131800m N; 1659f2, f3, Tableau 2),
- des niveaux de metabasite à chalcopryrite (5073 ppm Cu; Fig. 5 et 9, 1659d, Tableau 2), à magnétite (ca. 20 vol.% dans 1659 alp, Tableau 2), ou à spinelle (1659 gamma),
- des bandes siliceuses et ferrifères avec grains de quartz en ruban associés à de la magnétite, du spinel, de l'orthopyroxène et du zircon. Une couche de magnétite de 2 cm de puissance est associée à ce gneiss siliceux.

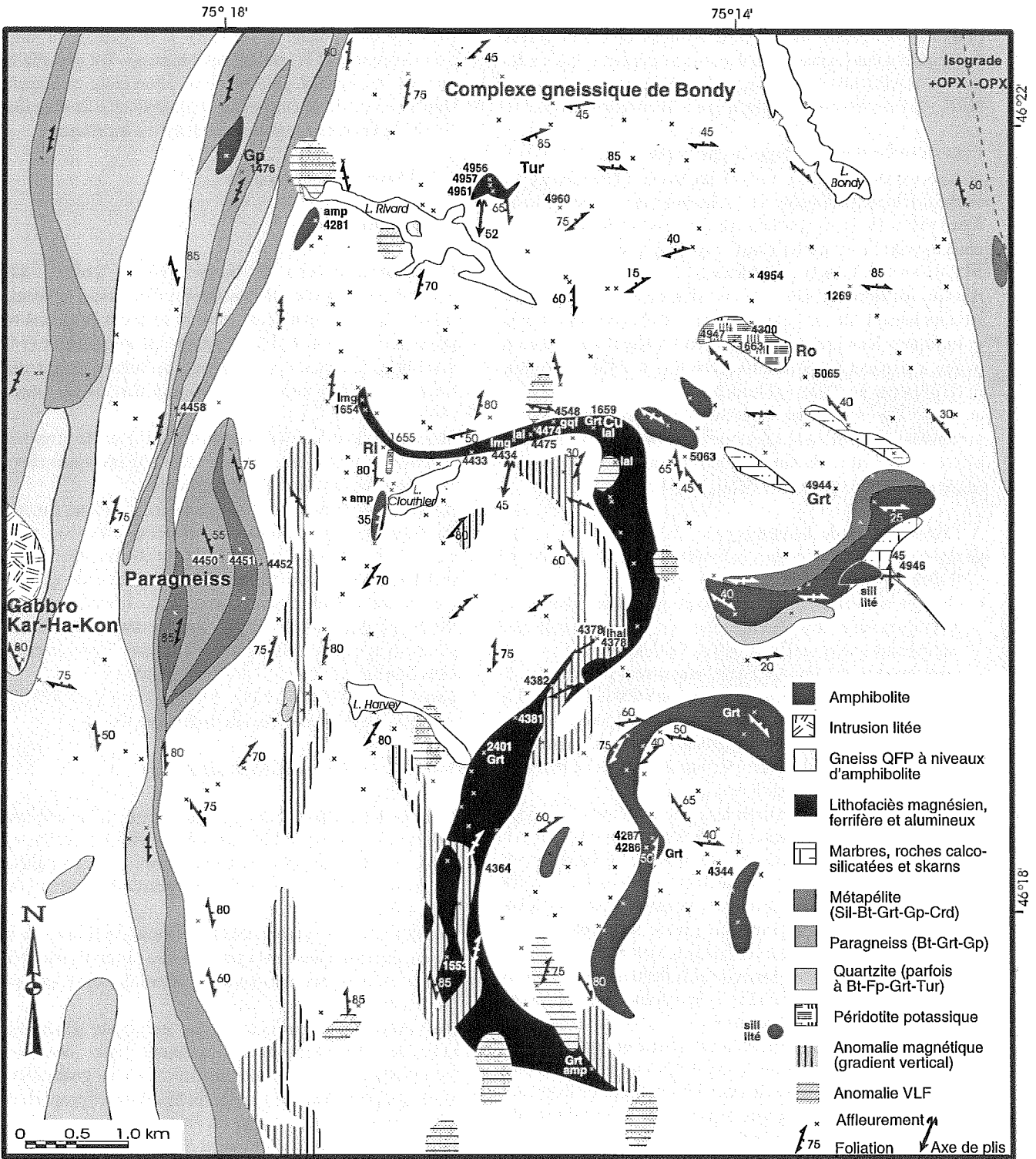


Figure 3. Synthèse géologique de l'extrémité nord du complexe de Bondy.

Cu: indice de cuivre, Grt: grenatite, Tur: tourmalinite, Ri: dyke de Rivard, Ro: stock du lac Rolleau, amp: amphibolite, gqf: gneiss quartzofeldspathique, lal: lithofaciès alumineux, lhal: lithofaciès hyperalumineux, lmg: lithofaciès magnésien.

Ce lithofaciès est associé à des gneiss à cordiérite, grenat et hypersthène, riches en zircon, et localement avec kornéropine (**Ial**, Fig. 3; 1659g, h, Tableau 2) ainsi qu'à des gneiss trondhjémiques à spinelle et oligoclase antiperthitique et des gneiss granitiques à magnétite. Un dyke mafique orienté N010, de 1 m d'épaisseur, folié, à grain fin recoupe les gneiss.

Plus au sud, cet assemblage de gneiss passe à un lithofaciès alumineux (**Ial**, Fig. 3), puis à un faciès hyperalumineux constitué essentiellement de sillimanite et de quartz avec localement de la pyrrhotine et des traces de biotite, de chalcopryrite et de pyrite (**Ihal**, Fig. 3; UTM: 480500m E, 5129850m N; 4378a, b, c, Tableau 2). Cet horizon, fortement rouillé, affleure sur deux mètres d'épaisseur; il est plissé isoclinalement et est recoupé par d'abondantes veines granitiques. Des grenatites riches en biotite et des gneiss à biotite, à grenat et à hypersthène (**Grt**, Fig. 3 UTM: 479300m E, 5128800m N; 2401, Tableau 2) affleurent à nouveau plus au sud. La bande se termine avec des amphibolites grenatifères d'épaisseur décimétrique (**amp**, Fig. 3), très hétérogènes et contenant localement des niveaux centimétriques de grenatites (**Grt**, Fig. 3).

À l'est de la bande hydrothermale, on retrouve parmi les gneiss quartzofeldspathiques migmatisés (Fig. 2 et arrêts F1 à F6 dans Corriveau et al., 1995):

- du gneiss rubané de composition intermédiaire, à orthopyroxène ou hornblende et grenat, andésine antiperthitique et spinelle (5063, Tableau 2),
- une grenatite à clinopyroxène, magnétite, plagioclase et quartz avec des traces de chalcopryrite (4944, Tableau 2),
- des niveaux métriques de marbre et de roches calcosilicatées à clinopyroxène, grenat, magnétite, ilménite, scapolite et titanite, localement avec des traces de pyrite et de chalcopryrite (4946a, b, Tableau 2),
- des gneiss granodioritiques à trondhjémiques (4945a1, a2, Tableau 2) intercalés avec des niveaux anorthositiques localement quartzifères et des niveaux d'amphibolite (4946b, Tableau 2), localement grenatifère, ayant l'apparence de sills mafiques lités métamorphisés au faciès des granulites. Les grains de grenat sont entourés de couronnes de plagioclase rétrogrades (4945). Ces niveaux sont recoupés par des zones de cisaillement ductile, l'une d'elles, orientée à 255/25, a un mouvement apparent d'extension. On retrouve aussi:
- un gneiss mafique à intermédiaire rubané qui pourrait être d'origine volcanogénique (5065). Ce gneiss est recoupé par un dyke composite de microdiorite injectée dans une pegmatite. Ces dykes sont typiques du magmatisme de 1165 Ma. Un dyke de lamprophyre est aussi présent et montre une zone de trempe.

À l'extrémité sud de la bande (Corriveau et Jourdain, 1993) affleure une petite masse de gabbro et d'anorthosite, litée et métamorphisée au faciès des granulites qui aurait pu être à l'origine un sill mafique.

Dans les tills échantillonnés au niveau du complexe de Bondy, l'analyse pétrographique des concentrés de minéraux lourds

(Tableau 11 en annexe) indique que l'ilménite (48-52% poids TiO_2 et 45-48% poids FeO_{total}), la magnétite (73-79% poids FeO_{total}) et 11-20% poids Ti_2O_3), le grenat, la titanite, l'orthopyroxène et le zircon sont communs. Du spinelle bleu-vert est localement présent, il est alumineux et magnésien mais non zincifère. Un minéral ressemblant à la scheelite ne contient pas de tungstène et sa nature est incertaine.

2.4. Description des unités

2.4.1. Paragneiss

Lithologies: Gneiss à biotite-graphite (4450, 4452), métapélite à grenat-sillimanite-graphite avec niveaux de quartzite à biotite, contenant aussi localement du grenat ou du graphite (4451, 4454, 4458), paragneiss graphitique (1476).

Localité: À l'ouest du complexe de Bondy autour du lac Légende (4450 à 4455) et à 400 m à l'est du lac Toncamp (4458).

Minéralisation: Indice de graphite (1476) sur la propriété de Indresco Canada comprenant des bandes décimétriques plissées avec environ 10% de graphite.

Relations sur le terrain: Alternance décimétrique à métrique de paragneiss graphitique et de métapélite avec niveaux centimétriques à décimétriques de gneiss siliceux à grenat et graphite. À l'échelle de la carte, alternance de bandes de paragneiss, de métapélite et de quartzite orientées nord-sud.

Pétrographie: 4453: 18% grenat avec inclusions de sillimanite; 6% de sillimanite; 3% biotite; 30% plagioclase; 40% quartz; localement 1 à 3% de graphite.

Géochimie: 1476: 10% Al_2O_3 , 5% MgO , 4% K_2O , 47% SiO_2 , 10% graphite (évalué d'après la perte au feu).

2.4.2. Complexe gneissique de Bondy

Lithologies: Séries de gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène et/ou hornblende et/ou biotite (i.e., 1269, 4344, 4364), avec niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolite, localement gneiss granitiques à tonalitiques (i.e., 4484).

Localité: Ces gneiss constituent la lithologie dominante de la région, des exemples types peuvent être observés sur le mont Bondy, au nord des lacs Rivard et Clouthier et au sud-est du lac Harvey.

Relations sur le terrain: Gneiss leucocrate généralement intercalé d'amphibolite et recoupé par des veines (décimétriques) tardives de pegmatite parfois grenatifère.

Pétrographie: Gneiss quartzofeldspathique (proportion de quartz variable) gris, beige ou rose, leucocrate, grain fin à moyen, homogène, légèrement folié, rarement rubané, à hornblende, orthopyroxène et/ou biotite ± magnétite. Peut contenir 1 à 5% de grenat ou 1 à 2% de magnétite.

Amphibolite grise à noire, mésocrate à mélanocrate, grain fin à moyen, légèrement foliée, peut contenir biotite, orthopyroxène, clinopyroxène et grenat.

2.4.3. Amphibolites et métabasites

Lithologies: Amphibolite à biotite, clinopyroxène, grenat et/ou orthopyroxène, semblable aux niveaux d'amphibolite rencontrés dans les gneiss quartzofeldspathiques. Amphibolite à grenat (4286 et 4287; 10-15% grenat). Amphibolite rubanée (5065), localement grenatifère (4281; 1-5% grenat). Métabasite riche en chalcopryrite (1659d; Fig. 5 et 9), en magnétite ou en spinelle (1659 alpha, 1659 gamma; Tableau 2), dyke mafique (1659c).

Localité: Deux affleurements d'amphibolite et gneiss à hornblende et pyroxène fortement rubanés affleurent l'un à l'ouest de la bande hydrothermale (4281, UTM: 477650m E, 5133900m N) et l'autre à l'est, au sud-est du lac Rolleur (5065). Une bande d'amphibolite, localement grenatifère (4286, UTM: 480850m E, 5127800m N; 4287, UTM: 480900 m E, 5128050m N), affleure à l'est de la bande hydrothermale dans la région du lac Parent. Les niveaux de métabasite à chalcopryrite, magnétite ou spinelle affleurent au niveau de la charnière du synforme (1659, UTM: 480200m E, 5131800m N).

Teneur en métaux: Indice de cuivre: 5073 ppm Cu dans la métabasite (1659d, Tableau 2).

Minéralisation: chalcopryrite.

Relations sur le terrain: Affleurements exclusivement constitués d'amphibolite dont la composition et les textures sont similaires à celles des niveaux rencontrés dans les gneiss quartzofeldspathiques, elles sont également recoupées par des veines (décimétriques) tardives de pegmatite. Un autre type d'amphibolite est caractérisé par un rubanement prononcé avec des niveaux centimétriques à décimétriques avec des contenus variables d'amphibole et de plagioclase (4281, 5065). Deux affleurements (4286 et 4287) d'amphibolite à clinopyroxène dans la région du lac Parent sont particulièrement riches en grenat (10-15%).

Pétrographie:

Amphibolite grise à noire, mésocrate à mélanocrate, grain fin à moyen, légèrement foliée, et pouvant contenir biotite, orthopyroxène, clinopyroxène et grenat.

Amphibolite à grenat et clinopyroxène: 50% plagioclase, 22% hornblende, 17% clinopyroxène partiellement remplacé par la hornblende, 10% grenat rose, parfois porphyroblastique.

Amphibolite, fortement rubanée, à alternance centimétrique à décimétrique de bandes leucocrates (10-15% Hb), mésocrates et mélanocrates (35-40% Hb), avec environ 5% de clinopyroxène et 2% de grenat.

Métabasite: 38% orthopyroxène (très pléochroïque, donc probablement ferrifère); 50% plagioclase, texture granoblastique, grain fin à moyen (0.2-2.5 mm); 4% biotite; 7% chalcopryrite (0.5-4 mm) interstitielle, entourant plagioclase et orthopyroxène; 1% pyrite et magnétite (Fig. 5 et 9).

Dyke mafique: Gris-brun, folié, grain fin (1 mm), 5% clinopyroxène et orthopyroxène; 15% biotite; 15% scapolite; 45% plagioclase; perthite; feldspath potassique + quartz; opaques disséminés.

Géochimie:

Métabasite: 12% MgO, 18% Fe₂O₃, 2.7% Na₂O.

Dyke mafique: 5% MgO, 13% Fe₂O₃, 7% CaO, 2.6% K₂O.

2.4.4. Gneiss quartzofeldspathique rubané

Lithologie: Gneiss quartzofeldspathique rubané (4548, UTM: 480000m E, 5131900m N; Fig. 7).

Localité: Un affleurement de quelques mètres carrés à proximité du lithofaciès ferrifère.

Relations sur le terrain: Le gneiss quartzofeldspathique est rose, leucocrate et très rubané. Il affleure sur quelques dizaines de mètres et passe graduellement à des gneiss quartzofeldspathiques migmatisés. Le rubanement comprend des strates centimétriques à grains fins plus riches en quartz, des strates à grains moyens plus riches en feldspath potassique et des horizons millimétriques de biotite. Ces horizons alternent suivant un cycle bien défini où le niveau à grain fin est situé entre celui à grain moyen et l'horizon de biotite. Cet horizon diffère d'un mélanosome (matériel non fondu lors de la migmatisation) en étant situé asymétriquement par rapport aux strates à grain moyen et en se répétant au même niveau du cycle. Les strates à grain moyen diffèrent des leucosomes des gneiss quartzofeldspathiques environnants de par leur nature rectiligne et leur plus faible contenu en quartz.

2.4.5. Lithofaciès magnésien

Lithologies: Gneiss siliceux blanc à quartz et plagioclase avec niveaux à bronzite, cordiérite, kornéropine et tourmaline et tourmalinite (1654d1, d2, d3, e; 4434).

Localité: 400 m au nord de la brèche de Rivard (1654, UTM: 478250m E, 5131970m N) et 1000 m à l'est de la brèche (4434, UTM: 479650m E, 5131700m N).

Minéralisation: Traces de pyrite, pyrrotine et chalcopryrite.

Relations sur le terrain: Gneiss quartzofeldspathique blanc, folié, avec niveaux centimétriques à décimétriques rouillés et niveaux décimétriques de gneiss à bronzite-cordiérite-tourmaline-kornéropine (minéral vert) à grain moyen, parallèles à la gneissosité. Le gneiss est recoupé par des veines décimétriques à tourmaline et à bronzite, sans doute le produit de la fusion partielle du gneiss lors du métamorphisme.

Pétrographie: 17 à 35% de kornéropine (2-8 mm) dans certains niveaux; 8 à 17% de tourmaline magnésienne (pléochroïque jaune), tendant à se concentrer dans des niveaux de 5 à 10 mm; 12 à 30% de bronzite (Opx magnésien, peu pléochroïque); cordiérite magnésienne présente localement; 30 à 35% de quartz; quantité variable de plagioclase; 1% de rutile, abondant zircon, souvent composite.

Géochimie: 65 à 68% SiO₂, 15 à 17% Al₂O₃, 1.0 (1654e, niveau à plagioclase) à 9.8% MgO (1654d), 3 à 6% de Na₂O, 1 à 3% de CaO, 1 à 4% de FeO, 510 ppm Sr, 260-400 ppm Zr.

2.4.6. Lithofaciès alumineux sans biotite

Lithologies: Gneiss siliceux blanc à hypersthène-cordiérite-kornéropine (4475b,dD), gneiss à orthopyroxène-kornéropine (4475c), niveaux de tourmalinite (4475), gneiss siliceux à grenat-hypersthène (1659g), gneiss à grenat et cordiérite (1659h).

Localité: 1.2 et 2 km à l'est de la brèche de Rivard (4475, UTM: 479750m E, 5131750m N; 1659, UTM: 480200m E, 5131800m N).

Relations sur le terrain: Gneiss quartzofeldspathique blanc à grenat et biotite avec niveaux rouillés semblables à 1654 et horizons décimétriques à cordiérite, orthopyroxène, grenat, tourmaline et/ou kornéropine. Cette lithologie est en contact avec des gneiss rouillés à sillimanite à l'est (4474a, 4475a) ou des grenatites (1959).

Pétrographie: Grain moyen à grossier; 22 à 30% d'orthopyroxène probablement riche en fer (très pléochroïque, bleu à rose foncé); 3 à 10% de biotite, 30% de quartz (4475b) à 57% (4475c); <5% de kornéropine, remplacée par l'orthopyroxène dans 4475b, 18% de kornéropine ferrifère dans 4475c (pléochroïsme bleu intense; plus ferrifère que la kornéropine de 1654d); dans 4475d, la kornéropine est de composition intermédiaire entre celles de 4475c et 1654d; 25% de cordiérite dans 4475b; traces de sillimanite et de chalcoppyrite dans 4475b.

Gneiss à grenat-orthopyroxène 1659g: 25% orthopyroxène (1-20 mm); 7% grenat (1-10 mm); 10% biotite; 55% feldspath + quartz.

Gneiss à grenat-cordiérite 1659h: 25% grenat (≤ 10 mm); 18% cordiérite; 15% orthopyroxène; 8% biotite (remplace l'orthopyroxène localement); 4% sillimanite; 30% quartz. Nombreux indices de déformation ductile.

Géochimie: 4475: 13% Al_2O_3 , 9 à 13% MgO, 8 à 13% Fe_2O_3 , 0.1 à 0.5% CaO, 0.5 à 1.2% Na_2O ; 1959: 7% MgO, 11% Fe_2O_3 , 68 à 71% SiO_2 .

2.4.7. Lithofaciès alumineux avec biotite

Lithologie: Gneiss à biotite-grenat (4379), biotite-pyrite (4433), biotite-grenat-sillimanite (4474, 4475a1, a2).

Localité: Entre 300 et 1000 m à l'est du lac Clouthier (4433, 4434, 4474, 4475); au sud du lac la Vérendrye (4379); à 1 km à l'est du lac Harvey (4381, 4382).

Teneur en métaux: Généralement aucune. Sur quatre échantillons de l'affleurement 4475d analysés, un seul a une teneur en Au de 644 ppb, les trois autres ayant des teneurs en Au sous la limite de détection (i.e., moins de 15 ppb, analyses sur 10 g de poudre par activation neutronique sur les échantillons 4475).

Minéralisation: Trace de chalcoppyrite.

Relations sur le terrain: Les lithofaciès magnésiens, ferrifères et hyperalumineux sont tous associés ou en contact avec des affleurements de gneiss à grenat, biotite et localement sillimanite.

Pétrographie:

4474A: 15% grenat allongé, avec d'abondantes inclusions de sillimanite parallèles à l'allongement du grenat; 10% sillimanite; 10% biotite; 30% quartz; 35% perthite.

4475a1: 18% grenat (3-7 mm); 17% sillimanite (\leq mm); 22% biotite; 40% quartz; 3% opaques (pyrite, pyrrhotine, traces de chalcoppyrite). Cisaillement ductile.

4475a2: Cisaillement ductile avec fabrique C-S-C', rubans de quartz et de sulfures, recristallisation et altération deutérique prononcée. 50% quartz; 12% orthose et perthite; 12% plagioclase complètement remplacé par un minéral d'altération argileux; 15% de pyrite (avec traces de chalcoppyrite) déformée; 7% biotite, localement altérée; 3% sillimanite localement altérée.

Géochimie: 4 à 12.5% MgO, 5 à 10% Fe_2O_3 , 12 à 14% Al_2O_3 , 304 à 637 ppm Zr; faible teneur en Ca, K_2O entre 1 et 4%.

2.4.8. Grenatites

Lithologies: Grenatite à biotite (2401), grenatite à magnétite et grenatite à magnétite et chalcoppyrite (1659e, f1, f2, f3, h; Fig. 6 et 8).

Localité: 2 km à l'est de la brèche de Rivard (1659, UTM: 480200m E, 5131800m N), et 4 km au sud de la brèche, à l'est du lac Chauvin (2401, UTM: 479300m E, 5128800m N).

Teneur en métaux: 6540 ppm Cu (1659f2), 1964 ppm Cu (1659f3), 1459 ppm V (2401).

Minéralisation: chalcoppyrite.

Relations sur le terrain:

1659: Gneiss quartzofeldspathique à grenat-orthopyroxène avec des niveaux métriques de grenatite (20 à 50% de grenat) à magnétite (5 à 15%) et localement à chalcoppyrite (1 à 2%), avec des lentilles de 30 x 10 cm de metabasite riche en chalcoppyrite (5 à 7%), et recoupé par un dyke mafique orienté N010, de 1 m d'épaisseur, folié, à grain fin.

2401: Gneiss à biotite et grenat, avec localement de l'orthopyroxène, rubané, avec un niveau d'amphibolite subparallèle à la foliation, et un niveau de grenatite à biotite (50% grenat, 50% biotite) d'un mètre d'épaisseur.

Pétrographie:

1659e: 25 à 40% grenat; 40% biotite; 7 à 15% perthite; 3 à 5% magnétite; 3% pyrite; 1% chalcoppyrite; quartz et plagioclase.

1659f: 40% grenat (5-20 mm); 30% orthopyroxène (très pléochroïque, comme dans 4475); 13% quartz; 15% magnétite; 2% sulfures (chalcoppyrite et pyrite).

2401: 40% grenat (2-10 mm); 35% biotite; plagioclase et orthose.

Géochimie: 35% SiO_2 (2401), 40 à 48% SiO_2 (1659), 28 à 40% Fe_2O_3 , 0.11 à 0.55% MnO. L'analyse des grenats à la microsonde électronique indique que les teneurs en MnO sont plutôt faibles (0.2 à 0.5%) pour 1659, ou moyenne (1.3 à 1.7%) pour 2401, mais ne sont nullement anormales. Zr varie entre 77 et 215 ppm.

2.4.9. Lithofaciès hyperalumineux

Lithologie: Gneiss rouillé à sillimanite (4378a, b, c).

Localité: Sud du lac la Vérendrye (UTM: 480500m E, 5129850m N).

Teneur en métaux: un échantillon sur quatre avait une teneur de 906 ppb Au et les trois autres des teneurs en Au sous la limite de détection (i.e., moins de 15 ppb, analyses sur 10 g de poudre par activation neutronique sur les échantillons 4378).

Minéralisation: Jusqu'à 20% de sulfures dans 4378b mais principalement de la pyrrhotine.

Relations sur le terrain: Horizon de gneiss à sillimanite, fortement rouillé, avec plis isoclinaux, recoupé par d'abondantes veines granitiques d'épaisseur centimétrique à décimétrique, affleurant sur 2 m x 6 m. Ce même gneiss affleure également 10 m au sud-est sur 1 m².

Pétrographie: 15 à 60% de sillimanite aciculaire à prismatique (0.5-5 mm); 30 à 60% de quartz (≤ 1 mm); 5 à 15% de feldspath potassique; 1 à 2% de sulfures disséminés subparallèles à la foliation, localement jusqu'à 20% de pyrrhotine avec un peu de pyrite et des traces de chalcopyrite.

Géochimie: 20 à 25% Al₂O₃, sauf pour 4378b très riche en pyrrhotine (15% Fe₂O₃), 62 à 69% SiO₂. À noter les teneurs élevées en Ba et Sr allant jusqu'à 1100 et 1800 ppm respectivement, les teneurs de 182 à 427 ppm en Zr, la très faible teneur en Ca alors que le K₂O peut atteindre 2.8%.

2.4.10. Tourmalinites et gneiss alumineux associés

Lithologie: Tourmalinite recoupée par des veines de quartz à cristaux de kornéropine intercalée avec des gneiss siliceux à tourmaline et des gneiss alumineux (Tur; Fig. 3 et 4).

Localité: Nord du lac Rivard (4956, UTM: 479370m E, 5134200m N; 4957, UTM: 4793350m E, 5134100m N; 4961, UTM: 479350m E, 5134050m N).

Minéralisation/minéral gemme: Jusqu'à 2-3% de pyrite avec des traces de pyrrhotine disséminés subparallèles à la foliation dans les tourmalinites (4956c) et jusqu'à 2-3% de pyrite avec des traces de chalcopyrite et de pyrrhotine disséminés subparallèles à la foliation dans les gneiss alumineux (4956f). Dans les gneiss alumineux, la kornéropine forme des grains grossiers poécliblastiques pouvant atteindre 1 cm de longueur. Dans les veines, les cristaux de kornéropine ont communément de 5 cm à 8 cm de longueur par ca. 1 cm de diamètre; ils ne sont pas altérés mais renferment communément des inclusions de quartz, de tourmaline et de phlogopite. Toutefois certains grains, ou partie de grains pouvant atteindre près de 1 cm, sont localement très peu fracturés et sans inclusions. Leur potentiel en pierre gemme devrait donc être évalué.

Relations sur le terrain: Trois affleurements de tourmalinite ont été répertoriés. La puissance de l'unité est de ca. 200m et son extension est incertaine. L'affleurement 4957 comprend 20 m continu de tourmalinite dont des niveaux de quelques centimètres avec près de 90% de tourmaline, l'affleurement 4961 en comprend au moins 3 m et l'affleurement 4956 ca. 1 m. Les veines de kornéropine sont particulièrement bien développées à l'affleurement 4957. Toutes les unités et les

veines sont plissées et les niveaux de tourmalinite massive recoupent localement la gneissosité des tourmalinites hôtes, suggérant une certaine remobilisation. Bien qu'elles recoupent la gneissosité, les veines de kornéropine sont toujours associées à l'unité de tourmalinite suggérant que la remobilisation des fluides lors de la culmination du métamorphisme est très restreinte.

Pétrographie: Les tourmalinites sont constituées de quartz, de 20 à ca. 50% de tourmaline et de traces d'apatite, de biotite, de rutile, de monazite et de pyrrhotine (4956c, d, 4957b, d, g, Tableau 2). Localement la cordiérite et la pyrite sont présentes. La tourmaline se présente en grains fins équigranulaires, de couleur noire à brun-noir ou miel en affleurement et vert-olive à jaune en lames minces. C'est une dravite (70-80%) avec une composante schorl de 30 à 20% (mesures d'indices de réfraction par T. Feininger, 1995).

Les gneiss siliceux sont constitués principalement de quartz, avec de la biotite ou de la phlogopite, de la cordiérite, de la kornéropine et de la sillimanite (4961c, f, Tableau 2). Ces gneiss sont recoupés par des veines de quartz à orthopyroxène et kornéropine ou à cordiérite.

Les gneiss alumineux renferment une panoplie d'assemblages AFM en particulier,

4956f - cordiérite-phlogopite-sillimanite;

4957 - kornéropine-phlogopite;

4961a - biotite-grenat-sillimanite;

4961b - biotite-cordiérite-grenat-orthopyroxène-sillimanite (cet assemblage suggère une pression d'équilibre de ca. 8 kb; c.f., Boggs, en préparation);

4961d - cordiérite (partiellement rétrogradée en biotite verte et sillimanite)-sillimanite;

4961e - cordiérite-kornéropine-orthopyroxène-sillimanite, (Tableau 2).

Géochimie: À noter le caractère magnésien des tourmalinites ainsi que des gneiss alumineux et siliceux associés (Tableau 2). Le bore n'a pas été analysé d'où les totaux particulièrement faibles. Les rapports FeO/Fe₂O₃ n'ont pas été établis.

2.5. Géochimie

Les analyses chimiques des divers lithofaciès (tableau 2) sont comparées au composite de shale de l'Amérique du Nord et au composite de shale métamorphisé (Gromet et al., 1984). Les grenatites ont toutes une très forte teneur en fer (exprimée en Fe₂O₃), soient de 28 à 40% poids Fe₂O₃. Leur teneur en magnésium varie entre 7 et 11% poids MgO, et le SiO₂ varie entre 35 et 48% poids. Les gneiss à Opx-Grt, à Grt-Crd, à Crd-Opx-Krn, à Crd-Opx-Grt, à Opx-Krn (1659g, h, 4475b, c) ont une teneur en Fe₂O₃ entre 8 et 13% poids, ce qui est nettement supérieur à la teneur en fer des gneiss du lithofaciès magnésien, soit 1 à 4% poids Fe₂O₃ (1654d, e). La concentration en MgO est comparable pour les deux lithofaciès, soit 7 à 13% poids (excepté pour 1654e qui est un niveau plus riche en plagioclase). Par contre, le rapport Mg/Fe du lithofaciès magnésien et sa concentration en NaO (3 et 5% poids) sont particulièrement élevés et dénotent probablement un apport en Na et Mg.

Tableau 2: Analyses chimiques des lithofaciés de la bande hydrothermale et des gneiss pélitiques régionaux

Éch. Type Minéraux %Poids	750 Sil-Grt	1499a	2770	4012a	NASC MSC		1659g	1659h	4474a	4475a	4475b1	4475b2	4475c	4475d	4956f	4957	4961a	4961b	4961d	4961e	4961f	Lithofaciés hyperalumineux				
		Qtz-Bt	Qtz-Sil	Sil-Grt	Composite de shale		Grt-Opx	Grt-Crd	Sil-Grt-Bt	Sil-Grt-Bt	Crd-Opx-Grt	Crd-Opx	Opx-Tur	Grt-Bt	Crd	Km-Phl	Grt-Sil	Crd-Opx	Sil-Crd	Km	Opx	Sil-Qtz	Po-Sil	Po-Sil	Sil-Qtz	
SiO ₂ *	68,43	77,61	85,72	54,70	64,80	60,48	71,44	67,56	68,11	68,94	62,41	57,09	67,00	50,14	68,18	64,56	63,86	62,51	60,91	79,74	70,92	61,82	69,46	75,36	67,01	
TiO ₂ *	1,37	0,58	0,41	1,58	0,70	0,91	0,53	0,40	0,46	0,39	0,38	0,39	0,33	3,17	0,83	0,68	0,78	0,81	0,71	0,44	0,28	1,87	0,72	0,80	1,49	
Al ₂ O ₃ *	13,91	8,51	4,98	16,18	16,90	16,58	7,90	10,35	13,96	12,03	12,69	12,77	12,65	13,64	14,97	17,04	17,77	17,94	17,45	9,86	13,55	25,23	4,34	4,49	20,44	
Fe ₂ O ₃ *	10,55	2,03	4,67	9,35	6,29	8,10	11,12	10,51	5,13	9,63	9,29	13,48	7,60	16,19	3,18	3,37	4,87	4,62	7,81	1,73	1,70	3,90	14,70	16,49	5,92	
MnO*	0,03	0,00	0,03	0,06	0,06	0,13	0,10	0,09	0,03	0,06	0,06	0,08	0,05	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	
MgO*	2,09	2,72	1,21	5,87	2,86	6,35	6,78	6,95	4,56	4,19	8,57	12,51	9,89	8,46	6,35	9,11	4,99	6,62	2,54	4,69	9,11	0,18	0,05	0,03	0,18	
CaO*	1,31	0,45	0,30	0,83	3,63	2,31	0,37	0,13	0,13	0,15	0,65	0,51	0,12	0,35	0,22	0,03	2,17	1,15	1,66	0,29	0,72	0,03	0,04	0,04	0,04	
Na ₂ O*	1,54	1,38	0,26	0,52	1,14	1,80	0,53	0,10	0,90	0,30	2,49	1,74	0,53	1,24	0,36	0,02	1,35	0,59	3,18	0,00	0,09	0,39	0,13	0,15	0,35	
K ₂ O*	1,25	3,46	1,11	8,77	3,97	3,17	1,04	0,99	4,65	2,11	0,94	1,03	0,92	4,08	2,13	1,75	3,09	3,27	3,14	1,21	0,66	2,84	0,48	0,57	2,82	
P ₂ O ₅ *	0,06	0,05	0,06	0,14	0,13	0,17	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,28	0,09	0,07	0,19	0,18	0,10	0,11	0,43	0,08	0,02	0,02	0,08	
PTF	0,04	1,36	0,73	1,27			0,21	-0,05	0,62	2,00	1,00	0,00	1,00	1,00	2,46	1,54	0,89	1,04	1,02	1,46	1,24	1,17	4,47		1,77	
Total	100,58	98,15	99,48	99,27	100,48	100,00	100,03	97,09	98,58	99,81	98,52	99,63	100,12	98,58	98,78	98,19	100,00	98,76	98,55	99,55	98,72	97,51	94,43	97,96	100,11	
ppm																										
Nb* (2)	11	0		18			7	15	7	11	8	5	6	25	14	13	10	11	10	6	6	3	0		4	
Zr* (2)	144	217		266	200	165	653	704	304	334	478	637	431	343	262	346	254	283	394	204	329	427	182		293	
Y* (5)	20	16		29			120	183	27	49	60	61	29	67	64	60	45	36	32	38	63	134	4		49	
Sr* (2)	103	182		54	142	192	44	8	20	24	62	46	15	19	26	13	80	41	189	65	16	1854	549		1143	
Rb* (2)	47	61		208	125	129	40	41	84	55	34	35	39	160	45	42	65	74	55	33	31	33	9		36	
Ni* (5)		11		72	58	227	36	41	22	38	26	29	23	75	10	7	10	<5	18	14	10	39	71		47	
Cu* (3)		5		34			78	68	14	333	29	31	16	32	69	74	12	4	6	4	0	86	240		103	
Zn* **	80	23	30	61			85	51	44	65	82	117	78	94	29	53	55	60	59	73	24	22	25		28	
Pb* (5)		19		23			8	0	7	7	9	7	8	13	9	7	16	9	5	0	10	0	8		5	
Ga* (3)		9		25			13	12	22	19	21	30	18	42	13	17	18	21	15	7	17	46	7		34	
V*		58		275			56	34	20	45	77	131	54	444	19	0	26	25	83	6	107	524	103		360	
As** (0,5-1)		0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Au** (0,005)	0,008	0	0	0,004			0	0	0	0,092	0	0	0	0,644	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba** (100)	270	1145	0	700	640	530	380	135	400	1520	120	145	93	130	640	190	310	280	620	110	0	0,013	0,906	0,021	0,007	
Cs** (0,5)	0,9	1,3	1,7	4,7	5,2	6,1	0	0	0	0	0	0	0	2	0,7	0	1,0	1,2	0,6	0,0	0,5	0	0	0	0	
U** (0,5)	1,0	1,3	1,8	1,7	2,7	2,5	1,4	1,8	1,5	1,4	1,7	2,5	2,0	2,9	2,6	3,6	2,6	1,2	1,9	1,3	4,1	4,5	1,6	1,5	2,7	
Th** (0,2)	3,0	7,9	4,4	14,6	12,3	10,3	0,8	3,1	11,2	9,0	2,3	4,0	4,5	11,7	8,1	7,0	7,2	6,5	12,6	2,0	11,6	9,9	6,1	4,6	9,1	
Sc** (0,1)	16,0	7,2	3,8	22,0	14,9	18,0	7,1	6,0	5,7	6,0	7,0	10,2	6,2	21,0	8,6	6,9	11,7	10,7	7,1	4,7	3,4	58,6	7,6	5,0	36,6	
Hf** (0,2)	3,9	6,3	4,8	7,7	6,3	4,8	18,9	19,8	9,3	10,9	14,6	18,1	11,4	9,4	6,6	8,1	6,6	7,2	10,3	4,8	8,4	10,3	5,7	4,8	7,7	
Ta** (0,3-1)	0,6	0	0	0	1,1	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0,5	0,7	0,5	0,5	0,6	0	0,5	1,2	0	0	0	
Cr** (5)	260	41	24	200	125	417	224	234	153	216	194	151	165	187	11	7	0	0	10	7	6	182	160	244	161	
Co** (1)	38	9	4	25	26	28	14	12	5	23	15	22	11	22	6	11	2	2	7	2	1	21	72	52	30	
Mo** (2)	0	0	0	2			0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	9	11	6	
W** (1-2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2,2	1,2	2,4	1,7	
Br** (0,5)				0,6	0,7	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0,9	1,1	0,9	0,9	1,3	1,1	0,8	0	0,6	0	0,6	
La** (0,5)	21,0	33,4	51,5	57,6	31,1	32,6	5,2	9,4	29,9	37,4	16,4	17,1	14,3	12,0	41,1	19,3	39,7	8,2	24,2	8,1	55,7	41,8	28,7	16,3	42,8	
Ce** (2)	53	68	101	118	67	73	23	35	57	76	35	37	33	36	84	46	80	19	50	19	123	102	49	25	88	
Nd** (5)	22	28	44	53	27	31	0	14	27	37	13	14	15	27	42	28	37	16	19	12	65	66	21	12	49	
Sm** (0,05)	5,4	4,6	6,9	8,9	5,6	6,2	1,6	5,0	4,8	7,6	2,9	3,2	3,0	8,8	8,4	6,1	8,0	3,5	5,0	3,0	10,9	21,4	2,6	1,6	11,4	
Eu** (0,1)	1,3	1,1	1,0	1,5	1,2	1,3	0,2	0,4	1,2	1,0	0,8	0,7	0,3	0,9	1,4	0,8	1,0	0,7	1,2	0,6	1,1	5,1	0,4	0,3	2,9	
Tb** (0,1)	0,7	0,5	0,8	1,2	0,9	0,9	1,6	3,5	0,8	1,5	1,0	0,9	0,6	2,0	1,5	1,1	1,3	0,8	0,9	0,7	1,6	4,1	0,2	0,0	2,1	
Yb** (0,2)	1,6	1,4	2,1	4,1	3,1	2,8	20,5	27,3	4,0	7,0	10,9	11,7	6,0	9,3	5,6	5,5	4,3	3,1	3,0	3,5	5,8	16,9	1,3	1,1	6,6	
Lu** (0,05)	0,27	0,24	0,34	0,65	0,46	0,42	3,22	4,20	0,66	1,15	1,76	1,93	1,14	1,41	0,91	0,96	0,71	0,48	0,47	0,53	0,91	2,58	0,29	0,21	1,07	

* fluorescence X, ** activation neutronique, (ppm) limite de détection, 0 sous la limite de détection, PTF perte au feu (négative = oxidation du fer), NASC et MSC North American et Metamorphosed shale composite (Gromet et al., 1984).

Tableau 2 suite: Analyses chimiques des lithofaciès de la bande hydrothermale et des gneiss pélitiques régionaux

Éch. Type Minéraux %Poids	1654d Faciès Mg Crd-Opx- Tur-Km		1654e Pl- Qtz		1659e Mag		1659f Mag		1659g Mag		4944 Cpx		2401 Bt		4956c PO		4956d 4957b 4957d 4957g Tourmalinite					4957f Velne Km		1659d Ccp		1659y 59alpha Métabasite Mag		4946b Calcsilicate		4946a 4946c		1659W 4945a1 4945a2 4954a Gneiss					4960 5063 4927a		
SiO2*	65,52	68,17	45,71	47,96	39,73	43,09	48,38	35,02	68,48	74,23	75,30	75,32	74,70	70,91	47,05	45,52	42,39	38,94	46,11	42,88	69,30	70,53	62,77	57,40	57,58	56,92	57,24												
TiO2*	0,55	0,20	0,99	0,55	0,37	0,77	2,47	1,78	0,57	0,41	0,55	0,51	0,54	0,13	0,59	1,69	1,93	2,82	0,81	0,93	0,64	0,40	0,85	0,80	0,59	0,80	0,63												
Al2O3*	14,73	17,18	14,26	11,56	13,74	10,86	15,56	18,91	15,07	12,49	11,34	11,35	12,13	17,04	13,66	15,02	11,89	14,03	13,53	14,65	15,51	13,50	17,41	17,00	15,72	13,91	19,37												
Fe2O3*	3,61	1,33	28,82	34,06	34,74	39,56	17,47	27,61	2,57	1,42	1,15	1,84	2,07	1,40	18,22	14,73	20,52	21,99	7,04	9,90	3,51	2,25	4,75	7,18	4,89	15,00	5,30												
MnO*	0,07	0,02	0,17	0,11	0,15	0,11	0,35	0,55	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,18	0,23	0,20	0,39	0,13	0,45	0,06	0,04	0,08	0,15	0,08	0,09	0,06												
MgO*	9,82	0,95	7,31	7,99	10,78	6,57	4,61	11,02	4,32	3,58	3,34	3,22	3,53	6,51	11,76	6,92	8,10	6,93	3,24	3,64	0,53	0,53	1,46	1,96	1,49	4,54	1,57												
CaO*	0,70	3,41	0,76	0,28	0,36	0,29	7,71	1,33	0,79	0,56	0,76	0,87	0,96	0,21	2,73	11,49	12,79	9,19	20,36	12,26	1,49	2,07	3,75	4,89	3,23	2,54	3,59												
Na2O*	3,05	5,70	0,31	0,02	0,00	0,17	0,13	0,08	0,83	0,62	0,47	0,38	0,39	0,02	2,68	2,13	1,65	2,05	1,48	2,34	6,10	2,64	4,19	4,69	3,81	4,51	6,41												
K2O*	0,33	0,79	2,75	0,06	0,06	0,07	0,51	4,02	0,11	0,07	0,12	0,10	0,11	0,38	0,73	0,54	0,21	1,84	0,16	0,49	1,41	3,91	2,53	2,28	3,16	1,24	2,25												
P2O5*	0,04	0,02	0,05	0,04	0,06	0,03	0,31	0,14	0,13	0,05	0,13	0,11	0,13	0,14	0,16	0,13	0,07	0,30	0,16	0,23	0,09	0,09	0,14	0,24	0,17	0,73	0,28												
PTF			-0,56	-1,42	-1,06	-1,43	0,45	-0,62	1,93	1,36	1,30	1,27	1,41	0,87	0,83	0,06	-0,75	1,02	4,75	1,24	0,74	1,42	1,44	1,16	0,55	-0,01	0,94												
Total	98,42	97,77	101,13	102,63	99,99	101,52	97,95	100,46	94,82	94,80	94,47	94,98	95,98	97,63	98,59	98,46	99,75	99,50	97,77	89,01	99,38	97,38	99,37	97,75	91,27	100,27	97,64												
<i>ppm</i>																																							
Nb* (2)	21	0	11	0	0	0	12	3	10	11	9	8	6	0	5	0	16	12	0	0	11	5	8	8	5	14	0												
Zr* (2)	395	262	221	169	200	115	176	77	296	263	240	199	234	109	205	86	169	79	54	53	377	308	338	342	342	310	333												
Y* (5)	8	8	86	69	77	65	54	24	69	52	44	37	23	40	53	43	53	67	20	18	27	12	19	36	36	121	14												
Sr* (2)	48	510	42	5	0	8	70	11	91	62	43	93	102	14	23	140	50	500	490	520	75	135	161	290	260	51	755												
Rb* (2)	13	7	88	3	4	3	36	117	4	5	3	5	7	8	28	7	14	28	0	0	10	63	41	27	70	8	46												
Ni* (5)	0	0	82	66	75	65	36	65	6	8	6	7	6	7	58	59	11	44	21	76	8	10	14	15	22	15	7												
Cu* (3)	0	0	328	680	6540	1964	20	75	8	3	11	4	9	7	5073	114	900	42	10	28	27	43	33	103	18	352	54												
Zn*	37	16	97	155	150	167	137	186	32	29	17	20	20	47	106	93	179	265	118	146	25	29	47	56	39	46	57												
Pb* (5)	6	0	18	14	13	12	23	14	5	11	0	5	0	0	9	11	20	19	0	5	10	9	9	0	5	14	0												
Ga* (3)	10	13	28	44	35	64	19	30	15	8	7	11	12	13	28	17	34	35	11	18	14	12	16	17	19	18	19												
V*	43	19	504	461	332	769	737	1459	0	0	6	10	10	11	158	510	66	783	111	241	0	18	60	120	65	262	45												
As** (0,5-1)	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0												
Au** (0,005)	0	0	0	0,029	0,277	0,078	0	0	0	0	0	0	0	0	0,154	0	0	0	0	0	0	0,005	0	0,008	0,005	0,018	0												
Ba** (100)	0	566	674	0	0	150	597	0	0	0	0	0	0	110	57	0	235	320	0	220	140	830	510	515	710	220	930												
Cs** (0,5)	0	0	0	0	0	1,0	1	0	0	0	0	0	0	0,6	0	0	0,5	0,6	0,5	0	0	0,6	0	0	0	0	0												
U** (0,5)	1,0	0,0	0,8	1,0	2,4	1,2	0,6	0,0	3,5	2,2	4,5	7,4	4,9	1,7	1,2	0,7	0,7	0,6	3,0	0,6	1,6	1,5	1,0	0,5	1,1	5,0	0,9												
Th** (0,2)	0,4	0,5	8,5	3,6	6,3	3,7	1,9	1,1	7,7	3,5	5,3	2,8	1,0	4,3	7,1	0,5	0,4	0,8	3,6	1,5	0,4	7,3	0,8	0,6	3,0	13,3	0,7												
Sc** (0,1)	7,7	2,0	30,4	7,1	12,1	7,6	47,3	62,1	5,5	5,7	6,0	5,4	3,7	11,7	11,9	47,0	8,9	45,9	11,7	26,0	5,6	3,7	10,9	12,5	9,5	10,8	3,2												
Hf** (0,2)	11,2	8,0	6,9	4,9	6,3	3,5	4,5	2,0	5,7	5,4	4,7	3,6	3,9	2,2	5,5	2,3	4,3	3,5	2,0	2,1	9,6	8,9	9,2	8,8	9,3	8,2	8,5												
Ta** (0,3-1)	0,7	0	0	0	0	0	0,5	0	0,5	0,4	0,7	0,0	0,0	0,0	1,4	0	0,5	0,6	0,6	0,4	0,4	0	0	0,4	0,4	0	0												
Cr** (5)	0	6	164	192	234	163	62	187	7	5	9	0	0	5	220	180	6	96	25	270	12	16	43	8	23	10	10												
Co** (1)	13	5	34	24	25	22	41	35	9	2	1	8	5	2	113	48	24	43	11	28	3	4	7	17	11	26	8												
Mo** (2)	43	0	0	0	2	2	0	3	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0												
W** (1-2)	0	0	0	0	0	1,4	3	0	0	0	3	4	3	0	0	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2												
Br** (0,5)			0	0	0	0	1,3	0	0,9	0,9	1,2	1,1	0,9	1,0	0	0,9	0,9	1,5	16,8	3,1	2,9	1,8	2,0	1,1	1,5	0,6	1,3												
La** (0,5)	1,3	17,6	31,6	9,1	17,9	13,1	12,8	10,2	6,9																														

Les phases AFM des gneiss à sillimanite, grenat et biotite et à cordiérite, orthopyroxène et grenat sont contrôlées par la réaction

sillimanite+biotite = orthopyroxène+cordiérite+feldspath
potassique+liquide anatectique

dans le système KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). Ces gneiss présentent néanmoins quelques différences géochimiques. Les gneiss à grenat, cordiérite et/ou orthopyroxène ont des teneurs en Mg supérieures à celles des gneiss à grenat, biotite et sillimanite, des teneurs en Fe légèrement plus élevées, des teneurs en Al équivalentes, alors que les teneurs en Zr peuvent être le double. Tous ces gneiss sont pauvres en Mn et en Ca. Le gneiss à sillimanite a des teneurs de 20 à 25% poids en Al_2O_3 , excepté lorsque riche en pyrrhotine (4% poids Al_2O_3 , 15% poids FeO) et est particulièrement pauvre en Mg et en Ca. La metabasite à chalcopryrite a des teneurs en Fe_2O_3 de 35% poids.

La géochimie des lithofaciès magnésiens et alumineux tranche avec celle des roches supracrustales de la région ainsi qu'avec celle des composites de shale (Tableau 2). Globalement, les gneiss à grenat, biotite, sillimanite ou grenat, cordiérite et/ou orthopyroxène au niveau du système hydrothermal ont des teneurs en Ca faibles et des teneurs en Mg et en Zr élevées par rapport à celles des gneiss à grenat-biotite-sillimanite d'origine sédimentaire (métapélites) de la région. Malgré leur assemblage minéralogique typique de gneiss pélitiques, les gneiss alumineux du complexe sont interprétés comme des équivalents au faciès des granulites de roches altérées par des processus hydrothermaux pré-métamorphiques. Le lessivage du Ca et d'autres éléments aurait entraîné l'enrichissement apparent en Al et Zr caractéristique des gneiss alumineux. Ces gneiss et le lithofaciès magnésien auraient subi un enrichissement en Mg par rapport au Fe, tandis que les grenatites et les tourmalinites pourraient être des exhalites métamorphisées.

2.6. Implications métallogéniques du complexe de Bondy et de ses roches hydrothermales

Malgré leur aspect massif et homogène sur le terrain, l'origine intrusive des gneiss quartzofeldspathiques du complexe (Corriveau et Jourdain, 1992, 1993) est maintenant remise en question. Certains affleurements-clés de la région: gneiss quartzofeldspathique rubané (Fig. 3 et 7; affleurement 4474), amphibolite en alternance avec des métasédiments (Fig. 3, affleurement 1553), et amphibolite rubanée grenatifère (Fig. 3, affleurement 4281), suggèrent une origine volcanique pour l'extrémité nord de ce complexe quartzofeldspathique. Une origine volcanique a aussi été proposée pour les Hyde School Gneiss dans les basses terres des Adirondacks; le débat autour

de leur origine (Grant, 1993; Carl et al., 1990; McLelland et al., 1991) reflète bien les problèmes reliés à l'identification des protolites des complexes gneissiques grenvilliens.

Les lithofaciès, comme ceux découverts dans le complexe de Bondy, sont considérés comme des métalotectes pour les minéralisations en sulfures massifs et/ou en or (Gauthier et al., 1985; Bernier 1992; Bernier et Maclean, 1993; Nantel, 1994a, b; Slack et al., 1993). Deux modèles métallogéniques pourraient être testés sur l'indice de cuivre et ses roches hôtes, soit un modèle sédimentaire-exhalatif (SEDEX) ou un modèle de sulfures massifs volcanogènes (VMS). La présence de cuivre, d'altération magnésienne et de roches possiblement volcanogènes suggèrent un environnement volcanogène de type sulfures massifs pour le complexe de Bondy. Les terres rares pourraient être utilisées comme traceurs de dépôt de sulfures massifs volcanogènes suivant la méthode de Schandl et Gorton (1994). Les travaux régionaux, quant à eux, suggèrent que ces complexes pourraient représenter des vestiges d'un arc magmatique séparé du continent laurentien par un bassin marginal.

Le complexe gneissique de Bondy n'a pas été exploré lors des programmes d'exploration dans la région (Tableau 10 en annexe; Ageos Sciences Inc., 1989; Choinière, 1990), probablement en raison de la monotonie des gneiss quartzofeldspathiques. Il en va de même pour les autres complexes gneissiques quartzofeldspathiques de la Ceinture métasédimentaire du Québec qui ont été cartographiés à une échelle de reconnaissance seulement (Wynne-Edwards et al., 1966). Une meilleure compréhension de l'environnement de formation du complexe et du lien génétique entre la minéralisation cuprifère, les métalotectes et les gneiss quartzofeldspathiques, intermédiaires et mafiques pourrait conduire à de nouveaux outils d'exploration dans la Ceinture métasédimentaire du Québec. Cet environnement est distinct de celui des dépôts zincifères dans les séquences supracrustales riches en marbre à l'ouest de la ceinture métasédimentaire (Nantel, 1994a) ainsi que de celui des indices de Cu, Co et Au (chalcopryrite, de pyrite cobaltifère et de pyrrhotite) associés à des coticules (roches à quartz et grenat manganeux) et des tourmalinites dans la région de Saint-Jovite à la limite entre ce domaine et le terrain de Morin (Nantel, 1994b). Les paragneiss riches en graphite, de par leur grande conductivité, représentent un obstacle important à la prospection géophysique pour les sulfures massifs à l'échelle régionale. Toutefois, de tels gneiss sont absents dans le complexe gneissique de Bondy et n'en limitent donc pas la prospection aéroportée ou au sol. Il devrait en être de même pour une grande partie des complexes gneissiques.



Figure 4: Gneiss à bronzite-cordiérite-kornéropine-phlogopite-tourmaline (échelle: 1 cm).

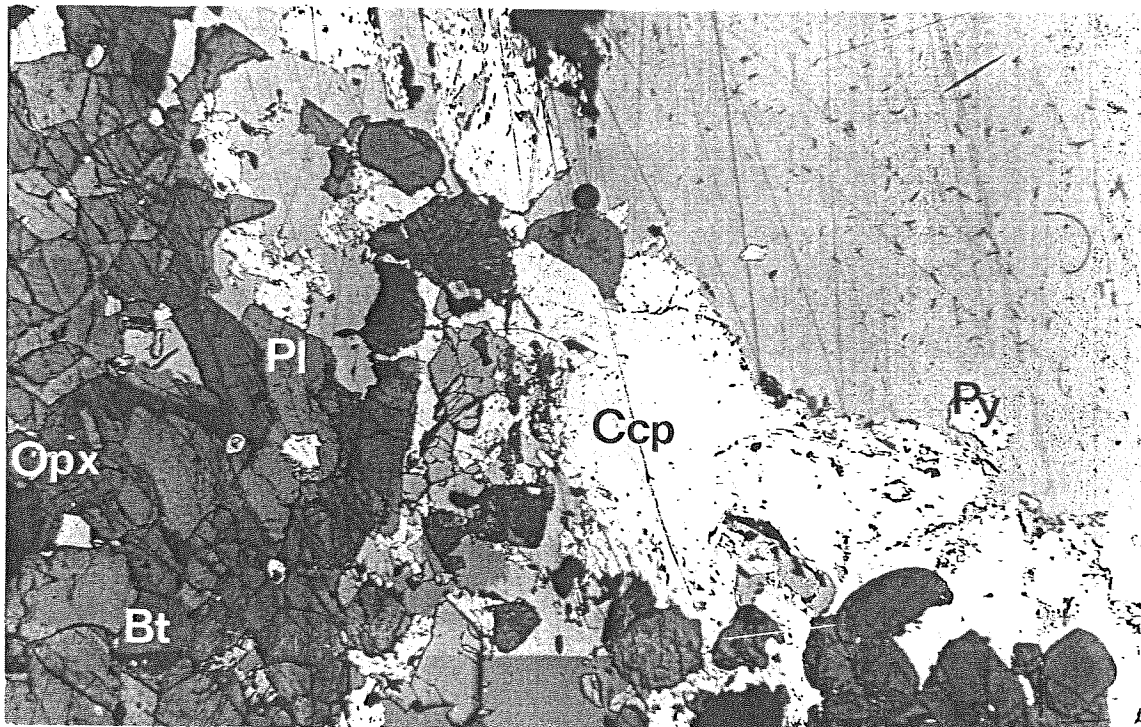


Figure 5: Chalcopyrite dans une metabasite associée aux grenatites (lumière réfléchie et transmise, grossissement 30x).

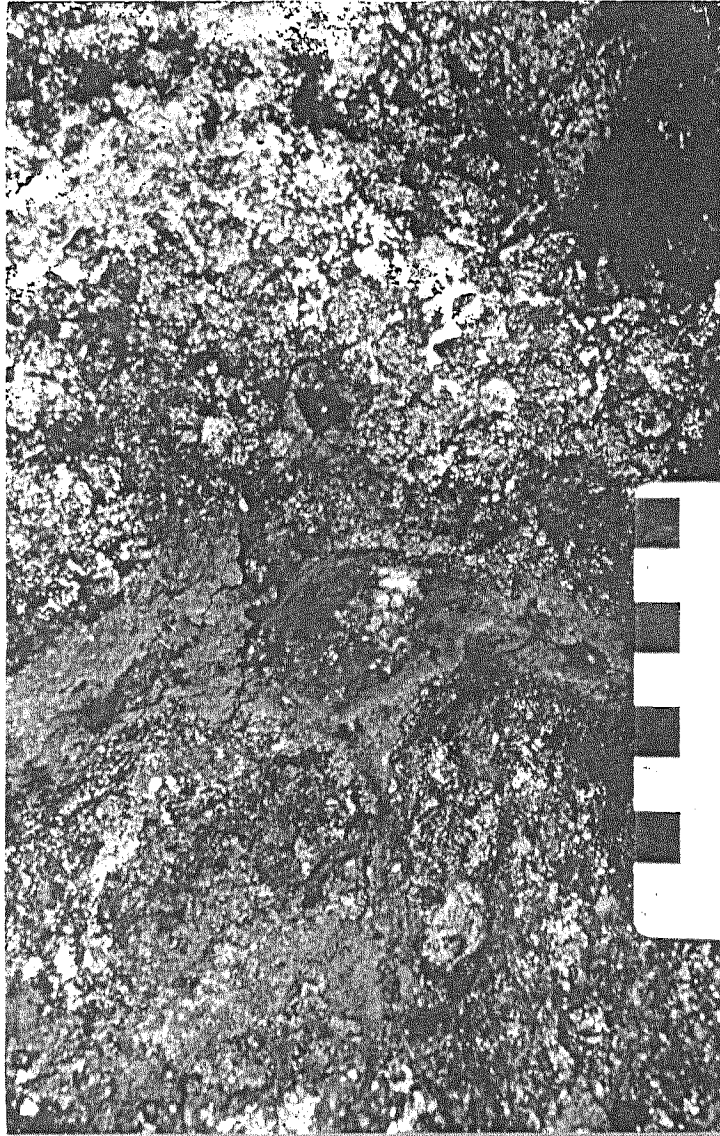


Figure 6: Grenatite à magnétite et chalcopirite (échelle: 1 cm).

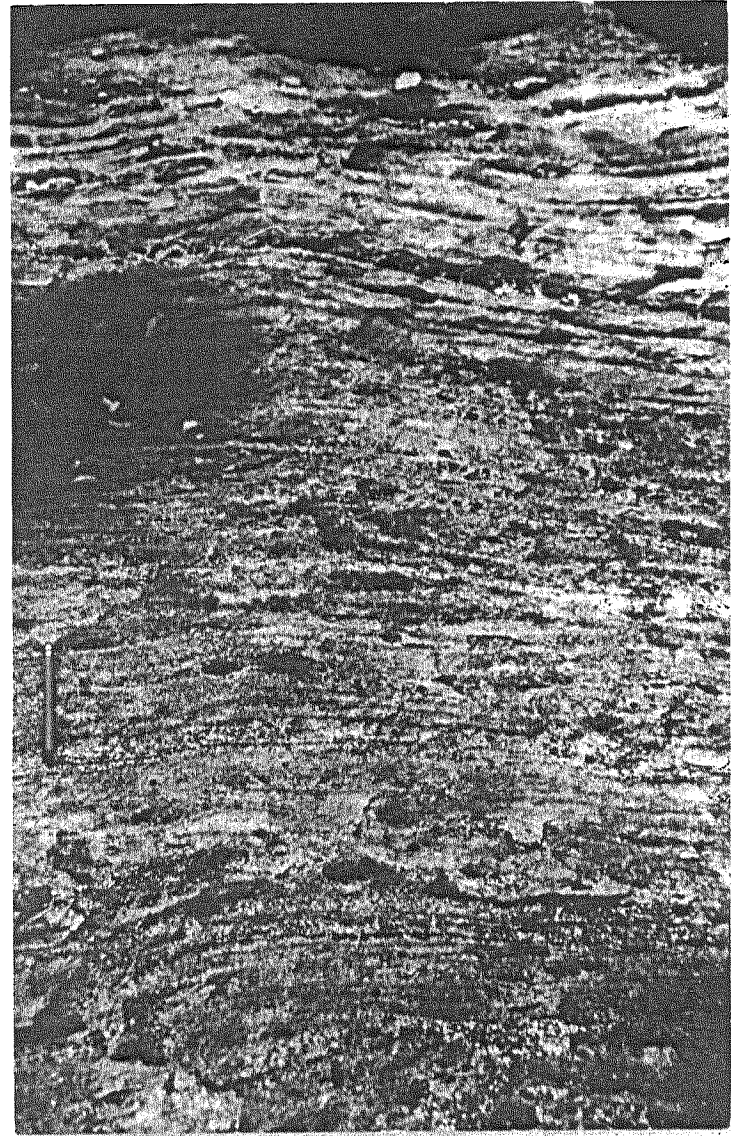


Figure 7: Gneiss quartzofeldspathique rubané (crayon 16 cm).

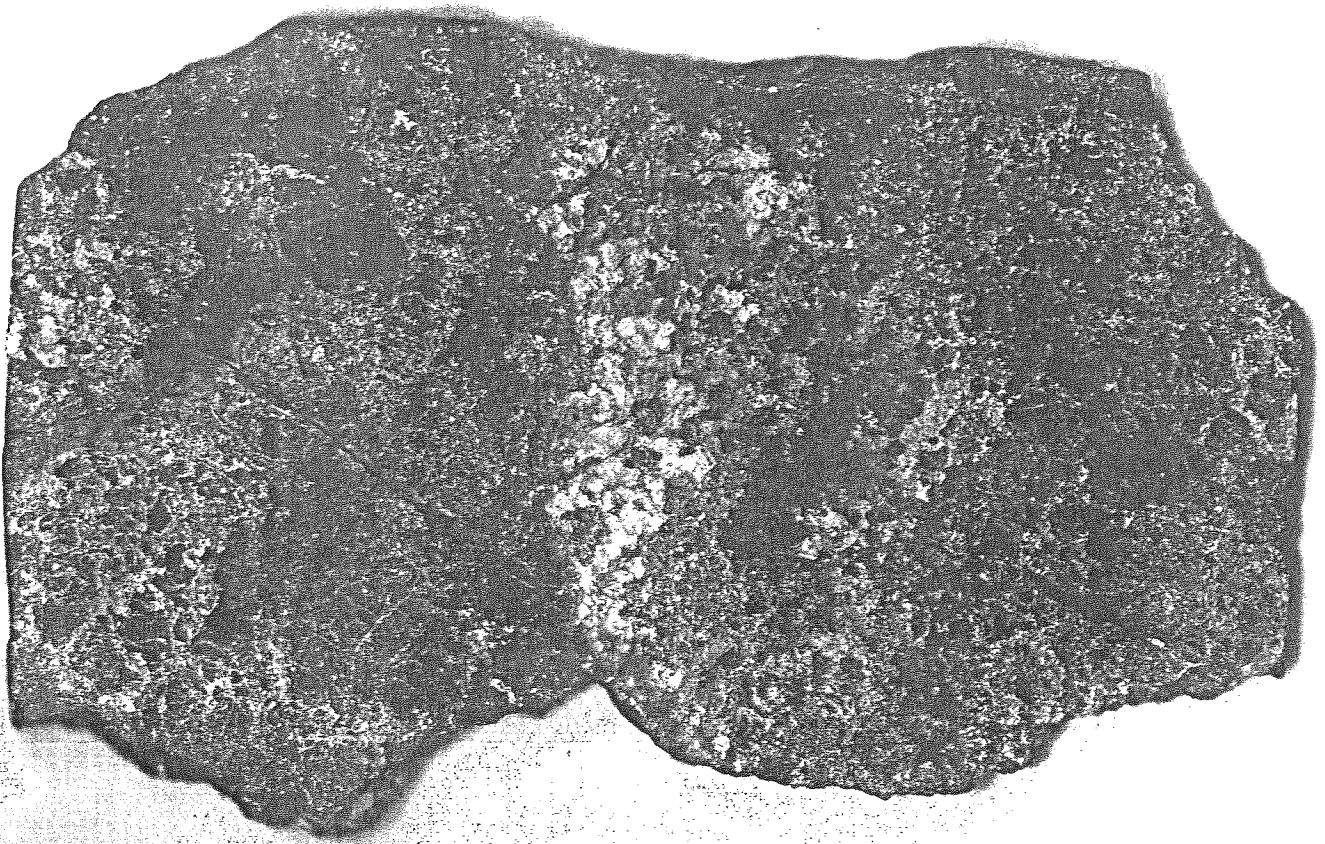


Figure 8 : Section polie de la grenatite à magnétite et chalcopyrite (taille réelle).

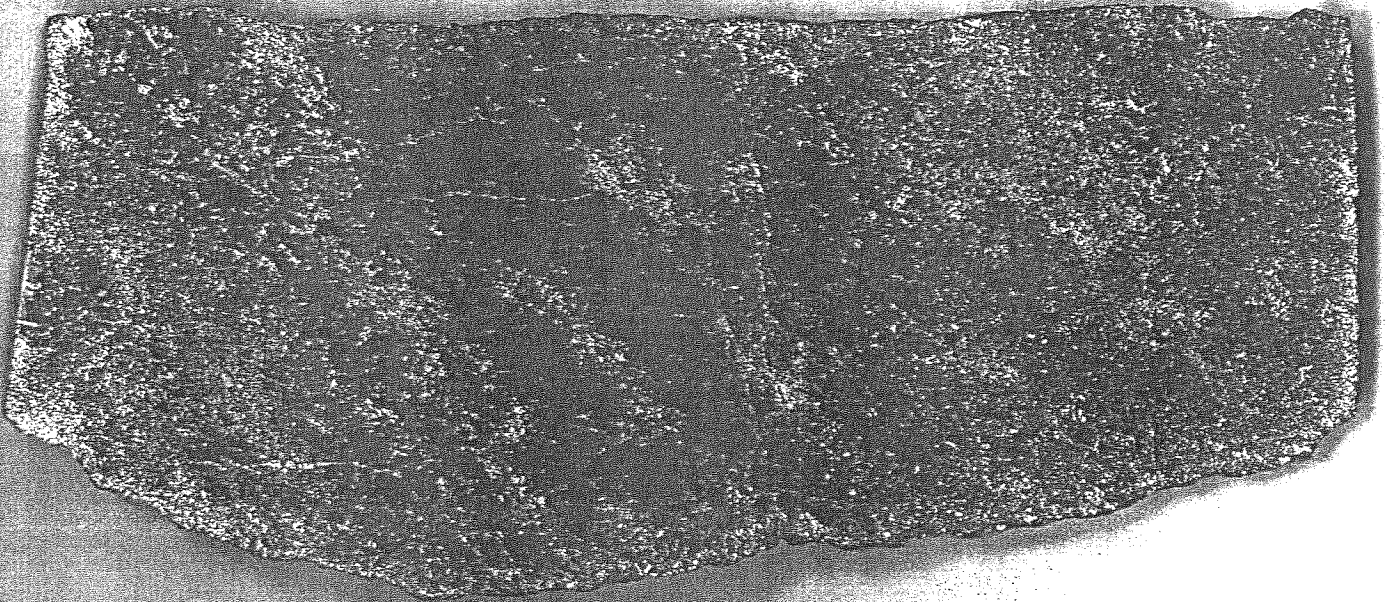


Figure 9: Section polie de la metabasite à chalcopyrite (taille réelle).

3. LA BRÈCHE INTRUSIVE DE RIVARD

La brèche intrusive de Rivard, dans la région de Mont-Laurier (Québec), est un dyke de lamprophyre à clinopyroxène et biotite contenant des milliers de xénolites (Fig. 10 à 15). Elle s'est mise en place à 1.08 Ga dans la partie nord du complexe de Bondy, près de 100 m.a. après le métamorphisme régional de la Ceinture métasédimentaire (Corriveau et al., 1995). Le dyke est généralement rectiligne, orienté nord-sud et fortement incliné vers l'ouest (180/75). Il mesure plus de 200 m de long et a une puissance de moins de 1.7 m. Il recoupe un gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène, relativement homogène, dont la foliation est nord-sud et subverticale. Dans sa partie nord, le dyke change brusquement d'orientation (N150°), devient composite et bifurque à la hauteur d'un niveau de metabasite d'une puissance de 1 mètre (Fig. 11). Dans cette section du dyke, une accumulation importante de xénolites suggère un engorgement local. Les épontes du dyke sont nettes ou localement irrégulières et sans bordure de trempe. Seules quelques apophyses centimétriques montrent une fine bordure de trempe. Les apophyses sont subparallèles aux épontes et isolent plus ou moins des fragments d'encaissant. Les épontes sont fracturées, bréchifiées (pseudobrèche) et localement hydratées avec la présence de biotite dans le gneiss encaissant. Des globules felsiques sont présents dans le lamprophyre à proximité des épontes. Elles semblent correspondre à des fragments d'encaissant fondus.

La brèche intrusive est composite avec au moins six injections de lamprophyre. Les xénolites, au taux de 50 à 500 par mètre carré, forment environ 50% du volume de la roche mais cette proportion peut varier de 0 à 80% en fonction de l'injection et du site dans le dyke (Fig. 11 et 12). La proportion de xénolites ultramafiques, mafiques (ou intermédiaires) et felsiques est de 30%, 30% et 40%, respectivement. Les xénolites ultramafiques sont regroupés en des accumulations disséminées le long du plancher (bordure est) du dyke. Ils constituent une relique d'une première injection de lamprophyre.

3.1. Nature et composition du lamprophyre hôte

Les six injections de lamprophyre de la brèche ont une granulométrie fine mais légèrement différente d'une phase à l'autre. Elles se distinguent par de faibles variations dans leur composition chimique et modale, la quantité de xénolites et pour certaines, le type de xénolites (Morin et Corriveau, sous presse). Toutes les injections partagent un même assemblage minéralogique avec des phénocristaux de clinopyroxène (ca. 5%) et de biotite (ca. 20%) dans une matrice composée principalement de feldspaths (majoritairement feldspath potassique) avec environ 20% de clinopyroxène, 5% de biotite, 2% d'amphibole et de faibles quantités d'apatite, de titanite, de sulfures, de carbonates et de quartz (Fig. 13). Des mégacristaux de clinopyroxène et des xénocristaux de grenat, quartz, zircon, clinopyroxène, feldspaths et titanite sont aussi présents. Le lamprophyre contient aussi de faibles quantités de sulfures disséminés (Py-Po-Cep, liste des abréviations en

annexe d'après Kretz [1983]) et de fines veinules qui recourent à la fois la brèche et son encaissant.

Selon la classification de Rock (1977), la matrice dominée par le feldspath potassique et la présence de phénocristaux de biotite plutôt que d'amphibole indiquent que le lamprophyre hôte est une minette.

Les injections de lamprophyre sont mafiques avec un $Mg\#$ ($100 Mg/(Mg + Fe^{+2(total)})$) de 60 à 67 et ultrapotassiques avec un rapport K_2O/Na_2O (% poids) autour de 2.2. Le rapport La/Yb , une mesure du degré de fractionnement des terres rares, est de l'ordre de 20 (Tableau 3). Ces magmas sont sous-saturés en silice et ont une faible composante en néphéline dans la norme. Dans le lamprophyre, le minéral sous-saturé en silice est en fait la biotite (exclue lors du calcul de la norme). Le lamprophyre est riche en éléments lithophiles (LILE; 3000 ppm Ba, 95 ppm Ce et 1700 ppm Sr) et en terres rares légères (abondance ca. 200x chondrite) et relativement pauvre en Nb, Ta et Ti (Tableau 3). Les patrons d'éléments traces normalisés au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, Ti (Morin, en préparation). Ces caractéristiques sont comparables à celles des minettes, dont celle du dyke de Girard (Tableau 3; Rock, 1977, 1991; Luhr et al., 1989) ainsi qu'à la suite de plutons potassiques de la région de Mont-Laurier (Corriveau et Gorton, 1993).

Le clinopyroxène est un diopside avec un rapport $Ca:Mg:Fe$ de 49:38:13 et la biotite est proche du pôle phlogopite-biotite avec une proportion $Mg:Fe$ de 63:37. Leur composition est similaire à celle de ces minéraux dans les roches potassiques du pluton de Kensington (Fig. 10).

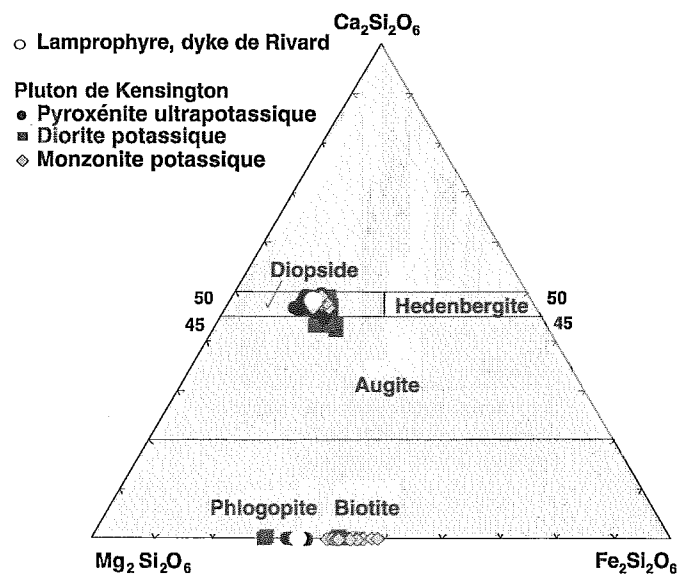


Figure 10. Composition du clinopyroxène et de la biotite du pluton de Kensington et du dyke de Rivard.

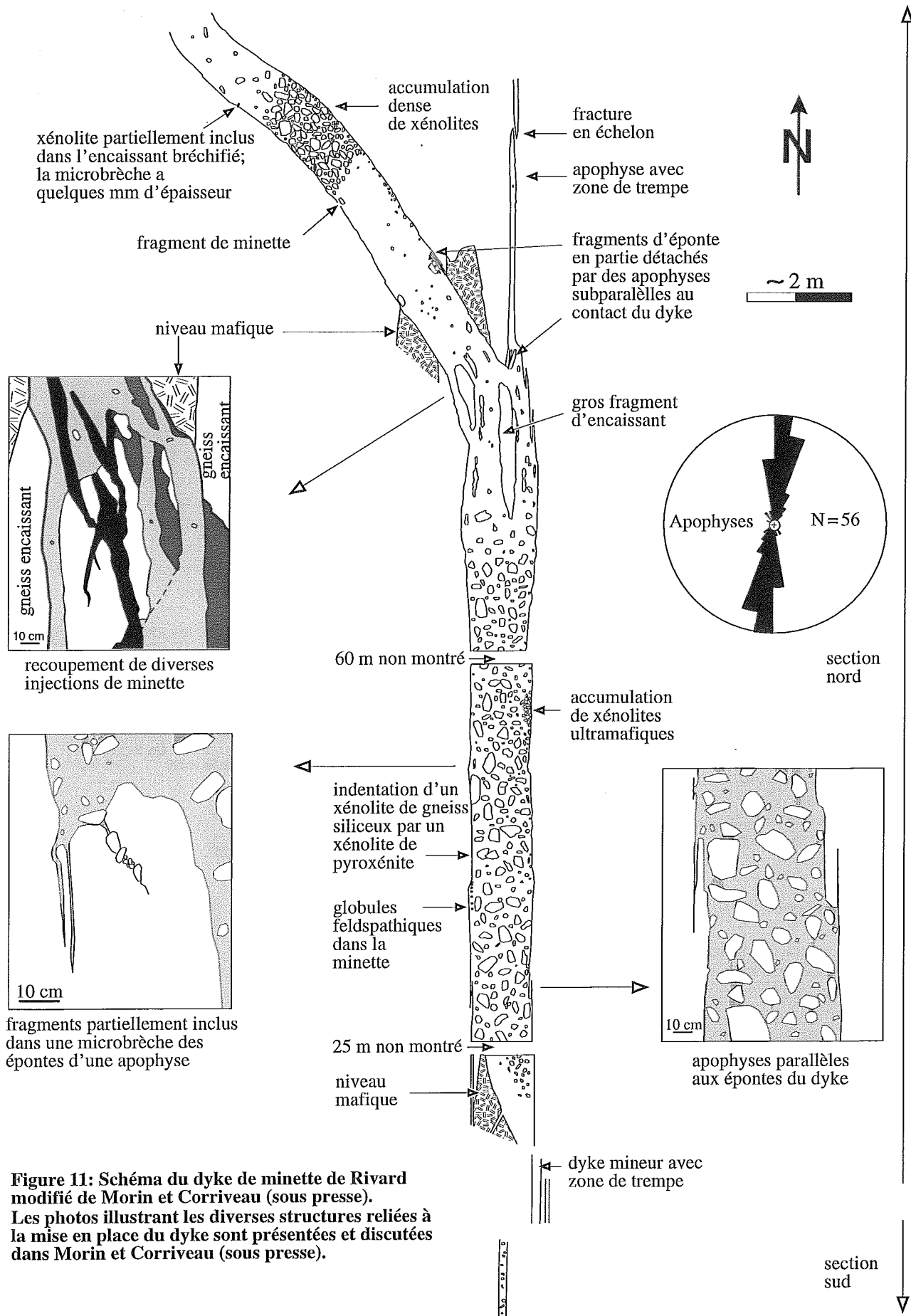


Figure 11: Schéma du dyke de minette de Rivard modifié de Morin et Corriveau (sous presse). Les photos illustrant les diverses structures liées à la mise en place du dyke sont présentées et discutées dans Morin et Corriveau (sous presse).

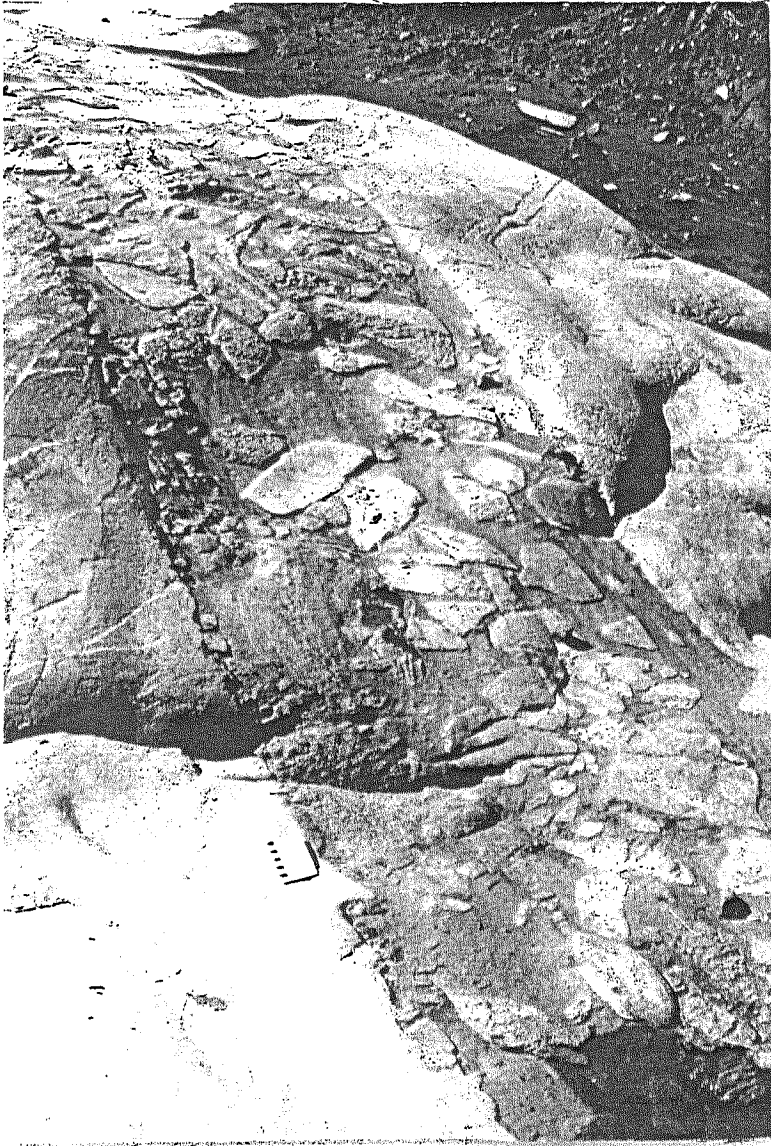


Figure 12: Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites (échelle en cm).

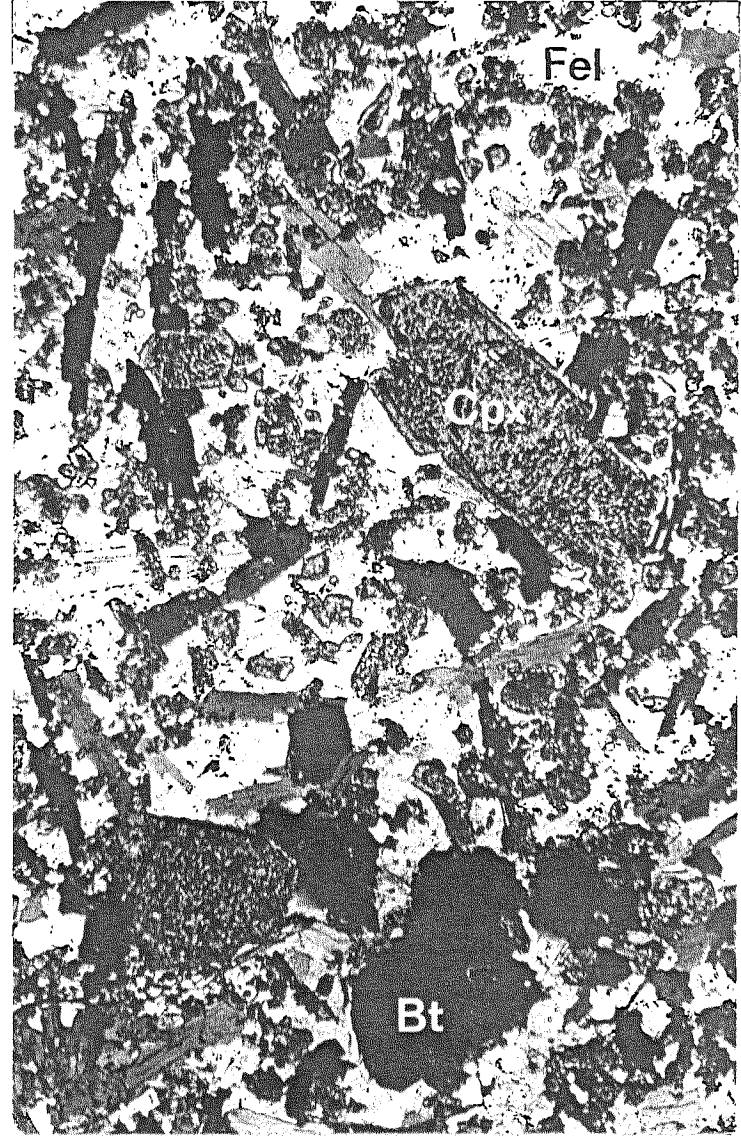


Figure 13: Lamprophyre hôte (lumière transmise, grossissement 30x).

Tableau 3: Géochimie du lamprophyre des dykes de Rivard et de Girard et de la péridotite du lac Rolleau

Éch. Type Localisation	A13-2A	A13-2B	A16-1	B6-76C	C22-4	D25-2	4003	Moyenne'	Mexique''	1663	4300	4947
	Minette Dyke de Rivard						Minette Girard	Minette	Minette	Péridotite Lac Rolleau		
%Poids												
SiO ₂ *	51,61	49,12	49,18	50,17	50,87	51,59	47,83	51,5	49,97	42,35	39,57	40,25
TiO ₂ *	1,37	1,38	1,49	1,40	1,29	1,30	1,47	1,3	1,84	0,51	0,54	0,32
Al ₂ O ₃ *	13,98	13,14	12,43	13,63	14,75	13,09	12,85	12,8	12,98	5,12	4,64	4,87
Fe ₂ O ₃ *	8,23	8,56	8,81	8,47	8,49	8,10	9,80	7,3	7,81	15,30	15,12	15,51
MnO*	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,14	0,22	0,21	0,21
MgO*	6,73	7,88	8,99	8,21	6,37	7,63	8,78	7,1	8,83	29,18	32,21	31,68
CaO*	7,70	8,25	8,48	8,52	7,24	7,56	8,92	6,7	7,52	3,91	2,60	2,69
Na ₂ O*	2,37	2,18	2,15	2,06	2,47	2,15	2,11	2,0	2,53	0,86	0,70	0,66
K ₂ O*	4,92	4,87	4,77	4,54	4,96	4,75	4,66	5,6	5,55	0,92	0,54	0,58
P ₂ O ₅ *	0,97	1,02	1,14	1,03	0,98	0,93	1,16	0,95	1,48	0,17	0,14	0,18
PTF	1,01	1,72	1,13	1,68	1,27	1,18	2,27	4,1		1,15	1,37	2,08
Total	99,69	98,97	99,47	100,55	99,50	99,10	99,98	99,5	99,12	99,69	97,64	99,03
Mg#	62	65	67	66	60	65	58	68	69	79	81	80
ppm												
Nb* (2)	4	8	3	7	8	7		19	15	12	4	3
Zr* (2)	453	502	418	436	473	477	420**	300	561	112	55	92
Y* (5)	25	24	21	24	26	25		25	22	17	13	15
Sr* (2)	1721	1784	1655	1757	1921	1662	2700**	950	3004	174	270	200
Rb* (2)	104	111	110	100	109	117	90**	193	60	22	9	15
Ni* (5)	112	137	189	123	99	167		200	303	1269	1755	1670
Cu* (3)	41	46	58	72	39	83		50	89	146	130	111
Zn*	102	98	103	100	108	94	130**	120	89	116	114	116
Pb* (5)	11	18	9	12	13	18				5	0	12
Ga* (3)	19	17	15	19	27	18		20		8	7	4
V*	170	179	204	183	171	169		165	219	150	140	110
Ba** (100)	2900	3174	3442	2978	2856	2959	4059	1800	3313	232	390	270
Cs** (0,5)	1,1	1,6	1,4	1,2	1,0	1,5	1,2	2	0,7	0	0	0,6
U** (0,5)	1,1	1,9	1,4	0,8	1,8	1,4	1,4		1,7	0	0	0
Th** (0,2)	4,0	4,2	4,0	3,4	3,9	4,9	4,1		5,7	0,7	0,5	0,7
Sc** (0,1)	14,9	16,3	18,7	16,7	14,5	16,2	19,5	16	21,0	15,7	11,4	10,8
Hf** (0,2)	9,9	11,4	9,9	9,8	10,6	11,0			0,2	2,6	1,6	2,3
Ta** (0,3-1)	0,5	0,7	0,4	0,7	0,8	0,6	0,6		0,6	0	0	0
Cr** (5)	309	408	565	410	268	487	448	360	338	1990	2580	2410
Co** (1)	27	32	36	27	27	32	38	37	34	117	130	130
La** (0,5)	44,9	44,5	43,4	42,5	44,6	44,7	59,7	86	51,7	10,5	6,5	8,4
Ce** (2)	98	97	96	90	98	98	134	176	120	26	17	19
Nd** (5)	53	53	52	51	55	53	82	100	62	14	12	14
Sm** (0,05)	9,65	9,84	9,70	9,67	9,76	9,50	15,65	18	11,2	3,03	2,4	2,1
Eu** (0,1)	2,5	2,3	2,3	2,4	2,4	2,3	3,9	4,4	3,1	0,7	0,7	0,6
Tb** (0,1)	1,1	1,0	0,9	1,0	1,1	0,9	1,4	1,5	0,86	0,4	0,3	0,2
Yb** (0,2)	2,3	2,0	2,3	2,2	2,4	2,0	2,3	1,9	1,7	1,3	1,0	0,8
Lu** (0,05)	0,35	0,30	0,26	0,32	0,34	0,28	0,33	0,27	0,18	0,18	0,14	0,13

* fluorescence X, ** activation neutronique, (ppm) limite de détection, PTF perte au feu.

Mg# nombre magnésien (calculé avec Fe²⁺ = Fe total).

' Composition moyenne des minettes d'après Rock (1991).

'' Composition d'une minette (primitive), Mexique occidentale (Luhr et al., 1989).

3.2. Nature et composition des xénolites

Les xénolites de la brèche de Rivard consistent surtout en webstérite, clinopyroxénite, granulite mafique, gabbroïde, metabasite, roche calco-silicatée, granitoïde, gneiss et quartzite, avec des quantités mineures de dunite, wehrlite, orthopyroxénite, biotite. Certains xénolites ont une fine bordure de réaction ou de résorption, d'autres montrent de la déformation ductile aux pourtours suite à une collision avec un autre xénolite et parfois certains xénolites s'imbriquent et sont soudés l'un à l'autre. La pétrographie de près de 300 xénolites a été compilée et est résumée dans le tableau 4. Une description mégascopique et pétrographique des divers types de xénolites sont combinées ci-dessous avec leur composition (Tableau 5) et celle de leurs minéraux. Ces descriptions donnent un aperçu de la très grande variété des xénolites ainsi que de la complexité de leurs textures. Elles permettent en outre de mieux situer ces xénolites dans un contexte régional et de mieux visualiser la nature des diverses composantes de la lithosphère lors de l'interprétation future des données séismiques LITHOPROBE Abitibi-Grenville pour la ceinture. Une description des diverses unités de la région est disponible, entre autres, dans Martignole et Corriveau (1991, 1993), Corriveau et Jourdain (1992, 1993), Corriveau et Madore (1994), Corriveau et al. (1994).

3.2.1. Xénolites ultramafiques et granulites mafiques

Les xénolites de dunite et wehrlite à spinelle, clinopyroxénite, orthopyroxénite, webstérite et granulite mafique (Fig. 14 et 15) n'ont pas d'équivalents parmi les roches de la Ceinture métasédimentaire. Ils est incertain s'ils sont équivalents aux roches ultramafiques répertoriées dans la Ceinture centrale de Gneiss plus à l'ouest (Label-Drolet et Avramtchev, 1979; Sharma et al., 1995a). Ces xénolites proviennent vraisemblablement de la croûte inférieure et du manteau supérieur. Toutefois, certains xénolites ultramafiques, comme la clinopyroxénite A4-17, montrent des textures similaires à celle du lamprophyre et sont possiblement cogénétiques avec le lamprophyre. Aucun xénolite de péridotite à grenat (Iherzolite à grenat ou harzburgite à grenat) ni d'éclogite, sensu stricto, n'a été identifié au cours des travaux de terrain ni au microscope.

Dunite (péridotite, Ol/Ol+Opx+Cpx > 90%) - Les dunites sont formées de 75 à 95% d'olivine (localement serpentinisée; Fo91 à Fo93 % mol.) et de 5 à 25% de spinelle. Le spinelle varie de <0.1 à 2 mm. Il est particulièrement alumineux (66 à 68% poids Al₂O₃) et magnésien (22 à 24% poids MgO) avec seulement 4 à 8% poids FeO et 1-2% poids Fe₂O₃. Par exemple, la dunite à spinelle C45-12a (similaire à C45-13) montre des rapports Mg# = 87 et K₂O/Na₂O = 1.2. Elle est très riche en MgO (42.5% poids) et en Al₂O₃ (12.2% poids). Les teneurs en éléments incompatibles sont très faibles (souvent sous le seuil de détection), et les teneurs en Cr et Ni sont faibles pour ce type de roche (125 et 42 ppm respectivement). Cette dunite présente des textures métamorphiques.

Dunite à spinelle C45-13

Description mégascopique: Xénolite arrondi, avec bordure de réaction (?) de 15 mm. Vert foncé. Grain moyen.

Pétrographie: 88% olivine, 12% spinelle. Texture ignée ou granoblastique; spinelle surtout interstitiel. Remplacements importants de l'olivine par des phyllosilicates (environ 35%: phlogopite, serpentine, talc?) à partir de la bordure du xénolite.

Analyses à la microsonde: Olivine = Fo 91, spinelle = 66% poids Al₂O₃, 22% poids MgO, 8% poids FeO.

Wehrlite (péridotite, Cpx/Ol+Opx+Cpx > 40%; Opx/Ol+Opx+Cpx < 5%) - Les wehrlites contiennent environ 55% d'olivine (partiellement altérée en talc et serpentine?; Fo86 à Fo89 sauf A4-19 avec Fo94), 35% de clinopyroxène et 10% de spinelle. La wehrlite potassique (B1-19) contient ca. 50% de clinopyroxène, 15% d'olivine et 30% de phlogopite (+ amphibole et opaques). Sa composition se compare à celle de nombreuses clinopyroxénites. Le spinelle est soit particulièrement alumineux (67% poids Al₂O₃) et magnésien (24% poids MgO), et sans chrome (A4-19) ou, moins alumineux (54% poids Al₂O₃), mais plus riche en fer (13% poids FeO et 4% poids Fe₂O₃) et en chrome (9% Cr₂O₃) tel l'échantillon A6-24. Le clinopyroxène est un diopside ayant entre 15 et 19% poids MgO et 5 à 6% poids Al₂O₃, sauf pour la wehrlite potassique B1-19 (1% poids Al₂O₃).

Wehrlite à spinelle A6-24A

Description mégascopique: Xénolite anguleux, plus de 15 mm x 15 mm; grain fin à moyen.

Pétrographie: olivine, spinelle, clinopyroxène, serpentine, phlogopite, amphibole?, carbonates, pyrrhotite (localement avec exsolutions de pentlandite), pyrite et chalcopryrite. Texture granoblastique. Remplacement de l'olivine par la serpentine et la phlogopite + minéral trop petit pour être identifié (Cpx?, Tlc?, Ms?). Bordure du xénolite marquée par couronne d'amphibole et localement de biotite.

Analyses à la microsonde: Olivine = Fo 88; clinopyroxène = diopside alumineux (6% poids Al₂O₃), chromifère (0.7% poids Cr₂O₃) et sodique (1.7% poids Na₂O); spinelle = 54% poids Al₂O₃, 17% poids MgO, 9% poids Cr₂O₃, 13% poids FeO et 4% poids Fe₂O₃.

Clinopyroxénite (Cpx/Ol+Opx+Cpx > 90%) - Les clinopyroxénites ont des textures granoblastiques et contiennent principalement du clinopyroxène avec 1 à 5% d'orthopyroxène, de l'amphibole et des traces de spinelle ou de grenat. Certaines, telles les clinopyroxénites A4-17 et D12-1 présentent des textures ignées ou de cumulat (voir description). La clinopyroxénite à grenat A6-64 contient 60% de clinopyroxène, 28% d'amphibole secondaire remplaçant le clinopyroxène, 3% de grenat et 1% d'orthopyroxène. Le clinopyroxène est un diopside avec 14 à 19% poids MgO, 1 à 6% poids Al₂O₃, 0 à 6% poids FeO et 1-2% poids Fe₂O₃. L'orthopyroxène a des teneurs en MgO allant de 24 à 31% poids et en FeO de 9 à 18% poids. La composition du grenat varie d'un grain à l'autre de 29% mol. almandin et 56% mol. pyrope à 54% mol. almandin et 29% mol. pyrope.

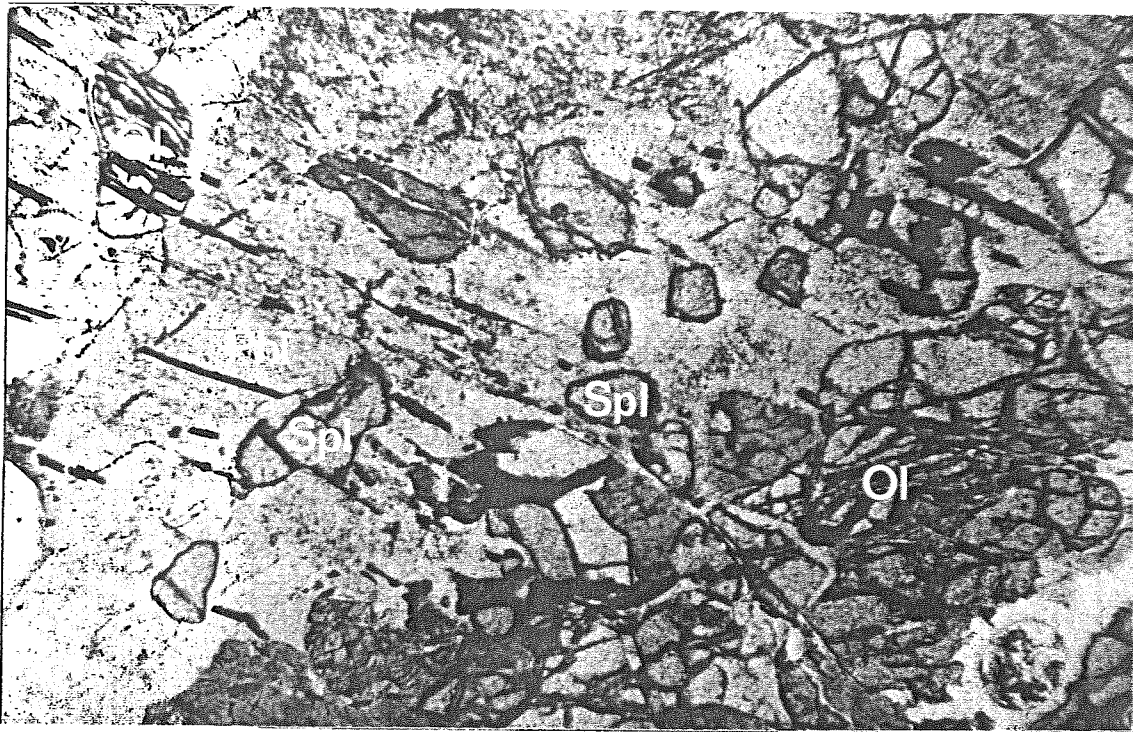


Figure 14: Xénolites de dunite à spinelle (lumière transmise, grossissement 30x).

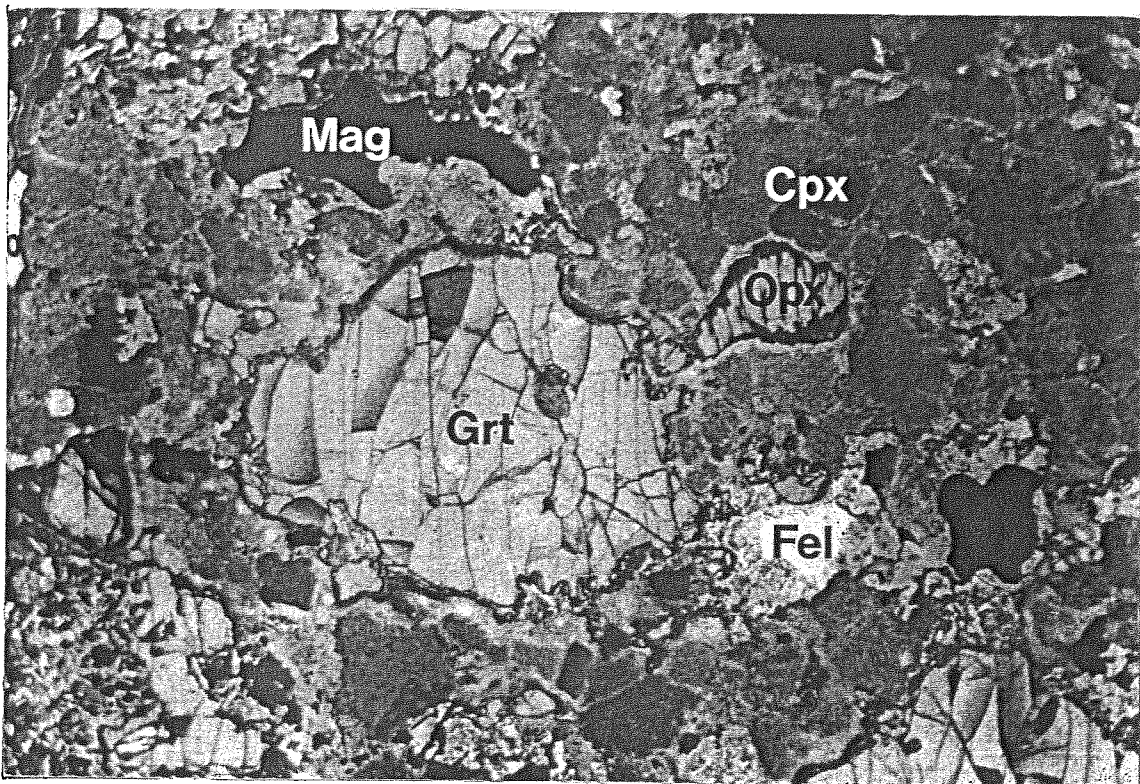


Figure 15: Xénolites de granulite mafique (lumière transmise, grossissement 30 x).

Tableau 4: Description des principaux types de xénolites

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Échantillon	Roche	Ol	Cpx	Opx	Am	Bt	Grt	Spl	Fel	Qtz	Ap	Car	Sul	Autres	Gra	Lon	Lar	Remarques
C45-12a	Dunite	53				5		12				x	x	Srp Ms	M	120	60	Granoblastique; bordure de réaction à Srp+Tlc+Phl+Car.
A6-24	Wehrlite	x	x		x	x		x				x	x	Srp	F	> 15	> 15	Granoblastique; Ol déformée; bordure de réaction à Am+Bt+Srp.
A5-13	Webstérite		20	1	49	25			5	x	x	x	x		M	120	60	Cumulat? remplacements importants des Px en Am et Bt.
A5-26	Webstérite		74	5	5	15			1		x	x	x	Ttn	M	130	50	Foliation et rubanement grossiers; Bt interstitielle, déformée.
A4-104	Clinopyroxénite		100		x				x			x			M	75	> 50	Granonématoblastique; folié.
A4-105	Clinopyroxénite		87		6	x		3				2	x	Srp Tlc?	G	> 60		Granulaire; remplacements importants de Cpx par Am ± Car.
B1-3	Orthopyroxénite		1	95	x	x			3		x		x	Pl Rt	M G	150	100	Cumulat; textures cataclastiques, chevrons.
B11-16-6	Norite		3	41	3	3			50		x	x	x	Srp Tlc?	M	450	260	Cumulat; foliation et rubanement grossiers; cataclastique, chevrons.
A3-1	Métagabbro		50	x	10	x	x		30			x	x	Oxi	F	70	35	Foliation et rubanement nets.
A5-7	Granulite maf.		81	2	3	x	8	x	4		x			Oxi	F M	55	35	Porphyroblastique (Grt, Opx?); granoblastique; foliation grossière.
C8-6	Gneiss granulitique		5	1	10	15	35		5	25	x	x	x	Ms Zrn	F M	130	80	Folié, rubané; porphyroclastes Grt; rétrogradé.
D15-3	roche calco-silicatée		50						45		x	x		Scp Ep Ttn	F M	25	15	Granoblastique; folié, rubané; remplacement Grt par Scp en bordure xénolite.
A6-19	Biotitite								95					Ms Srp	M	50	30	Bt brun-orangé, déformée; foliation grossière.
A7-13-6	Clinopyroxène		x		x	x			x		x		x	Ttn	G	15	10	Mégacristal hypidiomorphe; inclut Ap, Sul; bordure résorbée.
C45-14	Feldspath K								x						G	33	10	Mégacristal résorbé.
A6-16-1	Grenat					x	x		x				x	RtZrnMag?	G	30	30	Xénocristal résorbé; Bt verte et brune; texture kélyphitique.
A5-32-2	Sulfures					?				?		x	99	Py Po Ccp	G	>25	10	Veinules Car-Bt? ± résorbé; couronne Bt-Fel.
A5-40-1	Oxydes					x			x				x	Mag Ilm	M	18	10	Mag avec exsolutions Ilm; ± équi-granulaire.
A2-10	Gneiss QFP		5	2	1	15	25		25	25		x		MagMsZrn	M	380	260	Folié, rubané; granoblastique; porphyroclastes Grt; résorbé.
A5-4	Gneiss à Sil					10	25	x	50	3				Sil Ilm ?	M	48	35	Porphyroblastes Grt, résorbés; folié.
A3-3	Quartzite brune		10						19	70			x	Ttn Oxy	F	90	75	Granoblastique; ± foliée.
A5-36-1	Quartzite bleue								20	80		x		ZrnTtnOpa	F G			Foliée, rubanée; Qtz déformés.

Abréviations: QFP = quartzofeldspathique.

3-14) % volumétrique approximatif des minéraux constitutants, x = < 1%. 16) Granulométrie: F = fine, M = moyenne, G = grossière. 17) Longueur du xénolite (mm). 18) Largeur du xénolite (mm).

Tableau 5: Analyses chimiques de xénolites

Éch.	A4-104	C31-4	B3-25	C24-7	A21-1	A4-4	D14-6	A4-105	B1-2	B3-6	C25-1	C31-3	B0-1	A6-3	A4-10	A5-3	A23-10	A21-3	C14-2	A3-14A	A2-29A	A5-26-1	A22-2	D12-1	D15-6	D14-5-1	
Type	clinopyroxénite																										
%Poids																											
SiO2*	52,26	50,02	49,81	40,30	41,35	49,01	46,00	44,98	48,23	46,95	44,56	43,24	47,47	40,64	41,41	43,27	49,52	49,41	42,78	45,56	49,92	49,53	45,44	48,62	48,67	47,05	
TiO2*	0,25	0,59	0,52	0,29	1,50	0,45	0,60	0,74	0,48	0,90	1,42	1,26	1,03	0,77	1,14	0,59	0,28	0,37	2,60	1,18	0,38	1,12	1,87	1,13	1,01	1,00	
Al2O3*	3,48	8,06	7,63	18,43	12,13	7,74	9,03	12,35	6,87	9,77	14,54	13,76	12,72	18,09	14,96	15,40	6,73	3,35	11,82	10,82	3,51	7,06	10,11	6,58	8,50	9,93	
Fe2O3*	2,81	3,19	3,25	3,92	5,79	4,33	3,65	5,68	6,05	5,93	7,29	8,39	7,90	5,01	5,90	5,76	3,65	7,13	9,71	11,43	14,63	8,04	8,87	9,50	8,86	9,89	
MnO*	0,08	0,08	0,07	0,10	0,07	0,10	0,08	0,08	0,12	0,10	0,10	0,11	0,13	0,10	0,07	0,09	0,08	0,13	0,13	0,19	0,53	0,18	0,12	0,20	0,14	0,16	
MgO*	16,10	14,63	14,29	15,28	19,09	14,32	11,84	13,85	15,58	11,87	10,59	13,21	9,79	12,82	10,13	13,05	14,85	18,34	9,41	11,35	11,99	14,65	16,18	15,44	13,70	13,67	
CaO*	23,54	23,23	22,64	18,52	8,35	20,83	24,01	20,21	18,13	22,08	19,78	17,32	20,01	19,73	21,03	19,08	22,13	18,28	21,74	14,19	17,31	13,41	10,85	13,93	12,16	11,59	
Na2O*	0,40	0,63	0,95	0,51	0,42	0,81	0,82	0,41	0,82	1,01	1,15	0,87	1,25	0,61	0,94	0,89	0,66	0,52	0,51	1,06	0,86	1,12	0,65	0,76	1,34	1,39	
K2O*	0,05	0,08	0,08	0,35	6,01	0,25	0,40	0,31	0,31	0,18	0,72	1,03	0,28	0,48	0,63	0,52	0,07	0,09	0,26	0,85	0,16	1,60	3,83	2,20	2,03	2,75	
P2O5*	0,02	0,01	0,01	0,01	0,08	0,03	0,11	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,07	0,01	0,51	0,08	0,30	0,29	0,28	
PTF	0,68	0,64	0,96	3,09	3,08	1,59	4,34	2,03	1,95	2,42	1,01	1,00	0,71	2,90	3,63	1,64	1,03	1,94	1,30	2,34	0,43	1,66	1,27	1,80	2,45	2,58	
Total	99,67	101,16	100,21	100,80	97,87	99,46	100,88	100,67	98,56	101,22	101,17	100,21	101,32	101,16	99,86	100,30	99,02	99,57	100,27	99,04	99,73	98,88	99,27	100,46	99,15	100,82	
ppm																											
Nb*	<3	<3	<3	<3	29	<3	<3	<3	<3	<3	4	<3	<3	<3	<3	4	<3	<3	11	6	<3	3	<3	<3	<3	5	<3
Zr*	107	176	143	86	82	106	170	201	68	127	285	114	275	418	204	247	100	26	187	119	134	130	92	86	173	210	
Y*	13	18	16	12	10	19	13	13	17	15	27	21	32	24	22	28	18	14	24	32	123	18	11	13	21	19	
Sr*	174	124	204	94	196	175	366	143	196	79	184	108	203	171	284	203	155	127	278	257	30	246	293	98	514	597	
Rb*	<3	3	<3	7	150	9	17	16	6	7	18	16	7	15	15	16	3	4	6	31	4	61	81	104	47	62	
Ni*	5	12	9	15	27	132	17	215	157	23	14	55	22	24	31	23	131	151	45	72	60	230	299	260	357	247	
Cu*	<3	5	7	5	26	30	5	38	28	8	4	42	13	9	28	32	41	73	46	22	61	54	52	74	31	27	
Zn*	79	42	72	68	65	97	67	196	90	45	62	99	75	283	48	435	84	37	86	154	178	105	55	131	85	100	
Pb*	<5	<5	6	<5	9	<5	16	14	5	11	9	11	5	<5	14	6	6	9	11	6	6	9	5	<5	9	<5	
Ga*	3	6	10	18	14	7	12	17	<3	17	16	21	22	25	19	17	14	5	15	15	13	11	14	7	12	13	
V*	52	78	61	92	144	119	70	156	166	156	138	231	167	90	156	115	102	183	131	255	278	247	321	264	183	253	
Ba**	<100	<100	<100	139	1654	114	786	160	<100	<100	280	152	171	340	215	171	<100	<100	163	773	<100	883	4265	1054	1664	2238	
Cs**	<5	<5	<5	<5	0,8	<5	<5	0,6	<5	<5	<5	<5	<5	0,5	<5	<5	<5	<5	0,7	<5	<5	<5	0,8	<5	<5	<5	
U**	<5	<5	<5	0,6	<5	0,6	<5	<5	<5	<5	<5	0,6	<5	<5	<5	<5	<5	0,5	0,6	<5	<5	0,8	<5	<5	<5	<5	
Th**	0,3	0,6	0,6	0,3	0,5	2,1	1,7	0,9	2,1	0,4	1,0	0,2	2,1	1,0	0,7	0,9	1,3	0,7	1,6	0,7	<2	0,5	<2	0,3	1,4	1,2	
Sc**	5,7	10,3	4,7	17,5	16,8	30,3	8,3	31,8	40,2	24,7	16,7	36,7	13,3	8,2	10,9	34,5	33,8	65,4	17,8	29,6	98,6	37,8	31,3	40,8	27,4	34,9	
Hf**	2,3	4,7	3,0	0,9	1,7	2,9	4,4	6,2	1,4	3,3	6,6	3,3	6,6	8,7	4,1	4,8	1,8	0,4	5,1	2,8	5,4	4,0	3,4	3,0	5,1	6,1	
Ta**	<3	0,5	0,4	0,5	<3	<3	0,4	<3	<3	<3	0,4	<3	0,3	<3	0,3	0,7	<3	<3	0,5	0,3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	
Cr**	17	74	13	9	102	3122	42	800	4197	393	9	302	22	15	33	130	3426	2688	106	912	301	1862	1126	1950	1429	1397	
Co**	4	6	4	11	19	20	7	25	35	11	17	47	18	14	28	17	22	58	31	38	43	43	64	46	47	47	
La**	5,4	4,6	7,8	0,6	8,0	8,5	16,3	4,8	10,3	1,9	6,0	3,2	14,0	10,1	9,0	9,2	6,4	4,5	14,1	17,9	9,3	13,3	3,5	8,6	18,4	18,6	
Ce**	17	16	23	<2	20	26	31	17	24	5	25	12	47	27	26	29	19	13	38	57	44	34	9	20	42	43	
Nd**	14	15	18	<5	11	17	16	13	13	6	28	13	40	24	22	26	16	8	27	46	48	21	14	14	30	33	
Sm**	3,12	3,76	3,97	0,29	2,51	4,08	2,87	3,77	3,38	1,67	6,20	3,49	8,77	5,61	5,16	5,14	3,44	1,87	5,84	9,37	19,75	4,90	3,05	3,34	6,39	6,42	
Eu**	0,7	0,8	0,9	0,2	0,6	1,0	0,7	0,8	0,9	0,4	1,6	1,0	2,0	1,3	1,3	1,2	0,8	0,7	1,4	2,1	2,2	1,0	0,9	0,9	1,6	1,7	
Tb**	0,4	0,5	0,5	0,2	0,3	0,6	0,3	0,4	0,5	0,4	0,8	0,6	1,0	0,8	0,7	0,8	0,5	0,4	0,7	1,0	3,4	0,6	0,4	0,4	0,8	0,8	
Yb**	1,0	1,6	1,3	1,5	0,5	1,6	1,1	0,9	1,5	1,1	2,0	1,5	2,9	1,9	1,6	3,2	1,6	0,7	2,1	2,7	13,5	1,7	0,9	1,2	1,7	1,8	
Lu**	0,16	0,24	0,22	0,24	0,09	0,23	0,15	0,13	0,22	0,18	0,31	0,19	0,43	0,28	0,25	0,47	0,22	0,10	0,29	0,39	2,12	0,18	0,11	0,15	0,24	0,26	

*fluorescence X, **activation neutronique, PTF perte au feu, < ppm analyses sous la limite de détection

Tableau 5 (suite): Analyses chimiques de xénolites

Ech.	C45-12	B1-19	D12-4	B6-39	B3-12	A5-13	A5-145	B1-3	B2-68-1	A22-7	A2-29B	A3-14B	A2-18	B4-1	A4-43	D7-4	A6-8	B2-7	B1-28	B3-5	B3-17	C15-4	A4-99	C49-1A	
Type	dunite	wehrlite	webstérite					orthopyroxénite	gabbro					norite	anorthosite	métahésite	granulite				roche calco-silicatée				
%Poids																									
SiO ₂ *	31,52	49,54	50,32	48,43	43,28	48,82	47,41	52,48	49,42	44,51	48,53	54,53	46,14	51,82	48,90	62,39	44,46	45,70	48,95	45,87	46,79	49,15	48,29	51,89	
TiO ₂ *	0,05	0,39	0,58	0,44	1,72	0,95	1,05	0,35	1,03	0,99	1,80	0,83	1,86	0,91	1,56	0,10	3,62	2,19	2,11	1,57	2,50	0,62	1,29	0,40	
Al ₂ O ₃ *	11,77	3,48	5,29	7,09	8,11	8,58	2,69	4,36	5,84	18,32	13,04	16,18	13,82	17,28	17,04	19,70	13,16	16,40	9,13	15,51	15,65	5,16	13,69	6,77	
Fe ₂ O ₃ *	11,81	5,43	10,16	4,60	19,81	8,85	24,40	14,83	9,97	12,19	15,20	6,03	15,35	10,49	13,45	3,72	16,88	17,01	13,91	14,41	15,00	12,49	7,35	4,05	
MnO*	0,13	0,12	0,24	0,10	0,34	0,15	0,60	0,25	0,21	0,18	0,27	0,09	0,26	0,58	0,23	0,09	0,28	0,30	0,26	0,25	0,22	0,27	0,09	0,11	
MgO*	40,90	22,02	17,08	15,93	12,83	14,99	15,61	23,46	14,27	10,65	6,60	3,39	7,61	3,00	8,25	2,14	6,82	7,81	9,67	6,77	6,45	8,95	7,11	12,87	
CaO*	0,43	13,52	13,23	21,03	11,62	10,86	7,53	3,02	16,54	9,79	11,30	9,34	11,98	7,38	6,08	3,54	11,11	8,01	12,72	10,63	8,62	22,07	18,24	21,30	
Na ₂ O*	0,07	0,39	0,82	0,52	1,35	1,11	0,37	0,39	0,84	1,97	3,10	3,15	2,46	2,88	1,65	6,50	2,30	0,54	1,34	2,50	3,20	0,73	2,03	1,40	
K ₂ O*	0,02	1,52	0,85	0,20	0,42	2,62	0,06	0,16	0,21	0,54	0,76	4,10	0,53	4,47	1,85	1,88	0,50	2,36	1,31	0,85	0,56	0,16	0,46	0,18	
P ₂ O ₅ *	0,01	0,17	0,23	0,02	0,20	0,36	0,29	0,06	0,09	0,04	0,15	0,48	0,18	0,26	0,14	0,03	0,34	0,12	0,21	0,33	0,15	0,14	0,03	0,03	
PTF	2,28	3,21	1,40	1,29	0,08	2,03	0,00	0,08	0,94	1,39	0,53	2,31	0,53	1,06	0,60	1,15	0,17	1,07	0,99	1,51	0,72	0,63	1,28	1,80	
Total	98,99	99,79	100,20	99,65	99,76	99,32	100,01	99,44	99,36	100,57	101,28	100,43	100,72	100,13	99,75	101,24	99,64	101,51	100,60	100,20	99,86	100,37	99,86	100,80	
ppm																									
Nb*	<3	3	3	<3	<3	6	5	<3	<3	<3	<3	<3	<3	0	<3	<3	5	<3	5	<3	<3	<3	<3	<3	
Zr*	15	82	124	73	84	230	75	32	98	53	110	124	115	0	96	30	175	99	158	85	90	172	334	137	
Y*	5	14	18	16	30	19	45	10	41	18	44	11	42	0	24	8	59	36	42	33	26	34	41	19	
Sr*	9	482	142	105	144	715	32	60	95	263	162	1288	129	0	241	388	238	178	330	215	537	168	438	203	
Rb*	<3	49	32	7	<3	57	5	5	4	10	5	60	7	0	36	20	8	41	21	13	6	4	6	<3	
Ni*	42	11	215	138	133	442	166	390	246	189	53	41	70	0	42	16	53	73	75	49	147	106	30	25	
Cu*	30	15	51	35	63	44	387	75	59	31	120	51	67	0	23	13	44	32	18	42	63	14	72	32	
Zn*	152	93	115	102	286	79	388	131	71	129	146	61	138	0	176	120	159	145	164	123	127	155	128	70	
Pb*	<5	<5	8	7	7	15	16	10	<5	<5	9	9	10	0	7	16	11	7	<5	8	11	9	10	12	
Ga*	22	6	12	9	12	9	20	5	11	17	24	22	19	0	24	21	26	28	18	22	27	9	21	9	
V*	121	55	204	146	559	184	484	183	299	194	538	97	471	0	285	18	664	408	581	458	291	201	107	59	
Ba**	<100	792	437	<100	<100	2194	136	<100	172	142	171	1212	134	571	277	558	293	756	454	287	114	128	421	111	
Cs**	<5	0,9	<5	<5	<5	0,6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	0,5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
U**	<5	<5	<5	<5	<5	1,0	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	0,8	0,8	<5	<5	<5	<5	<5	<5	0,8	<5	<5	
Th**	<2	0,9	0,3	1,8	<2	1,5	0,5	0,3	0,3	<2	0,4	0,9	<2	1,7	2,3	0,6	0,4	0,5	0,9	0,2	<2	4,6	2,2	0,4	
Sc**	3,1	5,1	34,3	34,3	47,4	26,8	47,7	31,0	61,7	25,0	53,1	16,2	51,8	21,7	34,2	4,4	54,8	45,7	50,5	43,6	20,7	28,7	15,5	5,3	
Hf**	<2	1,7	3,3	1,7	2,4	6,0	2,4	0,6	3,4	1,4	3,2	2,8	3,2	4,9	2,7	0,4	4,8	2,7	5,1	2,2	2,6	5,1	8,3	3,5	
Ta**	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	0,4	0,6	<3	0,3	<3	0,5	0,4	
Cr**	125	17	2476	3389	303	1714	1058	1394	1279	163	90	13	207	59	196	17	183	236	490	103	38	658	15	46	
Co**	44	11	50	28	73	51	74	83	45	61	48	17	52	35	50	9	45	51	48	49	52	34	20	13	
La**	<5	14,6	11,9	5,6	7,4	17,2	10,9	3,1	7,8	2,5	7,6	16,9	6,0	21,0	7,5	16,1	10,8	6,0	14,0	9,1	4,4	23,9	20,4	9,2	
Ce**	<2	36	29	16	21	39	33	6	24	7	22	38	16	46	19	24	31	14	40	24	11	56	50	24	
Nd**	<5	25	16	10	17	29	26	<5	28	7	18	24	16	30	15	6	19	12	35	16	16	43	29	16	
Sm**	0,11	4,67	3,62	2,57	5,02	5,75	7,87	0,94	7,42	2,29	5,58	4,08	4,80	5,88	4,26	0,95	7,25	4,20	8,85	5,50	5,43	9,23	7,55	3,20	
Eu**	<1	1,1	0,8	0,7	1,1	1,4	0,9	0,2	1,7	1,0	1,6	1,2	1,5	1,5	1,3	1,1	2,2	1,4	2,0	1,3	2,1	1,3	1,7	0,6	
Tb**	<1	0,5	0,5	0,5	0,8	0,7	1,2	0,1	1,2	0,5	1,2	0,5	1,1	1,0	0,8	0,1	1,6	1,0	1,4	1,0	1,0	1,3	1,2	0,5	
Yb**	<2	1,3	1,4	1,2	2,5	1,4	4,4	1,1	3,7	1,9	4,6	1,3	4,3	3,7	2,4	0,8	5,7	3,8	3,8	3,5	1,9	2,9	4,4	1,7	
Lu**	<0,05	0,21	0,22	0,20	0,36	0,22	0,68	0,17	0,53	0,26	0,73	0,19	0,68	0,57	0,36	0,14	0,88	0,57	0,55	0,46	0,26	0,44	0,69	0,28	

*fluorescence X, **activation neutronique, PTF perte au feu, < ppm analyses sous la limite de détection

Les clinopyroxénites montrent des rapports Mg# entre 62 et 92, $K_2O/Na_2O = 0.1$ à 2.9 et $La/Yb = 0.7$ à 15.5. Il existe également des variations importantes en Al_2O_3 (3.4-18.4% poids), en Cr (9-3400 ppm), en Ba (<100-4300 ppm) et en La (1.9-18.6) qui attestent d'origines et/ou d'évolutions très différentes d'un xénolite à l'autre. Sur un diagramme multi-élémentaires normalisé au manteau primitif (Morin, en préparation), la plupart de ces roches présentent une anomalie négative marquée en P, suggérant que l'apatite a joué un rôle dans leur évolution. On note parfois une légère anomalie en Ti. Le Nb et le Ta sont généralement sous le seuil de détection. Si ces roches ultramafiques ont une origine mantellique, leurs compositions minéralogiques et chimiques atypiques pourraient signifier que le manteau a subi un métasomatisme important, ce qui est compatible avec les données isotopiques sur les xénolites (section 3.3).

Clinopyroxénite possiblement cogénétique (?) A4-17

Description mégascopique: Xénolite subarrondi de 55 mm x 40 mm. Grain fin.

Pétrographie: 57% clinopyroxène, 20% amphibole, 10% feldspaths, 8% biotite, 5% orthopyroxène (Car, Ap, Qtz < 1%). Remplacement important et complexe des pyroxènes par l'amphibole. Grain fin, phénocristaux < 3 mm. Texture ignée: feldspath + apatite interstitiels entre les cristaux hypidiomorphes de clinopyroxène, orthopyroxène et biotite. Clinopyroxène d'aspect "sale". Ces textures rappellent celles observées dans le lamprophyre, malgré la présence d'orthopyroxène et la plus faible proportion de minéraux felsiques ici.

Analyses à la microsonde: Clinopyroxène = augite chromifère (0.3-0.4% poids Cr_2O_3). Amphibolitisation importante.

Clinopyroxénite possiblement cogénétique D12-1

Description mégascopique: Xénolite subanguleux de plus de 60 mm x plus de 35 mm. Grain fin à moyen.

Pétrographie: 79% clinopyroxène, 10% amphibole, 10% biotite, 1% feldspaths, apatite, titanite ou rutile(?), quartz, opaques. Textures ignées: clinopyroxène maclé avec exsolutions, hétérogranulaire. Remplacement interstitiel du clinopyroxène par biotite localement orientée et amphibole. Le clinopyroxène ressemble aux mégacristaux du lamprophyre.

Clinopyroxénite possiblement métasomatisée A2-7

Description mégascopique: Xénolite arrondi de 34 mm x 32 mm. Vert foncé. Grain fin.

Pétrographie: 94% clinopyroxène, 5% amphibole, 1% spinelle, titanite, phlogopite, carbonates, scapolite, talc(?), sulfures. Quelques porphyroclastes de clinopyroxène dans une matrice granoblastique. Le spinelle forme des plages interstitielles irrégulières. Veinule millimétrique à scapolite, carbonates, titanite et un clinopyroxène néoformé(?). La bordure du xénolite est marquée par une couronne de 0.5 mm riche en clinopyroxène verdâtre, en amphibole et en feldspath avec localement de la biotite.

Analyses à la microsonde: Spinelle = Al-Mg, clinopyroxène = diopside alumineux, localement subsilicique.

Clinopyroxénite possiblement métasomatisée B3-25

Description mégascopique: Xénolite subanguleux de 185 mm x 155 mm. Grain fin.

Pétrographie: 99% clinopyroxène, traces d'amphibole, feldspaths, biotite, carbonates, titanite, sulfures. Texture granoporphyroclastique. Fines veinules à amphibole, clinopyroxène, carbonates, biotite, feldspaths, sulfures, titanite, suivant deux orientations perpendiculaires.

Webstérite (pyroxénite à clinopyroxène et orthopyroxène) - Les webstérites ont entre 35 et 80% de clinopyroxène et entre 10 et 60% d'orthopyroxène, et présentent des textures granoblastiques, sauf C45-16 qui montre une texture poécilitique. Une webstérite potassique contient 10% de clinopyroxène, 70% d'orthopyroxène et 15% de biotite. Une

autre webstérite (?) potassique est presque entièrement remplacée par de l'amphibole et comprend 45% d'amphibole, 40% de biotite, 10% de clinopyroxène et 5% d'orthopyroxène. L'orthopyroxène a des teneurs en MgO similaires à celle des clinopyroxénites, sauf pour la webstérite D6-6 (58% poids SiO_2 , 39% poids MgO, 0% poids FeO). Une orthopyroxénite contient 95% orthopyroxène, 1% clinopyroxène et 3% plagioclase.

Les webstérites ont des rapports Mg# entre 56 et 87, $K_2O/Na_2O = 0.3$ à 2.4 et La/Yb allant de 2.5 à 12.5. Les teneurs en éléments traces sont également très variables: Cr = 300-3400 ppm, Ba = <100-2200 ppm, La = 5.6-17.2 ppm. Les webstérites ont sans doute différentes origines mais il semble qu'au moins une partie d'entre elles puisse représenter des cumulats. Certaines montrent des anomalies négatives en Eu et Sr suggérant le fractionnement du plagioclase (Morin, en préparation). Les teneurs parfois élevées en K et Ba sont associées à la présence de biotite.

Webstérite A5-14

Description mégascopique: Xénolite subanguleux de 60 mm x 60 mm. Grain moyen. Follié.

Pétrographie: 68% clinopyroxène, 15% orthopyroxène, 10% biotite, 6% amphibole, apatite, feldspaths, carbonates, zircon(?), talc et/ou serpentine, pyrite, chalcopryrite et pyrrhotine. Texture plus ou moins granoblastique. Foliation marquée par l'alignement des grains de clinopyroxène, d'orthopyroxène, d'apatite et localement de biotite.

Analyses à la microsonde: clinopyroxène = diopside; orthopyroxène = enstatite (28% poids MgO).

Granulites mafiques - Les granulites mafiques sont des roches à orthopyroxène, clinopyroxène et grenat ayant une texture métamorphique (granoblastique, porphyroblastique). Elles contiennent des proportions variables de clinopyroxène (28 à 81%), de grenat (3 à 30%), d'orthopyroxène (< 1 à 2%) et de plagioclase (3 à 4%) et localement de la biotite, du quartz et quelques minéraux accessoires. Le clinopyroxène est communément rétrogradé en amphibole. Il est généralement moins magnésien (10 à 15% poids MgO) et plus riche en fer (3 à 9% poids FeO, 0 à 6% poids Fe_2O_3) que celui des pyroxénites. L'orthopyroxène a des teneurs allant de 21 à 27% poids MgO et de 12 à 24% poids FeO. Le grenat est généralement un almandin (42 à 60% mol. d'almandin) avec une composante de pyrope de 23 à 45% mol. pyrope. La teneur en almandin (% mol.) peut varier beaucoup dans un même échantillon (46-49% mol. d'almandin pour le centre, 53-57% mol. pour la bordure; 57-63% mol. pour des petits grenats de deuxième génération). La teneur en grossulaire peut varier beaucoup à l'intérieur d'un échantillon (i.e., 3 à 11% mol., ou 9 à 15% mol.) et l'andradite varie inversement; le total grossulaire + andradite se maintient entre 13 et 17% mol.

La granulite C45-19 est un exemple de granulites avec deux générations de grenat et deux générations d'orthopyroxène. De fines couronnes de grenat entourent les grenats de la première génération. Ces derniers ont entre 42 et 53% mol. d'almandin et 10 à 11% mol. grossulaire. La deuxième génération est plus manganeux (2 à 7% mol. spessartine), moins magnésienne (56-60% mol. d'almandin), et plus pauvre en Ca (3 à 9% mol. grossulaire), suggérant des conditions de pression légèrement

plus élevée que la première génération. Le gneiss granulitique C8-6 est plus felsique (15% de biotite et 25% de quartz) mais son grenat est nettement plus magnésien (35% mol. d'almandin, 40% mol. pyrope).

L'échantillon B3-14 contient 45% de clinopyroxène (ca. 1% poids de Na₂O) et 55% de grenat (ca. 40% mol almandin, ca. 40% mol pyrope, 11% mol. grossulaire et 7% mol. andradite) dont les compositions diffèrent de celles des éclogites (Deer et al., 1966). Ses textures indiquent un déséquilibre et une rétrogression métamorphique. Malgré sa minéralogie, ce xénolite ne peut donc pas être utilisé pour l'étude géothermobarométrique.

Granulite mafique A5-7

Description mégascopique: Xénolite arrondi de 55 mm x 35 mm, à grain fin à moyen.

Pétrographie: 81% clinopyroxène, 8% grenat, 4% plagioclase, 3% amphibole, 2% orthopyroxène, 2% oxydes (Mag, Ilm), biotite, apatite, spinelle, sulfures (Py, Po, Ccp). Porphyroblastes de grenat et d'orthopyroxène dans une matrice granoblastique. Foliation grossière marquée par l'alignement du grenat, de l'orthopyroxène et des agrégats de plagioclase. Le xénolite montre une bordure résorbée où le clinopyroxène prend l'apparence de celui du lamprophyre et où le grenat est remplacé par des oxydes, feldspaths et biotite.

Analyses à la microsonde: Clinopyroxène = diopside alumineux, parfois sodique; grenat = almandin (46 à 56% mol. d'almandin); plagioclase = oligoclase.

Gneiss granulitique C8-6

Description mégascopique: Folié, grain fin à moyen.

Pétrographie: 35% grenat, 25% quartz, 15% biotite, 5% clinopyroxène, 5% feldspaths, 2% muscovite, 1% orthopyroxène, 2% opaques, carbonates, apatite, zircon. Porphyroclastes de grenat. Folié, rubané: niveaux plus riches en grenat, clinopyroxène, quartz ± feldspaths. Résorbé.

Analyses à la microsonde: Grenat = 35% mol. almandin, 42% mol. pyrope; clinopyroxène = diopside alumineux; orthopyroxène = enstatite.

3.2.2. Xénolites mafiques

Les xénolites de gabbro, norite et anorthosite ont des textures et des assemblages minéralogiques semblables à ceux des intrusions mafiques localement litées datées à 1165 Ma dans la Ceinture métasédimentaire (Corriveau et al., 1995). Ces xénolites suggèrent que de telles intrusions sont présentes sous le niveau d'érosion. Le plagioclase est localement transformé en une masse de cristaux à grains fins incluant du spinelle dans certains xénolites. La nature de ces réactions est incertaine au stade actuel des recherches mais pourrait indiquer que les xénolites proviennent d'un niveau cristallin à la limite du champ de stabilité du plagioclase (i.e., à proximité du champ des éclogites). D'autres xénolites mafiques sont métamorphisés et recristallisés. Les xénolites de gabbro, norite et metabasite ont des Mg# entre 35 et 75, K₂O/Na₂O = 0.2 à 4.4 et La/Yb = 1.3-20.1. Les teneurs varient de 13 à 1280 ppm pour le Cr, de <100 à 1210 ppm pour le Ba et de 2.5 à 21.0 ppm pour le La.

Norite B11-16

Description mégascopique: Xénolite faisant partie d'un xénolite bréchique de 450 x 260 mm, grain fin à grossier.

Pétrographie: 50% plagioclase, 41% orthopyroxène, 3% clinopyroxène, 3% amphibole, 3% biotite, talc (?), apatite, carbonates, serpentine (?). Moins de 1% de sulfures (Py, Po, Ccp) en petits grains interstitiels ou dans des

microfractures. Orthocumulat montrant une orientation préférentielle grossière des grains allongés. Niveaux plus riches en orthopyroxène ou plagioclase. Texture protoclastique: macles de déformation dans les plagioclases et plis en chevron ou extinction ondulante des pyroxènes; formation de sous-grains. Remplacement partiel des pyroxènes par de l'amphibole et localement par de la biotite.

3.2.3. Xénolites de gneiss

Les xénolites d'amphibolite, gneiss quartzofeldspathique à grenat, gneiss à sillimanite, quartzite, roche calco-silicatée et pegmatite ont des textures et des assemblages minéralogiques semblables à celles de lithologies équivalentes dans la Ceinture métasédimentaire (Corriveau et al., 1994). Ils sont donc interprétés comme des fragments de roches mésoproterozoïques de cette ceinture.

Les roches calco-silicatées avec leur clinopyroxène vert, leur titanite et leur scapolite rappellent les roches calco-silicatées de la Ceinture métasédimentaire. Leurs rapports varient de 42 à 86 pour le Mg#, de 0.1 à 0.4 pour K₂O/Na₂O et de 4.7 à 8.2 pour le La/Yb. Les teneurs varient entre 12 et 658 ppm pour le Cr, entre 110 et 650 ppm pour le Ba, et entre 9.2 et 25.3 pour le La. Les fines inclusions d'opaques dans la scapolite de l'échantillon C15-4 pourrait être chromifère et expliquer la forte teneur en Cr de cet échantillon. Ces teneurs sont comparables à celles de certains paragneiss de la région (Tableau 1).

L'abondance de xénolites de quartzite bleu (de haute température?) et sa forte proportion par rapport aux xénolites de quartzite gris ne reflètent pas celles de ces lithologies au présent niveau d'érosion et suggèrent que le quartzite est très abondant en profondeur.

Les xénolites de mylonites, nombreux et variés n'ont pas d'équivalents connus dans la Ceinture métasédimentaire, ce qui suggère la présence de zones de cisaillement majeures à la base de la croûte.

Les fragments de sulfures massifs (Po ± Py et Ccp) sont possiblement associés au système hydrothermal du complexe de Bondy.

Metabasite A3-1

Description mégascopique: Xénolite subarrondi de 70 mm x 35 mm, à grain fin.

Pétrographie: 50% clinopyroxène, 30% plagioclase, 10% amphibole, 10% ilménite+magnétite, grenat, biotite, orthopyroxène, carbonates et moins de 1% de sulfures (Py, Po avec exsolutions de pentlandite(?), Ccp). Très bien foliée et rubanée: alternance de niveaux riches en clinopyroxène ou plagioclase. Les grains de clinopyroxène renferment de fines exsolutions lamellaires et sont entourés d'une couronne d'amphibole. Le grenat montre une couronne surtout composée d'oxydes.

Roche calco-silicatée D15-3

Description mégascopique: Grain fin à moyen.

Pétrographie: 50% clinopyroxène vert, 45% grenat, 3% scapolite, 2% titanite, feldspaths, épidote, carbonates, apatite. Texture granoblastique. Foliation marquée par l'orientation des plages de clinopyroxène ou de grenat et des grains allongés de titanite. Rubanement plus ou moins bien développé marqué par l'alternance de niveaux plus riches en clinopyroxène ou grenat. Le grenat est remplacé par la scapolite à la bordure du xénolite.

Analyses à la microsonde: Grenat = 74% mol. grossulaire.

Sulfures A5-32-2

Description mégascopique: Arrondi, de 25x 10 mm.

Pétrographie: 90% pyrrhotine, 5% pyrite, 5% chalcopyrite. Contient des inclusions irrégulières et des veinules de carbonates. Le xénolite montre une fine bordure plus ou moins résorbée, riche en feldspaths, biotite et amphibole.

Gneiss quartzofeldspathique A2-10

Description mégascopique: Subarrondi, de 380 mm x 260 mm. Grain moyen, résorbé.

Pétrographie: 25% grenat, 25% quartz, 25% feldspaths, 15% biotite, 5% clinopyroxène, 2% orthopyroxène, 1% amphibole, 1% magnétite, carbonates, muscovite, titanite, apatite(?). Porphyroblastique, granoblastique. Foliation mal définie en lames minces. Rubanement marqué par des niveaux plus riches en clinopyroxène, quartz, feldspaths, etc. Bordure du xénolite résorbée et nombreux indices de réactions rétrogrades: grenat en chlorite et/ou biotite, clinopyroxène en amphibole, etc.

Gneiss à sillimanite A5-4

Description mégascopique: Subarrondi, de 48 mm x 35 mm, à grain moyen.

Pétrographie: 50% quartz, 25% feldspaths, 10% sillimanite, 10% biotite, 3% quartz, 1% ilménite, magnétite, rutile, spinelle. Porphyroblastes de grenat poéclitiques plus ou moins résorbés. Foliation marquée par l'orientation des cristaux allongés de sillimanite et d'ilménite. Textures micropéritiques des feldspaths.

Gneiss siliceux brunâtre A3-3

Description mégascopique: Anguleux, de 90 mm x 75 mm. Grain fin.

Pétrographie: 70% quartz, 19% feldspaths, 10% clinopyroxène, 1% oxydes, titanite, sulfures. Granoblastique. Foliation plus ou moins bien définie marquée par l'orientation des grains allongés.

Gneiss siliceux bleuté A5-36-1

Description mégascopique: Grain fin à grossier.

Pétrographie: 80% quartz, 20% feldspaths, zircon, carbonates, titanite, opaques. Hétérogranulaire: formation de sous-grains et textures bréchiées par endroits. Foliation marquée par l'orientation des grains allongés. Rubanement marqué par des niveaux plus riches en quartz ou en feldspaths. Le quartz contient de fines inclusions aciculaires (rutile?), probablement responsables de la couleur bleue du xénolite.

3.2.4. Mégacristaux

La brèche contient de nombreux mégacristaux de clinopyroxène et des xénocristaux de grenat, quartz, zircon, clinopyroxène, feldspaths et titanite. Certains xénocristaux sont des fragments de xénolites désagrégés (i.e., grenat, titanite) d'après leurs textures et leur âge communément plus vieux que le dyke lui-même (e.g., Tableau 7 dans la section 3.3). Les mégacristaux de clinopyroxène sont soit cogénétiques, soit exotiques alors que les cristaux de feldspath sont fortement résorbés et sont interprétés comme xénocristaux.

Mégacristal de clinopyroxène A7-13-6

Description mégascopique: Hypidiomorphe, 15 x 10 mm.

Pétrographie: Grand cristal avec une zone relique centrale et une bordure plus ou moins résorbée et contenant de nombreuses inclusions irrégulières de feldspaths et de biotite. Le cristal contient quelques inclusions automorphes d'apatite (< 1.5 mm), dont l'une a une inclusion ovale, originellement liquide, formée de feldspaths, d'amphibole et de biotite. Moins de 1% de sulfures (Py, Po, Ccp).

Analyses à la microsonde: Clinopyroxène = diopside alumineux.

Xénocristal de grenat A6-16-1

Description mégascopique: Rouge, arrondi, 30 mm de diamètre.

Pétrographie: Grenat remplacé par de la biotite (verte ou brune), un feldspath et des minéraux opaques, à la bordure ou le long de fractures. La biotite brune, semblable à celle du lamprophyre, remplace la biotite verte.

Analyses à la microsonde: Grenat = almandin ou pyrope.

Oxydes A5-40-1

Description mégascopique: Anguleux, de 18 mm x 10 mm, à grain moyen, résorbé.

Pétrographie: 90% magnétite, 5% ilménite, 5% lamprophyre, silicate non identifié, pyrite. Grains hypidiomorphes de magnétite avec exsolutions lamellaires ou granulaires d'ilménite suivant 3 directions. Résorbé avec bordure de 0.5 mm riche en biotite.

3.2.5. Géothermobarométrie

Une étude géothermobarométrique a été effectuée dans le cadre du projet des partenaires industriels avec les Ressources KWG Inc. Cette étude porte sur 24 xénolites mafiques et ultramafiques: deux dunites à spinelle, deux wehrlites à spinelle, une wehrlite potassique, une clinopyroxénite à grenat, trois clinopyroxénites, sept webstérites, une orthopyroxénite, et sept granulites mafiques. Ces xénolites sont les plus frais parmi les xénolites étudiés et présentent des textures et des assemblages proches de l'équilibre.

Toute une série de thermomètres et baromètres ont été calibrés pour estimer les conditions d'équilibre des roches mafiques et ultramafiques du manteau et de la croûte profonde (MacGregor, 1974; Wells, 1977; Ellis et Green, 1979; Fabries, 1979; Finnerty et Ridgen, 1981; Adams et Bishop, 1982; Harley et Green, 1982; Ozawa, 1983; Lindsley, 1983; Lindsley et Anderson, 1983; Nickel et Brey, 1984; Bertrand et Mercier, 1985; Nickel et Green, 1985; Powell, 1985; Brey et al., 1986; Adams et Bishop, 1986; Bertrand et al., 1986; O'Neill et Wall, 1987; Finnerty et Boyd, 1987; Krogh, 1988; Köhler et Brey, 1990; Brey et Köhler, 1990; Brey et al., 1990; Carlswell et Gibb, 1987a, b; Carswell, 1991; Green et Adam, 1991; Mukhopadhyay, 1991; Adam et al., 1992; Griffin et Ryan, 1993). Ces méthodes utilisent des réactions d'échange de cations ou de transfert entre olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, grenat ou spinelle coexistants. Toutefois, les assemblages minéralogiques présents dans les xénolites de la brèche sont souvent inadéquats. Par exemple, les géobaromètres basés sur la réaction d'échange de Ca entre l'olivine et le clinopyroxène:

$$\text{CaMgSiO}_4 + \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4$$

(monticellite) + (Opx-enstatite) = (Cpx-diopside) + (Ol-forsterite)
(Finnerty et Ridgen, 1981; Adams et Bishop, 1986; Köhler et Brey, 1990) ne peuvent être utilisés pour les xénolites de dunite et wehrlite, l'orthopyroxène étant absent.

Les thermomètres utilisés sont basés sur les réactions d'échange Fe-Mg entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène de Wells (1977), sur la solubilité du calcium dans l'orthopyroxène en équilibre avec le clinopyroxène de Brey (1989) et Brey et al. (1990), sur l'échange Fe-Mg entre l'orthopyroxène et le grenat de Harley (1984), sur l'échange Fe-Mg entre le clinopyroxène et le grenat de Ellis et Green (1979), Powell (1985) et Krogh (1988) et sur l'échange Fe-Mg entre l'olivine et le spinelle de O'Neill et Wall (1987). Les baromètres utilisés sont basés sur la solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène en équilibre avec le grenat, soient ceux de MacGregor (1974) et de Nickel et Green (1985). Les calculs ont été effectués à l'aide du logiciel de Gerhard P. Brey de l'Institut Max-Planck en Allemagne.

Les données thermobarométriques brutes indiquent que les températures et les pressions maximales d'équilibration des xénolites sont de l'ordre de 1050°C et de 20-25 kbar. Ces conditions sont en-dehors du champ de stabilité du diamant (Bundy et al., 1961, 1973; Kennedy et Kennedy, 1976; Griffin et Ryan, 1993). Invariablement, les températures estimées par les thermomètres Ol-Spl et Ol-Cpx sont sous le seuil des 600°C, soit à plus faible température que la température maximale enregistrée par les gneiss encaissants (>800°C; Boggs et al., 1994b). La rééquilibration de ces paires de minéraux s'est donc faite après la mise en place du dyke.

3.3. Géochimie isotopique et géochronologie

Les études isotopiques Sr-Nd-Pb et U-Pb permettent d'établir la relation entre le lamprophyre de la brèche de Rivard et les autres intrusions alcalines de la région ainsi que celles entre les xénolites et le magma hôte (Tableaux 6 à 8. En outre, ils offrent un aperçu de la nature et de l'âge de la lithosphère sous la région de Mont-Laurier à 1.08 Ga.

3.3.1. Géochronologie du lamprophyre et des xénolites

Dans le lamprophyre, de nombreux grains de zircon et de titanite sont des xénocristaux d'après leur morphologie particulièrement irrégulière ou arrondie, la variabilité des populations de grains et les données isotopiques. Un isochrone interne Sm-Nd obtenu à partir d'une fraction de plagioclase et de deux fractions de clinopyroxène (l'une de clinopyroxène vert, l'autre de clinopyroxène incolore) sur l'échantillon de lamprophyre BD-1 donne un âge de 1088±46 Ma (Fig. 16a; Tableaux 6 et 8). Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial est de 0.5117 ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0.6$). Trois fractions de titanite séparées du lamprophyre et présentant une morphologie typiquement ignée donnent un âge de 1070 Ma ±40-30 Ma (Fig. 16b; Morin et al., 1994). L'âge maximal est aussi délimité par une fraction concordante de titanite du xénolite de clinopyroxénite B 3-6 à 1072 ± 12 Ma (Fig. 16c; Tableau 7).

Des zircons ont été séparés de deux webstérites et d'une granulite mafique à grenat. Ils ont un aspect typique des roches de grade métamorphique élevé. Ils sont incolores à rosés, clairs, xénomorphes et presque sphériques. Leur teneur en U varie entre 60 et 200 ppm et le rapport modèle Th/U varie entre 0.2 et 0.4. Six grains analysés séparément donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ presque concordants entre 1112 et 1182 Ma (Fig. 16c; Tableau 7). Bien que dispersées entre l'âge du métamorphisme régional (1.19 Ga) et l'âge du début du magmatisme potassique (1.09 Ga), ces analyses définissent une ligne concordia dont un pôle gravite autour de 1300 et l'autre autour de 1110 Ma. Il est possible que le pôle supérieur représente l'âge des xénolites. Il coïnciderait avec l'âge d'un important épisode de volcanisme tholéiitique dans la Ceinture métasédimentaire de l'Ontario. Le pôle inférieur et deux analyses concordantes reflètent le début de la réactivation du manteau autour de 1127-1110 Ma. Cette réactivation est marquée par la croissance de nouveau zircon à l'état solide.

Deux grains de zircon séparés d'un échantillon de granulite et analysés séparément ont de faibles teneurs en U (ca. 20 ppm) et un rapport modèle Th/U élevé (9.4 et 22). Ces zircons sont aussi presque concordants et leur âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est beaucoup plus jeune, 1100 et 1091 Ma (Fig. 16c; Tableau 7). Cette composition inhabituelle et l'absence de composantes plus âgées suggèrent que la formation de ces zircons pourrait être reliée à un épisode de métasomatisme dans le manteau.

Des grains de clinopyroxène ou de grenat ont été séparés de quatorze xénolites de clinopyroxénite, webstérite, pyroxénite à grenat et granulite mafique et analysés pour les isotopes de Sm-Nd, Rb-Sr et U-Pb. Six paires de grenat-clinopyroxène ont donné des âges Sm-Nd variant de 1091 à 1074 Ma, similaires à l'âge du lamprophyre. Les âges $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont moins précis mais se situent également autour de 1080 Ma, soit 1072-1126 Ma et 1084-1194 Ma, respectivement (Tableau 7). Tous les âges U-Pb et Pb-Pb, à l'intérieur de leur précision analytique, sont cohérents avec les âges plus précis de Sm-Nd (Tableau 8), ces systèmes étaient donc en équilibre à ca. 1.08 Ga. Ceci suggère 1) que les xénolites étaient assujettis aux fortes températures de la croûte inférieure ou du manteau et qu'ils se sont rééquilibrés jusqu'à leur extraction par le magma hôte, ou 2) qu'il y a eu un épisode distinct de croissance de grenats autour de 1.08 Ga. La première alternative est plus compatible avec les données régionales. Par contre, les données sur les zircons suggèrent un événement tectonique distinct, tel du métasomatisme, dans le manteau. Contrairement aux systèmes isotopiques Pb-Pb et Sm-Nd, il y a eu rééquilibrage du système isotopique Rb-Sr autour de 630-840 Ma (Fig. 16d; Tableau 8).

3.3.2. Âges modèles des xénolites

La composition isotopique des clinopyroxènes des granulites mafiques et des clinopyroxénites à grenat forme des champs distincts de celui des clinopyroxènes des clinopyroxénites sans grenat. Les âges apparents sont respectivement de 1.9 Ga avec un ϵ_{Nd} de 6.3 et de 1.3 Ga avec un ϵ_{Nd} de 2.2 (Fig. 17e). L'âge de 1.9 Ga peut être interprété comme l'âge de la formation de la lithosphère continentale. Alors que l'âge de 1.3 Ga correspondrait à un épisode de subduction et à un très fort enrichissement du manteau pour former la source des magmas potassiques. Ces données concordent avec les âges modèles Sm-Nd et Pb obtenus pour les clinopyroxènes des xénolites et du lamprophyre autour de 1.9 Ga (Fig. 17c et d; Amelin et al., 1994), calculés avec le modèle de Neymark (1990), et les âges modèles obtenus pour les plutons dans la région de Mont-Laurier et ceux en Ontario autour de 1.3 Ga (Fig. 17c et d; Corriveau et Amelin, 1994; Marcantonio et al., 1990). Les âges modèles Nd et Pb des xénolites varient beaucoup et ne se superposent pas à ceux des plutons. Aucun des âges modèles n'est archéen. Ces âges impliquent qu'à 1.08 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur sous la région de Mont-Laurier étaient composées de roches paléo- et mésoproterozoïques. Donc, que cette région ne reposait pas sur le craton archéen à 1.08 Ga.

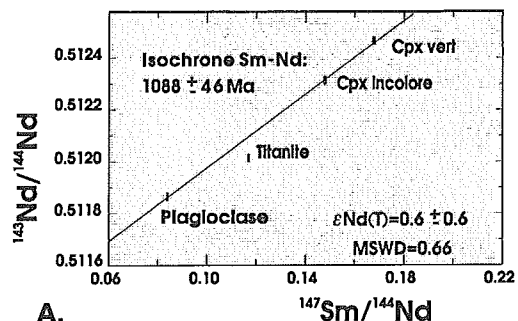
Figure 16: Âges U-Pb, Sm-Nd et Rb-Sr des xénolites.

A. Diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - âge du lamprophyre et rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial. Un rappel - La désintégration du ^{147}Sm en ^{143}Nd permet de dater des minéraux avec des rapports Sm/Nd différents qui avaient, lors de leur cristallisation au sein du magma, un rapport isotopique initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ identique. ϵ_{Nd} normalise ces rapports à celui du réservoir chondritique uniforme de la terre globale (CHUR) pour souligner les différences entre les diverses suites magmatiques (De Paolo et Wasserburg, 1976). La composition isotopique d'une suite magmatique dépend, entre autres, de son âge car la composition isotopique des sources évoluent avec le temps. Afin de pouvoir comparer pour un même temps (t), des suites magmatiques mises en place à différentes périodes, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ est calculé en fonction du rapport initial en Nd de la roche et la composition en Nd de CHUR au temps t. Une valeur $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ positive indique que les roches dérivent d'une source appauvrie par l'extraction du Nd par rapport au Sm. Une valeur $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ négative signifie que les roches proviennent d'une source enrichie en Nd (i.e., la croûte continentale) par rapport au réservoir CHUR.

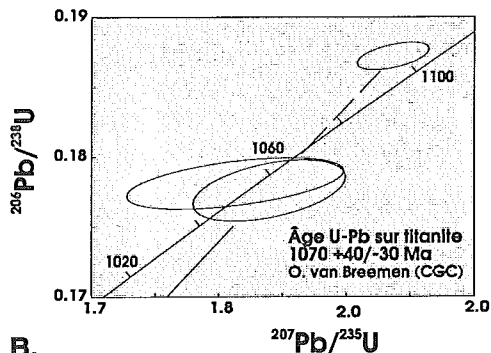
B. Diagramme concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - âge U-Pb du lamprophyre. Un rappel - La désintégration de ^{238}U en ^{206}Pb et de ^{235}U en ^{207}Pb évolue en parallèle. Ayant tous deux les mêmes éléments au départ et à la fin, ces systèmes isotopiques doivent, en théorie, concorder dans un même minéral. En les combinant sur un diagramme "concordia", chaque fraction analysée qui n'a pas perdue de Pb par altération ou par métamorphisme tombe sur la ligne concordia.

C. Diagramme concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - âge U-Pb des xénolites. Les zircons et les titanites analysées sont beaucoup plus difficiles à ré-équilibrer que les clinopyroxènes et sont donc plus vieux.

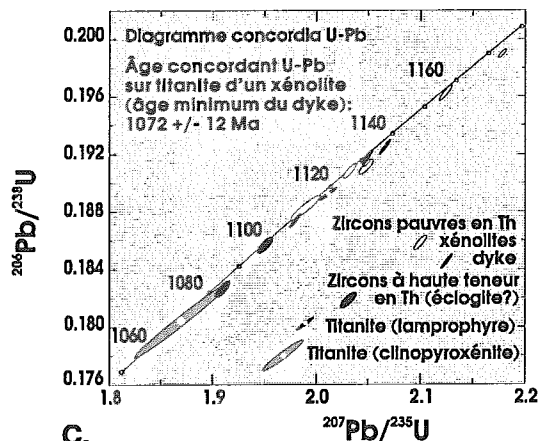
D. Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - ré-équilibre après la cristallisation. Le système Rb/Sr se modifie facilement lors des processus métamorphiques ou d'altération. Bien qu'inadéquat pour déterminer l'âge de cristallisation des xénolites, il permet de détecter des épisodes d'altération qui passeraient autrement inaperçus. Les paires grenat-clinopyroxène ne s'alignent pas selon l'isochrone de référence de 1080 Ma. Les xénolites semblent avoir été légèrement altérés autour de 0.7 Ga.



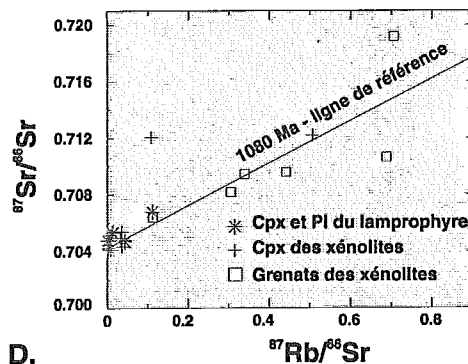
A.



B.



C.



D.

Tableau 6: Rapports isotopiques Sm-Nd, Rb-Sr et U-Pb des minéraux du lamprophyre et des xénolites

Type de roches	#	Min	Sm	Nd	147Sm/	erreur	Rb	Sr	87Rb/	2S%	143Nd/	erreur	erreur2S%	Epsilon	Epsilon	87Sr/	2S% err	87Sr/	87Sr/	206Pb/	erreur	207Pb/	erreur	208Pb/	erreur	206Pb/	1 S err	207Pb/	1 S err	U	Pb	238U/	erreur	
			ppm	ppm	144Nd		2S%	ppm	ppm		86Sr					144Nd		2S%	incl repr			Nd(10 ⁶ Nd(1280		86Sr		incl repr		86Sr(1080		86Sr(1280	204Pb	1S		204Pb
Lamprophyre	BD-1	Pg	0,24	1,70	0,0838	0,90	10,567	704,698	0,04337	0,62	0,511864	0,0020	0,0037	0,54	3,45	0,704730	0,0060	0,70406	0,70393	16,850	0,006	15,387	0,008	36,363	0,026	16,612	0,011	15,369	0,008	0,2127	9,8007	1,3053	0,0017	
		Tm	430,0	2230,0	0,1168	0,30	1,764	45,522	0,11212	0,62	0,512014	0,0016	0,0036	-1,10	0,96	0,705817	0,0067	0,70508	0,70476															
		Cpx	3,99	16,31	0,1478	0,31	0,089	155,721	0,00166	0,62	0,512314	0,0012	0,0034	0,47	1,73	0,704788	0,0061	0,70476	0,70476	18,276	0,012	15,519	0,012	38,058	0,035	16,788	0,060	15,407	0,014	0,2077	1,6027	8,1584	0,0142	
		Cpx	6,64	23,93	0,1678	0,30	0,780	177,400	0,01272	0,62	0,512467	0,0016	0,0036	0,69	1,43	0,705342	0,0062	0,70515	0,70511	17,193	0,012	15,411	0,012	36,877	0,035	16,764	0,021	15,378	0,013	0,0966	2,4994	2,3551	0,0040	
Granulite à Cpx-Grt	B 2-7	Cpx	6,59	24,29	0,1640	0,30	0,402	26,735	0,04347	0,62	0,512482	0,0010	0,0033	1,51	2,35	0,704818	0,0060	0,70415	0,70402															
		Grt	8,33	3,13	1,6099	0,40	0,106	0,695	0,44228	0,62	0,522826	0,0021	0,0038	3,37	-33,09	0,709598	0,0225	0,70276	0,70149	65,284	5,366	19,086	0,471	49,248	1,478	17,160	1,926	15,456	0,290	0,0378	0,0166	263,856	29,781	
		Grt	5,89	2,26	1,5769	0,39	0,529	2,219	0,68944	0,62	0,522447	0,0021	0,0038	0,53	-35,07	0,710654	0,0077	0,70000	0,69801	67,691	2,760	19,484	0,250	44,447	0,468	19,060	1,927	15,816	0,245	0,0515	0,0221	266,634	14,746	
Clinopyroxénite	B 3-6	Cpx	1,74	5,07	0,2075	0,32	0,180	58,272	0,00895	0,62	0,512831	0,0012	0,0034	2,30	2,02	0,701804	0,0060	0,70467	0,70464	22,336	0,044	15,905	0,031	39,255	0,080	17,208	0,204	15,518	0,038	0,2521	0,6081	28,1134	0,0723	
Clinopyroxénite	A 6-3	Cpx	5,26	18,26	0,1743	0,30	1,149	100,633	0,03303	0,62	0,512577	0,0014	0,0035	1,94	2,51	0,704967	0,0060	0,70446	0,70436	20,218	0,011	15,655	0,011	41,895	0,035	16,825	0,134	15,399	0,019	0,1868	0,6837	18,6029	0,0516	
Webstérite K	D12-4	Cpx	4,69	19,31	0,1468	0,30	0,183	55,496	0,00956	0,62	0,512351	0,0012	0,0034	1,33	2,62	0,704125	0,0060	0,70398	0,70395	17,850	0,015	15,487	0,014	37,584	0,039	17,223	0,029	15,439	0,015	0,0149	0,2695	3,4350	0,0075	
Webstérite	B 3-12	Cpx	3,44	12,62	0,1647	0,30	0,067	86,505	0,00222	0,62	0,512470	0,0016	0,0036	1,18	2,00	0,704150	0,0062	0,70412	0,70411	16,744	0,013	15,380	0,013	36,149	0,035	16,633	0,013	15,371	0,013	0,0045	0,4390	0,6105	0,0028	
Clinopyroxénite	B 3-25	Cpx	7,91	33,81	0,1414	0,30	0,230	209,524	0,00318	0,62	0,512279	0,0029	0,0043	0,67	2,09	0,704486	0,0062	0,70444	0,70443	18,107	0,030	15,532	0,024	38,401	0,065	16,941	0,029	15,436	0,024	0,1102	1,0017	6,9424	0,0206	
Granulite à Opx-Cpx-Grt	C 21-3	Cpx	8,57	24,36	0,2126	0,33	15,955	90,957	0,50773	0,62	0,512615	0,0014	0,0035	-2,63	-3,04	0,712214	0,0067	0,70437	0,70290	17,510	0,015	15,456	0,014	37,039	0,038	16,831	0,030	15,405	0,014	0,1075	1,7726	3,7202	0,0078	
		Grt	2,84	3,21	0,5339	0,64					0,514915	0,0101	0,0106	-2,19	-10,89																			
Clinopyroxénite à Grt	D 15-3	Cpx	0,55	2,07	0,1597	1,26	0,928	76,618	0,03505	0,62	0,512426	0,0053	0,0062	1,00	1,95	0,705405	0,0075	0,70486	0,70476	19,029	0,017	15,598	0,015	36,947	0,041	17,697	0,055	15,498	0,016	0,0965	0,8284	7,3050	0,0182	
		Cpx	1,00	4,14	0,1468	0,31					0,512459	0,0014	0,0035	3,44	4,73																			
		Grt	4,41	5,64	0,4730	0,31	0,847	8,015	0,30581	0,62	0,514761	0,0016	0,0036	3,25	-3,88	0,708191	0,0136	0,70346	0,70258	93,281	0,778	21,264	0,068	51,080	0,166	17,985	2,956	15,584	0,339	0,1946	0,0677	412,835	4,266	
Granulite	C 8-6	Cpx	9,03	47,49	0,1149	0,31	1,729	46,141	0,10847	0,62	0,511894	0,0018	0,0037	-3,39	-1,28	0,712104	0,0080	0,71043	0,71011	17,045	0,016	15,443	0,042	36,805	0,042	16,818	0,019	15,426	0,015	0,0181	0,8865	1,2431	0,0094	
		Grt	8,76	6,37	0,8308	0,30	0,535	2,191	0,70750	0,62	0,516975	0,0017	0,0036	-3,06	-19,42	0,719191	0,0294	0,70826	0,70621	26,956	0,073	16,236	0,028	37,583	0,070	17,865	0,360	15,590	0,050	0,0271	0,0384	49,8461	0,3313	
Clinopyroxénite à Grt	A 5-7	Cpx	4,78	14,97	0,1928	0,31	0,315	63,140	0,01441	0,62	0,512898	0,0010	0,0033	5,65	5,75	0,705426	0,0066	0,70520	0,70516	16,827	0,010	15,399	0,011	36,543	0,032	16,640	0,012	15,385	0,011	0,0358	2,1010	1,0274	0,0018	
		Grt	2,48	1,68	0,8911	0,33	0,126	3,225	0,11300	0,62	0,517818	0,0023	0,0040	5,07	-12,85	0,706450	0,0140	0,70470	0,70438															
Clinopyroxénite à Grt	C 31-11	Cpx	5,56	19,54	0,1719	0,31	0,810	63,932	0,03667	0,62	0,512650	0,0016	0,0036	3,69	4,33	0,704372	0,0122	0,70381	0,70370	17,344	0,015	15,442	0,015	36,763	0,040	16,771	0,027	15,399	0,015	0,0883	1,7117	3,1457	0,0059	
		Grt	3,15	3,07	0,6214	0,30	0,326	2,774	0,34013	0,62	0,515863	0,0016	0,0036	4,23	-6,73	0,709471	0,0282	0,70421	0,70323	26,023	0,045	16,103	0,025	38,205	0,065	16,696	0,368	15,400	0,048	0,0445	0,0611	51,1409	0,1653	
Clinopyroxénite	C 23-1	Cpx	4,77	19,16	0,1506	0,31	0,449	155,392	0,00836	0,62	0,512265	0,0016	0,0036	-0,89	0,30	0,705001	0,0062	0,70487	0,70485	17,295	0,010	15,445	0,011	37,491	0,031	16,697	0,025	15,400	0,011	0,1039	1,9492	3,2803	0,0045	
Clinopyroxénite	C 21-1	Cpx	5,82	24,47	0,1438	0,31	0,700	232,799	0,00870	0,62	0,512297	0,0012	0,0034	0,68	2,05	0,705168	0,0067	0,70503	0,70501	17,882	0,010	15,481	0,010	38,330	0,031	16,767	0,045	15,397	0,011	0,2292	2,3550	6,1139	0,0130	
Webstérite K	A 5-14	Cpx	5,64	23,00	0,1484	0,30	0,076	99,070	0,00223	0,62	0,512346	0,0021	0,0039	1,02	2,26	0,704257	0,0067	0,70422	0,70422	18,187	0,018	15,553	0,016	37,274	0,044	17,272	0,041	15,484	0,017	0,2490	0,3086	5,0193	0,0151	

Concentrations Sm et Nd corrigés pour les blancs de 15 et 30 pg, respectivement.

Erreurs pour 87Sr/86Sr et 143Nd/144Nd: sommes quadratiques des erreurs internes mesurées à 2 sigma; erreurs à 2 déviation standard sur les étalons (0,0052% pour 87Sr/86Sr dans SRM-987 et 0,0032% pour le 143Nd/144Nd dans La Jolla).

Rapports isotopiques de Pb corrigés pour le fractionnement, les blancs et les ajouts dosés (5pg Pb et 0,25pg U).

Tableau 7: Datation U-Pb de grains de zircon et de titanite du lamprophyre et de xénolites (tiré de Amelin, 1994)

No	Mineral description	Wt µg	Concentratoïn			Th/U mod	Atomic ratios				Apparent age (Ma)			Discord %
			U ppm	Pb ppm	ComPb pg		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	
BD-1 Lamprophyre														
1	Z,1,Ab,pink,nm	6	1006	183	3.8	0.07	18202	0.19250	2.0660	0.07784	1135	1138	1142.7	0.75
2	Z,1,Ab,pink,nm	12	127	26	1.6	0.46	10899	0.19182	2.0489	0.07747	1131	1132	1133.2	0.19
3	Z,1,Ab,pink,nm	18	65	14	2.0	0.72	6808	0.18740	1.9792	0.07660	1107	1108	1110.7	0.34
4	T,53,nAb,yellow	517	63	24	380.5	3.71	1024	0.18924	2.0112	0.07708	1117	1119	1123.3	0.58
B 2-7 Cpx-Gt granulite														
5	Z,1,Ab,pink,nm	2	184	36	1.8	0.33	2828	0.19112	2.0479	0.07771	1127	1132	1139.6	1.16
6	Z,1,Ab,pink,nm,incl	6	202	42	2.2	0.41	7220	0.19899	2.1780	0.07938	1170	1174	1181.7	1.09
D 12-4 K-rich websterite														
7	Z,1,Ab,pink,nm,fract	14	123	24	1.5	0.39	14189	0.19139	2.0486	0.07763	1129	1132	1137.4	0.81
8	Z,1,Ab,pink,nm	16	59	12	1.9	0.25	6236	0.19626	2.1239	0.07849	1155	1157	1159.3	0.38
C 21-3 Opx-Cpx-Gt granulite														
9	Z,1,Ab,pink,nm	13	23	29	1.9	22.16	1862	0.18568	1.9506	0.07619	1098	1099	1100.1	0.21
10	Z,1,Ab,pink,nm	20	18	11	2.2	9.42	1807	0.18263	1.9096	0.07583	1081	1084	1090.7	0.93
A 5-14 K-rich websterite														
11	Z,1,Ab,pink,nm	6	112	23	13.4	0.28	577	0.18827	1.9892	0.07663	1112	1112	1111.6	-0.04
12	Z,1,Ab,pink,nm	13	58	11	2.5	0.22	3504	0.19082	2.0318	0.07722	1126	1126	1127.0	0.12
B 3-6 Clinopyroxenite														
13	T,64,nAb,yellow	260	24	8	431.0	2.06	178	0.18049	1.8703	0.07516	1070	1071	1072.7	0.31

Notes: Mineral description: Z=zircon, T=titanite, number if grains, Ab(nAb)=abraded (not abraded), colour, nm=non magnetic
 Th/U ratio estimated from abundance of ²⁰⁸Pb, age and measured U concentration.
 Atomic ratios are corrected for fractionation, spike, blank (1 pg Pb and 0.5 pg U) and common Pb.
²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios are corrected for fractionation and spike only.
 Common Pb used for correction corresponds to the most primitive Pb measured in low-U clinopyroxenes.

Tableau 8: Âges isochrones Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb pour les paires clinopyroxène-grenat (tiré de Amelin, 1994)

Sample	Rock	Sm-Nd age	$\epsilon_{Nd}(T)$	Rb-Sr age	$^{87}Sr/^{86}Sr$ initial	$^{238}U-^{206}Pb$ age	$^{206}Pb/^{204}Pb$ initial	$^{207}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ age
BD-1	Lamprophyre (Pl + two Cpx fract.)	1088+/-46	-0.6+/-0.8					1488+/-370
B 2-7	Cpx-Gt granulite	1090+/-5.5	+1.6+/-0.4	839+/-29	0.70430+/-49	1087+/-310	16.823+/-161	1084+/-220
		1075+/-5.3	+1.5+/-0.4	633+/-8.4	0.70443+/-45	1126+/-160	16.804+/-086	1194+/-110
C 21-3	Opx-Cpx-Gt granulite	1091+/-29	-2.6+/-1.0					
D 15-3	Gt clinopyroxenite	1075+/-13	+3.4+/-0.5	721+/-28	0.70504+/-60	1084+/-29	17.692+/-052	1103+/-23
C 8-6	Granulite	1084+/-6.7	-3.3+/-0.4	828+/-26	0.71082+/-77	1196+/-22	16.792+/-033	1197+/-230
A 5-7	Gt clinopyroxenite	1074+/-7.3	+5.7+/-0.5	728+/-76	0.70528+/-5			
C 31-11	Gt clinopyroxenite	1089+/-9.8	+3.7+/-0.5	1173+/-49	0.70376+/-10	1072+/-12	16.775+/-32	1099+/-150

3.3.3. Source du magmatisme alcalin protérozoïque

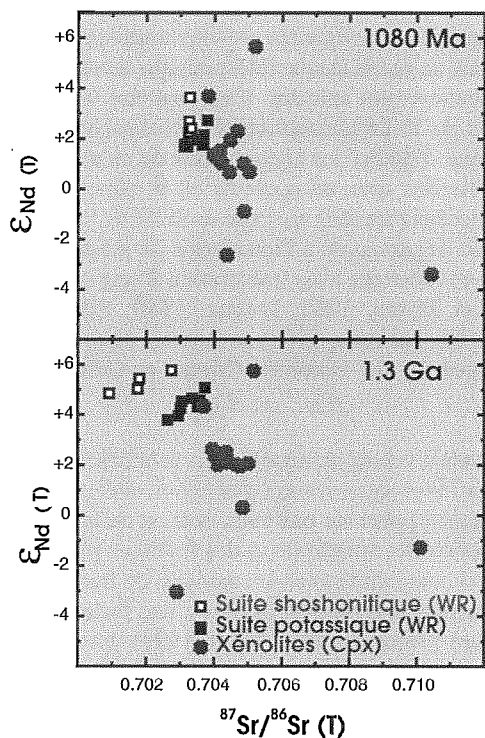
La signature géochimique des roches potassiques et ultrapotassiques des plutons alcalins de la région de Mont-Laurier est très homogène d'une unité à l'autre et d'un pluton à l'autre (i.e., les patrons géochimiques normalisés aux chondrites se superposent les uns par dessus les autres; Corriveau et Gorton, 1993). Tout comme le lamprophyre de la brèche de Rivard, ces roches ont des teneurs élevées en Al, en LILE (i.e., Ba et Sr de 1000 à 10 000 ppm) et en terres rares légères et ont de faibles teneurs en Ta et Nb (Corriveau, 1990; Corriveau et Gorton, 1993). Cette signature géochimique et la présence de plagioclase sont caractéristiques des roches ultrapotassiques du Groupe III de Foley et al. (1987; Fig. 17a). Ce groupe est constitué des suites récentes formées en zones orogéniques actives d'arc insulaire, alors que les groupes I et II réfèrent respectivement aux roches ultrapotassiques continentales et de rift. Des études isotopiques récentes démontrent que cette signature ne reflète pas l'environnement tectonique de mise en place mais plutôt un enrichissement du manteau associé à une zone de subduction autour de 1.3 milliard d'années (Corriveau et Amelin, 1994). Pour que les plutons potassiques soient si homogènes et aient une signature géochimique caractéristique d'une zone de subduction, l'enrichissement du manteau a dû être très pénétrant.

De légères différences dans les rapports isotopiques initiaux ont été observées entre chaque pluton et entre les suites potassique et shoshonitique (Fig. 17b). Elles sont attribuées à des degrés d'enrichissement différents de leur source mantellique respective. Pour les roches shoshonitiques et potassiques de la région, les variations isotopiques à 1080 Ma sont de +1.2 à 3.3 pour ϵ_{Nd} et de 0.7031 à 0.7038 pour $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 17b). Les rapports isotopiques initiaux de Pb

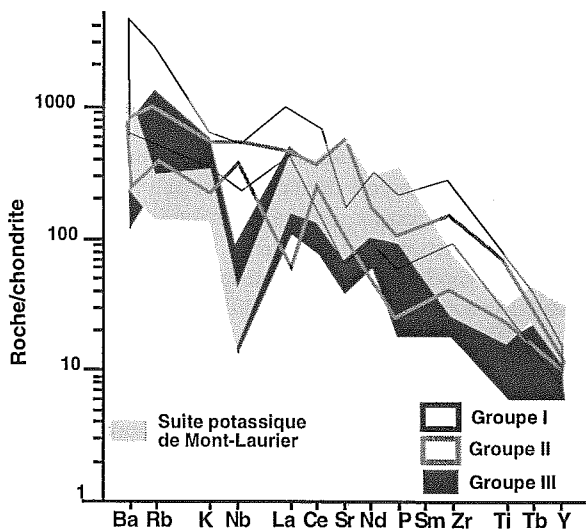
pour les plutons ont été obtenus à partir d'analyses de feldspaths lessivés à l'acide afin de se débarrasser des effets d'altération secondaire et de corriger pour la désintégration de l'uranium dans la roche. Ces rapports varient de 16.65 à 16.90 pour les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$, de 15.36 à 15.41 pour les rapports $^{207}Pb/^{204}Pb$ et de 36.25 à 36.50 pour les rapports $^{208}Pb/^{204}Pb$ (Amelin, données non publiées). Les rapports initiaux dérivés des roches analysées sont cohérents avec ceux obtenus pour les feldspaths. Les rapports isotopiques initiaux des clinopyroxènes provenant des xénolites de la brèche de Rivard montrent des variations beaucoup plus prononcées: de -3.3 à +5.7 pour ϵ_{Nd} (1.08 Ga) et de 16.77 à 17.79 pour $^{206}Pb/^{204}Pb$ (1.08 Ga) (Fig. 17b et d; Tableau 6). Ce champ inclut le champ restreint des plutons potassiques. Par contre, les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ (1.08 Ga) de 0.70398 à 0.70520 sont beaucoup plus élevés que ceux des plutons. Étant donné que les xénolites étudiés ne sont pas en équilibre isotopique avec les magmas potassiques, ceci implique qu'aucun des xénolites n'en représente la source (Fig. 17b et d).

Les variations importantes des rapports initiaux Pb, Nd et Sr des xénolites indiquent une hétérogénéité considérable dans le manteau et la croûte inférieure échantillonnés. Par contre, les données isotopiques du Nd et du Sr ne révèlent qu'une faible différence des rapports initiaux entre les différents plutons et entre les suites shoshonitique et potassique. Le manteau au niveau de la source des magmas potassiques et shoshonitiques serait donc beaucoup plus homogène, ce qui est compatible avec l'homogénéité des signatures géochimiques de ces deux suites. Un modèle possible serait que le manteau aurait été métasomatisé et enrichi lors d'un épisode de subduction au début de l'orogénèse grenvillienne (1.3 Ga). La fusion partielle de ce manteau métasomatisé vers 1.08 Ga aurait généré le magmatisme alcalin potassique (Corriveau et Amelin, 1994).

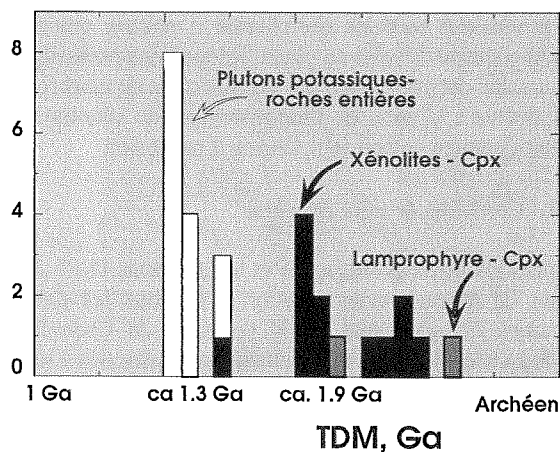
Figure. 17. Âges modèles Nd et Pb et rapports isotopiques initiaux Nd et Sr des xénolites et des plutons alcalins potassiques



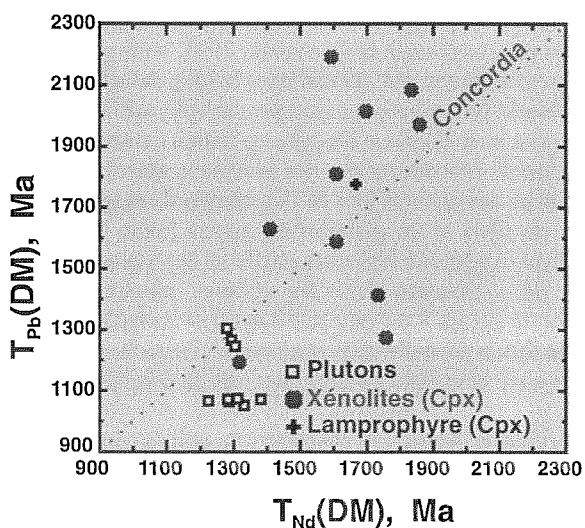
B. Rapports isotopiques initiaux des xénolites et des plutons alcalins potassiques calculés à 1.08 Ga et 1.3 Ga (Wr: analyses de roches totales)



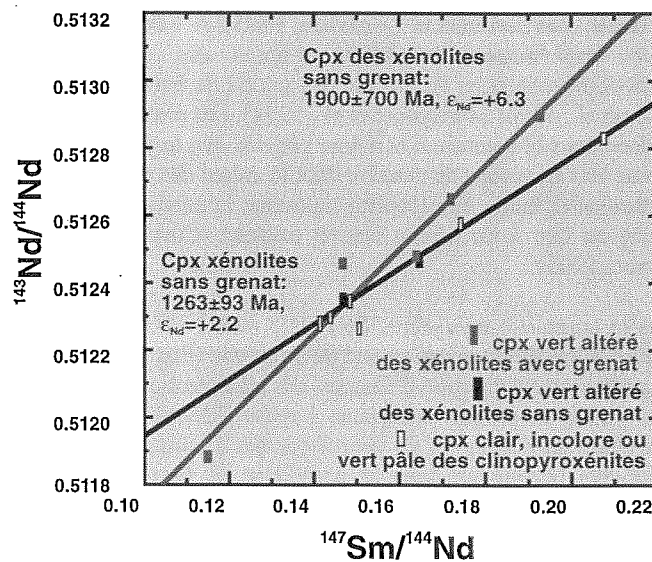
A. Patrons d'éléments traces normalisés pour les roches ultrapotassiques de la région



C. Âges modèles des xénolites et des plutons alcalins potassiques



D. Âges modèles Nd et Pb des xénolites et des plutons



E. Isochrones définies par les clinopyroxènes des xénolites

3.4. Ascension et mise en place des magmas alcalins potassiques de type minette

La brèche de Rivard préserve des indications des processus de fragmentation et de transport de xénolites et permet d'étudier les mécanismes d'ascension des minettes à travers la croûte profonde. L'abondance et la variété de xénolites illustrent, entre autres, les modèles rhéologiques qui suggèrent que les magmas alcalins sont particulièrement efficaces pour fracturer leur encaissant lors de leur ascension à travers la lithosphère (Rubin, 1993). Cette capacité de fragmentation et celle de transporter des xénolites (i.e., Delaney et Pollard, 1981; Lister et Kerr, 1991) combinées avec le fait que la source de ces magmas peut être dans le champ de stabilité des diamants (i.e., Ehrenberg, 1979; MacRae et al., 1996) devrait donner aux minettes, et autres magmas apparentés, un potentiel diamantifère. Toutefois, les magmas de type minette atteignent rarement la surface, les minettes extrusives de la ceinture volcanique mexicaine et du district de Keewatin dans les Territoires du Nord-Ouest en étant de rares exemples (Peterson, 1992; Wallace et Carmichael, 1989).

Les prochaines sections chercheront à montrer que dans le présent contexte de mise en place, les magmas potassiques de type minette ont été trappés par des horizons de marbre, ou se sont arrêtés à la suite de l'incorporation de xénolites qui a dramatiquement ralenti leur vitesse d'ascension.

3.4.1. Contexte de mise en place

D'après les levés géologiques et les datations U-Pb dans la région de Mont-Laurier (section 1.1), tous les différents domaines du sud-ouest de la province de Grenville, au Québec, étaient contigus au continent laurentien dès 1165 Ma. Les magmas potassiques se seraient donc mis en place le long de la bordure est du continent laurentien. Au cours du métamorphisme régional à 1.09 Ga, la région a atteint des températures maximales de plus de 800°C et de 10 kbar (Boggs et al., 1994b; Boggs, en préparation). Par la suite, la région s'est dénudée et a atteint 600°C graduellement vers l'est entre 1.17 Ga et 1.09 Ga (données U-Pb sur des fractions de titanite; van Breemen et Corriveau, 1995). À 1.04 Ga, la région était autour de 480°C d'après des données thermochronologiques Ar/Ar sur des grains de hornblende (Hanes et al., 1994; Martignole et al., 1994). Les plutons mis en place dans la ceinture à la même période que le dyke ont déformé leur encaissant de manière ductile créant des auréoles structurales au faciès amphibolite supérieur, la mise en place a donc eu lieu à un niveau crustal profond (Corriveau et Leblanc, 1995).

Dans le complexe gneissique de Bondy, le dyke de Girard affleure 8 km directement au sud de la brèche (Fig. 2). Une interprétation structurale d'images de télédétection Spot, radar-Seasat et proche infrarouge Landsat-TM (Rivard et Corriveau, en cours; Li, en cours) permet d'identifier des linéaments rectilignes dans le complexe de Bondy dont l'orientation s'approche à quelques degrés près de celle des dykes. Sur le terrain, il n'y a aucune évidence que les brèches

se sont mises en place dans des zones de failles pré-existantes. La distribution des dykes et les relations de terrain suggèrent qu'un système de fractures nord-sud s'est formé dans le complexe lors de la mise en place des magmas.

3.4.2. Processus de fragmentation et de transport des xénolites dans la brèche

Dans la brèche, les xénolites non foliés sont abondants et ont un rapport largeur/longueur similaire à celui des xénolites foliés. Cette observation indique que la fragmentation est indépendante des discontinuités pré-existantes de l'encaissant. L'encaissant, un gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène, était particulièrement anhydre. Il ne peut être une source de fluide lors de la fragmentation de l'encaissant. La brèche permet donc d'étudier les phénomènes de mise en place de magmas alcalins dans un contexte où la remobilisation de fragments tectoniques dans une zone de faille, la bréchification associée au dégazage ou à l'interaction de magma avec des aquifères, et l'abattage avec fracturation d'origine thermique (Furlong et Myers, 1985; Lorenz, 1985; Sillitoe, 1985; Mitchell, 1986; Laznicka, 1988) ne peuvent être responsables de la formation des xénolites (Morin et Corriveau, sous presse).

La très grande diversité de xénolites dans la brèche de Rivard suggère que les processus de fragmentation et d'incorporation de xénolites ont opéré sur une vaste section de la lithosphère. La distribution des apophyses et des fractures parallèles aux épontes est compatible avec les modèles de fracturation par déformation inélastique des épontes à une forte pression de confinement (Pollard, 1987; Rubin, 1993). La présence de fragments de gneiss en partie ou complètement détachés des épontes témoignent de la capacité du magma à arracher des fragments d'épontes lors de son ascension (Morin et Corriveau, sous presse). Ces observations suggèrent que les xénolites se sont formés suite à:

- une fracturation des roches encaissantes causée par la déformation inélastique créée lors de la propagation du dyke,
- l'intrusion du magma dans les fractures et,
- le détachement progressif des fragments et leur inclusion dans le magma (Morin et Corriveau, 1995, sous presse).

Les bordures de trempe sont inexistantes le long de la brèche, mais localement présentes pour quelques apophyses. Ceci est attribué à une mise en place du dyke en milieu catazonal, au préchauffage de l'encaissant par des intrusions antérieures et au délaminage des épontes lors de l'ascension du magma. La présence de filets et de globules de gneiss fondu dans le lamprophyre suggèrent la fusion partielle des épontes. Le décalage de marqueurs dans les épontes montrent que l'ouverture du dyke s'est principalement faite par dilatation, bien que la fusion partielle de l'encaissant et l'arrachement de fragments aient contribué à l'élargissement du conduit.

Une déformation ductile aux pourtours de certains xénolites témoignent d'impacts violents à haute température durant l'ascension des magmas. Cet indicateur de turbulence s'oppose à ceux suggérant un écoulement laminaire tels la

distribution axiale de xénolites et la présence locale de foliation ignée. Ces observations peuvent être conciliées en attribuant la turbulence à une montée rapide du magma, suivi par un écoulement laminaire à la fin de la mise en place des magmas. Cette hypothèse est appuyée par les calculs de vitesses minimales d'ascension des magmas.

3.4.3. Calcul de la vitesse d'ascension minimum de la minette riche en xénolites

Les fragments ultramafiques sont généralement plus petits que les autres fragments et appartiennent à l'injection de lamprophyre la plus précoce. Ils semblent donc avoir été transportés plus longtemps et représentent les conditions de remontée les plus précoces. Morin et Corriveau (sous presse) ont calculé la vitesse de dépôt d'un fragment pyroxénitique de 40 par 36 cm afin d'évaluer la vitesse minimale d'ascension de la minette.

La vitesse d'ascension d'un magma doit être supérieure à la vitesse de dépôt des particules les plus denses qu'il transporte. La loi de Stoke permet de calculer la vitesse de sédimentation (V_n) d'une particule solide dans un liquide newtonien:

$$V_n = (2gr^2(\Delta d)) / 90\mu = 106 \text{ cm/s},$$

où g est l'accélération gravitationnelle (980 cm/s^2), r est le rayon (20 cm) du plus gros xénolite pyroxénitique que l'on assume sphérique, Δd est la différence de densité (0.5 g/cm^3) entre le xénolite (3.2 g/cm^3) et le magma (2.7 g/cm^3) et μ est la viscosité newtonienne du liquide ($4 \times 10^1 \text{ Pa}\cdot\text{s}$). La viscosité du magma est calculée avec les équations de Shaw (1972) et Bottinga et Weill (1972) en assumant un magma sans cristaux et de même composition que la matrice du dyke. La valeur de $4 \times 10^1 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ est compatible avec la viscosité des roches mafiques du pluton Kensington estimées entre 10^0 et $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}$. Une température d'environ 1050°C , estimée à partir des travaux de Esperança et Holloway (1986, 1987), et un contenu en H_2O de 2% poids ont été utilisés pour les calculs. Une discussion plus approfondie des paramètres influençant le calcul de la viscosité des magmas, telles la pression et le contenu en volatiles, sont présentés dans Corriveau et Leblanc (1995) et Morin et Corriveau (sous presse).

La vitesse de dépôt du xénolite ultramafique, autour de 50 cm/s, représente une vitesse d'ascension *minimum* pour que les fragments soient effectivement transportés à des niveaux supérieurs. Par comparaison, les vitesses moyennes d'ascension des basaltes alcalins sont estimées entre 1 - 100 cm/s, celles pour les basanites et les néphélinites contenant des xénolites périclites entre 100 - 500 cm/s et celles des kimberlites entre 1000 - 3000 cm/s (Spera, 1984).

La densité des magmas potassiques des plutons et de la brèche calculées avec les mêmes paramètres et les équations de Bottinga et Weill (1970) varie entre $2.5\text{-}2.7 \text{ g/cm}^3$ (2.7 g/cm^3 pour le dyke). Ces magmas sont en général plus légers que les roches encaissantes (marbre et quartzite ca. 2.7 g/cm^3) et devraient poursuivre leur ascension à travers la croûte (Corriveau et Leblanc, 1995). Leur mise en place à ces

niveaux crustaux dépend donc de facteurs autres, tels la rhéologie des roches encaissantes, la cristallisation et l'incorporation de xénolites. Dans la brèche de Rivard, l'incorporation de xénolites dans le magma a entraîné une augmentation de la viscosité effective du mélange liquide-solide, favorisant ainsi le comportement Bingham et l'écoulement laminaire du magma. Le magma riche en xénolites n'a probablement pas atteint la surface en raison de la viscosité effective élevée du mélange (autour de $10^3 \text{ Pa}\cdot\text{s}$), de sorte que les brèches de ce type sont probablement restreintes à des niveaux profonds de la croûte. L'augmentation de la viscosité effective du mélange liquide-solide (μ_e) diminue la vitesse de sédimentation. On peut calculer cette vitesse (V_s) soit:

1- directement à partir de la vitesse de dépôt dans un fluide newtonien (V_0) calculée ci-haut, en tenant compte de la fraction solide Shaw (1969):

$$V_s = V_0 (1 - F)^{4.65} = 50 \text{ cm/s},$$

pour les stades précoces de l'ascension du magma, on considère une fraction solide de 15% (F), correspondant approximativement au volume occupé par les xénolites ultramafiques.

2- Ou, en substituant la viscosité newtonienne ($\mu = 4 \times 10^1 \text{ Pa}\cdot\text{s}$) par la viscosité effective dépendante de la fraction solide (μ_e ; Roscoe, 1952; Marsh, 1981):

$$\mu_e = \mu (1 - 1.65 F)^{-2.5} = 84 \text{ Pa}\cdot\text{s}$$

donc

$$V_s = (2gr^2(\Delta d)) / 90\mu_e = 52 \text{ cm/s}.$$

Spera (1980) propose une autre formule qui tient compte de la limite élastique dans le calcul de la vitesse de dépôt (V):

$$V = 0.344 (\Delta d g / d_i)^{5/7} (d_i / 10\mu_i)^{3/7} (r - (3Kk_1 F^3) / 4\Delta d g)^{8/7} = 52 \text{ cm/s}$$

d_i est la densité du magma (2.7 g/cm^3), d_x est la densité de la pyroxénite (3.2 g/cm^3), μ_i est la viscosité du magma ($41 \text{ Pa}\cdot\text{s}$), r est le rayon du xénolite (20 cm), K est une constante ($= 5.0$), k_1 est une constante empirique avec les dimensions de la contrainte ($10^{-4} \text{ dyne/cm}^2$), F est la fraction solide (0.15) et g est l'accélération gravitationnelle (980 g/cm^2). Si on considère une fraction solide de 0.5, qui correspond au volume occupé par l'ensemble des xénolites lors des derniers stades de mise en place de la brèche, on obtient des vitesses de dépôt dix fois plus faibles, de l'ordre de 4 cm/s. L'incorporation de xénolites est donc un des mécanismes qui inhibent l'extrusion des minettes à la surface.

3.4.4. Scénario de mise en place des magmas potassiques

Un scénario de mise en place des magmas peut être élaboré à partir des travaux sur la brèche de Rivard et des plutons potassiques (Corriveau et Leblanc, 1995; Morin et Corriveau, sous presse). Il comporte:

1- La génération de magmas alcalins dans le manteau à des profondeurs de plus de 75 km.

La pression maximale d'équilibration des xénolites de la brèche de Rivard à partir de données brutes est d'environ 20-25 kbar. Toutefois, comme aucun des xénolites ne

représente la source même du magma, ces magmas doivent provenir d'une plus grande profondeur.

2- Une période de stagnation dans le manteau ou à la base de la croûte.

La mise en place séquentielle de magmas de plus en plus mafiques (i.e., plutons de Kensington, Loranger et Sainte-Véronique) requiert que les magmas soient générés dans le manteau les uns après les autres, qu'ils proviennent d'une chambre magmatique continuellement réapprovisionnée en magmas mafiques (Corriveau et Gorton, 1993) ou que les magmas mafiques aient été transportés diapiriquement en même temps que les magmas felsiques (Cruden et al., 1995). La présence de fragments possiblement cogénétiques dans la brèche de Rivard suggère que les magmas stagnent et se différencient à grande profondeur avant leur remontée.

3- La remontée des magmas par propagation de fractures.

La présence de la brèche intrusive de Rivard et la structure de ses épontes démontrent que ces magmas se sont frayés un chemin vers la surface sous forme de dyke en fragmentant et délaminant l'encaissant (section 3.4). La distribution spatiale des plutons et des brèches intrusives dans la région de Mont-Laurier (plutons dans les encaissants riches en marbre - dykes dans les encaissants gneissiques; Fig. 1b) indiquent que la rhéologie des roches de la croûte profonde peut contrôler le mode de mise en place des magmas (Corriveau et Leblanc, 1995). L'extrême ductilité des marbres à haute température (>700°C) inhibe la fracturation et empêche le magma de poursuivre son ascension vers la surface par propagation de fractures; il est piégé par le marbre et s'accumule pour former un pluton. Par contre, dans les encaissants gneissiques, la présence des conduits est préservée.

4- Formation de plutons.

Les premiers magmas qui parviennent aux horizons de marbre réagissent avec eux et sont contaminés formant une carapace de syénite hybride calco-silicatée autour des plutons. L'arrivée séquentielle de magmas résulte en des plutons composites qui percent et déforment leur encaissant.

5- Cristallisation.

L'écoulement fluide cesse lorsque les magmas deviennent trop visqueux (e.g., l'addition de 30% de cristaux dans le liquide augmente la viscosité par un facteur de 3; Jaupart et Tait, 1990). Les magmas cristallisent alors sur place.

3.5. Implications métallogéniques et tectoniques

Les recherches menées sur la brèche de Rivard indiquent que:

- Le magma hôte est une minette âgée de 1.08 Ga.
- Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques étaient assujettis à des températures et des pressions pouvant atteindre 1050°C et 20-25 kbar avant d'être extraits de leur source par le magma hôte. Ils étaient donc en-dehors de la fenêtre de stabilité du diamant. Aucun diamant ni minéral indicateur n'a été décelé, ni dans les tills analysés par Consorminex, ni dans le lamprophyre analysé par Monopros ou traité pour les études isotopiques.

- Les âges modèles Pb et Nd des xénolites et plutons varient de 1.3 à 2 Ga. Ceci implique qu'à 1.08 Ga, la croûte inférieure et le manteau supérieur sous la région de Mont-Laurier étaient paléo- et mésoprotérozoïques. La région ne reposait pas sur le craton archéen à 1.08 Ga.
- Aucun des xénolites étudiés ne représente la source des magmas potassiques de la région, leurs pressions maximales d'équilibre ne sont donc que des limites minimales de la profondeur d'origine de ces magmas.

La Ceinture métasédimentaire de la province de Grenville est interprétée comme un composite formé d'un bassin marginal, d'un arc magmatique, et de sédiments de plate-forme de 1.3 Ga. L'épisode de subduction de 1.3 Ga présupposé à partir de la signature isotopique des magmas potassiques de 1.08 Ga serait compatible avec la nature et la signature géochimique d'arc et de bassin marginal des roches volcaniques dans le terrain de l'Elzevir en Ontario et des amphibolites dans la région de Gatineau (i.e., Smith et Holm, 1990; Williams, 1991). Les complexes gneissiques de la Ceinture métasédimentaire au Québec pourrait être des vestiges du magmatisme d'arc associé à cet épisode de subduction autour de 1.3 Ga. À 1185 Ma, les roches de la région étaient enfouies à ca. 25 km de profondeur et l'effet thermique de l'épaississement avait atteint son paroxysme. Ce métamorphisme régional résulte fort probablement de la collision de l'arc avec un microcontinent et de leur chevauchement vers l'ouest sur le continent laurentien. L'abondance de fragments de mylonites dans la brèche de Rivard implique que la croûte inférieure était disséquée par des zones de cisaillement majeures à 1.08 Ga, ce qui est compatible avec ce modèle de collision.

Des roches archéennes remobilisées sont présentement directement en contact avec, et fort probablement sous la Ceinture métasédimentaire (Guo et Dickin, 1991). Leur apparente absence dans la brèche suggère que la Ceinture métasédimentaire aurait été chevauchée encore plus vers l'ouest après la mise en place de la brèche de Rivard. Une telle réimbrication a eu lieu en Ontario à 1060 Ma (Hanmer et McEachern, 1992; McEachern et van Breemen, 1993). Les parties supérieures de la lithosphère échantillonnées par la brèche se retrouvent donc aujourd'hui probablement directement sous la région de Mont-Laurier, alors que les parties plus profondes sont probablement décalées vers l'est.

Bien que la région ait commencé à être érodée tout de suite après la collision qui précède 1185 Ma (âges U-Pb sur titanite, van Breemen et Corriveau, 1995), le gradient géothermique à 1.08 Ga était toujours élevé et en dehors du champ de stabilité des diamants. De plus, ces magmas ont stagné à l'intérieur du manteau avant leur ascension à travers la croûte et n'ont vraisemblablement pas réussi à atteindre la surface. Le magmatisme alcalin potassique mésoprotérozoïque de la province de Grenville n'a donc pas de potentiel diamantifère (Corriveau et al., 1996). Toutefois, nos travaux n'excluent pas que dans d'autres contextes géologiques, un même type de magma puisse avoir un potentiel diamantifère.

3.5.1. Mécanismes d'ascension des lamprophyres de type minette

La structure des épointes de la brèche de Rivard montre que ces magmas fracturent leur encaissant et en arrachent des fragments à mesure qu'ils se fraient un chemin vers la surface. Cette capacité de fragmentation à grande profondeur est essentielle pour qu'un magma soit une source primaire de diamants. Pourtant, si les fragments produits deviennent trop abondants, l'augmentation de la viscosité qui en résulte peut provoquer la solidification du magma avant qu'il n'atteigne la surface. Dans le cas présent, le magma était particulièrement fluide et hydraté au départ (i.e., très faible viscosité et abondance de minéraux hydratés) et avait, lors du transport des xénolites ultramafiques, une vitesse d'ascension d'au moins 50 cm/s. L'incorporation de xénolites a considérablement ralenti l'ascension du magma et ce dernier s'est figé à environ 20 km de profondeur. L'analyse structurale des plutons et de leur encaissant suggère qu'il suffit d'horizons de marbre à grande profondeur pour que, dans des contextes tectoniques similaires, de tels magmas soient piégés et s'accumulent en profondeur au lieu de parvenir à la surface. Les conditions de remontées semblent de plus, peu propices, à la préservation de diamants: tendance à stagner dans le manteau, durée de résidence dans la croûte trop longue, intense fracturation et bréchification.

Plusieurs types de roches peuvent contenir des diamants (i.e., Brummer, 1978; Haggerty, 1982; Kresten et Nairis, 1982; Gurney, 1989; Mitchell, 1992; Helmstaedt, 1993; Bai et al., 1993a, b; Kepezhinskas et al., 1994; Bardet, 1973), toutefois seules les kimberlites des cratons archéens et, depuis la découverte du gisement d'Argyle en Australie (Janse, 1992), les lamproïtes (roches ultrapotassiques; Bergman, 1987) en marge de ces cratons renferment des gîtes économiques. Les magmas hôtes de ces gîtes ont en commun une source mantellique très profonde sujette à un gradient géothermique très faible et dans le champ de stabilité des diamants. Ces magmas ont traversé et fragmenté des horizons diamantifères de harzburgite, lherzolite ou éclogite pour ensuite remonter en quelques heures à la surface sans oxyder les diamants (i.e., Helmstaedt, 1993; Haggerty, 1986). Les roches volcaniques et lamprophyres associés du Keewatin, région de Baker Lake dans les Territoires du Nord-Ouest (Le Cheminant et al., 1987; Peterson, 1992; Peterson et al., 1994), sont un exemple rare de magmas apparentés aux minettes qui sont remontés jusqu'à la surface. Le dyke d'Akluilak est en outre diamantifère (i.e., MacRae et al., 1996; Northern Miner, 1995a, b). Les recherches sur le dyke de Rivard mettent en évidence des mécanismes d'ascension de magmas alcalins potassiques à travers la croûte et de formation de xénolites.

3.5.2. Enrichissement mantellique à 1.3 Ga

Même s'ils se sont mis en place en milieu continental, sur le craton nord-américain, les magmas potassiques de la région de Mont-Laurier ont une signature géochimique et minéralogique d'arc insulaire. Les travaux sur les plutons potassiques et les xénolites indiquent que le manteau supérieur sous la Ceinture

métasédimentaire à 1.08 Ga était un manteau initialement appauvri qui a été fortement enrichi autour de 1.3 Ga.

Pour que les plutons potassiques soient si homogènes et aient une signature géochimique suggérant qu'ils proviennent directement d'une zone de subduction (Corriveau et Gorton, 1993), l'enrichissement du manteau a dû être particulièrement important. Or, les modèles actuels suggèrent que de tels enrichissements sont pré-requis pour former les diamants (Helmstead, 1993). Le gradient géothermique de la région étant particulièrement bas présentement, ceci implique que même si les magmas alcalins plus vieux que 1 Ga dans le sud-ouest du Grenville ne devraient pas avoir de potentiel diamantifère, il pourrait en être autrement pour les magmas plus récents.

REMERCIEMENTS

Certains aspects de ces travaux constituent une partie intégrante de la thèse de doctorat (en préparation) de David Morin sur la pétrogénèse de la brèche de Rivard. Nous tenons à souligner la participation essentielle de Yuri Amelin et Larry Heaman (ROM) dans l'étude isotopique des xénolites de la brèche de Rivard. L'étude des minéraux lourds dans les tills environnant la brèche a été menée par Dominique Paré et Alyre Savoie de Consorminex Inc. Monopros Ltd a gracieusement analysé à leurs frais, un échantillon du lamprophyre pour vérifier la présence de diamant et/ou de minéraux indicateurs. Les levés spectrométriques ont été effectués sous la supervision de Ray Hetu et Ken Ford par la division des Ressources minérales de la CGC.

Nous remercions tous ceux qui ont contribué au support technique du projet, en particulier Katherine Boggs, Louis Madore, Nalini Mohan et Martin Simard pour la cartographie et l'échantillonnage; Nicolas Lepage, Marco Boutin, Yvon Houde et Luce Dubé (CGQ) pour le dessin sur Correl Draw de la carte géologique du feuillet 31J/6; Marc Greendale, Jean-Pierre Ricbourg et Réal Gosselin (CGQ) pour les analyses chimiques; Jean-Claude Bérubé (CGQ) pour les lames minces; Claudio Cermignani (Université de Toronto) et John Stirling (CGC) pour l'aide technique à la microsonde électronique; Denise Boudreau, Brigitte Lafortune et Christine Laberge (CGQ) pour le support administratif de ce projet, la Réserve faunique de Papineau-Labelle pour l'accès et l'hébergement sur le terrain et Exploration Graphicor Inc. pour l'accès à sa propriété à l'ouest du lac Rivard.

Nous remercions particulièrement Tyson Birkett ainsi que Serge Chevé, Brigitte Dionne et Benoit Dubé pour la critique constructive de ce dossier public et de versions antérieures. Ce dossier a été en partie rédigé alors que Maxime Tellier débutait sa maîtrise sur un projet différent. Nous remercions donc son directeur de thèse Jean Bédard.

RÉFÉRENCES

- Abdurahman, Z.**
1989: Geology and geochemistry of the Chenaux gabbro, near Renfrew, Ontario. Mémoire de maîtrise, Université d'Ottawa, 136p.
- Ackerman, D., Herd, R.K. et Windley, B.F.**
1994: Kornerupine-quartz symplectites representing pseudomorphic replacement of an early phase, probably osumilite, in paragneiss, Grenville province, Lac Sainte-Marie, Quebec, Canada. Geological Society of America, Abstracts with Program, 26: A449.
- Adams, G.E. et Bishop, F.C.**
1982: Experimental investigation of Ca-Mg exchange between olivine, orthopyroxene and clinopyroxene: potential for geobarometry. Earth and Planetary Science Letters, 57: 241-250.
- Adams, G.E. et Bishop, F.C.**
1986: The olivine-clinopyroxene geobarometer: experimental results in the CaO-FeO-MgO-SiO₂ system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94: 230-237.
- Adam, J., Green, T.H. et Day, R.A.**
1992: An experimental study of two garnet pyroxenite xenoliths from the Bullenmerri and Gnotuk maars of western Victoria, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111: 505-514.
- Ageos Sciences Inc.**
1989: Levé électromagnétique hélicoptère et jalonnement (région de Ste-Véronique - Grenville et Maniwaki - Buckingham). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM 051066.
- Amelin, Y.**
1994: Report of investigations on the Pb-Sr-Nd isotopic and U-Pb geochronological study of pyroxenite and granulite xenoliths from a lamprophyre dyke in the SW Grenville Province, Québec. Rapport non publié présenté à la Commission géologique du Canada, 22p.
- Amelin, Y., Corriveau, L. et Morin, D.**
1994: Constraints on the evolution of Grenvillian lithosphere from Nd-Sr-Pb clinopyroxene and garnet and U-Pb zircon study of pyroxenite and mafic granulitic xenoliths. United States Geological Survey Circular 1107: 68.
- Aubert de la Rue, E.**
1948: Les régions de Nomingue et de Sicotte. Rapport géologique 23, Ministère des Mines, Québec, 74p.
- Bai, W.J., Robinson, P.T. et Zhou, M.**
1993a: Diamond-bearing peridotites from Tibetan ophiolites: implications for a subduction-related origin of diamonds. Dans Mid-continent diamonds, édité par K.P.E. Dunne et B. Grant. Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada, Volume de Symposium, 160p.
- Bai, W.J., Zhou, M. et Robinson, P.T.**
1993b: Possibly diamond-bearing mantle peridotites and podiform chromites in the Luobusa and Donqiao ophiolites, Tibet. Revue canadienne des sciences de la Terre, 30: 1650-1659.
- Bardet, M.G.**
1973: Géologie du Diamant. Bureau de Recherche de Géologie Minière, Mémoire 83, 232p.
- Bergman, S.C.**
1987: Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. Dans Alkaline igneous Rocks, édité par J.G. Fitton et B.G. J. Upton. Geological Society Special Publication 30: 103-190.
- Bernier, L.**
1992: Caractéristiques géologiques, lithogéochimiques et pétrologiques des gîtes polymétalliques de Montauban et de Dussault. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 92-03: 31-34.
- Bernier, L.R. et Maclean, W.H.**
1993: Lithogeochemistry of a metamorphosed VMS alteration zone at Montauban, Grenville Province. Exploration Mining Geology, 2:367-386.
- Bertrand, P. et Mercier, J.-C.**
1985: The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? Earth and Planetary Science Letters, 76: 109-122.
- Bertrand, P., Sotin, C., Mercier J.-C.C. et Takahashi, E.**
1986: From the simplest chemical system to the natural one: garnet peridotite barometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93: 168-178.
- Boggs, K.**
- Mid-crustal P-T-t trajectories in the southwestern Grenville Province, Québec. Mémoire de maîtrise, U.Q.A.C., en préparation
- Boggs, K., Corriveau, L. et Herd, R.K.**
1994a: Kornerupine-bearing assemblages from the Papineau-Labelle Wildlife Preserve, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Quebec, Canada. Geological Society of America, Abstracts with Program, 26: A449.
- Boggs, K., van Breemen, O., Corriveau, L. et Sawyer, E.W.**
1994b: New insights on metamorphism in the Central Metasedimentary Belt of Québec, Grenville Province. Mineralogical Magazine, 58A: 105-106.
- Bourne, J.**
1970: Géologie de la région du Lac Cayamant. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP 598, 1 carte.
- Bottinga, Y. et Weill, D.F.**
1970: Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. American Journal of Science, 269: 169-182.
- Bottinga, Y. et Weill D.F.**
1972: The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. American Journal of Science, 272: 438-475.
- Brey, G.P.**
1989: Geothermobarometry for lherzolites: experiments from 10 to 60 kb, new thermobarometers and application to natural rocks. Habilitations thesis, Technische Hochschule Darmstadt, 303p.
- Brey, G.P. et Köhler, T.**
1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology, 31: 1353-1378.
- Brey, G.P., Nickel, K.G. et Kogarko, L.**
1986: Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified (T-dependant) lherzolite barometry and an eclogite-barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 448-455.
- Brey, G.P., Köhler, T. et Nickel, K.G.**
1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites; 1, experimental results from 10 to 60 kb. Journal of Petrology, 31: 1313-1352.
- Brummer, J.J.**
1978: Diamonds in Canada. Bulletin of Canadian Mining and Metallurgy, 71: 64-79.

- Brummer, J.J., MacFadyen, D.A. et Pegg, C.C.**
1992a: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, Northern Ontario, Canada; Part I: early surveys and the surficial geology. *Exploration and Mining Geology*, 1: 339-350.
- Brummer, J.J., MacFadyen, D.A. et Pegg, C.C.**
1992b: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, Northern Ontario, Canada; Part II Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement. *Exploration and Mining Geology*, 1: 351-370.
- Bundy, F.P., Bovenkerk, H.P., Strong, H.M. et Wentorf, Jr., R.H.**
1961: Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamonds. *Journal of Chemistry and Physics*, 35: 383-391.
- Bundy, F.P., Strong, H.M. et Wentorf, Jr., R.H.**
1973: Methods and mechanisms of synthetic diamond growth. *Chemical Physics of Carbon*, 10: 213-262.
- Carl, J., de Lorraine, W., Mose, D. et Shieh, Y.**
1990: Geochemical evidence for a revised Precambrian sequence in the northwest Adirondacks, New York. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 182-192.
- Carswell, D.A.**
1991: The garnet-orthopyroxene Al barometer: problematic application to natural garnet lherzolite assemblages. *Mineralogical Magazine*, 55: 19-31.
- Carswell, D.A. et Gibb, F.G.F.**
1987a: Garnet lherzolite xenoliths in the kimberlites of the northern Lesotho; revised P-T equilibration conditions and upper mantle paleogeotherm. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 473-487.
- Carswell, D.A. et Gibb, F.G.F.**
1987b: Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 499-511.
- Childe, F., Doig, R. et Gariépy, C.**
1993: Monazite as a metamorphic chronometer, south of the Grenville Front, western Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 30:1056-1065.
- Choinière, J.**
1990: Géochimie des minéraux lourds et des sédiments de ruisseau - Région de Papineau-Labelle. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 89-32, 122p.
- Ciesielski, A. et Sharma, K.N.M.**
1995: Geochemistry and petrogenesis of 1280 Ma tonalitic orthogneisses of the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province Quebec. International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian orogenic Belt, Precambrian 1995, Programme et Résumés, p. 307.
- Consorminex Inc.**
1994: Étude des minéraux lourds dans les tills du secteur nord-ouest de la Réserve faunique de Papineau-Labelle. Rapport interne, Commission géologique du Canada, 11p.
- Corriveau L.**
1989: Potassic alkaline plutonism in the southwestern Grenville Province. Thèse de doctorat, Université McGill.
- Corriveau, L.**
1990: Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: Evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology*, 15: 614-617.
- Corriveau, L.**
1991: Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southwestern Grenville Province: plutonic assemblages as indicators of tectonic setting. Commission géologique du Canada, Étude 91-1C, p. 89-98.
- Corriveau, L. et Amelin, Y.**
1994: Sources of Proterozoic K-rich alkaline and shoshonitic magmatism in the SW Grenville Province, Québec: Nd-Sr-Pb isotopic study. United States Geological Survey Circular, 1107: 68.
- Corriveau, L. et Gorton, M.P.**
1993: Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 262-279.
- Corriveau, L. et Jourdain, V.**
1992: Terrane characterization in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville orogen, Lac Nominique, map area, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 92-1C: 81-90.
- Corriveau, L. et Jourdain, V.**
1993: Géologie de la région de lac Nominique (SNRC 31J/6). Commission géologique du Canada, Dossier public 2641, 1 carte annotée à l'échelle 1:50000.
- Corriveau, L. et Leblanc, D.**
1995: Sequential nesting of magmas in marble, SW Grenville Province, Québec: from fracture propagation to diapirism. *Tectonophysics*, 246: 183-200.
- Corriveau, L. et Madore, L.**
1994: Géologie de la région de Duhamel, Québec (SNRC 31J/3). Commission géologique du Canada, Dossier public 2918, 1 carte annotée à l'échelle 1:50000.
- Corriveau, L. et Sharma, K.**
1990: Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southwestern Grenville Province. Rapport du transect LITHOPROBE Abitibi-Grenville.
- Corriveau, L., Heaman, L.M., Marcantonio, F. et van Breemen, O.**
1990: 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province: U-Pb constraints for the timing of subduction-related magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105: 473-485.
- Corriveau, L., Morin, D. et Boggs, K.**
1993: Cibles d'exploration dans la Ceinture métasédimentaire, Province de Grenville, région de Mont-Laurier, Québec (SNRC 31J/2, 31J/3 et 31J/6). Commission géologique du Canada, Dossier public 2617, 11p.
- Corriveau, L., Morin, D. et Madore, L.**
1994: Géologie et cibles d'exploration de la partie centre-est de la Ceinture métasédimentaire du Québec, Province de Grenville. Commission géologique du Canada, Étude 94-C: 355-365.
- Corriveau, L., Morin, D., van Breemen, O., Rivard, B., Tremblay, P., Boggs, K. et Deschênes G.**
1995: Magmatisme et hydrothermalisme dans la Ceinture métasédimentaire du Québec; implications tectoniques et métallogéniques. Guide d'excursion, Amis du Grenville, 28p.
- Corriveau, L., Morin, D., Tellier, M., Amelin, Y. et van Breemen, O.**
1996: Insights on minette emplacement and the lithosphere underlying the southwest Grenville Province of Québec at 1.08 Ga. Dans *Searching for diamond in Canada*, édité par A.N. LeCheminant, R.N.W. Dilabio et K.A. Richardson, Commission géologique du Canada, Dossier public 3228.

- Corriveau, L., van Breemen, O., Morin, D., Amelin, Y., Rivard, B. et Sharma, K.N.M.**
- New light on the Central Metasedimentary Belt of Québec and its lithosphere. Rapport du transect LITHOPROBE Abitibi-Grenville, sous presse.
- Cruden, A.R., Koyi, H. et Schmeling, H.**
1995: Diapiric basal entrainment of mafic into felsic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 131: 321-340.
- Daniellou, P.**
1994: Le graphite naturel cristallin: un marché difficile. L'exemple de Stratmin graphite. Ministère des Ressources naturelles, DV 94-09: 12.
- Davidson, A.**
1986: New interpretations in the southwestern Grenville Province. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 31: 61-74.
- Davidson, A.**
1995: A review of the Grenville orogen in its North American type area. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 16: 3-24.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J.**
1966: An introduction to the rock forming minerals. Longman Group Limited, London, 528p.
- Delaney, P.T. et Pollard, D.D.**
1981: Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *United States Geological Survey, Professional Paper* 1202, 61p.
- De Paolo, D.J. et Wasserburg, G.J.**
1976: Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3: 249-252.
- Dimroth, E.**
1966: Deformation in the Grenville Province between Gatineau and Petite Nation River. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 105: 93-109.
- Doig, R.**
1991: U-Pb zircon dates of the Morin anorthosite suite rocks, Grenville province, Québec. *Journal of Geology*, 99:729-738.
- Dupuy, H., Sharma, K.N.M., Chidiac, Y. et Lévesque, J.**
1989: Géologie de la région de Thurso-Papineauville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 89-08, 1 carte annotée à l'échelle de 1/20 000.
- Easton, R.M.**
1992: The Grenville Province and the Proterozoic history of Central and southern Ontario. Dans *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Special Volume 4/2: 715-904.
- Ehrenberg, S.N.**
1979: Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field. Dans *Kimberlites, Diatremes and Diamonds*. Proceeding of the International Kimberlite Conference, édité par: F.R. Boyd et H.O.A. Meyer, p. 330-344.
- Ellis, D.J. et Green, D.H.**
1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 13-22.
- Emslie, R.F., et Hunt, P.A.**
1990: Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*, 9: 213-231.
- Esperança, S. et Holloway, J.R.**
1986: The origin of the high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable fO_2 and a_{H_2O} . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 504-512.
- Esperança, S. et Holloway, J.R.**
1987: On the origin of some mica-lamprophyre: experimental evidence from mafic minette. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 207-216.
- Fabrics, J.**
1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 329-336.
- Finnerty, A.A. et Ridgen, S.M.**
1981: Olivine barometry: application to pressure estimation for terrestrial and lunar rocks. *Proceedings of Lunar and Planetary Sciences Conference*, 12th, p. 279-281.
- Finnerty, A.A. et Boyd, F.R.**
1987: Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. Dans *Mantle Xenoliths*, édité par P.H. Nixon. J. Wiley and Sons Ltd, p. 381-402.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. et Toscani, L.**
1987: The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth and Planetary Science Letters*, 24: 81-134.
- Friedman, R. et Martignole, J.**
1995: Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 32: 2103-2114.
- Furlong, K. et Myers, J.D.**
1985: Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stoping in magma contamination. *Journal of Volcanological Geothermal Research*, 24: 179-191.
- Gauthier, M.**
1982: Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-03, 105 p., 2 cartes à l'échelle de 1/20 000.
- Gauthier, M. et Brown, A.C.**
1986: Zinc and iron metallogeny in the Maniwaki - Gracefield district, southwestern Québec. *Economic Geology*, 81: 89-112.
- 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*, 78-874: 60-68.
- Grant, N.K. (éd.)**
1993: Origin and structure of the Hyde School Gneiss sequence in the Carthage-Colton mylonite zone. *Friends of Grenville field trip, Adirondack Lowlands*, 63p.
- Green, T.H. et Adam, J.**
1991: Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 341-347.
- Griffin, W.L. et Ryan, C.G.**
1993: Trace elements in garnets and chromites: evaluation of diamond exploration targets. Dans *Diamonds: Exploration, sampling and evaluation*. Proceedings of a short course by the Prospectors and Developers Association of Canada, 1993, 185-212.
- 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*, 48: 2469-2482.

- Guo, A. et Dickin, A.P.**
1991: Tectonic significance of Nd model age mapping in the Grenville province of western Québec. Transect Abitibi-Grenville LITHOPROBE, Rapport 25: 107-109.
- Gurney, J.J.**
1989: Diamonds. Dans Kimberlites and related rocks, vol. 2, édité par J. Ross. Geological Society of Australia Special Publication 14: 935-965.
- Haggerty, S.E.**
1982: Kimberlites in Western Liberia: An overview of the geological setting in a plate tectonic framework. Journal of Geophysical Research, 81: 10811-10826.
- Haggerty, S.E.**
1986: Diamond genesis in a multiply constrained model. Nature, 320:34-38.
- Hanes, J.A., Corriveau, L. et McBride, S.L.**
1994: Late-stage cooling history of the Central Metasedimentary Belt of Québec in the southwestern Grenville Province from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1083-1060 Ma K-rich alkaline plutons. Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada, Résumés et Programme 19: A46.
- Hanmer, S. et McEachern, S.J.**
1992: Kinematical and rheological evolution of a crustal-scale ductile thrust zone, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen, Ontario. Revue canadienne des sciences de la Terre, 29: 1779-1790.
- Harley, S.L.**
1984: An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86: 359-373.
- Harley, S.L. et Green, D.H.**
1982: Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. Nature, 300: 697-701.
- Heaman, L.M. et Machado, N.**
1992: Timing and origin of midcontinent rift alkaline magmatism, North America: evidence from the Coldwell Complex. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110: 289-303.
- Helmstaedt, H.H.**
1993: Natural diamond occurrences and tectonic setting of "primary" diamond deposits. Dans Diamonds: Exploration, sampling and evaluation. Proceedings of a short course by the Prospectors and Developers Association of Canada, 1993, 1-72.
- Hetu, R.J. et Corriveau, L.**
1992: Levé géophysique aéroporté, Bouchette, Québec, Séries géophysique de la Commission géologique du Canada 36031(04)G.
- Hetu, R.J. et Corriveau, L.**
1995: Levé géophysique aéroporté, Papineau, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 2872.
- Hogarth, D.D.**
1981: Partie ouest de la région de Quinnville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-816, 28p., 2 cartes à l'échelle de 1/10 000.
- Hogarth, D.D., Hartree, R., Loop, J. et Solberg, T.N.**
1985: Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. American Mineralogist, 70: 1135-1142.
- Hogarth, D. et van Breemen, O.**
- The Lac à la Perdrix fenite, southern Gatineau district, Quebec: geology and age. Dans Radiogenic age and isotope studies, rapport 9. Commission géologique du Canada, rapport de recherche en cours 1995-F, sous presse.
- Indares, A. et Martignole, J.**
1990a: Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre, 27:357-370.
- Indares, A. et Martignole, J.**
1990b: Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the allochthonous monocyclic belt of the Grenville Province, western Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre, 27:371-386.
- Jacoby, R.**
1975: Région du réservoir Baskatong. Ministère des Richesses naturelles du Québec, R.G. 167, 51p.
- Janse, A.J.A.**
1992: The Argyle diamond discovery, Kimberley region, Australia. Exploration and Mining Geology, 1: 383-390.
- Jaupart, C. et Tait, S.**
1990: Dynamics of eruptive phenomena. Dans Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes, édité par J. Nicholls and J.K. Russel, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 24: 213-238.
- Kennedy, S.C. et Kennedy, G.C.**
1976: The equilibrium boundary between graphite and diamond. Journal of Geophysical Research, 81: 2467-2470.
- Kepezhinskas, P., Defant, M., Baikov, A. et Osipenko, A.**
1994: Diamonds in subduction zones: evidence from the Kamchatka arc. SUBCON conference, Catalina Island, California, p. 222-277.
- Köhler, T.P. et Brey, G.P.**
1990: Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2375-2388.
- Kresten, P. et Nairis, H.J.**
1982: Alno diamonds. Geologiska Foreningens i Stockholm, Forhandlingar, 104: 210.
- Kretz, R.**
1977: Fort-Coulonge - Otter Lake - Kazabazua area, Pontiac - Temiscamingue and Gatineau electoral districts. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-514, 309p., 3 cartes.
- Kretz, R.**
1983: Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Kretz, R., Jones, P. et Hartree, R.**
1989: Grenville metagabbro complexes of the Otter Lake area, Québec. Revue canadienne des sciences de la Terre, 26:215-230.
- Krogh, E.J.**
1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - reinterpretation of existing experimental data. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 44-48.
- Krogh, T.E.**
1982: Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 637-649.
- Label-Drolet, S. et Avramtchev, L.**
1979: Gîte minéraux du Québec, Région de l'Abitibi, feuillet Deep River, carte M314, 31K.
- Langlais, L.**
1991: Géologie de la région du Lac Sainte-Marie, comté de Gatineau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport final, 181p.

- Lapointe, S.**
1995: Étude métallogénique de gîtes d'uranium, de molybdène et de terres rares de types magmatiques et métasomatiques d'âge protérozoïque dans le sud de la province de Grenville, région de Maniwaki-Grand Remous, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 218p.
- Lapointe, S., Gauthier, M. et Nantel, S.**
1993: Étude d'indices d'uranium, de thorium et de molybdène dans la région de Maniwaki-Grand Remous. Ministère des Ressources naturelles, MB 93-68.
- Laznicka, P.**
1988: Breccias and coarse fragmentites. Developments in Economic Geology, 25, Elsevier, Amsterdam.
- Le Cheminant, A.N., Miller, A.R. et Le Cheminant, G.M.**
1987: Early Proterozoic alkaline igneous rocks, district of Keewatin, Canada: petrogenesis and mineralization. Dans Geochemistry and Mineralization of Proterozoic volcanic suites, édité par T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale et D. Rickard, Geological Society Special Publication, 33: 219-240.
- Lévesque J. et Sharma, K.N.M.**
1994: Études structurales à l'aide d'images Landsat-TM, Radar-Seasat et Radar-aéroportés dans les régions de l'Outaouais et de la Gatineau. Ministère des Ressources naturelles, MB 94-10, 1 carte.
- Lindsley, D.H.**
1983: Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68: 477-493.
- Lindsley, D.H. et Anderson, D.J.**
1983: A two pyroxene thermometer. Journal of Geophysical Research, 88A: 887-906.
- Lister, J.R. et Kerr, R.C.**
1991: Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. Journal of Geophysical Research 96B6: 10049-10077.
- Logan, W.E., Ells, R.W., Adams, F.D. et Giroux, N.J.**
1912: Géologie du feuillet Grenville à l'échelle du 1/253440. Commission géologique du Canada, Carte No. 750.
- Lorenz, V.**
1985: Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. Transaction of the Geological Society of South Africa, 88: 459-479.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A. et Hasenaka, T.**
1989: Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt. Journal of Geophysical Research, 94: 4515-4530.
- MacGregor, I.D.**
1974: The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. American Mineralogist, 59: 110-119.
- Machado, N., David, J., Carignan, J. Zhang, Q. et Gariépy, C.**
1991: Géochronologie U-Pb du territoire québécois, 2ième rapport intérimaire: résultats 1990-1991. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport interne.
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Lones, A.L. et Mudry, M.P.**
- Preliminary report: The diamondiferous Aklulâk lamprophyre dyke, Gibson lake area, NWT. Dans Searching for diamonds in Canada, édité par A.N. LeCheminant, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson, Commission géologique du Canada, Dossier public 3228.
- Madore, L., Sharma, K.N.M., Globensky, Y. et Giguère, E.**
1994: Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge (SNRC 31F). Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-39, 23p.
- Marcantonio, F., McNutt, R.H., Dickin, A. P. et Heaman, L.M.**
1990: Isotopic evidence for the crustal evolution of the Frontenac Arch in the Grenville Province of Ontario, Canada. Chemical Geology, 83: 297-314.
- Marsh, B.D.**
1981: On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78: 85-98.
- Martignole, J. et Corriveau, L.**
1991: Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville Province: lithology and structure of the Saint-Jovite map area, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 91-1C:77-87.
- Martignole, J. et Corriveau, L.**
1993: Géologie de la région de Saint-Jovite, Québec (SNRC 31J/2). Commission géologique du Canada, Dossier public 2640, 1 carte annotée.
- Martignole, J. et Friedman, R.**
1993: Age constraint on terrane assembly along the Montréal-Val-d'Or, Grenville Province (Québec). Lithoprobe Abitibi-Grenville, Rapport 33: 167-170.
- Martignole, J. et Pouget, P.**
1995: A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. Revue canadienne des sciences de la Terre, 31: 1714-1726.
- Martignole, J., Rahmani-Stiquel, A. et Reynolds, P.**
1994: ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology along the western Québec transect of the Grenville Province. Lithoprobe Abitibi-Grenville, Rapport 41: 99-102.
- McEachern, S.J. et van Breemen, O.**
1993: Age of deformation within the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone, southwest Grenville Orogen: constraints on the collision of the Mid-Proterozoic Elzevir terrane. Revue canadienne des sciences de la Terre, 30: 1155-1165.
- McLelland, J., Chiarenzelli, J. et Perham, A.**
1991: Age, field, and petrological relationships of the Hyde School gneiss, Adirondack lowlands, New York: criteria for an intrusive igneous origin. Journal of Geology, 100: 69-90.
- Mitchell, R.H.**
1986: Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. Plenum Press, New York, 447p.
- Mitchell, R.H.**
1992: Kimberlites and lamproïtes: primary sources of diamond. Geoscience Canada, 18: 1-16.
- Moore, J.M.**
1982: Stratigraphy and tectonics of the Grenville Orogen in eastern Ontario. 1982 Grenville workshop, Rideau Ferry, Résumés, p.7.
- Morin, D.**
- La brèche intrusive de Rivard et ses xénolites -implications sur la mise en place, nature et origine des magmas de type minette et des composantes ultramafiques de la lithosphère grenvillienne. Titre provisoire, thèse de doctorat en préparation.

- Morin, D. et Corriveau, L.**
1995: Xenolith formation and transport in a 1.08 Ga minette intrusion breccia: sampling of the Grenvillian lithosphere. International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian orogenic Belt, Precambrian 1995, Programme et Résumés, p. 299.
- Morin, D. et Corriveau, L.**
- Fragmentation processes and xenolith transport in a Proterozoic minette dyke, SW Grenville Province, Québec. Contributions to Mineralogy and Petrology, sous presse.
- Morin, D., Corriveau, L., Tellier, M.L. et van Breemen, O.**
1994: A 1070 Ma ultrapotassic breccia dyke in the Central metasedimentary Belt of Québec. Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada, Résumés et Programme 19: A79.
- Mukhopadhyay, B.**
1991: Garnet-clinopyroxene geobarometry: the problems, a prospect, and an approximate solution with some applications. American Mineralogist, 76: 512-529.
- Nantel, S.**
1994a: Les tourmalines et les roches riches en tourmaline dans la partie sud de la Province de Grenville, Québec, et leur association avec les minéralisations en Zn et en Cu-Co±Au. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-52, 24p.
- Nantel, S.**
1994b: Association coticules-tourmalinites et minéralisations en Cu-Co±Au dans la région de Saint-Jovite, partie sud de la Province de Grenville: importance de ce métalotecte pour l'exploration de gîtes de type exhalatif. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-15, 16p.
- Neymark, L.A.**
1990: Lead isotopes, Pb TDM parameter, and the crustal pre-history of rocks. International Conference on Geochronology. Geological Society of Australia, 27:70.
- Nickel, K.G. et Brey, G.**
1984: Subsolidus orthopyroxene-clinopyroxene systematics in the system CaO-MgO-SiO₂ to 60 kb: a re-evaluation of the regular solution model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87: 35-42.
- Nickel, K.G. et Green, D.H.**
1985: Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. Earth and Planetary Science Letters, 73: 158-170.
- Northern Miner**
1995a: Parker Lake diamond discovery prods sleepy market. Northern Miner, 80-51: 6.
- Northern Miner**
1995b: Parker Lake diamond discovery sparks interest. Northern Miner, 81-12: 6.
- O'Neill, H.S.C. et Wall, V.J.**
1987: The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle. Journal of Petrology, 28: 1169-1191.
- Ozawa, K.**
1983: Evaluation of olivine-spinel geothermometry as indicator of thermal history for peridotites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82: 52-65.
- Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D. et Sullivan, R.W.**
1987: Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 87-2: 3-9.
- Pehrsson, S., Hanmer, S. et van Breemen, O.**
- Geochronological test of an ensialic marginal basin origin for the Raglan gabbro belt, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen. Revue canadienne des sciences de la Terre, sous presse.
- Peterson, T.D.**
1992: Early Proterozoic ultrapotassic volcanism of the Keewatin hinterland, Canada. Dans Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, édité par H.O.A. Meyer et O.H. Leonardos. Proceedings, 5th International Kimberlite Conference, vol. 1. CPRM, Brasilia, p. 221-235.
- Peterson, T.D., Esperança, S. et LeCheminant, A.N.**
1994: Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada. Mineralogy and Petrology, 51: 251-276.
- Pollard, D.D.**
1987: Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. Dans Mafic dyke swarm, édité par H.C. Halls et W.F. Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper 34: 5-24.
- Pollock, D.W.**
1956: Rapport préliminaire sur la région d'Addington-Labelle, comtés de Papineau et de Labelle. Ministère des Mines, Québec, R.P. 321, 5p., 1 carte à l'échelle du 1/63 360.
- Pollock, D.W.**
1957: Rapport préliminaire sur la région de Preston-Gagnon, districts électoraux de Papineau et de Labelle. Ministère des Mines, Québec, R.P. 334, 6p., 1 carte à l'échelle du 1/63 360.
- Pollock, D.W.**
1960: Rapport préliminaire sur la région de Rocheblave, districts électoraux de Papineau et de Labelle. Ministère des Mines, Québec, R.P. 408, 8p., 1 carte à l'échelle du 1/63 360.
- Pollock, D.W.**
1961: Rapport préliminaire sur la région de Lesage-Rivard, comté Labelle. Ministère des Richesses naturelles, Québec, 12p.
- Powell, R.**
1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. Journal of Metamorphic Geology, 3: 231-243.
- Pringle, G.J.**
1989: A fortran computer program to produce corrected microprobe analyses. Commission géologique du Canada, Dossier public 2127.
- Rivard, B., Corriveau, L., Harris, L. et Singhroy, V.**
1996: Structuration de la zone de déformation grenvillienne de Nominigüe-Chénéville interprétée à l'aide d'images satellitaires radar. Association professionnelle des Géologues et Géophysiciens du Québec, Programme et Résumés.
- Rive, M.**
1976: Région de Sainte-Véronique. Ministère des Richesses naturelles du Québec, R.G. 182, 68p.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A.**
1989: New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics, 8: 63-84.
- Rock, N.M.S.**
1977: The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations. Earth Science Review, 13: 123-169.
- Rock, N.M.S.**
1991: Lamprophyres. Blackie and Son Ltd, 285p.2
- Roscoe, R.**
1952: The viscosity of suspensions of rigid spheres. British Journal of Applied Physics, 3: 267-269.

- Rubin, A.M.**
1993: Tensile fracture of rock at high confining pressure: implication for dyke propagation. *Journal of Geophysical Research* 98B9: 15919-15935.
- Sangster, A., Gauthier, M. et Gower, C.F.**
1992: Metallogeny of structural zones, Grenville province, northeastern North America. Dans *Precambrian metallogeny related to plate tectonics*, édité par G.Gaal et K.J. Schulz. *Precambrian Research*, 58: 410-426.
- Schandl, E.S. et Gorton, M.P.**
1994: Mobility of Rare Earth Elements: a new tool for VMS exploration. *Prospector and Developers Association of Canada, Résumés avec programme, articles W-4.*
- Sharma, K.N.M., Lévesque, J., Hocq, M. et Rive, M.**
1993: Excursion des Amis du Grenville au Québec- observations structurales et importance économique- Région de Grand-Remous - Maniwaki - Danford Lake. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 93-50, 48p.
- Sharma, K.N.M., Giguère, E., Cimon, J. et Madore, L.**
1995a: Les roches ultramafiques dans le Grenville de l'Outaouais: contexte tectonique et potentiel minéral. Ministère des Ressources naturelles, Québec, PRO 95-08, 10p.
- Sharma, K.N.M., Singhroy, V.H. et Lévesque, J.**
1995b: Discussion: a two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 32: 1474-1478.
- Shaw, H.R.**
1969: Rheology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology*, 10: 510-535.
- Shaw, H.R.**
1972: Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272: 870-893.
- Sillitoe, R.H.**
1985: Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80: 1467-1514.
- 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*, 88: 505-541.
- Smith, T.E. et Holm, P.E.**
1990: The petrogenesis of mafic minor intrusions and volcanics of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada: MORB and OIB sources. *Precambrian Research*, 48: 361-373.
- Spera, F.J.**
1980: Aspects of magma transport. Dans *Physics of Magmatic Processes*, édité par R.B. Hargraves, Princeton University Press, New Jersey, pp. 265-323.
- Spera, F.J.**
1984: Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88: 217-232.
- Tremblay, P., Corriveau, L. et Daigneault, R.A.**
1993: Géologie de la Réserve faunique de Papineau-Labelle - rallyes géologiques. INRS-Géoresources, 1 carte annotée, rallyes et photos.
- Tremblay, P., Corriveau, L. et Daigneault, R.A.**
1996: Si la Terre m'était contée; géologie de la réserve faunique de Papineau-Labelle. INRS-Géoresources, 64p.
- van Breemen, O. et Corriveau, L.**
1995: Evolution of the Central Metasedimentary Belt in Quebec, Grenville orogen: U-Pb geochronology. *International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian orogenic Belt, Precambrian 1995, Programme et Résumés*, p. 137.
- Wallace, P. et Carmichael, I.S.E.**
1989: Minette lavas and associated leucites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103: 470-492.
- Wells, P.R.A.**
1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62: 129-139.
- Williams, P.J.**
1991: Metamorphosed boninitic basalts, arc tholeiites, and cryptic volcanic stratigraphy from the Elzevir terrane of the Grenville Province, Calumet mine, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 9: 26-34.
- Wilson, G.C.**
1993: Mafic-ultramafic intrusions, base-metal sulphides, and platinum group element potential of the Grenville province in southeastern Ontario. Ontario Geological Survey, Dossier public, 195p.
- Wynne-Edwards, H.R., Gregory, A.F., Hay, P.W., Giovanella, C.A. et Reinhardt, E.W.**
1966: Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 66, 32p.
- Wynne-Edwards, H. R.**
1969: Tectonic overprinting in the Grenville Province, southwestern Quebec. *Geological Association of Canada, Special Paper 5*: 163-182.
- Wynne-Edwards, H. R.**
1972: The Grenville Province. *Geological Association of Canada, Special Paper 11*: 265-334.
- Young, D.A.**
1995: Kornerupine-group minerals in Grenville granulite-facies paragneiss, Reading Prong, New Jersey. *The Canadian Mineralogist*, 33: 1255-1262.

ANNEXE

Tableau 9: Liste des abréviations utilisées dans ce rapport, minéraux (Kretz, 1983)

Am	amphibole	km	kilomètre
Ap	apatite	m	mètre
Bt	biotite	cm	centimètre
Car	carbonates	mm	millimètre
Cep	chalcopyrite	Ga	milliards d'années
Cpx	clinopyroxène	Ma	millions d'années
Crd	cordiérite	UTM	projection transverse Mercator
Ep	épidote	ppm	parties par million
Fel	feldspath	% poids	pourcentage poids
Grt	grenat	% mol.	pourcentage molaire
Ilm	ilménite	kg	kilogramme
Krn	kornéropine	g	gramme
Mag	magnétite	mg	milligramme
Ms	muscovite	kbar	kilobar
Ol	olivine	Mpa	mégapascal
Opa	opaques	Pa·s	Pascal-secondes
Opx	orthopyroxène	Fo	composante forstérite dans l'olivine
Oxy	oxydes	MERQ	Ministère Énergie et Ressources, Québec (avant 1993)
Phl	phlogopite	MRNQ	Ministère des Ressources naturelles, Québec (à partir de 1993)
Pn	pentlandite	CGC	Commission géologique du Canada
Po	pyrrhotine		
Py	pyrite		
Qtz	quartz		
Sep	scapolite		
Sil	sillimanite		
Sul	sulfures		
Tlc	talc		
Ttn	titanite		
Tur	tourmaline		
Zrn	zircon		

Tableau 10: Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika

* EXAMINE * 1er JANVIER 1993

NO. GM	DETENTEUR	DESCRIPTION
*GM DU CANTON (SEIG) : RIVARD		
GM 51066	RESSOURCES GRAPHICOR INC	LEVE ELECTROMAGNETIQUE HELIPORTE ET JALONNEMENT, REGIONS DE SAINTE-VERONIQUE, GRENVILLE, MANIWAKI ET BUCKINGHAM. 1989. 31 page(s) 40 plan(s). 27 (mf). Canton(s): ROBERTSON /AUMOND /KENSINGTON /BOUTHILLIER /WABASSEE /KIAMIKA /RIVARD /DUDLEY /MCGILL /FRANCHERE /LEMAN /PERODEAU /BRUNET /MOUSSEAU /ROCHON /BOYER /TURGEON /DAILLON SNRC: 031J auteur(s):ST-HILAIRE, C
GM 51080	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UNE RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE ET DE PROSPECTION A L'AIDE DU BEEP MAT [BM 11], PROPRIETE RIVARD I. 1990. 9 page(s) 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): RIVARD SNRC: 031J/06 auteur(s):BLAIN, M details de localisation:SUD-OUEST DE NORD-OUEST.
GM 51085	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UNE CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE, D'ECHANTILLONNAGE LITHOGEOCHIMIQUE ET DE PROSPECTION AU BEEP MAP [BM II], PROPRIETE RIVARD II. 1990. 12 page(s) 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): RIVARD SNRC: 031J/06 auteur(s):BLAIN, M details de localisation:PARTIE NORD-EST.
GM 51086	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UN LEVE ELECTROMAGNETIQUE [MAX MIN], PROPRIETE RIVARD II. 1990. 32 page(s) 3 plan(s). 3 (mf). Canton(s): RIVARD SNRC: 031J/06 auteur(s):BUREAU, M details de localisation:PARTIE NORD-EST.

Tableau 10 (suite): Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika

■ EXAMINE ■ 1er JUIN 1990

NO. GM	DETENTEUR	DESCRIPTION
* GM DU CANTON (SEIG) : KIAMIKA *		
GM 11322		INSPECTION REPORT. 1945. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WADDINGTON, G W détails de localisation: RANG NORD DU CHEMIN CHAPLEAU: LOT 9.
GM 19937	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1965. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 48.
GM 19938	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1965. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 38.
GM 19939	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1965. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 34.
GM 19975	COLONISATION, MIN	2 JOURNAUX DE SONDAGE. 1965. 2 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 39.
GM 26334	MINES URANIUM MONT-LAURIER INC	RAPPORT D'UN LEVE SPECTROMETRIQUE AERIEN. 1969. 7 page(s). 3 plan(s). 1 (mf). Canton(s): CAMPBELL /DECARIE /KIAMIKA SNRC: 031J/06 ,031J/11 ,031J/14 auteur(s): SABOURIN, J G détails de localisation: CAMPBELL: RANG II, RANG III & RANG IV. NORD-OUEST DECARIE: RANG II, RANG III & RANG IV KIAMIKA: RANG V, LOTS 45 A 52 RANG VI, LOTS 35 A 52 RANG VII, LOTS 35 A 52.
GM 35242	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1970. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOTS 18 ET 19B.
GM 35243	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1968. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOTS 21 ET 22.
GM 35244	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1967. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 34.
GM 35245	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1968. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VII: LOT 47.
GM 35246	COLONISATION, MIN	1 JOURNAL DE SONDAGE. 1968. 1 page(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA SNRC: 031J/06 auteur(s): WARREN, B détails de localisation: RANG VI: LOT 19.

Tableau 10 (suite): Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika

* EXAMINE * 1er JANVIER 1993

NO. GM	DETENTEUR	DESCRIPTION
*GM DU CANTON (SEIG) : KIAMIKA		
GM 51066	RESSOURCES GRAPHICOR INC	LEVE ELECTROMAGNETIQUE HELIPORTE ET JALONNEMENT, REGIONS DE SAINTE-VERONIQUE, GRENVILLE, MANIWAKI ET BUCKINGHAM. 1989. 31 page(s) 40 plan(s). 27 (mf). Canton(s): ROBERTSON /AUMOND /KENSINGTON /BOUTHILLIER /WABASSEE /KIAMIKA /RIVARD /DUDLEY /MCGILL /FRANCHERE /LEMAN /PERODEAU /BRUNET /MOUSSEAU /ROCHON /BOYER /TURGEON /DAILLON SNRC: 031J auteur(s):ST-HILAIRE, C
GM 51088	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UNE CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE ET D'ECHANTILLONNAGE LITHOGEOCHIMIQUE, PROPRIETE KIAMIKA, BLOCS NORD ET SUD. 1990. 15 page(s) 2 plan(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):BLAIN, M details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 26 A 35 RANG SUD, LOTS 1 A 4 RANG NORD, LOTS 1 A 4 MONTIGNY: RANG IX, LOTS 15 A 19 RANG SUD, RANG NORD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.
GM 51089	RESSOURCES GRAPHICOR INC	REPORT ON PROSPECTING, RECONNAISSANCE GEOLOGICAL MAPPING AND ELECTROMAGNETIC [MAX MIN] SURVEY. 1990. 7 page(s) 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):WAHL, D G /WOOLHAM, R W /TYLER, P A /TRINDER, I D /EVOY, R W details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 30 A 35 RANG SUD, LOTS 1 A 4 RANG NORD, 1/2 SUD LOTS 1 & 2 MONTIGNY: RANG SUD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46, 47 RANG NORD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.
GM 51090	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UN LEVE ELECTROMAGNETIQUE [MAX MIN], PROPRIETE KIAMIKA NORD ET SUD. 1990. 16 page(s) 9 plan(s). 4 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):ST-HILAIRE, C details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 26 A 35 RANG NORD, LOTS 1 A 4 RANG SUD, LOTS 1 A 4 MONTIGNY: RANG IX, LOTS 15 A 19 RANG NORD DU CH. CHAPLEAU, LOTS 46, 47 RANG SUD DU CH. CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.

Tableau 10 (suite): Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika

* EXAMINE * 1er JANVIER 1993

NO. GM	DETENTEUR	DESCRIPTION
*GM DU CANTON (SEIG) : MONTIGNY		
GM 51088	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UNE CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE ET D'ECHANTILLONNAGE LITHOGEOCHIMIQUE, PROPRIETE KIAMIKA, BLOCS NORD ET SUD. 1990. 15 page(s) 2 plan(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):BLAIN, M details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 26 A 35 RANG SUD, LOTS 1 A 4 RANG NORD, LOTS 1 A 4 MONTIGNY: RANG IX, LOTS 15 A 19 RANG SUD, RANG NORD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.
GM 51089	RESSOURCES GRAPHICOR INC	REPORT ON PROSPECTING, RECONNAISSANCE GEOLOGICAL MAPPING AND ELECTROMAGNETIC [MAX MIN] SURVEY. 1990. 7 page(s) 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):WAHL, D G /WOOLHAM, R W /TYLER, P A /TRINDER, I D /EVOY, R W details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 30 A 35 RANG SUD, LOTS 1 A 4 RANG NORD, 1/2 SUD LOTS 1 & 2 MONTIGNY: RANG SUD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46, 47 RANG NORD DU CHEMIN CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.
GM 51090	RESSOURCES GRAPHICOR INC	RAPPORT D'UN LEVE ELECTROMAGNETIQUE [MAX MIN], PROPRIETE KIAMIKA NORD ET SUD. 1990. 16 page(s) 9 plan(s). 4 (mf). Canton(s): KIAMIKA /MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s):ST-HILAIRE, C details de localisation:KIAMIKA: RANG XII, LOTS 26 A 35 RANG NORD, LOTS 1 A 4 RANG SUD, LOTS 1 A 4 MONTIGNY: RANG IX, LOTS 15 A 19 RANG NORD DU CH. CHAPLEAU, LOTS 46, 47 RANG SUD DU CH. CHAPLEAU, LOTS 46 A 48.

Tableau 10 (suite): Références du MRNQ concernant les cantons de Rivard, Montigny et Kiamika

« EXAMINE » 1er JUIN 1990

NO.GM	DETENTEUR	DESCRIPTION
* GM DU CANTON (SEIQ) : MONTIGNY *		
GM 00007	QUEBEC SMELTING+REFINING CORP	REPORT ON MAGNETITE DEPOSITS. 1949. 2 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): MORGAN, J H
GM 00510	CLAIMS MCDUGALL/	GEOLOGICAL REPORT. 3 DDH LOGS WITH SECTIONS AND ANALYSIS. 1944. 13 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): GILL, J E /HOPPER, R V
GM 00749	QUEBEC SMELTING & REFINING LTD	3 DDH LOGS. 1949. 16 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06
GM 04337	GRAND MANITOU MINES LTD	3 DDH LOGS. 1956. 5 page(s). 2 plan(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): CARBONNEAU, C
GM 10851	LUMAU MINING CORP	GEOLOGICAL REPORT. 1961. 6 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): HENDRICKS, J L
GM 11083	GRAND MANITOU MINES LTD	2 DDH LOGS. 1961. 4 page(s). 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): JUTEAU, L
GM 14466	GARNEY MINES LTD	GEOLOGIE ET TRAVAUX DE DEVELOPPEMENT. 1964. 35 page(s). 1 plan(s). 1 (mf). Canton(s): DESTOR /DUPARQUET /MONTIGNY SNRC: 032D/06 ,032D/11 ,031J/06 auteur(s): LEBLANC, R
GM 18560		REPORT ON MAGNETITE DEPOSIT AND SAMPLING RESULTS. 1942. 6 page(s). 2 plan(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): WADDINGTON, G W
GM 18562		REPORT ON MAGNETITE DEPOSITS AND SAMPLING RESULTS. 1944. 10 page(s). 5 plan(s). 3 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): WADDINGTON, G W
GM 26744	CLAIMS VIEL/	ESSAI DE CONCENTRATION SUR UN MINERAI DE FER. 1970. 6 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): JAILLET, J B
GM 27587	CLAIMS DESBIENS/	RAPPORT DE TRAVAUX DE RECHERCHES EN LABORATOIRE. 1972. 2 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): JAILLET, J B
GM 28474	CLAIMS DESBIENS/	RAPPORT D'ESSAIS DE CONCENTRATION. 1973. 4 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): JAILLET, J B
GM 31844	CLAIMS DESBIENS/	RAPPORT D'UNE ETUDE D'EVALUATION TECHNIQUE ET DE RENTABILITE. 1975. 15 page(s). 1 (mf). Canton(s): MONTIGNY SNRC: 031J/06 auteur(s): DUFOUR, R /ROBIN, A

Tableau 11: Résultats de l'inspection des concentrés lourds dans les tills

Echantillons	Poids (g)	Examiné (g)	Grenats	Diopsides	Autres	Commentaires et présences à souligner
93CQA-001	1,50	1,50				Sphène abondant
93CQA-002	0,60	0,60				Ilménite noire anguleuse
93CQA-003	0,20	0,20				Ilménite noire anguleuse
93CQA-004	4,30	4,30				Grenat jaune-orange dominant; ilménite anguleuse(f4)
93CQA-005	1,10	1,10				Ilménite dominante
93CQA-006	0,55	0,55				Ilménite dominante
93CQA-007	4,55	4,55				Cordiérite, sphène(f7.1), OPX brun, zircon(f7.2) et spinelle bleue
93CQA-008	2,00	2,00				Grenat rose dominant
93CQA-009	1,25	1,25				Ilménite noire
93CQA-010	1,65	1,65				Grenats rose et orange dominants
93CQA-011	3,50	3,50				Ilménite n.(f11.1), cordiérite(f11.2), rutile noir, spinelle bleue et sphène
93CQA-012	0,95	0,95				Ilménite et rutile noirs; gros zircons(f12)
93CQA-013	1,50	1,50				Ilménite noire et grenat jaune
93CQA-014	1,60	1,60				Ilménite noire et grenat ambre(f14)
93CQA-015	1,40	1,40				Ilménite noire et gros zircons
93CQA-016	2,95	2,95				Ilménite(f16.1), grenat ambre(f16.2), scheelite?(f16.3) et sphène(f16.4)
93CQA-017	0,70	0,70				Scheelite?(f17)phène et grenat jaune
93CQA-018	1,10	1,10				OPX brun(f18.1), scheelite?(f18.2), CPX givré(f18.3), zircon(f18.4)
93CQA-019	8,30	4,30				Grenat rose dominant; ilménite noire(f19) et rutile noir
93CQA-020	1,20	1,20				Ilménite noire et orthopyroxène brun
93CQA-021	1,75	1,75				Orthopyroxène brun, ilménite noire et sphène
93CQA-022	0,55	0,55				Orthopyroxène brun et ilménite noire
93CQA-023	3,55	3,55				Ilménite, scheelite?(f23.1), cordiérite(f23.2), sphène(f23.3) et OPX brun
93CQA-024	3,40	3,40				Grenats rose et orange et diopside dominants
93CQA-025	0,90	0,90				Orthopyroxènes brun(f25) dominant
93CQA-026	1,80	1,80				Ilménite noire, orthopyroxènes jaune et brun
93CQA-027	0,65	0,65				Grenats dominants; ilménite noire
93CQA-028	0,90	0,90				Grenats rose et orange dominants; ilménite noire
93CQA-029	5,85	5,85				Ilménite noire(f29.1), rutile noir, OPX brun et spinelle bleue(f29.1)
93CQA-030	4,20	4,20				Orthopyroxène brun, zircon vert et rutile noir
93CQA-031	2,35	2,35				Ilménite noire(f31), sphène givré et orthopyroxène jaune
93CQA-032	1,40	1,40				Ilménite noire, scheelite?(f32) et orthopyroxène brun
93CQA-033	1,15	1,15				Gros zircons incolores, orthopyroxène brun et ilménite noire
93CQA-034	0,85	0,85				Orthopyroxène brun et ilménite noire
93CQA-035	2,90	2,90				Zircon vert, orthopyroxène brun et ilménite noire anguleuse
93CQA-036	1,85	1,85				Grenats dominants; ilménite noire anguleuse et rutile noir
93CQA-037	6,55	6,55				OPX brun, scheelite?(f37.1) et spinelle bleue-verte(f37.2)
93CQA-038	6,95	4,14				Grenat rose dominant; ilménite et rutile noirs
93CQA-039	2,15	2,15				Orthopyroxène brun dominant; ilménite noire anguleuse
93CQA-040	7,30	4,10				Spinelle bleue(f40.1), scheelite?(f40.2), orthopyroxène brun et ilménite noire
93CQA-041	5,15	5,15				Ilménite et rutile noirs et orthopyroxène brun
93CQA-042	1,70	1,70				Ilménite noire anguleuse et orthopyroxène brun
93CQA-043	4,20	4,20				Ilménite noire anguleuse
93CQA-044	1,25	1,25				Orthopyroxène brun
93CQA-045	4,10	4,10				Rutile noir et orthopyroxène brun

Notes: La catégorie Grenat se réfère aux grenats mauves fortement soupçonnés d'être des pyropes kimberlitiques.
 La catégorie Diopside se réfère aux diopsides verts-néon fortement soupçonnés d'être des diopsides chromifères.
 La catégorie Autres se réfère à des pico-ilménites, grenats jaune-orange et autres minéraux indicateurs de kimberlites.

Analyse effectuée par CONSORMINEX INC.